

МИНИСТЕРСТВО СЕЛЬСКОГО ХОЗЯЙСТВА
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ФГБОУ ВО «Кубанский государственный
аграрный университет имени И. Т. Трубилина»

ГЕОХИМИЯ И ГЕОФИЗИКА БИОСФЕРЫ

Учебное пособие

Краснодар
КубГАУ
2018

УДК 550.3/.4:504.7(075.8)

ББК 28.080.3

Г36

Р е ц е н з е н т ы :

А. В. Смагин – доктор биологических наук, профессор
(Московский государственный университет
имени М. В. Ломоносова);

А. И. Мельченко – доктор биологических наук, доцент
(Кубанский государственный аграрный университет
имени И. Т. Трубилина)

Г36 **Геохимия и геофизика биосферы** : учеб. пособие /
Д. А. Антоненко, И. Ф. Высоцкая, Ю. Ю. Никифоренко,
Е. А. Перебора. – Краснодар : КубГАУ, 2018. – 89 с.

ISBN 978-5-00097-605-0

В учебном пособии рассмотрены история возникновения геохимии и геофизики биосферы, особенности функционирования ландшафтно-геохимических систем и их классификация.

Цель издания дать представление обучающимся о геохимической и миграционной структуре ландшафтов, закономерностях протекания главных ландшафтно-геохимических процессов.

Предназначено для обучающихся по направлению подготовки 05.03.06 Экология и природопользование.

УДК 550.3/.4:504(075.8)

ББК 28.080.3

- © Антоненко Д. А.,
Высоцкая И. Ф.,
Никифоренко Ю. Ю.,
Перебора Е. А., 2018
- © ФГБОУ ВО «Кубанский
государственный аграрный
университет имени
И. Т. Трубилина», 2018
- © Лиханская Н. П., оформление
обложки, 2018

ISBN 978-5-00097-605-0

ВВЕДЕНИЕ

Геохимия и геофизика биосферы – направления, которые развивались в рамках учения о биосфере, основанного великим ученым В. И. Вернадским. Знание основ геохимии и геофизики биосферы является важным в подготовке современных специалистов в области экологии и природопользования.

Сегодня исследование закономерностей взаимодействия живых объектов с окружающей средой является основным в решении многих экологических проблем. Согласно учению В. И. Вернадского биосфера представляет собой «область жизни», состоящая из живых систем всех уровней организации и среды их обитания (атмосферы, литосферы и гидросферы). Все компоненты этой хрупкой оболочки жизни тесно связаны между собой, и какие-либо изменения в одном звене неразрывной цепи влекут за собой нарушения в других ее звеньях.

Геофизика биосферы – это комплекс наук, исследующих физическими методами строение Земли. В широком смысле геофизика изучает физику твердой Земли (земную кору, мантию, внешнее и внутреннее ядро), физику океанов, поверхностных и подземных вод суши, а также физику атмосферы (метеорологию, климатологию).

Геохимия биосферы (биогеохимия) изучает закономерности распределения химических элементов в пространстве и времени, появление и преобразование форм отдельных элементов, их миграцию в различных ландшафтах и в биосфере в целом в результате деятельности организмов и в соответствии с законами физической химии и физики.

Важнейшей задачей биогеохимии является изучение динамики состава и массы химических элементов и их соединений, мигрирующих в окружающей среде. Методические и практические подходы биогеохимии важны при решении многих задач экологической науки, поскольку круговорот веществ и энергетические потоки в системах являются важнейшими постулатами общей экологии и ее отдельных направлений.

1 ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ БИОСФЕРЫ

Развитие нового научного направления проходило сопряженно с формированием химии в плане оценки становления жизни, активности живых организмов и их роли в гармонии возникновения экологических объектов различных уровней организации. Становление науки о биосфере с геохимических позиций просматривается следующим образом.

Первыми важными сведениями геохимического плана являются изучение химического состава воздуха и выделение N, O и CO₂ на рубеже XVIII и XIX вв. Французские ученые Ж.-Б. Дюма и Ж.-Б. Буссенго в середине XIX в. сформулировали основные положения циклического круговорота газа в системе атмосфера-живые организмы.

Большой вклад в развитие биогеохимии внес немецкий химик Ю. Либих, который разработал теорию минерального питания растений и заложил основы изучения миграции элементов в системе почва-растение. Во второй половине XIX в. определенный вклад в развитие геохимии биосферы внес В. В. Докучаев, обозначивший основные направления генетического почвоведения и рассматривавший почву как результат взаимодействия горной породы и живых организмов, климатических условий и рельефа. Дальнейшее развитие идеи о роли жизнедеятельности организмов и их тесной связи с неживым веществом, но уже на планетарном уровне получило в трудах В. И. Вернадского. Итогом его работы является создание учения о биосфере, живом веществе и его геохимической роли.

Идеи о взаимосвязи всех компонентов природы на примере почвы В. В. Докучаева и разработки В. И. Вернадского в области геохимии и послужили основой науки биогеохимии, как важнейшего направления в изучении организации и функционирования биосферы. По определению В. И. Вернадского, геохимия – наука XX в. Однако корни геохимии уходят в далекое прошлое истории естествознания.

Первые опытные данные по химии древние народы Вави-

лона, Египта, Индии и Китая получали при производстве стекла, выплавления металлов из руд и т. д. В Западной Европе в эпоху средневековья познание химического состава природных тел происходит стихийно в связи с трудами алхимиков и их последователей. Наиболее яркая фигура этой эпохи – Теофраст Парацельс (1493–1541), утвердивший химию в медицине и высказавший ряд идей, близких к геохимии.

Первостепенное значение в истории химии имело введение Р. Бойлем (1627–1691) понятия о химическом элементе как составной части всех природных образований. Вопросы химии Земли в планетарных масштабах были затронуты в работах Э. Галлея (1656–1742) и Л. Бюффона (1707–1788).

К середине XVII столетия значительно расширились сведения о химическом составе минералов и горных пород. Появились предпосылки для возникновения научной минералогии, кристаллографии и геологии. На этот период приходится деятельность М. В. Ломоносова (1711–1765), который уделял внимание вопросам химии земной коры.

Дж. Пристли (1733–1804) и А. Лавуазье (1743–1794) окончательно устанавливают химический состав воздуха. В 1815 г. английский минералог В. Филлипс (1773–1828) впервые сделал попытку выяснить средний химический элементарный состав земной коры. А. Гумбольдт (1769–1859) близко подходит к пониманию геохимической роли растений, закладывает основы биогеографии. Ж. Б. Дюма (1800–1884) и Ж. Буссенго (1802–1887) во Франции, К. Шпренгель (1787–1859) и Ю. Либих (1803–1873) в Германии закладывают основы агрохимии и устанавливают геохимическое значение зеленых растений в газовом балансе нашей планеты.

Первая половина XIX в. ознаменовалась большими достижениями в области геологии. В этот период в истории геологии появляется *термин «геохимия»*. Он был введен швейцарским химиком Х. Шенбейном в 1838 г. *Возникновение геохимии* как науки произошло после утверждения атомно-молекулярной теории, выяснения основных особенностей строения атома на основании периодического закона

Д. И. Менделеева, накопления данных по распространению химических элементов в минералах и горных породах, установления среднего химического состава земной коры.

Можно считать, что *два выдающихся открытия* во второй половине XIX в. подготовили фундамент для возникновения геохимии. Это открытие в 1859 г. Р. Бунзеном и Г. Кирхгофом спектрального анализа и открытие в 1869 г. периодического закона химических элементов Д. И. Менделеевым.

Ф. У. Кларк проводит огромное количество анализов горных пород и в 1889 г. дает первую сводную таблицу *среднего химического состава земной коры*. В 1924 г. совместно с Г. Вашингтоном он публикует последнюю таблицу средней распространенности элементов в верхнем слое Земли, что стало фундаментом геохимии. Цифры ученых для распространенных элементов сохранили свое значение и в настоящее время.

На рубеже XIX и XX столетий возникает *геохимическое направление в науке в России*. В создании современной геохимии на основе атомной теории ведущая роль принадлежит В. М. Гольдшмидту, В. И. Вернадскому и А. Е. Ферсману, которые наряду с Ф. Кларком считаются *классиками геохимии*. Гольдшмидт на основании данных о строении атомов и их нахождении в природных телах предложил геохимическую классификацию элементов, получившую широкую известность.

С деятельностью В. И. Вернадского связано начало дифференциации геохимической науки – создание радиогеологии и биогеохимии. Вокруг него сформировалась новая геохимическая школа с учениками и последователями, из которых наиболее известными вскоре стали А. Е. Ферсман, Я. Самойлов, В. Г. Хлопин, А. П. Виноградов и многие другие.

А. Е. Ферсман – один из основателей современной геохимии, в 1912 г. прочел первый курс геохимии. Он выделил факторы миграции химических элементов и дал классификацию геохимических процессов. Ферсман является основателем *геохимических методов поисков полезных ископаемых*.

С конца 60-х годов начинается новый этап развития и раз-

ветвления геохимии. Идет углубленное изучение распределения и миграции элементов в земной коре. Большая работа проводится такими учеными, как Г. В. Войткевичем, С. В. Григоряном, В. В и Г. В. Добровольскими, В. А. Жариковым, Н. С. Касимовым, Д. А. Минеевым, Г. Б. Свешниковым, Л. В. Таусоном, А. И. Тугариновым и др. Б. Б. Польшин (1877–1952) положил начало новому направлению в науке – *геохимии природных ландшафтов*, которое в дальнейшем стало развиваться благодаря трудам А. И. Перельмана, М. А. Глазовской.

Необходимость рассмотрения, с точки зрения экологии, различных геохимических процессов, протекающих в биосфере, привела к созданию науки *экологическая геохимия*. Ее возникновение стало возможным благодаря успехам в развитии таких наук, как геохимия ландшафтов, биогеохимия, экология, а также работам по изучению вторичных геохимических ореолов рассеяния месторождений полезных ископаемых. Чрезвычайно большое влияние на ее становление оказали работы наших талантливейших современников М. А. Глазовской, В. В. Добровольского и А. И. Перельмана.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Когда были получены первые опытные данные по химии, послужившие дальнейшему развитию геохимии?
2. Когда было введено в науку понятие о химическом элементе? Какие открытия характерны для XVII-XVIII вв.?
3. В каком году и кем был введен термин геохимия?
4. Какие события утвердили возникновение геохимии как науки?
5. Кому принадлежит открытие среднего химического состава земной коры?
6. Когда возникло геохимическое направление науки в России? Назовите классиков геохимии в России.
7. Как шло развитие геохимии с конца 60-х годов XX в.?
8. Что привело к развитию экологической геохимии?

2 ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ

2.1 Средний химический состав земной коры.

Понятие кларка

Определение состава верхней континентальной коры стало одной из первых задач молодой науки геохимия. Эта задача весьма сложна, поскольку земная кора состоит из множества пород разнообразного состава. Даже в пределах одного геологического тела состав пород может сильно варьировать.

Первая оценка состава верхней земной коры была сделана Ф. Кларком. После многих лет аналитических работ, он обобщил результаты анализов и рассчитал средний состав пород. Он предположил, что многие тысячи образцов, случайно отобранных, отражают средний состав земной коры. Полученный Кларком состав земной коры был близок к граниту.

Следующую попытку определить средний состав земной коры предпринял В. М. Гольдшмидт, который проанализировал состав ленточных глин, отлагавшихся в Балтийском море во время последнего оледенения. Их состав оказался близок к среднему составу, полученному Кларком. В настоящее время земная кора изучена на глубину до 15–20 км. Она состоит из химических элементов, входящих в состав горных пород.

Таким образом, в земной коре – в верхней части литосферы – обнаружено 90 химических элементов. Из них всего 18 элементов (O, Si, Al, Fe, Ca, Na, K, Mg, H, Ti, C, Cl, P, S, N, Mn, F, Ba) составляют 99,8 % массы земной коры. Наибольшее распространение в земной коре имеют восемь элементов (O – 49, Si – 26, Al – 7,5, Fe – 4,2, Ca – 3,3, Na – 2,4, K – 2,4, Mg – 2,4 %), из них наибольшее значение имеют кислород и кремний (75 % от массы земной коры).

Первые 13 элементов (за исключением титана), наиболее часто встречающиеся в земной коре, входят в состав органического вещества растений, участвуют во всех жизненно необходимых процессах и играют важную роль в плодородии почв. Большое количество элементов, участвующих в химических

реакциях в недрах Земли, образует самые разнообразные соединения.

В каждой сфере Земли можно выделить несколько наиболее распространенных химических элементов:

– *литосфера* – три элемента (кислород, кремний и алюминий);

– *живые организмы* – три (кислород (70 %), углерод (18 %), водород (10,5 %));

– *гидросфера* – два (кислород (85,8 %) и водород (10,7 %));

– *атмосфера* – два (азот (75,3 %) и кислород (23, 0 %)).

На долю остальных химических элементов приходится в земной коре 0,97, в живых организмах – 1,5, в гидросфере – 3,5, в атмосфере – 1,7 %.

Содержание одних и тех же химических элементов в разных ландшафтах неодинаково, что во многом обусловлено их миграцией. Однако некоторые общие закономерности распределения химических элементов только миграцией объяснить невозможно. Так, во всех ландшафтах содержание кислорода велико, а золота и платины мало. Очевидно, существует какая-то закономерность распространенности химических элементов. В честь американского геохимика Ф. У. Кларка, посвятившего более 40 лет решению данной проблемы, А. Е. Ферсман предложил среднее содержание химического элемента в земной коре называть *кларком* (1923 г.).

Кларки литосферы неоднократно проверялись различными методами, и средний химический состав части литосферы, доступной для исследования, установлен достаточно точно. Главная особенность распространения химических элементов – это огромная контрастность кларков. Величины кларков литосферы различаются в миллиарды раз: от 47 % для кислорода до $7 \cdot 10^{-8}$ для рения (еще ниже содержание радия, протактиния и некоторых других элементов).

Различают кларки:

– *весовые* (в процентах массы на 100 частей или в граммах на тонну);

– *атомные* (в процентах от общего количества атомов);

– *объемные* (в процентах от общего объема электростатических полей атомов).

В ландшафте преобладают те же элементы, что и в литосфере. Однако понятие «кларк» нельзя применять при характеристике среднего содержания элементов в пределах отдельного региона или массива (например, Кавказских гор, России и т. д.). При рассмотрении отдельных регионов используют местные или *региональные кларки*.

Закономерности распространения химических элементов в ландшафтах нашли отражение в периодической системе Д. И. Менделеева. Наиболее распространены те элементы, которые имеют небольшие порядковые номера. Например, первые 26 элементов таблицы составляют 99,74 %. Преобладают элементы с четными порядковыми номерами (86 %).

В начале XX в. В. И. Вернадский пришел к выводу о том, что, все элементы есть везде. Это положение о всеобщем рассеянии химических элементов Н. И. Сафронов предложил именовать *законом Кларка-Вернадского*.

Элементы, содержащиеся в относительно большом количестве, образующие самостоятельные химические соединения, это – *главные элементы*. Элементы с малыми кларками преимущественно рассеянные среди химических соединений других элементов, это – *рассеянные элементы*. Условной границей между группами главных и рассеянных элементов в земной коре может служить величина кларка – 0,1 %.

Для того, чтобы охарактеризовать геохимические особенности отдельных геохимических систем и подчеркнуть их отличие от среднего состава литосферы, В. И. Вернадским было введено понятие *кларка концентрации* (K_K). Его числовое значение характеризует отклонение содержания элемента в данном объеме от кларка земной коры:

$$K_K = A/K,$$

где A – содержание химического элемента в горной породе, руде, минерале и др.;

K – кларк этого элемента в земной коре.

Если $K_K > 1$, это указывает на обогащение элементом, если $K_K < 1$ – означает снижение его содержания по сравнению с данными для земной коры в целом.

Кларк рассеяния K_R равен отношению кларка химического элемента в литосфере к его содержанию в объекте.

2.2 Основные геохимические особенности литосферы

Таким образом, можно выделить следующие геохимические особенности литосферы Земли:

1. Высокий кларк кислорода и формирование уникальной кремникислородной оболочки. Это явления связано со способностью кислорода образовывать прочные связи с Si, Al и некоторыми другими элементами. В свою очередь кремний и алюминий накапливаются в земной коре благодаря их способности образовывать легкоплавкие соединения со щелочами. В итоге была выплавлена и закреплена на поверхности нашей планеты уникальная твердая кремнекислородная оболочка.

2. Все доступное для исследования вещество состоит из одних и тех же химических элементов.

3. Распространенность химических элементов в природе подчиняется следующим основным *эмпирическим правилам*:

- распространенность уменьшается с ростом заряда ядра;
- зависимость распространенности элементов от заряда ядра имеет две ветви – крутую для легких элементов (до Cu, Zn) и значительно более пологую для более тяжелых;
- четные химические элементы распространены больше, чем их нечетные соседи – *правило Оддо-Гаркинса*, исключения: H, He, а также Li, Be, B;
- на кривой распространенности элементов группы Fe (Cr, Mn, Fe, Co, Ni) наблюдаются отчетливые максимумы, менее выраженные для других групп;
- наблюдается резко пониженная распространенность Li, Be, B.

Ряд химических элементов, имеющих совершенно различные химические свойства встречаются в земной коре в одинаковых количествах, а элементы близкие по химическим свойствам встречаются в различных количествах.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Поясните историю определения среднего химического состава земной коры.

2. Какие основные элементы входят в состав земной коры, для каких характерно наибольшее распространение?

3. Какие элементы составляют основную массу гидросферы, атмосферы и живых организмов?

4. Что такое кларк, какие кларки различают?

5. В каких случаях используют региональные кларки?

6. Сформулируйте закон Кларка-Вернадского.

7. Какие элементы называют главными и рассеянными?

8. Что такое кларк концентрации и рассеяния?

9. Перечислите основные геохимические особенности литосферы.

10. От каких эмпирических правил зависит распространённость химических элементов в природе?

11. Сформулируйте правило Оддо-Гаркинса.

3 ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ

3.1 Биосфера как ландшафтная система

Ландшафты в своей совокупности образуют особую сферу оболочки Земли – ландшафтную, в которой процессы взаимодействия литосферы, атмосферы, гидросферы, живого вещества, а по мере развития человеческого общества, и процессы техногенеза – наиболее разнообразны, динамичны и подчинены в своем проявлении *географическим закономерностям*.

Своеобразие геохимических процессов протекающих в ландшафтной сфере, обусловлено тем, что они могут протекать в условиях низких температур, нормальном атмосферном давлении, при участии воды и свободного кислорода. Но главное, что отличает ландшафтную сферу от более глубоких частей географической оболочки, это – высокая плотность живого вещества, фотосинтетическая деятельность растений, с которыми связано накопление Солнечной энергии. Солнечная энергия консервируется в биомассе живых растений, в массе органических остатков и новообразованных органоминеральных веществ. По мере разложения органических веществ солнечная энергия освобождается в форме химической и тепловой энергии и обуславливает многообразие геохимических процессов, протекающих в ландшафтах.

Существенным фактором миграции вещества в ландшафтной сфере является возможность свободного проявления силы тяжести. Внутренняя энергия Земли, создающая, неровности земной поверхности, наряду с солнечной энергией обуславливают миграцию вещества в ландшафтной сфере. Миграцию и дифференциацию вещества в ландшафтах, обязанную процессам перемещения твердых масс, А. Е. Ферсман объединил понятием *механагенез*.

Мощность ландшафтной сферы относительно невелика. Ее *нижняя граница* определяется глубиной расчленения рельефа, и соответственно, мощностью зоны свободного водообмена.

На равнинах она лежит в пределах первых десятков метров. В горах – в пределах первых сотен метров, так как в водообмене участвуют трещинные воды, заключенные в трещинах и полостях твердых пород. *Мощность зоны свободного водообмена* принята А. И. Перельманом в качестве критерия для выявления родов геохимических ландшафтов. При изменении *базиса эрозии* и развитии рельефа изменяется мощность современных ландшафтов: а) при повышении базиса эрозии мощность уменьшается; нижние ярусы ландшафта и даже весь ландшафт целиком уходят в «ископаемое» состояние; б) при поднятии территории – понижается базис эрозии и базис гидрогеохимического стока – мощность ландшафтов увеличивается.

Верхняя границы ландшафтов весьма диффузна и не строго определена. Наиболее тесно с ландшафтами связана приземная часть тропосферы: в наземных ландшафтах – это воздушные массы внутри растительного покрова и над его поверхностью; над водами – прилегающие к водной поверхности слои атмосферы, где идет наиболее активный водообмен, а также обмен влагой и растворенными в ней компонентами между водоемами и прилегающими воздушными массами.

3.2 Классификация ландшафтов по циклам и условиям миграции химических элементов

3.2.1 Орто-, пара- и неоэлювиальные ландшафты

В учении о коре выветривания Б. Б. Полынов ввел понятия о первичном – ортоэлювиальном, вторичном – параэлювиальном и новейшем – неоэлювиальном циклах выветривания.

Ортоэлювиальный цикл выветривания проходят массивно-кристаллические изверженные породы, впервые попадающие в зону выветривания. *Параэлювиальный* цикл испытывают осадочные, преимущественно морские или древние породы, осно-

ву которых образуют не только остаточные первичные минералы, но и вторичные минералы. *Неоэлювиальный цикл* осуществляется в молодых, преимущественно четвертичных отложениях при выведении их вследствие новейшей тектоники и эрозии из областей аккумуляции (дельты, низменные морские побережья) в приподнятые, часто водораздельные позиции.

Ландшафты, приуроченные к областям развития орто-, пара- и неоэлювия, имеют существенные различия и в дальнейшем называются соответственно – *ортоэлювиальными, параэлювиальными и неоэлювиальными*.

3.2.2 Разделение ландшафтов по условиям миграции химических элементов

Согласно Б. Б. Польшину все ландшафты суши делятся по условиям миграции химических элементов на три группы: элювиальные, супераквальные и субаквальные ландшафты.

Элювиальные ландшафты приурочены к дренированным повышенным элементам рельефа, где грунтовые воды залегают глубоко, не влияют на почвы и растительность, идет преимущественно вынос вещества с нисходящими токами влаги. Выносу противостоит биологический захват элементов растениями и удержание их в биогеохимическом круговороте.

Супераквальные (надводные) ландшафты приурочены к понижениям рельефа; грунтовые воды лежат близко от поверхности, влияют на почвы и растительность. Здесь поселяются растения приспособленные к избытку химических элементов, привносимых грунтовыми водами. К ним также относят верховые болота, хотя они и занимают водораздельные поверхности и питаются атмосферными осадками.

Субаквальные (подводные) ландшафты формируются на дне водоемов (озер, рек, водохранилищ). Это области местной аккумуляции твердых и растворенных веществ, выносимых из элювиальных и супераквальных ландшафтов, и осаждающихся на дне совместно с остатками планктона и бентоса.

Элювиальные ландшафты водораздельных, дренированных поверхностей в аридных областях вследствие малого количества осадков и непромывного режима характеризуются весьма ограниченным выносом вещества; в них аккумулируются вещества, поступающие из атмосферы. По отношению к ряду элементов они представляют собой субаквальные аккумулятивные ландшафты.

3.3 Ландшафтно-геохимические системы

Для понимания протекающих в биосфере ландшафтно-геохимических процессов необходимо общее знакомство с понятием «ландшафтно-геохимические системы», их иерархией и общими принципами функционирования.

Системный подход к исследованию географической оболочки в целом и отдельных ее частей вошло в практику географических и биогеоценотических исследований в конце XX в. В геохимии ландшафтов системный подход утвердился еще в 40–50-х гг. XX столетия. Основоположителем геохимии ландшафтов был Б. Б. Польшов.

3.3.1 Элементарные ландшафтно-геохимические системы (ЭЛГС)

Критерием однородности взаимодействия компонентов ландшафта может служить, как считал Б. Б. Польшов, *почва* – естественное образование, сформировавшееся в результате взаимодействия всех других компонентов ландшафта: горных пород, приземной атмосферы, поверхностных и грунтовых вод, совокупности обитающих в почве и на ее поверхности растительных и животных организмов. Почва – это один из самых информативных блоков ландшафтно-геохимической системы, ее центральное ядро, в котором встречаются и взаимодействуют потоки вещества и энергии, связывающие все компоненты ландшафта в единое целое.

Литологически однородная территория, находящаяся в пределах одного элемента рельефа, занятая определенным биоценозом, характеризуется однородной на всем протяжении почвой. Такого рода территория может рассматриваться как неделимый ландшафтный индивидуум, называемый Б.Б. Полюновым *элементарным ландшафтом*.

Синонимы элементарного ландшафта: *биогеоценоз* (Сукачев, 1947); *ландшафтная фация* (Солнцев, 1948); *элементарная ячейка ландшафта* (Козловский, 1972); *элементарная ландшафтно-геохимическая система* (Глазовская, 1976).

Компоненты ландшафта представляют собой *блоки* элементарной ландшафтно-геохимической системы (ЭЛГС). Каждый *блок* может рассматриваться как подсистема, состоящая из субблоков. Примером субблоков подсистемы блока «почва» могут служить отдельные почвенные генетические горизонты.

Блоки и субблоки ЭЛГС – это трехфазные биокосные тела, в которых наряду с твердой, жидкой и газообразной фазами присутствует живое вещество. Функционирование ЭЛГС осуществляется путем обмена веществом, энергией и информацией между блоками и субблоками при многократном изменении химического и фазового состояния вещества.

Каналами связи между блоками ЭЛГС служат *миграционные потоки* (рисунок 3.1), которые состоят из *фазы носителя* и *фазы мигранта*. В качестве *фазы носителя* выступают потоки водных, воздушных, твердых масс, а в некоторых случаях и живые организмы. *Мигранты* перемещаются вместе с фазой носителя, они рассеяны в ней в различных формах: ионов, молекул, коллоидов, суспензий и др. Миграционные потоки по отношению к единой ЭЛГС разделяются на: *внутренние и внешние, циклические и направленные*.

Внутренние и циклические потоки определяют тесноту обратной геохимической связи между блоками ЭЛГС, а следовательно, устойчивость системы. *Внутренние направленные миграционные потоки* приводят к дифференциации химических элементов между блоками ЭЛГС. Причина дифференциа-

ции – увеличение или уменьшение степени подвижности мигрантов в связи с изменением условий миграции.

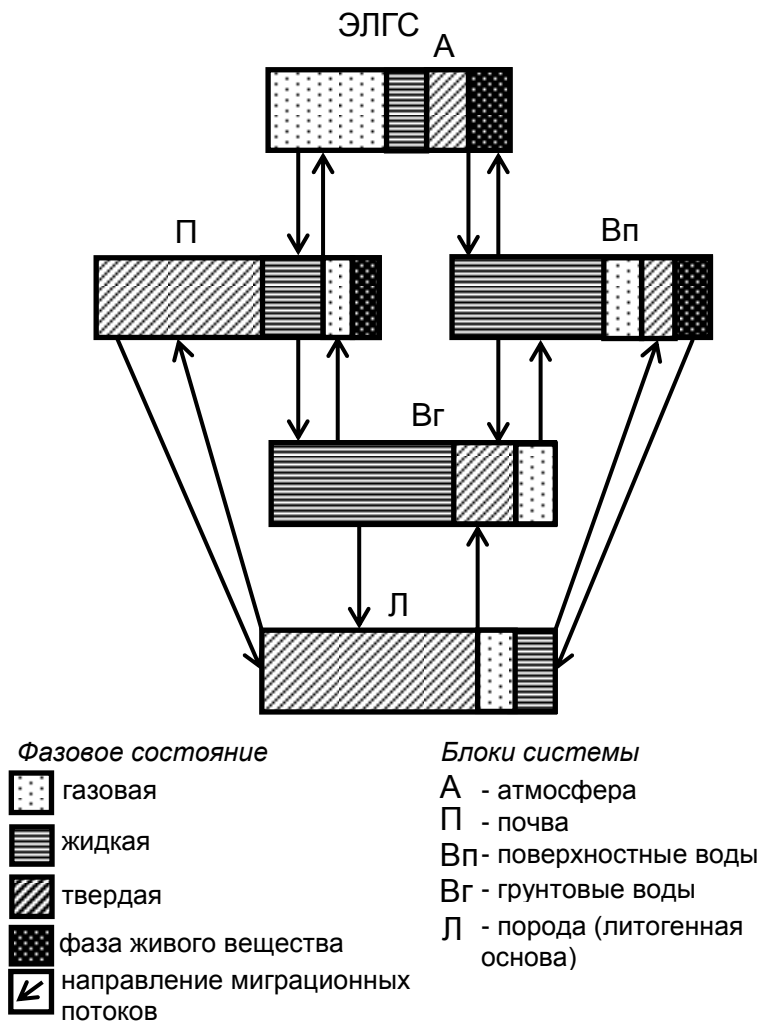


Рисунок 3.1 – Элементарная ландшафтно-геохимическая система (ЭЛГС)

В результате миграция ряда химических элементов приобретает направленный характер. По мере функционирования

системы идет дифференциация вещества между блоками и субблоками элементарного ландшафта. Вещества, подвижность которых при изменении геохимических условий уменьшается, выпадают из миграционной среды (водной, воздушной) в твердую фазу. Вследствие этого увеличивается содержание макро- и микроэлементов по отношению к среднему содержанию в твердой фазе компонентов данной системы (к среднему содержанию в породе, почве или к среднему содержанию (кларку) элементов в литосфере). Накопление макроэлементов отмечается появлением различного рода *новообразований*. Участки, где резкое изменение условий миграции приводит к накоплению химических элементов, называются *ландшафтно-геохимическими барьерами*.

Внешние миграционные потоки. Мигранты, не участвующие в циклических миграционных потоках и не задерживающиеся на геохимических барьерах внутри данной системы, выводятся за ее пределы, становятся компонентами *внешних миграционных потоков* и связывают данный ЭЛГС с соседними и более отдаленными элементарными ландшафтами.

Открытость элементарных ландшафтов позволяет рассматривать их как подсистемы в более сложных ландшафтно-геохимических системах.

3.3.2 Каскадные ландшафтно-геохимические системы (КЛГС)

Неровности рельефа суши, абсолютное преобладание не строго горизонтальных, а наклонных поверхностей определяют гравитационное перемещение водных и твердых масс от более высоких к более низким уровням.

Серия элементарных ландшафтов, сменяющих друг друга от местного водораздела к местной депрессии рельефа и связанных направленными миграционными потоками, образует *ландшафтно-геохимическую катену* – простейшую каскадную ландшафтно-геохимическую систему (КЛГС), где каждый элементарный ландшафт является звеном общей системы.

Элементарные ландшафты, образующие начальные звенья катены, относительно *геохимически автономны*, так как внешние миграционные потоки поступают лишь из атмосферы. Элементарные ландшафты склонов и депрессий *геохимически гетерономны*, так как вследствие направленной латеральной миграции в них привносится вещество из вышерасположенных звеньев общей каскадной системы.

Совокупность ландшафтно-геохимических катен, ограниченных общим водосборным и солесборным бассейном называется *ландшафтно-геохимической ареной*.

В зависимости от порядка водосборных бассейнов выделяются: *мега-, макро-, мезо- и микроарены*. Геохимическая структура и структура миграционных потоков усложняется по мере увеличения размеров арен:

1. *Мега- и макроарены*, охватывающие бассейны рек первого порядка (Волги, Оби, Енисея и их главных притоков), включают ряд ландшафтных зон, областей и имеют весьма сложную геохимическую структуру.

2. *Мезоарены* охватывают территории бассейнов рек менее высокого порядка (Кубань, Дон), лежащие в пределах одной ландшафтной зоны и области, их структура менее сложна.

3. *Микроарены*, ограниченные первичными малыми водосборами (Протока, Кирпили и др.), часто представлены одним видом катены и в ряду КЛГС наиболее просты.

Наряду с ландшафтно-геохимическими аренами, как системами концентрации водного и геохимического стока, локально распространены *каскадные системы (арены) рассеяния*, где от верхних к нижним звеньям общего каскада водный и гидрохимический стоки рассеиваются (подгорные конусы выноса, внутриконтинентальные и приморские дельты).

Локально распространены КЛГС рассеяния концентрической формы, или *ореолы рассеяния*. Они образуются вокруг локальных мощных источников поступления в ландшафты рассеянных элементов. Ореолы рассеяния рудных элементов находятся в зоне окисления месторождений, вокруг действующих гейзеров, вулканических сопок. Они отличаются повы-

шенным содержанием определенных ассоциаций редких и рассеянных элементов. С ними связано формирование в пределах ореола рассеяния *геохимических аномалий*.

Наряду с природными геохимическими аномалиями в настоящее время распространены *техногенные геохимические аномалии*. Они локализованы в пределах техногенных ареалов и потоков рассеяния вокруг промышленных объектов и их агломераций. Возникают в результате аварийных выбросов в атмосферу и в водные артерии загрязнителей, несовершенства технологических процессов и очистительных устройств.

По месту конечной аккумуляции веществ, выносимых с гидрохимическим и твердым стоком, КЛГС делятся на *открытые и замкнутые*. В *открытых* КЛГС часть мигрантов, незадержанная в пределах суши на геохимических барьерах, выносятся в моря и океаны.

Замкнутые КЛГС находятся в бассейнах внутреннего стока. Наиболее подвижные мигранты, достигающие конечных звеньев замкнутых КЛГС, накапливаются вследствие испарения поверхностных и грунтовых вод в рыхлых отложениях, почвах бессточных впадин и низменных равнин субаридных и аридных областей. Можно выделить целый ряд замкнутых КЛГС: области сухих дельт и сточных впадин Прикаспийский и Туранской низменностей; бессточные котловины в центральном и юго-восточном Казахстане; бассейны бессточных озер Западно-Сибирской равнины; реки, истоки которых лежат в горах Тянь-Шаня, Памиро-Алая, и воды которых используются на орошение, заканчиваются *слепыми дельтами*.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Какова мощность и границы ландшафтной сферы?
2. Поясните классификации по циклам и условиям миграции химических элементов.
3. Что такое элементарная ландшафтно-геохимическая система, ее блоки и субблоки?
4. Охарактеризуйте понятие миграционные потоки.
5. Какие виды миграционных потоков выделяют?

6. Что такое каскадные ландшафтно-геохимические системы? В чем отличия открытых и закрытых КЛГС?

7. Что такое ландшафтно-геохимические арены и катены?

4 МИГРАЦИОННАЯ СТРУКТУРА ЛАНДШАФТОВ

4.1 Миграционная структура ландшафта

В целом миграционная структура ландшафтов суши образована системой незамкнутых круговоротов вещества с различной протяженностью в пространстве и во времени, емкостью и составом мигрирующих элементов.

Наиболее протяженный круговорот – *атмогидрохимический* в системе суша–океан. Он осуществляется с круговоротом влаги путем гидрохимического стока и возврата химических элементов с атмосферными осадками на сушу. Одновременно осуществляются *внутриконтинентальный круговорот*.

В КЛГС суши *прямая геохимическая связь* между верхними и нижними звеньями каскада осуществляется также водным путем с поверхностным, грунтовым и подземным стоком. *Обратная геохимическая связь* идет преимущественно через атмосферу с воздушными массами и последующим выпадением мигрантов на поверхность с атмосферными осадками и в виде пылевых масс.

Выделяют территории в пределах которых направления гидрохимического и атмосферного стока противоположны, субперпендикулярны или однонаправленны:

1) *направления противоположны* – в этом случае наиболее четкая обратная геохимическая связь в пределах данной ландшафтно-геохимической арены;

2) *направления субперпендикулярны* – обратная геохимическая связь ослаблена за счет атмосферного переноса, осуществляется связь данной арены с соседними;

3) *направления однонаправленны* (однонаправленность атмосферного и гидрогеохимического стока) – обратная связь в макробассейнах практически отсутствует. Однако это не озна-

чает отсутствия обратной связи в мезо- и микробассейнах данной системы.

Вследствие местных особенностей территории направления движения воздушных масс могут изменяться по сезонам года или даже в течение суток (береговые бризы, горнодолинные ветра). В некоторые периоды направления водного стока и воздушного переноса противоположны, и идет активный возврат твердых масс и солей, вовлекаемых в воздушную миграцию из областей аккумуляции в области формирования стока.

Следующее место в иерархии круговоротов вещества в ландшафтной среде занимают многообразные по емкости *биогеохимические циклы вещества*, протекающие внутри элементарных ландшафтов.

Различная скорость и емкость миграционных потоков, их пульсационный характер, связанный с сезонной сменой условий, а часто и направлений миграции, изменения миграционных потоков, связанные с многолетними климатическими ритмами, обуславливают сложную, изменяющуюся в пространстве и времени миграционную структуру ландшафтов.

Одной из существенных характеристик миграционной структуры ландшафтов является *соотношение емкости внутренних и внешних миграционных потоков по отношению к данной ЛГС*. Степень геохимической автономности и устойчивости ландшафта возрастает при увеличении доли биотических потоков вещества. При увеличении емкости абиотических потоков вещества устойчивость системы нарушается.

4.2 Типы и факторы миграции химических элементов

Выделяют следующие типы миграции:

1. Механическая миграция связана с переносом элементов без преобразования их вещественного состава. Она зависит от размера минеральных частиц, их плотности, скорости движения среды, являющейся агентом переноса (воздух, вода).

2. *Физико-химическая* миграция подчиняется законам физики и химии, и связана с процессами диффузии, растворения, осаждения, плавления, кристаллизации, сорбции, десорбции и т. п. Она может быть нескольких видов, например, ионная, коллоидная, газовая и др. миграции.

3. *Биогенная миграция* просходит за счет массообмена химических элементов между живыми организмами и окружающей средой. Именно процессы массообмена элементов объективно характеризуют геохимическую деятельность организмов. Такие закономерные процессы миграции химических элементов, осуществляемые в результате жизнедеятельности организмов названы В. И. Вернадским *биогеохимическими*.

4. *Техногенная миграция* осуществляется за счет активной деятельностью человека (освоение новых месторождений, использование сырья, значительные перемещения вещества, создание веществ, не существующих в природе и т. п.).

Миграция элементов в ландшафте зависит от ряда факторов, которые подразделяются на внутренние и внешние.

5. *Внутренние факторы миграции* зависят от строения атомов, определяющего способность элементов образовывать летучие, растворимые или инертные формы. К ним относятся:

- электростатические свойства ионов;
- свойства связи соединений, в том числе строение кристаллической решетки, определяющие прочность соединений и их способность противостоять разрушению;
- химические свойства соединений;
- гравитационные свойства атомов;
- радиоактивные свойства.

6. *Внешние факторы миграции* представляют собой условия, влияющие на поведение элементов в различных химических обстановках. К ним относятся следующие факторы среды:

- температура (например, ее повышение ускоряет физико-химическую миграцию, а для осуществления биогенной миграции нужны определенные диапазоны температур);

- степень электролитической диссоциации, которая зависит от соотношения свойств растворителя и растворяемого вещества, температуры раствора и его концентрации;
- кислотностно-щелочные условия среды (рН);
- окислительно-восстановительный потенциал (ОВП);
- давление (например, повышение давления в равновесной системе приводит к изменению системы в сторону уменьшения объема);
- наличие типоморфных ионов в почвах и водах;
- геоморфологические условия среды (рельеф местности);
- радиационная обстановка среды;
- жизнедеятельность организмов;
- техногенез.

4.3 Классификация химических элементов по миграционной способности

В настоящее время существует несколько классификаций химических элементов по их миграционной способности. Рассмотрим некоторые из них.

Одна их классификаций принадлежит Б. Б. Полюнову, который вычислил условные единицы миграции элементов путем деления содержания компонента в горной породе на его количество в омывающих породы водах. Это позволило ему объединить химические элементы по геохимической подвижности в группы, названные им *рядами миграции* (таблица 4.1).

Таблица 4.1 – Миграционные ряды элементов в коре выветривания по Б. Б. Полюнову (1933 г.)

Ряд элементов	Состав ряда	Показатель порядка величины миграции
Энергично выносимые	Cl, Br, I, S	$2n \cdot 10$
Легко выносимые	Ca, Na, K, Mg	n
Подвижные	Si (силикатов), P, Mn	$n \cdot 10^{-1}$

Инертные	F, Al, Ti	$n \cdot 10^{-2}$
Практически неподвижные	Si (кварца)	$n \cdot 10^{-3}$

Более подробная классификация элементов по особенностям их миграции в ландшафтах была дана А. И. Перельманом. В основе этой классификации лежит деление на воздушные и водные мигранты. Первые мигрируют как в газообразном состоянии, в виде летучих соединений, так и с водным раствором, а вторые – в газообразном состоянии не мигрируют или мигрируют слабо. В классификации учтена зависимость миграционной способности химических элементов от разных окислительно-восстановительных свойств среды (рисунок 4.1).

<i>ВОЗДУШНЫЕ МИГРАНТЫ</i>	
Активные (образуют химические соединения)	Пассивные (не образуют химические соединения)
O, H, C, N, I	Ar, He, Ne, Kr, Xe, Rn
<i>ВОДНЫЕ МИГРАНТЫ</i>	
Катионогенные	Анионогенные
<i>Очень подвижные</i>	
Ca, Na, Mg, Sr, Ra	Cl, Br, S, F, B
<i>Слабо подвижные</i>	
K, Ba, Rb, Li, Be, Cs, T	Si, P, Ge, Sn, Sb, As
<i>Подвижные и слабо подвижные в окислительной обстановке и инертные в сероводородной среде, осаждаются на щелочных барьерах, мигрируют в окислительной обстановке</i>	
Zn, Cu, Ni, Pb, Cd	Hg, Ag, Bi
<i>Подвижные и слабо подвижные в окислительной обстановке, инертные в восстановительной среде, осаждаются на сероводородных и глеевых барьерах</i>	
V, Mo, Se, U, Re	
<i>Подвижные и слабо подвижные в восстановительной глеевой среде, инертные в окислительной и восстановительной сероводородной средах</i>	
Fe, Mn, Co	
<i>Мало подвижные в большинстве обстановок</i>	
<i>Слабая миграция с органическими комплексами. Частично мигрируют в сильно кислой среде:</i>	<i>Частично мигрируют в щелочной среде:</i>
Ti, Cr, Ce, Nb, Y, La, Ga, Th, Sc,	Zr, Nb, Ta, W, Hf, Te, Tb, Ho, Eu, Yb,

Sm, Gd	In, Lu
<i>Не образуют химических соединений (самородковое состояние)</i>	
Os, Pb, Ru, Pt, Au, Rh, Zr	

Рисунок 4.1 – Классификация элементов по миграционной способности по А. И. Перельману

Воздушные мигранты делятся на *активные* и *пассивные*. *Активные мигранты* входят в состав живого вещества и природных вод (O, N, C, H, I). Они в значительной мере определяют pH природных вод. *Пассивные мигранты* не образуют химических соединений и не играют существенной роли в ландшафте (Ar, He, Ne, Kr, Xe, Rn)

Водные мигранты мигрируют в почвенных, грунтовых и поверхностных водах, и делятся на *катионогенные* и *анионогенные*. Эти мигранты подразделяются на следующие группы:

1. *Очень подвижные* относятся только к анионогенным элементам – это Cl, Br, S. Они активно накапливаются при испарении, входят в состав легкорастворимых минералов.

2. *Подвижные* – среди катионогенных: Ca, Na, Mg, Sr, Ra; среди анионогенных: F и В. Они образуют легко- и труднорастворимые соли; энергично мигрируют в природных водах.

3. *Слабо подвижные* – K, Ba, Rb, Li, Be, Cs, Si, P, Ge, Sn, Sb, As.

4. *Подвижные и слабоподвижные в окислительной обстановке, инертные в сероводородной среде, осаждаются на щелочных барьерах, мигрируют в окислительной обстановке.* Катионогенная группа – Zn, Cu, Ni, Pb, Cd хорошо мигрируют в кислых водах и осаждаются на щелочном барьере. Анионогенная группа – Hg, Ag мигрируют в кислых и щелочных водах в окислительной обстановке.

5. *Подвижные и слабо подвижные в окислительной обстановке, инертные в восстановительной среде, осаждаются на сероводородных и глеевых средах.* Только анионогенные элементы – V, Mo, Se, U, Re, осаждаются на сероводородных и глеевых барьерах.

6. *Подвижные и слабоподвижные в восстановительной глеевой среде, инертные в окислительной и восстановительной сероводородных средах.* Только катионогенные – Fe, Mn, Co. Осаждаются на кислородных и сероводородных барьерах.

7. *Малоподвижные в большинстве обстановок* – Al, Ti, Cr, Th – катионогенные, частично мигрируют в сильно кислой среде. Zr, Nb, Ta, W, Ho, Eu – анионогенные, частично мигрируют в щелочной среде.

8. *Не мигрируют, не образуют химических соединений.* Для них характерно самородное состояние – Os, Pt, Pd, Ru, Au.

Конечно, все эти классификации довольно условны и их следует воспринимать примерно так же, как и распределение элементов по различным средам. Там выявляется общий тип распределения элементов по различным оболочкам, но в конкретных средах могут сложиться совсем иные соотношения, не отвечающие среднему содержанию. Точно также и оценка подвижности элементов дана в целом для биосферы как некая общая характеристика, тогда как в реальной природной обстановке могут складываться условия, резко изменяющие подвижность химических элементов.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. В чем заключается прямая и обратная геохимические связи в КЛГС суши?

2. Какие бывают направления гидрохимического и атмосферного стока?

3. Какие выделяют типы миграции химических элементов?

4. Что такое факторы миграции химических элементов и какие они бывают?

5. В какие группы (ряды миграции) объединяют химические элементы по их геохимической подвижности?

6. В чем суть классификации элементов по особенностям их миграции?

7. Поясните классификацию элементов по миграционной способности А. И. Перельмана.

5 ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЛАНДШАФТОВ

5.1 Геохимическая структура ландшафта

Направленный характер миграционных потоков и смена геохимических обстановок на пути их движения приводит к дифференциации химических элементов как в радиальном, так и в латеральном направлениях.

Подвижность химических элементов зависит от *термодинамических, биогеохимических и физико-химических условий* той среды, в которой движется миграционный поток. Изменение этих условий (при прохождении потока через определенные блоки ЛГС) вызывает увеличение миграционной способности одних компонентов потока и уменьшение других.

Части ландшафтно-геохимических систем, в которых на коротком расстоянии изменение условий миграции вызывает концентрацию определенных химических элементов, называются *геохимическими барьерами*. Природа и положение в пространстве геохимических барьеров обусловлены исходной неоднородностью условий миграции связанной с литологическим и гранулометрическим составом пород, расчлененностью рельефа, степенью дренированности территорий, а также с различными биоклиматическими условиями.

Перераспределение химических элементов в ЭЛГС и КЛГС сопровождается, наряду с аккумуляцией определенных ассоциаций элементов на геохимических барьере, формированием *зон выщелачивания*. В толщах рыхлых отложений и в коре выветривания наряду с ярусами обогащения возникают *ярусы выщелачивания* (кислого, щелочного выщелачивания).

В макромасштабе автономные ландшафты повышенных элементов рельефа выступают в ландшафтно-геохимических катенах как элювиальные звенья по отношению к гетерономным аккумулятивным супераквальным и аквальным ландшафтам местных депрессий. В зонах выщелачивания относительно накапливаются наиболее устойчивые к выветриванию первич-

ные и вторичные минералы, наименее подвижные в данной геохимической обстановке соединения.

Чередование в ландшафтах зон выщелачивания и обогащения, их соотношение в пространстве, вещественный состав, форма, размеры характеризуют *геохимическую структуру ландшафтов*. Геохимическая структура ландшафтов несет информацию о его геохимической истории, что позволяет реализовать ландшафтно-геохимический метод в палеопочвоведении, палеогеографии и палеогеохимии ландшафтов.

В тоже время сложившаяся геохимическая структура ландшафтов представляет собой как бы каркас, матрицу, в которой протекают современные миграционные процессы, складывается современная миграционная структура ландшафта.

Трансформация миграционных потоков связана с тем, что по мере накопления на геохимических барьерах определенных веществ, природа барьера изменяется, разрушаются некоторые исходные барьеры, возникают новые *комплексные*.

Особенно сильно трансформируются, а часто и полностью разрушаются геохимические барьеры под воздействием *миграционных потоков техногенных веществ*. Так, кислые сточные воды могут уничтожить карбонатный барьер в почве или в толще рыхлых отложений. И наоборот, в результате привнесения в ландшафт некоторых веществ, например, извести в кислые почвы, образуется площадной карбонатный барьер.

Для ограничения токсичного действия некоторых техногенных потоков проектируется создание *искусственных геохимических барьеров*. В Молдавии, например, осуществлен эксперимент по созданию известкового барьера по пути оттекания обогащенных медью поверхностных снеговых вод с виноградников, обрабатываемых раствором медного купороса.

Предметом геохимии ландшафта, по А. И. Перельману, является история атомов в ландшафте. Соответственно изучение геохимии ландшафта должно проводиться на атомарном уровне. В реальной геохимической обстановке биосферы Земли лишь немногие элементы находятся в форме свободных атомов (инертные газы, некоторые рассеянные и радиоактив-

ные элементы). Для ряда элементов атомарное состояние лишь предельная фаза их истории развития в ландшафтах Преобладающая масса химических элементов находится в форме многообразных химических соединений.

Поэтому, реальная история большинства элементов в ландшафтах – это *история их химических соединений*. Следовательно, наряду с обычным геохимическим анализом, основанным на данных об элементном составе компонентов ландшафта, вычислением их кларков концентрации и рассеяния, коэффициентов водной миграции, биологического поглощения и других, необходимо *изучение форм нахождения элементов в изучаемых объектах*. Для этого наряду с изучением макро-, мезо - и микроморфологии коры выветривания, рыхлых отложений, почв, растительных тканей, их минерального состава применяются различного рода рациональные анализы, позволяющие определять индивидуальные химические соединения.

Большое значение имеет всестороннее изучение различного рода новообразований. Анализ микро - и макрокомпонентного состава новообразований в коре выветривания, почвах и рыхлых отложениях ландшафтов был положен В. В. Добровольским в основу изучения четвертичного *гипергенеза*.

Изучение химических соединений элементов в ландшафтах приобрело большое значение в связи с *техногенезом*, так как от форм поступления элементов с техногенными потоками вещества существенно зависит степень их токсичности.

5.2 Классификация геохимических барьеров

По форме геохимические барьеры разделяются на линейные и площадные. *Линейные барьеры* характерны для границ раздела различных ЭЛГС. Например, граница болота и не заболоченной территории, на которой в почвах, водах и рыхлых отложениях изменяются окислительно-восстановительные условия. *Площадные барьеры* могут субгоризонтально простираться на большие расстояния.

По стабильности своего положения геохимические барьеры бывают подвижные и неподвижные. *Неподвижные барьеры* занимают фиксированное положение в пространстве. *Подвижные барьеры* могут возникнуть в тех случаях, когда сам миграционный поток является причиной изменения химизма среды. Например, поток грунтовых вод, богатых свободным кислородом, проникает вглубь зоны, характеризующейся восстановительной обстановкой. Зона раздела этих сред является геохимическим барьером, и с течением времени барьер будет все более смещаться в направлении движения водного потока.

Специфическим типом геохимических барьеров являются *двусторонние барьеры*, возникающие когда через границу раздела обстановок с разными параметрами среды миграция осуществляется попеременно то в одну, то в другую сторону.

В зависимости от направленности движения миграционного потока можно выделить барьеры латеральные и радиальные. На *латеральном барьере* миграция происходит по горизонтали, из одного элементарного ландшафта в другой. В этом случае барьеры приурочены к границам ландшафтов, резко различающихся по условиям миграции. *Радиальные барьеры* связаны с вертикальной миграцией вод, они локализованы внутри соответствующих ландшафтов, на границах раздела сред по вертикали.

На сегодняшний день достаточно распространенной и универсальной является классификация геохимических барьеров А. И. Перельмана (1966 г.). По *генетической классификации* ученый все геохимические барьеры разделил на два типа:

I. *Природные геохимические барьеры* располагаются на участках изменения геохимической и миграционной обстановки, обусловленной природными особенностями конкретного участка биосферы.

II. *Техногенные геохимические барьеры* располагаются на участках изменения геохимической и миграционной обстановки, обусловленной антропогенной деятельностью.

По процессам их образования оба типа геохимических барьеров делятся на три класса: *механические, физико-химические и биогеохимические.*

Наиболее важные типы *механических геохимических барьеров*: аэродинамический, гидродинамический и фильтрационный (например, лесная полоса, запруда и т. п.)

Образование *физико-химических барьеров* связано с изменением физико-химических условий: щелочно-кислотных и окислительно-восстановительных свойств, температуры, давления и др. По факторам, определяющим концентрацию элементов, выделяют *классы физико-химических барьеров*: кислородный, сульфидный или сероводородный, глеевый, щелочной, кислый, испарительный, сорбционный, термодинамический и сульфатный.

На *биогеохимических барьерах* происходит резкое уменьшение интенсивности миграции химических элементов под воздействием организмов. Основные факторы концентрации химических элементов на этих барьерах В. А. Алексеенко объединил в три группы:

- внутренние, биохимические, определяемые биохимическими особенностями конкретного вида организмов;
- внутренние, кристаллохимические, определяемые свойствами ионов, входящих в состав организмов;
- внешние, ландшафтно-геохимические, определяемые условиями среды обитания (произрастания) организмов.

Биогеохимические барьеры разделяются на фитобарьеры и зообарьеры. *Фитобарьеры* представляют собой накопление химических элементов растениями, *зообарьеры* – живыми организмами. Накопление химических элементов бывает кратковременным (например, один вегетационный период) и длительным (например, образование торфа, угля).

Геохимические барьеры редко встречаются в чистом виде. При их формировании с той или иной интенсивностью проявляются различные геохимические процессы, образуя *комплексные барьеры*. Наиболее распространенным комплексным барьераом являются почва. Она представляет собой систему

геохимических барьеров, играющую важную роль в закреплении, в том числе, и загрязняющих веществ по всему профилю.

Среди техногенных барьеров В. А. Алексеенко выделил класс *социальных барьеров*. Под этим термином объединяются зоны складирования и захоронения отходов. В пределах данного класса выделяются четыре подкласса: *бытовые, строительные, промышленные и смешанные*. В ряде случаев техногенные барьеры создаются целенаправленно на пути движения техногенных потоков для локализации загрязнения. Отличительной особенностью техногенных барьеров является возможность аккумуляции техногенных веществ, не встречающихся в природных условиях (нефтепродукты, полиароматические углеводороды, пестициды и др.). Однако, изученность техногенных геохимических барьеров значительно хуже, чем природных, и в настоящее время не существует единой классификации техногенных барьеров.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. От каких условий зависит подвижность химических элементов в ландшафте?

2. Что такое естественный и искусственный геохимический барьер, зоны и ярусы выщелачивания? Что включает понятие геохимическая структура ландшафта?

3. Какие геохимические барьеры выделяют по их форме, стабильности своего положения и направленности движения?

4. Какие два типа геохимических барьеров выделяют согласно генетической классификации А. И. Перельмана?

5. Какие классы геохимических барьеров характерны для природных и техногенных барьеров?

6. Охарактеризуйте механические и физико-химические геохимические барьеры.

7. Что такое биогеохимические барьеры, их разновидности?

8. Охарактеризуйте социальные барьеры.

6 ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

6.1 Ландшафтно-геохимические процессы и их фазы

Ландшафтно-геохимические процессы – совокупность взаимосвязанных биогеохимических, физико-химических, физических явлений, в результате совместного действия которых в ландшафтной сфере как в целостной геохимической системе, и ее подсистемах (элементарных и каскадных) при воздействии солнечной энергии и внутренней энергии земли происходит постоянное возобновление живого вещества, а также трансформация органических, органоминеральных и минеральных соединений, сопровождающиеся пространственной дифференциацией химических элементов.

В отличие от геохимических процессов, идущих в более глубоких частях литосферы, *ландшафтно-геохимические процессы* протекают при низких температурах поверхности земли, нормальном атмосферном давлении и подчиняются в своих проявлениях географическим закономерностям распределения на континентах тепла и влаги.

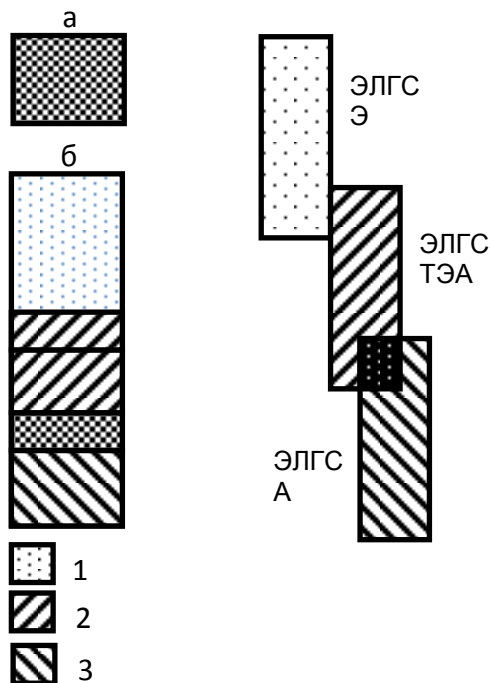
При всем многообразии ландшафтно-геохимических процессов в каждом из них можно выделить три *главные фазы*:

1) *фаза мобилизации* характеризуется переходом химических элементов из менее подвижных в более подвижные в данной обстановке формы;

2) *фаза транслокации* характеризуется нахождением химических элементов в миграционных потоках и перемещением их в пространстве;

3) *фаза аккумуляции* характеризуется переходом химических элементов из более подвижных в менее подвижные формы, выведением их из миграционных потоков, накоплением в твердой фазе различных компонентов ландшафтов, а также в составе живого вещества.

Пространственные соотношения отдельных фаз одного и того же геохимического процесса многообразны (рисунок 6.1).



Блоки: Э – элювиальный; ТЭА – трансэлювиально-аккумулятивный;
А – аккумулятивный.

Фазы процессов: 1 – мобилизация веществ; 2 – транслокация;
3 – аккумуляция.

Соотношение в пространстве: а – пространственно не разобщены (процесс идущий *in situ*); б – локализованы в различных блоках и субблоках ЭЛГС; в – пространственно разобщены по звеньям (блокам) КЛГС.

Рисунок 6.1 – Фазы ландшафтно-геохимических процессов, схемы их пространственных соотношений

Выделяются следующие *основные типы пространственных соотношений фаз*:

1. Фазы мобилизации, транслокации и аккумуляции пространственно не разобщены, локализованы в пределах одного

субблока (почвенный горизонт) ЭЛГС системы; транспорт мобильных элементов идет на расстояния, измеряемые миллиметрами, первыми сантиметрами, и не строго ориентирован в пространстве. В этом случае процесс рассматривается как *единый, идущий на месте* (инситный) (рисунок 6.1а). Таковы, например, процессы инситного выветривания, гумусонакопления.

2. *Фазы процесса пространственно разобщены, но локализованы в пределах одного компонента ландшафта (блока ЭЛГС системы)*. Транслокационная фаза имеет векторный характер, что приводит к формированию внутри компонента *геохимической зональности* (генетических горизонтов почв, ярусов выщелачивания и обогащения в толще коры выветривания и т.д.). В этом случае *геохимический процесс* рассматривается как *единый, но сложный, внутриконтинентальный* (процесс почвообразования, дифференциации коры выветривания и т.д.), включающий ряд частных или элементарных процессов, ответственных за формирование отдельных зон (рисунок 6.1б).

3. *Фазы мобилизации, транслокации и аккумуляции пространственно разобщены и осуществляются в различных блоках ЭЛГС* (при радиальной миграции) и *ландшафто-геохимических катен* (при латеральной миграции). Например, мобилизация элементов и зона выщелачивания идут в почвах, а аккумуляция – в подстилающих рыхлых отложениях; или мобилизация и транспорт происходят в горизонте грунтовых вод, а аккумуляция – в почвах геохимически подчиненных супераквальных ландшафтов или в донных осадках местных водоемов. Это типичные проявления *внутриландшафтных геохимических процессов*. Каждый из них по отношению к ландшафту в целом – единый геохимический процесс; по отношению к отдельным блокам ландшафта фазы процесса воспринимаются как самостоятельные процессы. Это нашло отражение в номенклатуре геохимически сопряженных элементарных ландшафтов: *элювиальные, трансэлювиальные, трансаккумулятивные, аккумулятивные* (рисунок 6.1в).

4. *Фазы мобилизации элементов и их вторичной аккумуляции сильно разобщены, находятся в различных частях мезо-, макрокаскадных ЛГС.* Миграционные потоки (водные, воздушные), которыми осуществляется транслокация элементов, имеют протяженность в десятки и сотни километров; *вторичная аккумуляция* также идет на обширных площадях. В данном случае, каждая из фаз этих процессов (по охватываемому пространству и массе вовлекаемых в миграцию элементов) может рассматриваться как *особый региональные геохимический процесс* (например, гидрохимический сток, атомогидрохимический перенос, внутриконтинентальное соленакопление и др.).

Таким образом, по размерам пространства, на котором проявляются геохимические процессы, они делятся на инситные – внутриконтинентальные, внутриландшафтные и региональные – межландшафтные.

6.2 Главные направления ландшафтно-геохимических процессов

Два главных фактора определяют основные направления ландшафтно-геохимических процессов – это *вода и живое вещество*. Вода в ландшафтах – мощный геохимический фактор, поскольку подавляющее большинство химических реакций идет в водной среде. Вода выступает в качестве транспортера химических элементов; с водными потоками идет поступление вещества в ландшафт, его транслокация и вынос. Это главный фактор, определяющий наряду с термическими условиями воспроизводство в ландшафтах живого вещества.

Фазовые состояния воды и ее подвижность зависят от термических условий. Замерзая, вода переходит в малоподвижное состояние, накапливается в надземной или в подземной частях ландшафта. Интенсивность водной миграции ограничивается на низкотемпературных барьерах; наряду с ледяными массами, задерживается ряд химических элементов. Переход воды, при повышении температуры в парообразное состояние, увеличи-

вает подвижность, как самой воды, так и вовлекаемых с парами воды химических элементов. Они выносятся за пределы данного ландшафта и вовлекаются в атмосферную миграцию. Поэтому термические режимы, контролирующие фазовые переходы воды, существенно изменяют условия водной миграции и аккумуляции химических элементов в ландшафтах.

Совокупность геохимических процессов, связанных с проникновением воды в литосферу и сопровождающихся растворением, переносом и вторичным выпадением из растворов вадозных минералов, А. Е. Ферсман назвал *гидрогенезом*. Гидрогенез – один из главных процессов в ландшафтах.

Столь же существенна роль *живого вещества* в управлении ландшафтно-геохимическими процессами, т.к. именно в ландшафтной оболочке его масса достигает наибольшей плотности. Самый значительный, специфичный для наземных ландшафтов и эвфотических зон морей и океанов, геохимический процесс – это *фотосинтез*. В результате углерод углекислого газа атмосферы в форме многообразных органических соединений фиксируется организмами и включается, при отмирании последних, в многократные биогеохимические и физико-химические процессы, охватывающие все компоненты ландшафта. Размножение, рост, отмирание и возобновление массы фотосинтезирующих организмов обеспечивают непрерывность поступления в ландшафты новых масс органического углерода, заряженного солнечной энергией.

Первичная биопродукция – это источник энергии и пищи для многочисленных *гетеротрофов*. В процессах разложения и минерализации органических веществ, где главная роль принадлежит *гетеротрофным* микроорганизмам, продукты их метаболизма определяют кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия в почвах, породах, водоносных горизонтах, в водоемах. С их деятельностью связано формирование биохимических барьеров, среди которых значительную роль играет избирательное биологическое поглощение элементов и выведение их тем самым из миграционных потоков.

Исключительно большое значение в геохимии ландшафтов имеют процессы *фиксации микроорганизмами атмосферного азота, его аммонификация и нитрификация*, т.е. включение атомарного азота в биогеохимические циклы. Управляющая роль живых организмов в геохимических процессах проявляется по-разному и зависит, прежде всего, от массы создаваемой в ландшафте первичной биопродукции, массы поступающих органических остатков, скорости их разложения и минерализации. Биопродуктивность природных ландшафтов и скорость биологического круговорота элементов в них зависят от соотношения тепла и влаги, т. е. от гидротермических условий. Совокупность геохимических процессов, обусловленных созданием и разложением органического вещества в ландшафтах, называется *биогенезом*.

Биогенез и гидрогенез взаимосвязаны, их соотношение, интенсивность и формы проявления существенно определяют общее направление ландшафто-геохимических процессов.

6.3 Другие виды ландшафтно-геохимических процессов

С гидрогенезом связана миграция легкорастворимых солей, участвующих в глобальном круговороте влаги в системе континенты-океаны, а также во внутриконтинентальных кругооборотах солей в рассмотренных выше замкнутых КЛГС, в которых водные и атмосферные миграционные потоки объединяют области формирования гидрохимического стока и области его разгрузки. Две главные составляющие этих круговоротов – гидрохимический сток и поступление солей с осадками и твердыми выпадениями из атмосферы.

Атмогидрохимические круговороты разделяются на *глобальные круговороты*, связывающие миграционными потоками континенты и океаны, а также осуществляющие межконтинентальный перенос вещества и *внутриконтинентальные круговороты*. В своей совокупности атмогидрохимические потоки выступают как *внешние* по отношению к конкретным

ландшафтам. Для их характеристики используют модули поступления из атмосферы влаги и химических элементов, и модули гидрохимического стока, на основании которых рассчитывают *водные и солевые балансы*. Последние особенно необходимы для выявления общих тенденций геохимического состояния регионов и мелиоративного прогноза.

С атмосферо-гидрохимическими круговоротами тесно связана геохимия легкорастворимых солей в ландшафтах: процессы растворения, транспорта, дифференциации, вторичной аккумуляции солей в почвах, растениях, породах, грунтовых и поверхностных водах. Эту ветвь гидрогенеза правомерно выделить в особый процесс *галогенез*.

Галогенез в меньшей степени, чем другие ландшафтно-геохимические процессы, контролируется биогеохимическими факторами. Он подчиняется физико-химическим закономерностям. Другие ландшафтно-геохимические процессы имеют или непосредственно биогеохимическую природу, или тесно связаны с *автотрофным и гетеротрофным биогеогенезом*.

Автотрофный биогеогенез – создание первичной биологической продукции в результате фотосинтеза и хемосинтеза. С ним связаны ассимиляция солнечной энергии и биогеохимические циклы элементов – *биохимический круговорот веществ*.

Гетеротрофный биогеогенез сопутствует процессам разложения и минерализации органического вещества. Биогеохимическая деятельность гетеротрофов рассматривается в связи с их *ферментативной активностью*, контролирующую разложение, минерализацию органических остатков, миграцию и аккумуляцию в ландшафтной сфере органических, органоминеральных и минеральных веществ.

В соответствии с макрокомпонентным составом внутриландшафтных аккумуляций можно выделить ряд распространенных направленных ландшафтно-геохимических процессов:

1. *Детритогенез* – накопление в ландшафтах мертвого органического вещества в форме подстилок, торфов, сапропелей.

2. *Гумато- и хелатогенеза* – формирование и накопление специфических органоминеральных комплексов и соединений.

3. *Внутриландшафтный минералогенез* – процессы новообразования, трансформации и накопления минеральных веществ. В него входят алюмосиликатогенез, опалогенез, оксидогенез, глеегенез, сульфидогенез, кальцитогенез.

4. Наряду с собственно геохимическими и биогеохимическими процессами как в природных, так и в техногенных ландшафтах в особую группу можно выделить процессы *механогенеза*. К ним относят: 1) атмогидросуспензионный круговорот (твердый сток, атмосферный перенос пылевых масс); 2) локальные перемещения суспензии в толще почв, обломочной коры выветривания, рыхлых отложений; 3) криогенные перемещения твердых масс (пучение, термокарст, солифлюкция). Механогенез проявляется в различных формах эрозии, дефляции, в развитии оползней, осыпей и обвалов.

5. Кроме того, перемещение масс минеральных и органических веществ связано с роющей и транспортирующей деятельностью животных (*зоомеханогенез*).

Животные ландшафтов существенно влияют на миграцию химических элементов. Они вовлекаются в миграцию в результате трофической, гнездостроительной, роющей деятельности, а также при суточных и сезонных миграциях. В деятельности животных сложно переплетаются биогеохимические процессы с процессами механического перемещения твердых масс органических и минеральных веществ, т. е. с процессами *зоомеханогенеза*, в результате которых происходит *как радиальное, так и латеральное перемещение химических элементов в ландшафтах*.

Так, в радиальной транспортировке органических и минеральных веществ, в подщелачивании среды большую роль играют *дождевые черви*. Особенно те из них, которые питаются наземными растительными остатками, а живут в глубоких норах. Они способствуют переносу органических веществ с поверхности в глубь. Велика также роль *млекопитающих* в радиальном перемещении твердых почвенных масс. Существенная роль в механической миграции твердых масс вещества и легкорастворимых солей принадлежит *землероям*, обитающим в

сухих степях и полупустынях (например, малый суслик). В зоне пустынь широко проявляется *геохимическая деятельность термитов*.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Что такое ландшафтно-геохимические процессы, охарактеризуйте фазы их протекания?
2. Перечислите и охарактеризуйте соотношения отдельных фаз геохимического процесса.
3. Назовите два главных фактора протекания ландшафтно-геохимических процессов и поясните их роль в функционировании ландшафтов.
4. Поясните что такое гидрогенез, автотрофный и гетеротрофный биогенез?
5. Из чего состоит атмосферогеохимический круговорот веществ в ландшафтах?
6. Что такое галогенез?
7. Какие виды направленных ландшафтно-геохимических процессов выделяют?
8. Что такое гумато- и хелатогенез, минералогенез?
9. Поясните особенности протекания механогенеза и что такое зоомеханогенез?

7 АТМОГИДРОХИМИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ Веществ в ландшафтах

7.1 Атмосферные осадки и элементы водного баланса

Ежегодно на территорию СНГ поступает с атмосферными осадками 8750 км^3 воды, что в среднем составляет 407 мм/год. Наибольшее количество их выпадает горных районах (более 800 мм/год); на равнинах наибольшее количество осадков выпадает на западе Русской равнины (700–600 мм/год), ее остальная часть, а также средняя часть Западно-Сибирской равнины получают 500–400 мм. К востоку в связи с ослаблением влияния западных циклонов и изоляцией от тихоокеанских воздушных масс количество осадков уменьшается.

Атмосферная влага, поступающая на поверхность Земли, частично *испаряется с поверхности растительного покрова, почв и водоемов*. Часть влаги расходуется растительным покровом на *транспирацию* и *построение органического вещества*. Значительная доля атмосферных осадков *стекает по поверхности*. В водную миграцию вовлекаются из растительного опада и верхних горизонтов почв растворимые минеральные и органические вещества, а в условиях расчлененного рельефа и интенсивного стока – также и твердые частицы.

Часть влаги проникает в почвы и толщи рыхлых отложений, достигает уровня грунтовых вод и при разгрузке последних в речную сеть включается в общий сток. С этой частью влаги связаны *процессы мобилизации, транзита и вторичной внутриландшафтной аккумуляции* ряда химических элементов, а также *вынос* из зоны дренирования наиболее подвижных в данной обстановке соединений.

В речном стоке, составляющем 45 % от массы атмосферной влаги, большая часть (60 %) – это воды поверхностного стока, меньшая часть (30 %) – подземного. *Подземный сток* в реки складывается из *стока грунтовых вод и стока глубоких подземных вод*, поступающих в ландшафтную сферу по тектонически ослабленным зонам, или путем перетекания в водо-

упорные породы. Доля глубинных вод в общем подземном стоке в речную сеть составляет около 10 %, или около 1 % от всего речного стока. Таким образом, формирование водного речного стока идет на 99 % за счет атмосферных вод.

В различных зонах соотношение между составляющими водного речного стока изменяется. В областях с вечной мерзлотой уменьшается доля подземного стока и увеличивается относительная роль поверхностного, в аридных областях увеличивается доля влаги, расходуемой на испарение.

В зависимости от природных условий транспирация составляет от 20 до 80 % суммарного испарения, увеличиваясь от гумидных к аридным областям. Количество транспирируемой влаги изменяется в зависимости от типов растительных сообществ и слагающих их видов растений. Поэтому в различных ландшафтных зонах, а в пределах одной зоны в элювиальных и супераквальных ландшафтах, массы транспирируемой растением влаги изменяются в широких пределах.

Сбалансированность круговорота влаги свидетельствует об устойчивости ландшафта, дисбаланс – о возрастании гумидности или аридности, периодической или прогрессирующей. Геохимические процессы в ландшафтах в значительной мере зависят от их влагонасыщенности, т.е. запасов в ландшафте воды атмосферного происхождения.

Часть поступающей в ландшафты атмосферной влаги сосредотачивается в живых организмах, в которых она составляет от 48 до 95 % от их массы. Часть влаги удерживается в почвах и рыхлых наносах. Эта влага составляет 20–40 % от общей массы определенного объема почвы.

В условиях равнинного, слаборасчлененного рельефа, затрудненного дренажа и оттока влаги образуются ландшафты, которые можно было бы назвать «земноводными». Такова Западно-сибирская равнина, где площади многочисленных озер и обширных болот превышают площади, занимаемые «сухопутными» ландшафтами. Многочисленные озера и болота располагаются в лесотундровой и северо-таежной зонах, в районах с вечной мерзлотой. В ледовых массах, заключенных в

толщах мерзлых пород и почв, а также в наземных ледниках, сосредоточена значительная часть наиболее консервативных запасов пресных вод. Во всех остальных компонентах (живые организмы, почвы, болота, озера, реки) вода непрерывно возобновляется и активно участвует в миграционных процессах.

Итак, с задержкой на континенте части атмосферной влаги связано наличие обширных по площади супераквальных и аквальных ландшафтов, в которых геохимические процессы контролируются в значительной степени постоянным присутствием гравитационной или капиллярной влаги и обилием слабо-разложившегося органического вещества.

7.2 Поступление химических элементов с атмосферными осадками

Химический состав атмосферных осадков определяется:

- выносом солей с поверхности морей и океанов (при штормах, сопровождающихся образованием пены и сдуванием ее с водной поверхности, возникновении смерчей с последующим распылением водных океанических масс в атмосфере, испарении воды со спокойной поверхности океана);
- ветровым выносом пыли, особенно с поверхности солончаков на суше;
- поступлением солей в атмосферу при транспирации и испарении с поверхности почв;
- деятельностью вулканов;
- поступлением техногенных веществ.

Исследования состава атмосферных осадков в направлении от морских побережий вглубь суши показали, что влияние морских бассейнов на минерализацию и химический состав атмосферных осадков сказывается на расстоянии 200–250 км.

Анализы минерализации и химического состава осадков, выпадающих в высокогорных областях, на ледниках Антарктиды показали, что они слабо минерализованы и преимущественно хлоридно-натриево-магниевого состава. Подобную,

же низкую минерализацию и преимущественно хлоридно-натриевый состав имеют атмосферные осадки, собранные у верхней границы тропосферы. Отсюда сделан вывод о *постоянстве океанической составляющей солевого состава атмосферных осадков. Следовательно, количество солей океанического происхождения, поступающих с осадками, увеличивается пропорционально количеству осадков.* Количество и состав солей континентального происхождения определяются *ландшафтными условиями.*

В лесных и влажных областях, где запыление атмосферы невелико, минерализация очень мала – 17–20 мг/л. *В степной зоне,* где вследствие распаханности территории запыленность увеличивается, минерализация осадков повышается до 40–50 мг/л. *В полупустынях и пустынях,* где запыленность атмосферы еще более увеличивается и где большие пространства покрыты солончаками, с поверхности которых происходит интенсивная дефляция солей, минерализация осадков в среднем составляет 180 мг/л. *В высокогорных областях* Кавказа и Средней Азии минерализация осадков значительно ниже, чем на прилегающих равнинных территориях, но примерно в 1,5 раза выше, чем в таежно-лесных областях (30 мг/л). *В областях современного вулканизма* минерализация осадков возрастает. Так, на Камчатке она в среднем составляет 65 мг/л, а местами достигает 1000–2000 мг/л. *В промышленных областях* минерализация осадков также повышена и в отдельных случаях достигает 120–160 мг/л.

Состав их существенно варьирует, но в среднем сульфатов больше, чем хлоридов. Содержание соединений азота в осадках всех зон невелико и варьирует незначительно, за исключением промышленных районов, где содержание азота в осадках примерно в 4 раза выше общего фона.

На основании данных о количестве осадков, их минерализации, солевом составе и сведений о площадях областей с различным увлажнением были рассчитаны *массы растворенных веществ,* поступающих с атмосферными осадками. На территорию СНГ с атмосферными осадками поступает около

258 млн т/год растворенных веществ. Модуль поступления солей в среднем равен 12 т/км^2 в год; он имеет наименьшее значение в избыточно-влажных и влажных областях ($6,1-7,8 \text{ т/км}^2$ в год), возрастает в зоне недостаточного увлажнения до $17,4 \text{ т/км}^2$, а в сухих областях возрастает до $26,4 \text{ т/км}^2$ в год. Уменьшение количества осадков в сухих областях компенсируется их более высокой минерализацией.

В горных областях, особенно на Кавказе, модуль поступления солей также достаточно высок за счет почти в 6 раз большего количества осадков, чем в пустынях. В небольших количествах с осадками поступают ионы аммония и нитраты. В сумме средний модуль поступления азота равен $0,27 \text{ т/км}^2$ в год. Преимущественное поступление, как во влажных, так и в сухих областях кальция, в сравнении с натрием, и иона НСО_3 в сравнении с хлором и сульфатным ионом, говорит о преобладании континентального источника солей в атмосферных осадках. В аридных областях, где идет сильный ветровой вынос хлоридов и сульфатов с поверхности солончаков, модули поступления их с осадками, также как и натрия, возрастают.

7.3 Гидрохимический сток

Суммарный гидрохимический сток на территории СНГ составляет $514,41 \cdot 10^6$ т/год солей. Из них 9,23 % аккумулируется во внутренних бессточных бассейнах. Между остальными бассейнами гидрохимический сток распределяется следующим образом (в %): Каспийское море – 17,3; Черное и Азовское – 8,1; Баренцево, Белое и Балтийское – 10,4; Карское, Лаптевых, Восточно-Сибирское и Чукотское – 46,31; Берингово, Охотское и Японское – 9. Средний модуль ионного стока равен $24,78 \text{ т/км}^2$ в год. Наиболее высокие значения модуля стока характерны, для бассейнов европейской части, особенно бассейна Каспийского моря ($40,0 \text{ т/км}^2$ в год), что по-видимому, связано с поступлением солей из соленосных морских отложений. В остальных бассейнах модули ионного стока составляют

31,5–32,7 т/км² в год. В азиатской части средние модули ионного стока ниже, чем в европейской части, и лежат в пределах 19,5–24,4 т/км² в год. Очень велики модули ионного стока в горных областях: на Кавказе и Урале – свыше 50 т/км² в год.

Коэффициент водной мобилизации (K_m) – это частное от деления общего количества вынесенных солей на количество поступивших солей из атмосферы. Для всей территории СНГ гидрохимический сток солей в два раза превышает их поступление из атмосферы ($K_m=2$). Однако, степень мобилизации отдельных ионов различна. Выделяются две группы солей:

1) хлориды и сульфаты натрия и калия – в основном представляют собой циклические ионы, лишь небольшая их доля при каждом гидрохимическом цикле участвует в направленном процессе выноса;

2) кальций, магний и гидрокарбонат ион – активно мобилизуются и выносятся из ландшафтов. Массы ежегодно выносимых гидрокарбонатов магния и особенно кальция в океаны и внутренние моря примерно три раза превышают их поступление с осадками.

7.4 Атмосферный перенос солей

При исчислении солевых балансов в замкнутых водоемах и почвах аридных областей многие исследователи обращали внимание на несоответствие между поступлением солей с речным и подземным стоком и запасами их в толщах рыхлых отложений, в почвах и замкнутых водоемах.

Так, возраст Каспийского и Аральского морей, а также озера Балхаш на основании водно-солевых расчетов должен быть в пределах 400–1000 лет, однако эти цифры далеко не соответствуют геологическому возрасту водоемов. В. М. Боровский (1978), сопоставив запасы солей в почвах пустынных и обводненных равнин древней дельты р. Сырдарья, показал, что при существующем гидрохимическом режиме общая масса солей в обводненной части дельты могла бы накопиться всего

за 200 лет. Возраст же дельты несколько десятков тысяч лет. Этот парадокс можно объяснить, если учесть *эоловый вынос солей* с поверхности акваторий, солончаковых почв и растений галофитов, ассимилирующие органы которых покрыты кристалликами солей, выделяющимися из тканей растений.

Эоловый вынос солей – это одна из основных составляющих солевого баланса территорий с поверхностно засоленными почвами. По балансовым расчетным данным, вынос солей через атмосферу находится в пределах 4–7 тыс. т/км² в год. При балансовых расчетах привноса с ионным стоком и эолового выноса солей необходимо учитывать высокое содержание в солях кристаллизационной воды.

Направление и дальность атмосферного переноса солей определяется положением данной территории в системе бассейнов атмосферного стока. Часть солей возвращается в области формирования стока, а часть солей выносятся за пределы аридных областей и включается в межзональные и глобальные атмогеохимические потоки.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Поясните перераспределение атмосферной влаги, поступающей на поверхность Земли.
2. Из чего складывается подземный сток реки?
3. О чем свидетельствует сбалансированность круговорота влаги и, наоборот, его дисбаланс?
4. От чего зависит химический состав атмосферных осадков?
5. Что такое гидрохимический сток?
6. Дать определение коэффициента водной мобилизации.
7. Выделить две группы солей по степени их мобилизации.
8. Пояснить процесс эолового переноса солей.
9. От чего зависит направление и дальность атмосферного переноса солей?

8 ГАЛОГЕНЕЗ И СУЛЬФИДОГЕНЕЗ

8.1 Основные процессы, главные соляные минералы

Процессы мобилизации водной миграции и выпадения из растворов солей, протекающие внутри ландшафтов, объединяются в понятие «галогенез». Галогенез – это направленный ландшафтно-геохимический процесс, в результате которого идет аккумуляция в ландшафтах *легкорастворимых солей*.

Галогенез протекает в бессточных соленых озерах, над горизонтом грунтовых вод, в толщах рыхлых отложений и в почвах, вблизи источников минерализованных грунтовых и подземных вод. Он идет повсеместно, где *испаряемость превышает количество осадков и возможна испарительная концентрация природных растворов*. Особенно ярко галогенез проявляется в субаридных и аридных ландшафтах степей, полупустынь и пустынь, где местами является основным ландшафтообразующим геохимическим процессом. Галогенез проявляется также в экстраконтинентальных холодных регионах, где он связан с *криогенной метаморфизацией природных вод*.

В галогенезе участвуют химические элементы преимущественно с большими радиусами ионов, с низкой валентностью: из *катионогенных элементов* – Na, K, H, Ca, Mg; из *анионогенных* – Cl, S, C, O, N. Они образуют простые и сложные соли: хлориды, сульфаты, карбонаты, реже нитраты (таблица 8.1).

Соли поступают в ландшафты в результате процессов:

- 1) растворения солей, заключенных в толщах осадочных пород;
- 2) выветривания первичных минералов изверженных и осадочных пород;
- 3) при вулканических и поствулканических процессах;
- 4) при разгрузке глубоких минерализованных подземных вод;
- 5) при подпитывании морскими водами поверхностных и грунтовых вод низменных побережий;
- 6) при ветровом выносе солей с поверхности морей;
- 7) в процессе техногенеза.

Доля участия этих процессов в общем поступлении солей существенно различна.

Таблица 8.1 – Соляные минералы, распространенные в породах, почвах, донных отложениях соленых озер

Название минерала	Формула	Растворимость
Галит	NaCl	Легкорастворимый
Гидрогалит	$\text{NaCl} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Легкорастворимый
Сильвин	KCl	Легкорастворимый
Бишофит	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Очень легкорастворимый
Карналлит	$\text{KCl} \cdot \text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Очень легкорастворимый
Каинит	$\text{KCl} \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$	Легкорастворимый
Тенардит	Na_2SO_4	Легкорастворимый
Глауберит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$	Растворяется с выделением газа
Мирабилит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Легкорастворимый, растворимость падает при низких температурах
Кизерит	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$	Медленно растворяется
Эпсомит	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$	Очень легкорастворимый
Гипс	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Труднорастворимый
Ангидрит	CaSO_4	Очень труднорастворимый
Астраханит	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{MgSO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Легкорастворимый
Сода	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Легкорастворима при высоких температурах, при понижении температуры растворимость падает
Нахколит	NaHCO_3	Легкорастворимый
Трона	$(\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Легкорастворимый

8.2 Выпадение солей в осадок при замерзании морских вод и галогенез в континентальных озерах

На низменных побережьях арктических морей *морские воды*, насыщающие горные породы и почвы, подвергаются *криогенной метаморфизации* с выпадением в осадок солей.

В первую очередь при замерзании соленой воды осаждаются CaCO_3 , идет *криогенное обызвесткование пород*. При температуре $-7,4^\circ\text{C}$ в растворе остается только 14 % от первоначального содержания $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$; начинает осаждаться мира-

билит, идет *сульфатация пород и почв*. Общая минерализация вод повышается и они становятся хлоридными. При температуре -23°C выпадает гидрогалит, при температуре -36°C – бишофит. В результате промерзания в приповерхностных условиях могут формироваться *бессульфатные хлоридно-кальциевые рассолы*. Таким образом, сильное промерзание пород сопровождается образованием пресных или слабосоленых льдов и высокоминерализованных подмерзлотных или межмерзлотных криогалинных вод. Со льдом в твердую фазу выводятся наиболее трудно растворимые соли. С этим процессом связано соленакопление в ландшафтах экстраконтинентальных мерзлотных областей.

Каждое озеро – это открытая геохимическая система, представляющая подсистему в еще более сложной структурной единице – геохимическом ландшафте.

Водоем связан с ландшафтами водосборного и солесборного бассейна; в него извне привносятся растворенные и взвешенные вещества с поверхностным, внутрипочвенным, грунтовым стоком; некоторое их количество поступает в водоем с осадками и пылью из атмосферы. Через атмосферу осуществляется и обратная геохимическая связь водоема с окружающим ландшафтом.

Весьма существенно положение водоема в КЛГС. *Проточные озера – это транзитные звенья* в миграции легко растворимых солей. Выпадение солей из растворов в озерах часто контролируется не испарительной концентрацией, а влиянием низких температур. *Бессточные озера и сухие впадины – это конечные звенья* внутриконтинентальных КЛГС, в которых главная роль принадлежит испарительной концентрации солей и биогеохимическим окислительно-восстановительным процессам в системе водная масса-донные отложения.

8.3 Галогенез в системе породы-грунтовые воды-почвы

Грунтовые воды обогащаются солями за счет растворения солей, образующихся при выветривании первичных минералов

и солей. В начальной стадии, еще при слабой минерализации грунтовых вод и активном водообмене, переход солей из твердой фазы в раствор идет в последовательности, соответствующей их растворимости (таблица 8.2).

Таблица 8.2 – Растворимость минеральных солей в воде при температуре 20°C

Соли	Концентрация, г/л	Соли	Концентрация, г/л
Ca ₂ SO ₄	2000	KCl	255,0
K ₂ SO ₄	100,3	MgSO ₄	262,0
Na ₂ SO ₄	161,0	MgCl ₂	353,0
Na ₂ CO ₃	178,0	CaCl ₂	427,0
NaCl	264,0		

И в большей степени соответствуют *рядам миграции элементов* Б. Б.Полынова и А. И. Перельмана (таблица 8.3).

Таблица 8.3 – Ряды миграции (А. И. Перельман, 1972 г.)

Интенсивность миграции	Состав ряда
Очень сильная	S, Cl, B, Br, I
Сильная	Ca, Na, Mg, F, Sr, Zn, Mo, Se, Au
Средняя	Si, K, Mn, P, Ba, Rd, Ni, Cu, Li, Co, Cs, As, Tl, Ra
Слабая и очень слабая	Al, Fe, Ti, Zr, Th

В соответствии с растворимостью солей (при наличии их в исходной водовмещающей породе) интенсивнее всех растворяются и выносятся с грунтовыми потоками хлориды Ca, Mg, Na, K и сульфаты Mg; за ними следуют сульфаты и карбонаты Na и K; значительно слабее идет растворение и вынос гипса, и особенно карбонатов Ca и Mg; в еще меньшей степени растворяется кремнезем. В областях транзита и разгрузки грунтовых вод выпадение солей в осадок идет в обратном порядке.

Интенсивность водной миграции макроэлементов существенно изменяется с изменением кислотно-щелочных условий, а элементов с переменной валентностью – с изменением

окислительно-восстановительной обстановки. По мере обогащения легкорастворимыми солями грунтовые воды начинают действовать на водовмещающие породы как солевые растворы, повышающие или понижающие растворимость солей, находящихся в твердой фазе.

Минерализация и химический состав грунтовых вод, по мере их движения из областей питания к областям разгрузки, изменяется. Они обогащаются солями, поступающими из водовмещающих пород и глубоких подземных вод, теряют часть растворенных компонентов при обменных реакциях солей в растворе, и взаимодействии растворенных солей с водовмещающими породами или при смешении с водами иного химического состава. Так, при смешении содовых вод с сульфатными и хлоридными водами идут реакции, сопровождающиеся *обызвесткованием и доломитизацией* вмещающих пород. В результате исчезновения соды щелочность вод понижается, увеличивается содержание хлоридов и сульфатов натрия.

Обменные реакции идут направленно при удалении растворенных продуктов реакции, что возможно при хорошем водообмене. Известны реакции необратимого связывания растворенного в воде Mg находящимися в водовмещающей породе карбонатами кальция, с образованием *доломита*:



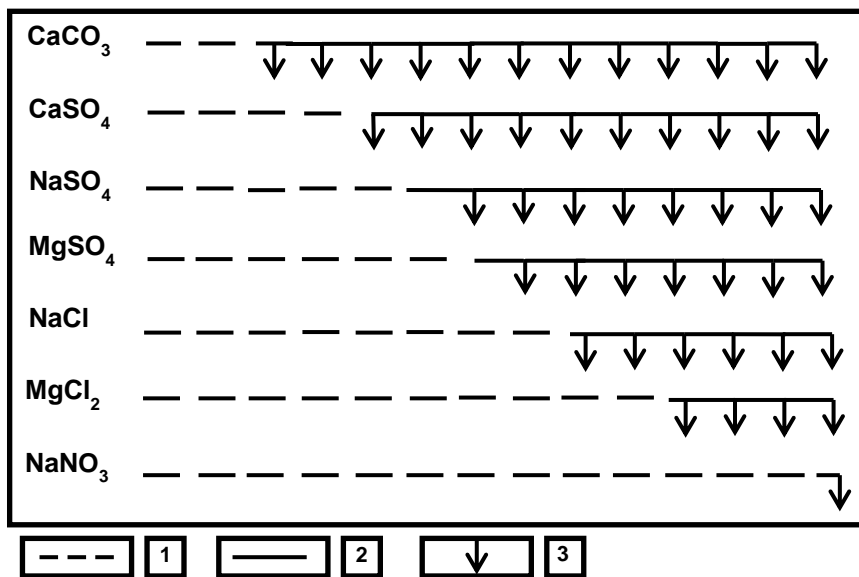
При реакции связывания Mg из сернокислых солей, наряду с доломитизацией пород идет, их *огипсование*.

По данным В.А. Ковды, испарительная концентрация солей в грунтовых водах начинает проявляться на глубине 3,5–4,0 м их залегания и особенно усиливается с глубины 2,8–3,0 м. В капиллярной кайме, над грунтовым потоком испарение еще более возрастает и достигает максимума в почвенной толще. В зависимости от глубины залегания грунтовых вод и водоподземной способности пород и почв полное испарение растворов наступает или внутри почвенного профиля, или на поверхности почв.

Верхний предел минерализации грунтовых вод: в пустынях и полупустынях Средней Азии, южного Прикаспия и Азербайджана – 200–220 г/л; в Северном Прикаспии и Приаралье – 100–150 г/л; в степях и лесостепях Западной Сибири – 40–50 г/л; в конечных бассейнах стока – 100 г/л.

Верхний предел концентрации солей в почвенных растворах в засоленных почвах достигает 300-400 г/л.

При всем многообразии процессов, контролирующих выпадение солей из потока грунтовых вод при их движении от областей стока к местам разгрузки, соли начинают выпадать в осадок в определенной последовательности (рисунок 8.1).



1 – ненасыщенный раствор; 2 – насыщенный раствор;
3 – выпадение в осадок.

Рисунок 8.1 – Схема последовательного выделения химических соединений из почвенно-грунтовых вод при их испарении и миграции в окислительных условиях (по В. А. Ковде, 1946 г.)

В результате в пределах крупных КЛГС формируются цепи геохимически сопряженных ландшафтов, связанных общим

потоком грунтовых вод. Образуется определенная *галогеохимическая зональность*. От областей стока к областям аккумуляции последовательно выделяются зоны: *обызвесткования, огипсования, сульфатного, а затем хлоридного натриево-магниевого соленакопления*, к которым на самых конечных этапах местами добавляется *накопление нитратов натрия*. По мере концентрации растворов и выпадения менее растворимых солей с ростом минерализации, изменяется состав вод и почвенных растворов: относительно возрастает доля сульфатов, а затем хлоридов Na, Mg и Ca.

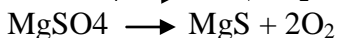
Галогеохимическая зональность проявляется как на обширных территориях, так и в пределах местных солесборных бассейнов; ей подчинена последовательность аккумуляции различных по составу солей в толщах рыхлых отложений над горизонтом грунтовых вод, в профиле почв, в донных отложениях соленых озер.

8.4 Сульфидогенез

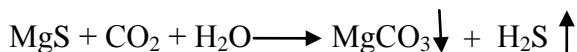
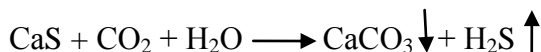
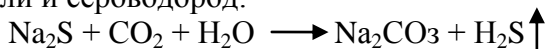
В солоноватых и соленых озерах, а также в солончаково-болотных почвах, широко распространен *сульфидогенез – восстановления серы* сульфатов до сульфидов и образования сероводорода. Эти процессы идут при участии *сульфатредуцирующих бактерий*. Условия для жизни сульфатредуцирующих бактерий оптимальны в периодически затопляемых приморских дельтах, на низменных морских побережьях, в солончаках, такырах, в донных отложениях солоноводных водоемов.

В солоноводных водоемах с плохим водообменом, с донными отложениями, богатыми органическими остатками, в донных осадках создается *восстановительный режим*, поселяются сульфатредуцирующие бактерии, преимущественно рода *Desulfovibrio*. Многие виды этих бактерий – галофилы. Это *хемоорганотрофные организмы*, потребляющие готовые органические вещества; их энергетический обмен связан с восстановлением серы сульфатов, находящихся в донных осадках.

Сера сульфатов Na, Ca, Mg восстанавливается, образуя сульфиды:



При взаимодействии сульфидов с углекислотой, выделяющейся при разложении органических остатков, образуются углекислые соли и сероводород:



Углекислый кальций (CaCO_3) и магний (MgCO_3) выпадают в осадок, сода (Na_2CO_3) при определенных термических условиях переходит в раствор, а сероводород (H_2S) улетучивается. В результате этого процесса идет *метаморфизация* вод: формируются *содовые бессульфатные воды*.

С процессами биологической *сульфатредукции* связано накопление соды в озерах, *содообразование* в лугово-болотных почвах и формирование гидрокарбонатно-натриевых пластовых вод, сопутствующих нефтегазоносным бассейнам. В нефтеносных районах восточного Азербайджана содовые воды изливаются на поверхность *грязевыми вулканами*.

Сульфидогенез развивается не только в естественных ландшафтах. Он проявляется *на орошаемых землях*, особенно при поливах затоплением, когда идет полное вытеснение поливной водой почвенного воздуха. На длительное время почвы затопляются при культуре риса. В СНГ центрами рисосеяния являются Северный Кавказ, Средняя Азия, Казахстан и Дальний Восток.

8.5 Роль техногенеза в процессах накопления солей в ландшафтах

Два рода деятельности человека в течение тысячелетий оказывают влияние на процессы галогенеза: *орошение земель* в аридных областях и *добыча солей* из соляных месторождений

и водоемов. К ним прибавилось *извлечение из недр галогенов* при добыче руд, угля, нефти, а также *искусственный синтез солей*, используемых в качестве минеральных удобрений.

Самым мощным фактором техногенного воздействия на галогелез является *орошение земель*. В СНГ наиболее древние очаги земледелия приурочены к аридным областям полупустынь и пустынь. Орошение воздействует на все компоненты ландшафта: почвы, почвообразующие породы, грунтовые и поверхностные воды, климат приземной части атмосферы, биологический круговорот веществ. Наряду с положительным воздействием на биологическую продуктивность ландшафта, орошение вызывает и отрицательные явления, ограничивающие, а местами сводящие к нулю, положительный эффект орошения. Главная проблема орошаемого земледелия – *вторичное засоление*, местами *заболачивание и солонцевание почв* за счет образования соды при редукции сульфатов.

Главная причина *вторичного засоления* – это нарушение водно-солевого баланса территории за счет дополнительного поступления солей с поливными водами, активизации солей, находившихся в нижних горизонтах почв и почвообразующих породах, а главное, за счет подъема грунтовых вод вследствие неумеренных поливов, потери воды из оросительных каналов и отсутствия или недостаточности дренажных устройств.

При определении потребности ландшафтов в мелиорации, проектировании мелиоративных систем, а также в процессе их хозяйственного использования необходимо предусмотреть одновременное и последовательное воздействие строго обоснованной системы мелиоративных и агрономических приемов не только на почвы, но и на всю почвенно-грунтовую толщу, рельеф и микрорельеф, грунтовые воды, геохимический и водный баланс территории, приземный и почвенный климат.

Первостепенное значение при выборе оптимального комплекса мелиоративных мероприятий *имеют геоморфология и литология территории*, с которыми связаны *степень естественной дренированности и положение этой территории в ряду геохимически сопряженных ландшафтов*.

По геоморфологическому и литологическому принципу В. А. Ковда выделяет три основных группы ландшафтов:

1. *Высокие предгорные и водораздельные равнины*, подстилаемые на глубине 1,5–3,0 м водопроницаемыми песками, галечниками, трещиноватыми плотными породами. Они характеризуются свободным оттоком глубоко лежащих грунтовых вод, хорошей дренированностью. Орошение возможно без дренажных устройств. Даже длительное орошение не вызывает вторичного засоления. Лишь местами усиливаются процессы образования сцементированных горизонтов накопления CaCO_3 и CaSO_4 . К таким территориям относятся *трансэлювиальные ландшафты*, занимающие верхние части конусов выноса в Восточной Фергане, высокие подгорные равнины Самаркандского и Приташкентского оазисов и др.

2. *Низкие подгорные равнины, межгорные депрессии, вторые и третьи террасы речных долин*, сложенные однородными лессами, суглинками, глинами, часто со значительным запасом остаточных солей, с недостаточной естественной дренированностью, с грунтовыми водами содового и хлоридно-натриевого состава. Воды, хотя и лежат достаточно глубоко (10–20 м), при потерях оросительной воды в каналах и на полях на фильтрацию часто поднимаются к поверхности. При глубине их залегания 2,5–3,0 м начинается *заболачивание и засоление почв*. Это *трансэлювиально-аккумулятивные ландшафты* Центральной Ферганы, долины Вахша, Аракса, центральной части Кура-Араксивской низменности. Чтобы избежать развития вторичного засоления, необходимо строить гидроизолированную сеть каналов с пленочными и железобетонными покрытиями; строго регулировать нормы полива и сооружать глубокий, постоянно действующий дренаж.

3. *Приморские и внутриматериковые дельты, нижние речные террасы, плоские низменные равнины, бессточные депрессии*, сложенные суглинками, глинами. Это *аккумулятивные*, преимущественно *супераквальные ландшафты*. Они слабо дренированы. Грунтовые воды засолены, часто имеют подпор и расходятся главным образом на испарение и транспи-

рацию. В аридных условиях подобные территории испытывают *естественное засоление*, их почвы и неглубоко лежащие грунтовые воды (1–4 м) сильно и неравномерно засолены. При дополнительном поступлении солей, даже со слабоминерализованными поливными водами, но при интенсивной испарительной концентрации, в периоды между поливами, происходит дополнительное накопление солей в почвах и грунтовых водах. При недостатке естественного дренажа уровень соленых грунтовых вод поднимается, дополнительно мобилизуются соли, заключенные в толще рыхлых наносов и почв. В пределах орошаемых массивов возникают обширные *очаги вторичного засоления*. Для предотвращения засоления, одновременно со строительством оросительной сети, должно идти сооружение глубокого (2–3 м) горизонтального и вертикального дренажа, а освоение массивов нового орошения должно начинаться с промывки засоленных почв усиленными поливами.

Существенное значение в развитии вторичного соленакопления имеет *сброс с орошаемых массивов поливных и дренажных вод*. Обычно минерализованные воды сбрасываются в замкнутые депрессии, находящиеся на периферии орошаемых массивов. В депрессиях образуются соленые озера или соровые солончаки. По периферии крупного орошаемого массива в бассейне р. Сырдарьи соленые озера образовались уже через 15–20 лет после начала орошения. При хорошо практикуемом сбросе избытка ирригационных вод в реки возникает опасность повышения минерализации речных вод, используемых в низовьях для полива и водоснабжения. Увеличение в Средней Азии площадей орошаемых культур привело за 25–40 лет к значительному увеличению минерализации вод рек (Амударьи, Кашкадарьи, Сырдарьи) с 0,2–0,4 г/л до 1–1,5 г/л.

Увеличение забора речных вод на орошение привело к понижению уровня *Аральского моря*. В результате обнажились новые пространства дна, которые в условиях супераквального режима и интенсивного испарения засоляются. Обширные пространства восточных побережий Аральского моря покрыты солончаками. *Приаралье* – это область интенсивного ветрового

выноса солей с поверхности солончаков, что усиливает обратную геохимическую связь между областями стока и областями аккумуляции легкорастворимых солей.

Приведенные примеры показывают, что при разработке крупных ирригационных проектов и планировании расширения площади орошаемых земель необходим анализ и прогноз развития процессов галогенеза и определение солевых балансов во всем солесборном бассейне той КЛГС, в которую входят рассматриваемые реконструируемые и вновь проектируемые орошаемые территории.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Что представляет собой процесс галогенеза?
2. Какие условия необходимы для протекания галогенеза?
3. Какие химические элементы участвуют в галогенезе?
4. В результате каких процессов соли поступают в ландшафты?
5. Приведите примеры нескольких соляных минералов.
6. Поясните особенности выпадения солей в осадок при замерзании морских вод и галогенезе в континентальных озерах.
7. Как проходит галогенез в системе порода–грунтовые воды–почва?
8. В результате чего происходит доломитизация? Знать формулу образования доломита.
9. Каков верхний предел минерализации грунтовых вод?
10. Что такое галагеохимическая зоальность?
11. Охарактеризовать процесс сульфидогенеза?
12. Перечислить основные техногенные факторы накопления солей в ландшафтах.
13. Классификация ландшафтов по геоморфологическому и литологическому принципу.

9 БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ В ЛАНДШАФТАХ

9.1 Основные составляющие биогеохимического круговорота

На территории СНГ преобладают ландшафты биогенного ряда, геохимические черты которых существенно зависят от жизнедеятельности автотрофных, гетеротрофных высших и низших организмов, осуществляющих в ландшафтах биогеохимический круговорот.

Биогеохимический круговорот включает:

1) поглощение зелеными растениями из атмосферы углерода; корневыми системами из почвы N, H₂O, зольных элементов с закреплением их в телах растительных организмов в виде сложных соединений;

2) газообмен и водообмен между надземными частями растений и атмосферным воздухом, между корнями и почвенным воздухом;

3) прижизненные выделения надземными органами растений органических и минеральных веществ; вымывание химических элементов из растений дождевыми водами; выделение корневыми системами некоторых соединений и химических элементов в почву и атмосферу;

4) отчуждение животными частей растений, превращение пищи в организме животных и закрепление ее в виде новых органических соединений; последующее поступление органических и минеральных веществ в почву и атмосферу с прижизненными выделениями животных и с их трупами;

5) отмирание отдельных надземных и подземных частей растений их жизни; отмирание растений целиком;

6) разложение органических остатков микроорганизмами, их ресинтез в виде микробиальной массы; выделение части элементов в атмосферу и почву;

7) синтез органического вещества почвы и его распад с выделением элементов в почву и атмосферу.

Таковы, по мнению А. А. Титляновой (1977), *основные составляющие биогеохимического круговорота веществ в наземных биогеоценозах*. Эти же элементы биогеохимического круговорота характерны для обитателей водоемов, где осуществляется прижизненный обмен автотрофных организмов с атмосферой, водными массами и донными отложениями.

9.2 Зональные различия биогеохимического круговорота макро- и микроэлементов

На основании различий в макрокомпонентном составе фитомассы и скорости ее разложения Н. И. Базилевич и Л. Е. Родин выделили *зональные типы биологического круговорота*.

Одним из показателей биохимического круговорота элементов в различных зонах может служить *соотношение концентрируемых и деконцентрируемых растениями элементов по отношению к почве, а также соотношение растений-концентраторов и деконцентраторов* (таблица 9.1).

Для *тундровой зоны* характерна *единая направленность биогенного потребления химических элементов* всеми растениями: одни элементы концентрируются всеми видами растений, другие – деконцентрируются. В целом, количество концентрируемых элементов значительно превышает число деконцентрируемых. Так Al и Fe деконцентрируются всеми растениями-доминантами, кроме лишайников, Zr и Be – всеми, кроме мхов. В *лесной зоне* и, в еще большей степени, в *степной и пустынной*, растет число элементов, которые могут, как концентрироваться, так деконцентрироваться одними и теми же видами растений (таблица 9.1).

Таким образом, в целом с севера на юг происходит увеличение разнообразия возможного биогенного поведения элементов. Меньшее разнообразие в тундре объясняется однонаправленным биогенным потреблением химических элементов всеми растениями; в степях в пустынях динамическое биогеохимическое равновесие в экосистемах создается, главным образом за счет элементов разными видами растений.

Таблица 9.1 – Концентрирование и деконцентрирование химических элементов растениями по отношению к почве

Зона	Концентрируются		В равной степени как концентрируются, так и деконцентрируются	Деконцентрируются	
	всеми видами растений	большинством видов растений		большинством видов растений	всеми видами растений
Тундровая	N, P, K, Ca, S, Mg, Cu, Zn, Cr, Ni, Co, Ba, Sr	-	-	Al, Na, Fe, Zn, Be	Si, Ti, V
Лесная	N, P, Ca, Mg, K, S, Mn, Cu, Pb, Mo, Sn, Ba	Co, Sr	Zn, Ni	Al, Fe, Cr, Zr	Si, Na, Ti, V
Степная	N, P, K, Cu, Mo	Ca, Mg, Si	Si, Ba, Sr, Na, Mn, Zn, Pb, Cr, Sn, Ni, Co	Fe	Al
Пустынная	N, P, K, Cu	Ca, Ba, Sr, S, Mg, Na, Pb, Mo	Sn, Ni	Mn, Si, Fe, Zn, Ti, Co	Al, Cr

Для сопоставления самых *общих закономерностей накопления элементов в биоте в различных природных зонах* используется предложенный А. И. Перельманом (1972) *показатель биофильности элементов* – отношение содержания элементов в золе растений к кларку литосферы. Следует отметить, что этот *показатель отражает тесноту биогеохимической связи живого организма не со всей биосферой, а лишь с ее литогенной частью*. Поэтому, в ряде случаев (для морских организмов, лишайников, эпифитов и многих ксерофитов) использование этого показателя не позволяет оценить тесноту его биогеохимической связи с биосферой в целом.

В связи с этим М. А. Глазовской было предложено использовать *показатель биогенности элементов* – отношение содержания элемента в живом организме к кларку биосферы,

включающей в себя значительную часть атмосферы, гидросферу, почву и часть литосферы до глубины 4–5 км. Принимая такие границы биосферы, в качестве кларков биосферы можно использовать *кларки ноосферы*.

Показатели биогенности определялись следующим образом. В каждой природной зоне, а в пределах лесной зоны отдельно для древесной и травянистой растительности, было выделено по 17 видов растений-доминантов. Для каждого растения на основании многочисленных литературных данных были установлены *средние значения максимального содержания различных химических элементов в сухом веществе*. Затем, на основании полученных данных и кларков биосферы *определялась максимальная биогенность элементов для каждого вида растений*, и вычислялась *средняя из максимальных, следовательно, биогенность каждого элемента в зоне*.

Выявилось, что в разных зонах использование одного и того же элемента растениями может существенно отличаться. Так, Р интенсивно накапливается в растениях *тундры и степей*; К и Cr – *в степной зоне*; Na, S, Cl, Sr, Cu, Fe – в растениях *пустынной зоны*; N, Mn, Ba, Zn – *в лесной и степной зонах*

Таким образом, в тундровой и лесной зонах происходит наибольшее накопление в растительности *катиогенных элементов* (искл. Р); в южных зонах (степной и пустынной) наблюдается максимальное накопление многих *анионогенных элементов*. Следовательно, подтверждаются обоснованность разделения растений на *гумидокатные и аридонитные*.

Для некоторых элементов наблюдается не только приуроченность максимального накопления растениями какой-либо зоны, но и явное *закономерное изменение биогенности с севера на юг*. Так, максимальная биогенность Fe, Cu, Pb, Na, Sr и S увеличивается с севера на юг, а Mn – уменьшается. С севера на юг увеличивается и число химических элементов, концентрируемых в растениях, по отношению к среднему содержанию в биосфере, а также несколько меняется их состав. В растениях тундровой и лесной зон биогенность выше 1 характерна для К, Р, Mn, Ba. В степной зоне и особенно в пустынной зоне

биогенность Mn резко убывает и становится намного меньше 1. Вместе с тем в степной зоне в растениях концентрируется Cl, а в пустынной, кроме того, S, Na, Sr и Ag.

9.3 Прижизненный обмен химическими элементами

Растения в процессе жизни не только поглощают, но и непрерывно выделяют химические элементы в среду обитания, поэтому общая емкость биогеохимического круговорота, основанного лишь на учете биопродукции, приуменьшена. В биопродукции аккумулирована лишь малая часть прошедших через организмы химических элементов. Как известно, в процессе фотосинтеза выделяется кислород, в процессе дыхания - углекислота, поступающая и в атмосферу, в почву и в воды. В процессе корневого питания при поглощении катионов растения выделяют эквивалентное количество *протонов*, а при поглощении *анионов* – *органических радикалов*. В результате прижизненного обмена ионами в среде обитания (почвах, водах) создаются те или иные *кислотно-щелочные и окислительно-восстановительные условия*.

Растения выделяют ряд элементов с транспирационной влагой, а также большое количество *фитонцидов, летучих эфиров, терпенов* и других веществ, в составе которых обнаружены Li, Sn, Cd, Cu, Zn, W, Cr, Ag, Mg, Sr. За год растения выделяют около 4,4 тыс. т. минеральных веществ. Кроме того, часть органических, а с ними и зольных веществ рассеивается в атмосфере с *пыльцой*. Особенно много пыльцы продуцируют хвойные породы (1 до 30 т/га в год).

Значительное количество химических элементов *выщелачивается из наземных частей живых растений атмосферными осадками*. Дождевые осадки, проходя через кроны деревьев и травяной покров, смывают химические элементы, накопившиеся на поверхности зеленых частей растений при быстром испарении транспирационной влаги, и дополнительно выщелачивают их из живых тканей.

Так, например, некоторые исследования показали что, *под кроны деревьев* поступает меньше осадков, чем *на поляны*. Если количество осадков *на полянах* принять за 100 %, то под дубом они составляют 87 %, под сосной и березой – 70–80 %, под елью – 48 %. Под всеми деревьями *минерализация* осадков выше, чем на поляне, особенно под елью и березой, в меньшей степени под сосной и дубом. В среднем минерализация осадков под деревьями относительно увеличивается в 2,3 раза. По относительному возрастанию концентрации под кронами деревьев *ионы* образуют следующий ряд: $\text{Cl}^- < \text{HCO}_3^- < \text{Na}^+ < \text{Ca}^{2+} < \text{Mg}^{2+} < \text{SO}_4^{2-} < \text{K}^+$. С учетом количества и минерализации осадков под кронами деревьев было рассчитано *общее поступление рассматриваемых компонентов* на поверхность почв. Для большинства компонентов их поступление под деревьями превышает поступление на поляне. В среднем поступление водно-растворимых компонентов под деревьями превышает их поступление на полянах в 1,5 раза.

Выщелачивание атмосферными осадками химических элементов происходит не только в лесу, но и в *агроценозах*. Это показали эксперименты, проведенные в посевах озимой пшеницы, где жидкие атмосферные осадки собирались на площадках без растительного покрова и под пологом озимой пшеницы, выросшей без внесения удобрений и удобренной NPK в малой и большой дозах. Под покровом озимой пшеницы количество поступающих с осадками элементов увеличилось в 1,8–3,6 раза, значения pH возросли с 5,2 до 6,6. При увеличивающихся дозах удобрений количество выщелачиваемых из живых растительных тканей компонентов возросло. Во всех случаях резко увеличивается, по сравнению с контролем, концентрация K, Cl, особенно при большой дозе удобрений. Под пологом пшеницы осадки обогащаются HCO_3^- , по-видимому, связанным с Ca^{2+} , Mg^{2+} , так как pH возрастает соответственно увеличению в осадках этих элементов. Более чем в 2 раза по сравнению с контролем увеличивается поступлением NO_3^- . Лишь поступление NH_4^+ и SO_4^{2-} не изменяется под пологом пшеницы в сравнении с контролем.

Таким образом, можно предполагать, что выщелачиваемые из культурных растений элементы в течение вегетационного периода при благоприятных метеорологических условиях и рельефе, ограничивающих поверхностный и внутрипочвенный сток, многократно участвуют в *циклах почва-растение*.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Что включает биогеохимический круговорот веществ в ландшафтах?
2. Охарактеризуйте зональные типы биологического круговорота.
3. Что такое показатель биофильности элементов?
4. Что такое показатель биогенности элементов?
5. В чем различия между биофильностью и биогенностью элементов?
6. Перечислите элементы, для которых проявляется закономерное изменение биогенности с севера на юг.
7. Что включает понятие прижизненный обмен химическими элементами?
8. Как происходит выщелачивание химических элементов с осадками в лесу и в агроценозах?

10 ДЕТРИТОГЕНЕЗ

10.1 *Формы детритогенеза, определяющие их факторы и закономерности*

В понятие «детритогенез» объединяются процессы накопления в ландшафтах неразложившихся и полуразложившихся остатков растений и животных. Мы рассмотрим процессы «континентального» детритогенеза – накопление органических остатков на суше и в озерах.

Формы детритогенеза разнообразны. По продолжительности существования в ландшафтах и скорости биогеохимического круговорота они могут быть разделены на две главные группы *новообразований мертвого органического вещества*. В первую группу входят *детрит*, возобновление которого происходит в течение единиц и десятков лет. Это *сухостой* в лесах, *валежник*, *лесные подстилки*, *степной войлок*. Во вторую группу входят скопления мертвого органического вещества, возраст которых измеряется тысячелетиями. Это торф, а в водоемах – сапропели. В торфах и сапропелях сосредоточены запасы углерода и энергии, ассимилированные при фотосинтезе. В этом заключается *общепланетарное геохимическое значение* подобных устойчивых форм детритогенеза. Чем больше накапливается в ландшафтах мертвого органического вещества (детрита), тем больше кислорода, выделяющегося при фотосинтезе остается в атмосфере; чем интенсивнее детритогенез тем больше избыточной углекислоты изымается из атмосферы.

Накопление различных форм детрита идет там, где *скорость разложения и минерализация органических остатков ограничена рядом факторов*, главные из которых:

- 1) невысокие температуры и краткость теплого периода;
- 2) периодически или постоянно анаэробные условия, создаваемые из-за переувлажнения субстрата или затрудненного водообмена между придонными и поверхностными слоями воды (в водоемах);

3) высокое содержание в растительных и животных остатках трудноподдающихся разложению органических веществ (восков, битумов, смол, лигнина и др.), которыми особенно богат опад хвойных пород, мхов.

Различные сочетания этих факторов определяют *интенсивность и формы детритогенеза*. Общие запасы детрита на суше значительны и составляют свыше 10 % от общих запасов органического вещества в современных ландшафтах и 23,4 % от запасов органического вещества в живом веществе. Общее количество мертвого органического вещества, включая детрит и гумус, составляет 55,2 % от суммарных запасов органических веществ; в них сосредоточено 59,3 % ассимилированной при фотосинтезе солнечной энергии. Эти соотношения свидетельствуют о том, что в современный геологический период при средней годичной продукции наземной фитомассы 172,5 млрд. тонн ее минерализация идет не полностью.

Создаваемое вновь органическое вещество частично аккумулируется в форме детрита и гумуса, *запасы* одного лишь *детрита* превышают годичную продукцию в 3,2 раза. Детритогенез подчиняется определенным *географическим закономерностям*: 1) интенсивность детритогенеза тем выше, чем слабее деятельность гетеротрофных организмов; 2) существенное значение имеют условия аэрации и температура.

Разложение органических остатков, по представлениям ряда микробиологов, имеет *биокаталитический характер* и идет при участии ферментов гетеротрофных микроорганизмов как вне, так и внутри их клеток. *Вне живых клеток* под воздействием *экзоферментов* идет гидролитическое расщепление органических соединений, образуются высокомолекулярные продукты: пептиды, нуклеотиды, нуклеиновые, полиуроновые, поликарбоновые кислоты, полифенолы, олигосахара и др. Продукты гидролиза с малой молекулярной массой проникают через клеточные мембраны *внутри микроорганизмов* и подвергаются дальнейшим превращениям при участии различных *оксидопродуктаз*. Образуются низкомолекулярные продукты разложения: алифатические и ароматические аминокислоты,

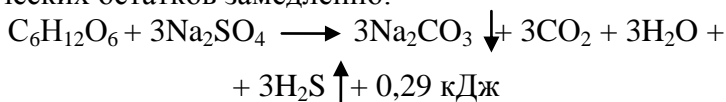
моносахариды, уроновые смоляные и жирные кислоты, спирты. Они подвергаются различным превращениям вплоть до полной минерализации. Во всех этих реакциях *гетеротрофные* микроорганизмы используют органические остатки в качестве *энергетического материала* в *процессах аэробного, анаэробного и анаэробно-конституционного дыхания*.

Реакция *аэробного дыхания* энергетически самая благоприятная, идет быстро и с наименьшим расходом органического вещества:

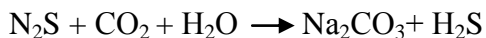


Поэтому в аэробной среде скорость разложения лимитируется главным образом недостатком тепла, который приводит к образованию на поверхности почв в тундре, лесотундре и таежной зоне *горизонта подстилки* даже при хорошей аэрации.

В *анаэробной среде* гетеротрофные организмы используют связанный кислород из тех минеральных соединений (сульфаты, нитраты, оксиды железа, марганца), восстановление которых может быть источником энергии. Однако реакция анаэробного дыхания энергетически менее выгодна, разложение органических остатков замедленно:



Подобная реакция восстановления серы с выделением сероводорода (H_2S) идет в солончаковых болотах, на дне соленых озер, богатых органической жизнью:



В *гумидных ландшафтах* при равнинном рельефе и слабом оттоке атмосферных очень слабоминерализованных вод, при очень низком содержании сульфатов и нитратов *анаэробные гетеротрофы* приобретают *конституционное дыхание*, используя некоторые энергетически выгодные реакции преобразования органического вещества. Однако его полного окисления до воды и углекислоты не происходит. Наиболее распро-

страненный процесс конституционного дыхания – брожение углеводов:



Для достижения энергетического эффекта, равноценного с аэробным дыханием, при *анаэробном дыхании*, компенсированном минеральными окислителями, требуется почти в 10 раз больше, а при *анаэробном конституционном* – в 20 раз больше органического вещества, чем при *аэробном*. При конституционном дыхании органические остатки разлагаются не полностью, а переходят в другие органические соединения, минерализация их идет крайне медленно. В такой обстановке накапливаются мощные толщи торфа, в которых возраст нижних горизонтов измеряется тысячами лет. Поэтому анаэробные условия при слабоминерализованных водах, особенно в умеренно-холодном климате, сопровождаются *торфонакоплением*, а в дистрофных озерах – накоплением *сапронеля*.

10.2 Лесные подстилки, степной войлок

Слой, лежащих на поверхности почвы измельченных и затронутых разложением мертвых органических остатков наземного древесного опада, называют *подстилкой*. В травянистых растительных сообществах подобный слой называют *войлоком*. Подстилку можно рассматривать как самостоятельное органическое *новообразование*, связанное с почвой переходным горизонтом. Мощность и запасы подстилки изменяются в зависимости от типа леса и условий его местообитания.

Опад хвойных пород разлагается медленнее, чем лиственных даже в пределах одной *биоклиматической области*. Быстро разлагается травяной опад, особенно листья. В зависимости от фракционного состава лесной подстилки и условий увлажнения, ее мощность варьирует от 1–2 см в сухих лесных местообитаниях и до 20–30 см в свежих. В заболачивающихся сосняках и ельниках с обильным развитием мхов и процессами образования торфа мощность подстилок достигает 50 см.

По мере увеличения мощности, подстилки приобретают многослойное строение:

1) верхний рыхлый слой – сложен наименее разложившимися растительными остатками;

2) более уплотненный ферментативный слой с сильно разложившимся детритом, утратившим строение растительных тканей;

3) нижний слой (в тундрах и заболоченных лесах – оторфован, в менее влажных районах – это грубый гумус, в сухих и холодных – это сухой торф);

4) гумусовый почвенный горизонт лежит непосредственно под маломощным слоем подстилки в мелколиственных травяных и, особенно, широколиственных лесах.

В разложении опада участвуют различные группы микроорганизмов: грибы, бактерии, актиномицеты. Их соотношение и видовой состав изменяются в зависимости от типа леса и степени увлажнения. В подстилках хвойных лесов много грибов, миксобактерий, актиномицетов. Во всех подстилках много бактерий *аммонификаторов* и *азотфиксаторов*, особенно в подстилке лиственных пород.

Подстилки обильно населены *беспозвоночными*, активно перерабатывающими растительные остатки. Часть листового опада (2–4%) поступает на поверхность почвы уже в виде детрита, переработанного *листогрызущими* или *хвоегрызущими* насекомыми. В самих подстилках много ногохвосток, энхитридов, многоножек, кивсяков, панцирных клещей и др.

Обилие живого вещества в подстилках отличает их от других форм детрита (торф, сапрпель). В подстилках много микроскопических водорослей, живых семян, спор, пыльцы, в них распространены корни высших растений. Мертвое органическое вещество составляет большую часть этого сложного биокосного тела и постоянно обновляется.

Возраст отдельных фракций растительного опада различен. Наиболее быстро разлагаются травяной и листовой опад; значительно медленнее – опад хвойных, особенно шишки, кора, сучья. Для характеристики скорости разложения наземных

органических остатков Л. Е. Родин и Н. И. Базилевич использовали *опадо-подстилочный коэффициент (Kon)* – отношение массы подстилки к массе поступающего ежегодно наземного опада. Значения этого коэффициента варьируют в широком диапазоне: 70–90 в тундрах и лесотундрах; 20–10 в хвойных и смешанных лесах; 4–3 в широколиственных; 1–1,5 в степях; 0,3–0,5 в пустынях и во влажных субтропических лесах.

Содержание углерода, азота и минеральных веществ в подстилке изменяется в зависимости от *фракционного состава и степени её разложенности*. Подстилки содержат меньше углерода, чем свежий растительный опад. Часть его теряется при выщелачивании водно-растворимых углеводов, часть выделяется в форме CO₂ при разложении органических остатков. Поэтому углерода в подстилке содержится 25–40 %. Содержание азота в подстилках увеличивается, что связывают с наличием в толще подстилки *микроорганизмов, фиксирующих азот*. Значительно содержание азота в подстилках под ольшаниками (2,0–2,5 %), несколько ниже под мелколиственными лесами (1,3–1,8 %) и еще ниже в хвойных лесах (0,8–1,0 %).

Зольность подстилок изменяется в широких пределах: от 3–4 до 40–50 %. Это объясняется тем, что зольность подстилки зависит не только от содержания золы в опаде и степени его разложения, но и от примеси минеральных частиц, привносимых из почвы беспозвоночными и мелкими млекопитающими.

Средние запасы углерода и азота в мертвом органическом веществе наиболее высоки под лесной растительностью, особенно под хвойными лесами, где суммарное количество углерода в сухостое и подстилке составляет 60 т/га, азота – около 5 т/га. В широколиственных лесах запасы углерода и азота в сухостое примерно такие же, как и в хвойных, а запасы в подстилках уменьшаются: углерода в 2,5, а азота в 2 раза.

Во всех травянистых сообществах, за исключением травяных болот, масса углерода и азота в мертвых остатках на порядок ниже, чем в лесах и колеблется для углерода в пределах 1,2–2,5 т/га, а азота – 0,03–0,12 т/га.

В полынных пустынях запасы углерода и азота в мертвом органическом веществе снижаются на целый порядок. Лишь в саксаульниках суммарные запасы углерода и азота сопоставимы с запасами этих элементов под степной и луговой растительностью. Запасы, накапливающиеся в подстилках минеральных веществ, изменяются непропорционально их запасам в живой фитомассе и поступлению с опадом (таблица 10.1).

Таблица 10.1 – Соотношение запасов минеральных веществ в живой фитомассе, в опаде и в подстилках, кг/га (по Н. И.Базилевич, 1983)

Растительные сообщества	Запасы минеральных веществ				
	в живой фитомассе	в опаде	в подстилке	В подстилке	
				в живой фитомассе	в опаде
Арктические тундры	78	37	280	3,6	7,8
Кустарничковые тундры	425	107	4200	10,0	39,2
Сосняки, северная тайга	458	87	2221	4,3	25,5
Сосняки, южная тайга	1214	68	1730	1,4	25,4
Ельники, северная тайга	620	100	1300	2,0	13,0
Ельники, южная тайга	1980	120	1300	0,6	11,7
Дубравы	4650	255	800	0,2	3,1
Степи луговые	909	682	800	0,9	1,2
Степи разнотравно-злаковые	824	482	300	0,3	0,5
Степи сухие	242	161	70	0,2	0,4
Субтропические лиственные леса	3924	795	600	0,15	0,7

Максимум запасов минеральных веществ, составляющих тонны на гектар, наблюдается в лесах и, особенно, в кустарничковых тундрах; в дубравах, субтропических влажных лесах, луговых степях они приближаются к 1 т/га и снижаются на порядок в сухих степях.

Химический состав минеральных элементов в подстилках различных растительных сообществ менее различается, чем зольный состав живой фитомассы. По сравнению с составом золы живой фитомассы и свежего опада, подстилки обедняются по мере разложения K, S, в меньшей степени Ca и относительно обогащаются SiO, Al, Fe и Mn. Сильно разложившиеся подстилки, даже в различных типах леса, имеют сходный порядок накопления зольных элементов. В травянистом опаде с обилием остатков злаков на первом месте, по накоплению в подстилке, стоит SiO (кремнезем).

При общей тенденции уменьшения запасов подстилки с севера на юг, в пределах каждой подзоны, они варьируют в широких пределах. В хвойных лесах *повышение увлажнения* сопровождается более *резким увеличением запасов подстилки*, чем в лиственных. При нарастающем увлажнении и появлении болотной растительности начинается *торфонакопление*.

10.3 Торф

Торф – органическая порода, содержащая не более 50% минеральных веществ и образовавшаяся в результате отмирания и неполного распада болотных растений в условиях повышенной влажности и недостатка кислорода.

В естественном состоянии торф представляет собой более или менее однородную по составу и окраске массу различных остатков коричневого или черного цвета. Пористость и влагоемкость торфа очень велики, его естественная влажность достигает 85–95 %. Процесс *торфонакопления* может идти различными путями:

1. Заболачивание водораздельных слаборасчлененных равнин при замедленном оттоке атмосферных осадков. Здесь образуются *верховые торфяники*, в которых мощность торфа достигает нескольких метров.

2. Заболачивание депрессий за счет близкого залегания грунтовых вод, приводящее к образованию *низинных торфяников*.

3. Заторфовывание пресных водоемов с последовательными стадиями развития, по мере нарастания торфа от низинного к переходному и верховому торфянику; в основании таких торфяников часто лежит слой сапропеля.

Минерализация вод верховых торфяников составляет 30–70 мг/л; источником являются атмосферные осадки и реакция среды – кислая (рН 3,5–4,5). В растительном покрове преобладают различные виды сфагнома, вересковые кустарнички, пушица, осока тошная, которые наименее требовательны к минеральному питанию. В древесном ярусе – сильно угнетенная сосна и лиственница (зольность торфа низкая, около 4 %).

Минерализация вод в низинных торфяниках составляет 200 мг/л и больше; состав и накапливающиеся в толще торфа вещества различны (местами накапливается известь, гидроксиды железа, вивианит и др.). В зависимости от минерализации и состава вод изменяется *зольность* низинных торфяников. Различают торфа:

- *нормальнозольные* (зольность меньше 12 %);
- *высокозольные* (зольность больше 12 %);
- *низкозольные* (зональность менее 4 %).

Анализ содержания некоторых минеральных компонентов свидетельствуют о значительном интервале колебания зольности в низинных торфяниках и существенном их отличии от верховых торфяников (с невысокой зольностью и малым содержанием минеральных компонентов, особенно Р). Существенно различаются торфа верховых и низинных болот по содержанию микроэлементов.

Низинные торфяники сложены остатками растений, требующих значительного количества минеральных веществ. Из древесных пород здесь обычны ольха, береза, ель; из кустарников – ивы; в травяном ярусе – хвощи, папоротники, тростник, осоки и лишь некоторые виды сфагнумов.

Органическая часть торфов имеет следующий элементный состав: С – 56, Н – 6, О – 35, N – 1–3,5, S – 1,5 %. *Химические соединения органической части* представлены легкогидролизуемыми веществами, битумами, гуминовыми и фульвокислотами, целлюлозой, лигнином. По сравнению с органическим веществом живой фитомассы в торфах увеличивается доля устойчивых компонентов – лигнина и битумов.

Возраст торфяников, определенный радиоуглеродным методом, колеблется в пределах 4–12 тыс. лет. *Мощность* торфяных толщ достигает 8–10 м. *Ежегодные прирост* живой органической массы составляет 2–2,5 т/га, она разлагается на 20–30 %; около 1,5 т/га в год воздушно-сухой массы откладывается на поверхности торфяника.

Микроэлементный состав торфов зависит от ряда факторов: содержания микроэлементов в растительном опаде болотных растений; степени разложения торфа; положения торфяного массива в геохимическом ландшафте, его геохимической автономности или подчиненности; кислотно-щелочного и окислительно-восстановительного режимов.

Верховые торфяники – это элювиальные геохимически автономные ландшафты, в них микроэлементы извне поступают лишь с атмосферными осадками и пылью.

Низинные торфяники – это аккумулятивные геохимически подчиненные ландшафты. В них макро- и микрокомпонентный состав торфов формируется в результате притока растворенных веществ и твердых взвесей с грунтовыми и поверхностными водами. Поэтому содержание большинства микроэлементов в низинных торфах выше, чем в верховых и переходных. Например, содержание Mn – в 10 раз; Ba, B – в 4-5 раз; остальных элементов (Be, Se, Ti, V, Cr, Co, Ni, Cu, Ga, Sr, I, Mo, Ag, Sn, Ge, La) – в 1,5–3 раза; исключение представляют Zn и Pb, среднее содержание которых в верховых торфяниках выше, чем в низинных.

Торфяники – сложные комплексные геохимические барьеры: биогеохимические, сорбционные, восстановительные (в верхних горизонтах могут быть и окислительными), кислые

(в переходных и низинных торфяниках могут быть щелочными). Переходные и низинные торфяники представляют собой и механические барьеры для веществ, привносимых в суспензиях поверхностными водами.

В преобладающей массе торфов кларки концентрации микроэлементов значительно ниже 1 (в пределах 0,1–0,3), что вполне объяснимо, т. к. основная масса торфов сложена органическими остатками. Сопоставление содержания элементов в торфах с их средним содержанием в живом веществе показывает, что большее или меньшее отклонение характеризует *степень трансформации торфа* вследствие разложения органической части, выноса или привноса элементов. Все торфа по сравнению с живым веществом обеднены В, Zn, Sn. В верховых болотах кларки концентрации ряда элементов в торфах близких к 1 (Sr, Cu, V, Cr) или меньше 1 (Ba, Zn, B, Sn). Последнее может быть связано с низким содержанием их в сфагнуме (основной торфообразователь в верхних торфяниках) и с выносом их в кислой среде в элювиальных условиях.

Ряд слабо подвижных элементов в восстановительной среде накапливается в верховых торфах, их кларки концентрации более 1 (Mo, Pb, Ni, Co). В переходных и, особенно, низинных болотах кларки концентрации почти всех элементов больше 1 и достигают максимальных величин Mn (25,8), Ti (35,0), Mo (17,0), Ni (14,0), Co (10,0), что свидетельствует об их аллохтонном происхождении.

10.4 Сапропель

Сапропель – это тонкоструктурные коллоидальные органические донные отложения пресноводных и солоноватых озер. Они состоят более чем на 50 % из полуразложившихся, но сохранивших клеточную структуру, планктонных водных микроскопических организмов. Это клетки сине-зеленых, протокочковых, диатомовых и, в меньшей и, десмидиевых водорослей, а также остатки животных, среди которых преоблада-

ют кладоцеры и простейшие. Соотношение между представителями различных групп водорослей зависит от типа озера и изменяется в зависимости от смены условий обитания в пространстве и во времени.

Диатомовым водорослям необходимы такие биогенные элементы, как N, P, SiO, Fe. Вспышки развития диатомовых совпадают с притоком в водоем этих элементов. Диатомовые предпочитают холодные, насыщенные кислородом воды.

Сине-зеленые водоросли хорошо развиваются в теплых, часто непроточных водоемах, менее требовательные к кислороду, минеральной пище и азоту, так как могут быть отчасти гетеротрофами. Некоторые из них, по-видимому, при симбиозе с азотфиксаторами усваивают молекулярный азот. Протококковые водоросли особенно характерны для мелких эвтрофных водоемов, предпочитают теплые воды средней минерализации.

В образовании сапропеля наибольшее значение имеют сине-зеленые и зеленые водоросли. При невысоком содержании в воде кислорода и массовом «цветении» воды, водоросли при отмирании не успевают разложиться и падают на дно. Частично они перерабатываются планктонными и бентосными животными, остатки которых также участвуют в сложении сапропеля (коловратки, членистоногие, ракообразные и др.). Некоторое участие в образовании сапропеля принимают минеральные частицы, привносимые в водоем. Весьма большую роль в превращении донных органических остатков в сапропель играет *ферментативная деятельность микроорганизмов*, обильно населяющих поверхностный слой сапропеля – *пелоген*. С глубиной количество бактерий в сапропеле уменьшается и аэробные виды сменяются анаэробными.

По внешнему виду и консистенции сапропель представляет собой студенистую массу темно-оливкового или коричневого цвета (иногда серовато-розового или желто-розового). После высыхания сапропель становится очень плотным, не размокает в воде. Высохший сапропель называют *сапрокоп*. Сапропель, отложившийся в прежние геологические эпохи, обра-

зует различные горючие ископаемые (сланцы, нефть, некоторые виды угля).

Химический состав сапропелей разнообразный за счет различных минеральных примесей биогенного происхождения: 1) аморфного кремнезема (SiO_2), остающегося после разложения органического вещества клеток диатомовых; 2) кальция, осаждающегося из растворов в результате деятельности сульфатредуцирующих бактерий, а также при нарушении в растворе карбонатного равновесия из-за поглощения CO_2 зелеными и сине-зелеными водорослями.

В зависимости от состава органической и минеральной частей, различают несколько видов сапропелей: 1) *тонкодетритовые*, состоят в основном из органической массы в виде аморфных хлопьев; 2) *грубодетритовые*, основная масса состоит из измельченных остатков растений и животных; 3) *диатомовые*, с большим содержанием створок диатомовых; 4) *известковые*; 5) *глинистые*, с примесью минеральных частиц менее 0,2 мм; 6) *песчанистые*, с примесью песчинок, заметных на ощупь и на глаз.

Скорость накопления сапропеля зависит от обилия в водоемах планктонных растительных и животных организмов. В эвтрофных озерах в течение года отлагается слой сапропеля в несколько сантиметров и даже дециметров. Вся толща сапропеля состоит из микрон, толщина которых менее 1 мм. Старые слои сапропеля делаются настолько плотными, что легко разрезаются ножом. Мощность сапропелевых отложений обычно 3–5 м, но в некоторых озерах достигает 20 м и более. Так, в озере Сомино Ярославской области мощность сапропелей составляет 40 м.

Сапропели – это наиболее мощные голоценовые скопления органических углерода и азота. Возраст сапропелевых месторождений в современных озерах и торфяниках около 12 тыс. лет. В сапропелях зафиксирована геохимическая история развития ландшафтов голоцена.

Использование сапропелей. Сапропели используются в различных практических целях. Основную массу их органиче-

ского вещества составляют остатки водорослей, организмов с высоким содержанием азота, сапропели богаты белковыми веществами, а также микроэлементами (Mn, Mo, Cr, Cu), витаминами и биостимуляторами. Это позволяет использовать сапропели в нечерноземной зоне не только как удобрение, но и для подкормки сельскохозяйственных животных, особенно молодняка. В ряде мест сапропель используется как лечебные грязи. При термической обработке из сапропелей возможно получение жидкого топлива, газа и других продуктов.

Итак, *детритогенез* – это широко распространенный геохимический процесс, проявляющийся в тех или иных формах примерно на 50 % территории СНГ. С детритогенезом связано постоянное присутствие в ландшафтах значительных масс недоокисленных углеродистых соединений и значительных запасов энергии. Скопления детрита несут в ландшафтах разнообразные геохимические функции, и прежде всего восстановительные.

Вопросы и задания для самоконтроля:

1. Что такое детритогенез?
2. Какие формы детрита выделяют?
3. Перечислить главные факторы, обуславливающие формирование различных форм детрита.
4. В чем заключается биокаталитический характер разложения органических остатков?
5. Охарактеризовать аэробное, анаэробное и анаэробно-конституционное дыхание гетеротрофных организмов. В чем различия между ними?
6. Что такое подстилка, особенности ее формирования и строение, понятие опадо-подстилочного коэффицента?
7. Охарактеризовать процесс торфонакопления, виды торфа и его применение.
8. Что такое сапропель, факторы его формирования и виды?

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, геохимия и геофизика биосферы хоть и являются сравнительно молодыми науками, но они заняли ведущее место среди наук о Земле. Геохимия изучает глобальные перемещения вещества и энергии во времени и пространстве, в то время как геофизика направлена на изучение физики литосферы, атмосферы, поверхностных и подземных вод. На сегодняшний день можно с уверенностью сказать, что предсказание В. И. Вернадского о центральной роли геохимии среди наук о веществе сбылось. Особое место в геохимии занимает живое вещество, которое несмотря на свою ничтожную массу, глобально изменяет состав геохимически стабильного вещества всех оболочек Земли.

Практически все природные процессы Земли, в том числе и обмен веществ, носят циклический характер. Сочетания геохимических и геофизических условий внутри природных зон весьма разнообразны, что сказывается на сложной структуре циклов массообмена. Самой мелкой единицей биосферы в пределах Мировой суши является элементарная геоэкосистема или элементарная ландшафтно-геохимическая система.

Биогеохимическая деятельность живых организмов идет за счет солнечной энергии, поэтому циклическим процессам в разных природно-климатических условиях присущи свои закономерные особенности. Незамкнутость циклов миграции обеспечивает саморегулирование биосферы, ее глобальную устойчивость и развитие.

Появление человека обусловило переход к новому этапу взаимодействия живого вещества с окружающей средой. Сегодня интенсивность хозяйственной деятельности человечества сравнима с интенсивностью природных процессов, что приводит к деформации естественных циклов и, соответственно, изменению состава окружающей среды. В этой ситуации изучение процессов массообмена, связывающих в единое целое окружающую среду и живое вещество на разных уровнях организации биосферы, приобретает особую актуальность.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белюченко И. С. Экология Кубани / И. С. Белюченко. – Часть I. – Краснодар : КГАУ, 2005. – 513 с.
2. Белюченко И. С. Экология Кубани / И. С. Белюченко. – Часть II. – Краснодар : КГАУ, 2005. – 470 с.
3. Биомониторинг состояния окружающей среды : учеб. пособие / под ред. И. С. Белюченко, Е. В. Федоненко, А. В. Смагина. – Краснодар : КубГАУ, 2014. – 153 с.
4. Белюченко И. С. Отходы быта и производства как сырье для подготовки сложных компостов : монография / И. С. Белюченко. – Краснодар : КубГАУ, 2015. – 418 с.
5. Богдановский Г. А. Химическая экология / Г. А. Богдановский. – М : Изд-во МГУ, 1994. – 237 с.
6. Браунлоу А. Х. Геохимия / А. Х. Браунлоу. – М. : Недра, 1984. – 463 с.
7. Вернадский В. И. Труды по биогеохимии и геохимии почв / В. И. Вернадский. – М. : Изд-во «Наука», 1992. – 355 с.
8. Глазовская М. А., Добровольская Н. Г. Геохимические функции микроорганизмов / М. А. Глазовская, Н. Г. Добровольская. – М., 1984. – 152 с.
9. Еськов Е. К. Геохимия и геофизика биосферы : учеб. пособие / Е. К. Еськов, О. А. Греков. – М., 2015. – 128 с.
10. Ларичев Т. А. Геохимия окружающей среды : опорные конспекты / Т. А. Ларичев. – Кемерово, 2013. – 115 с. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id=232758>.
11. Павлов А. Н. Геофизика. Общий курс о природе Земли : учебник / А. Н. Павлов. – СПб. : Российский государственный гидрометеорологический университет, 2006. – 454 с. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа: <http://www.iprbookshop.ru/12484.html>.
12. Пахомова Н. А. Геохимия и геофизика биосферы : учеб. пособие / Н. А. Пахомова, Л. Г. Павлова, О. Д. Юрко. – Мурманск, 2009. – 311 с.

13. Поспелова О. А. Геохимия окружающей среды / О. А. Поспелова. – Ставрополь : СтГАУ, 2013. – 60 с. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://znanium.com/go.php?id=514088>.

14. Роева Н. Н. Геохимия и геофизика биосферы / Н. Н. Роева, А. В. Мешалкин, С. И. Кривов. – Калуга, 2010. – 640 с.

15. Стеленко З. В. Общая геохимия : практикум / З. В. Стеленко, А. А. Рожнова. – Ставрополь : СКФУ, 2016. – 148 с. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://biblioclub.ru/index.php?page=book&id=459132>.

16. Тринеева Л. В. Учение о биосфере. Основные биогеохимические циклы : учеб. пособие / Л. В. Тринеева. – Воронеж : ВГЛТУ им. Г. Ф. Морозова, 2013. – 47 с. – [Электронный ресурс]. – Режим доступа : <http://znanium.com/go.php?id=858596>.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	3
1 ИСТОРИЯ ВОЗНИКНОВЕНИЯ И РАЗВИТИЯ ГЕОФИЗИКИ И ГЕОХИМИИ БИОСФЕРЫ.....	4
2 ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЛИТОСФЕРЫ.....	8
2.1 Средний химический состав земной коры. Понятие кларка.....	8
2.2 Основные геохимические особенности литосферы.....	11
3 ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ.....	13
3.1 Биосфера как ландшафтная система.....	13
3.2 Классификация ландшафтов по циклам и условиям миграции химических элементов.....	14
3.2.1 Орто-, пара- и неозювиальные ландшафты.....	14
3.2.2 Разделение ландшафтов по условиям миграции химических элементов.....	15
3.3 Ландшафтно-геохимические системы.....	16
3.3.1 Элементарные ландшафтно-геохимические системы (ЭЛГС).....	16
3.3.2 Каскадные ландшафтно-геохимические системы (КЛГС).....	19
4 МИГРАЦИОННАЯ СТРУКТУРА ЛАНДШАФТОВ.....	22
4.1 Миграционная структура ландшафта.....	22
4.2 Типы и факторы миграции химических элементов.....	23
4.3 Классификация химических элементов по миграционной способности.....	25
5 ГЕОХИМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЛАНДШАФТОВ.....	29
5.1 Геохимическая структура ландшафтов.....	29
5.2 Классификация геохимических барьеров.....	31
6 ЛАНДШАФТНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ.....	35
6.1 Ландшафтно-геохимические процессы и их фазы.....	35
6.2 Главные направления ландшафтно-геохимических процессов.....	38
6.3 Другие виды ландшафтно-геохимических процессов.....	40

7 АТМОГИДРОХИМИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ В ЛАНДШАФТАХ.....	44
7.1 Атмосферные осадки и элементы водного баланса.....	44
7.2 Поступление химических элементов с атмосферными осадками.....	46
7.3 Гидрохимический сток.....	48
7.4 Атмосферный перенос солей.....	49
8 ГАЛОГЕНЕЗ И СУЛЬФИДОГЕНЕЗ.....	51
8.1 Основные процессы, главные соляные минералы.....	52
8.2 Выпадение солей в осадок при замерзании морских вод и галогенез в континентальных озерах.....	53
8.3 Галогенез в системе породы-грунтовые воды-почвы.....	57
8.4 Сульфидогенез.....	58
8.5 Роль техногенеза в процессах накопления солей в ландшафтах.....	63
9 БИОГЕОХИМИЧЕСКИЙ КРУГОВОРОТ ВЕЩЕСТВ В ЛАНДШАФТАХ.....	63
9.1 Основные составляющие биогеохимического круговорота.....	63
9.2 Зональные различия биологического круговорота макро- и микроэлементов.....	64
9.3 Прижизненный обмен химическими элементами.....	67
10 ДЕТРИТОГЕНЕЗ.....	70
10.1 Формы детритогенеза, определяющие их факторы и закономерности.....	70
10.2 Лесные подстилки, степной войлок.....	73
10.3 Торф.....	77
10.4 Сапрпель.....	80
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	84
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ.....	85

Учебное издание

Антоненко Дарья Алексеевна, **Высоцкая** Ирина Федоровна,
Никифоренко Юлия Юрьевна и др.

ГЕОХИМИЯ И ГЕОФИЗИКА БИОСФЕРЫ

Учебное пособие

В авторской редакции
Дизайн обложки – Н. П. Лиханская

Подписано в печать 00.00.2018. Формат 60 × 84 ¹/₁₆.

Усл. печ. л. – 5,2. Уч.-изд. л. – 4,0.

Тираж 70 экз. Заказ № ____

Типография Кубанского государственного
аграрного университета.
350044, г. Краснодар, ул. Калинина, 13