

Г. А. МАКСИМОВИЧ

---



ХИМИЧЕСКАЯ  
ГЕОГРАФИЯ  
ВОД СУШИ



ГЕОГРАФИЗ ~ 1955

Г. А. МАКСИМОВИЧ

ХИМИЧЕСКАЯ  
ГЕОГРАФИЯ  
ВОД СУШИ

ГОСУДАРСТВЕННОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО  
ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

*Москва 1955*

Книга рассматривает географическое распределение природных вод различного химического состава, причины такого распределения, а также общие закономерности формирования химического состава природных вод.

Автором привлечен большой фактический материал, в частности использованы данные свыше 30 тыс. химических анализов проб самых различных природных вод.

Работа рассчитана на широкий круг географов и может быть использована как дополнительная литература студентами географических факультетов университетов и педагогических институтов.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

|   |     |
|---|-----|
| Предисловие .....   | 3   |
| Введение .....  | 5   |
| Зоны географической оболочки Земли .....  | 18  |
| <i>Глава первая.</i> Химический состав атмосферных осадков .....  | 23  |
| <i>Глава вторая.</i> О химической географии почвенных вод .....   | 48  |
| <i>Глава третья.</i> Химическая география грунтовых вод .....   | 59  |
| <i>Глава четвертая.</i> Химическая география речных вод .....   | 82  |
| <i>Глава пятая.</i> Химическая география озерных вод .....  | 155 |
| <i>Глава шестая.</i> Некоторые данные о химическом составе льдов суши .....                                     | 184 |
| <i>Глава седьмая.</i> Особенности распределения гидрохимических фаций вод, связанных с корой выветривания ..... | 189 |
| <i>Глава восьмая.</i> К характеристике гидрохимических фаций карстовых вод .....                                | 199 |
| <i>Глава девятая.</i> Химическая география пластовых вод .....  | 215 |
| <i>Глава десятая.</i> Типы Вулканоидов и гидрохимические фации их вод .....                                     | 236 |
| <i>Глава одиннадцатая.</i> Некоторые сведения о химическом составе морских вод (и льдов) .....                  | 248 |
| Заключение .....  | 262 |
| Литература .....  | 280 |

*Георгий Алексеевич Максимович.* Химическая география вод суши

---

Спецредактор *Г. В. Цыцарин*

Редактор *И. Л. Перваков*

Художеств, редактор *В. Г. Петухов*

Техник, редактор *С. М. Кошелева*

Редактор карт *Г. Н. Мальчевский*

Корректор *Е. Б. Сницарева*

---

Сдано в производство 7/Х 1954 г. Подписано к печати 22/ХІІ 1954 г. Т-09253

Формат 60×92<sub>16</sub> Физических листов 20,75. Печатных листов 20,5 + 0,25 вкл.

Учетно-издательских листов 21,81. Тираж 2.000 экз. Цена 11 р. Переплет 1 р.

Заказ № 529.

---

Географгиз, Москва, Б. Калужская, 15.

16-я типография Главполиграфпрома Министерства культуры СССР.

Москва, Трехпрудный пер., д. 9.

---

## ПРЕДИСЛОВИЕ

В настоящей работе автор хотел показать географию вод суши различного химического состава. Вода имеет многообразное применение в народном хозяйстве. Поэтому изучение распределения природных вод различного химического состава, законов, определяющих это распределение, а также типов и характера перемещения растворенных в воде веществ имеет большое практическое значение.

Изучение химической географии вод имеет и глубокий теоретический интерес. Пространственное размещение химических элементов и соединений в воде влияет на выветривание и почвообразование, распределение растительности и многие другие физико-географические и геологические процессы, а от последних в свою очередь зависит химическая география вод. Следовательно, вместо физической деятельности природной воды, рассматриваемой обычно гидрологией (в широком понимании этого слова), в настоящей работе освещается химическая сторона деятельности вод.

Автор более 25 лет занимается изучением химического состава природных вод и, начиная с 1927 г., опубликовал ряд работ, дающих характеристику речных, озерных, почвенных, грунтовых, пластовых и других подземных вод. Эти работы позволили автору выдвинуть понятие о гидрохимических фациях природных вод, т. е. начать разработку химической географии вод Земли. Учение о гидрохимических фациях разрабатывается сотрудниками возглавляемой автором кафедры динамической геологии и гидрогеологии Молотовского университета, его учениками и многими научными и практическими работниками Кишинева, Казани, Симферополя, Актюбинска, Краснодара, Чкалова, Троицка, Воронежа и других городов. 14–17 июня 1949 г. в г. Молотове Государственным университетом имени А. М. Горького была проведена научная конференция по химической географии вод, которая подвела итоги проделанному в нашей стране в области химической географии вод суши и наметила пути дальнейшего ее развития.

Составление настоящей сводки по химическому составу атмосферных, поверхностных и подземных вод показало, что не все разности природных вод освещены с надлежащей полнотой. Сравнительно слабо охарактеризованы химическими анализами атмосферные и иловые воды, а также воды верховодки и некоторые другие. Поэтому не все главы книги равноценны по полноте характеристики различных типов вод, и содержание их определялось имевшимися в распоряжении автора гидрохимическими материалами. Для работы было использовано около 30000 химических анализов вод, из которых автор привел лишь незначительную часть наиболее интересных. Интересующиеся этими анализами могут найти необходимые данные в приводимой литературе, так как книга не является справочником по химическим анализам вод, а главное внимание в ней уделено географическому распределению вод различного химического состава и, кроме того, в ней, насколько возможно, освещается формирование химического состава природных вод, т. е. вопросы химической географии вод, имеющие, как казалось автору, общее физико-географическое значение.

В книге использованы работы сотрудников и учеников автора, выполненные под его руководством. Фамилии этих лиц приведены в соответствующих разделах, то же сделано под иллюстрациями, не принадлежащими автору.

Книга закончена в 1949 г. В последующем были включены некоторые более поздние данные, однако полностью это сделать не удалось.

Автор вполне сознает неполноту охваченной работой, хотя и довольно большого, материала. Он просит читателя помнить, что это первая попытка и поэтому, естественно, не лишена недостатков. За указание их автор будет весьма признателен.

Автор выражает благодарность всем лицам, в той или иной степени способствовавшим составлению этой работы предоставлением материалов, иллюстраций, советами, и прежде всего Л. К. Блинову и О. К. Ланге; особенно ценными были замечания С. Д. Муравейского.

---

---

## ВВЕДЕНИЕ

Большое практическое значение воды является причиной изучения ее многими науками.

Воды изучаются для водоснабжения населенных пунктов, промышленности и железнодорожного транспорта, в сельском хозяйстве в целях орошения и осушения и в связи с другими запросами народного хозяйства.

Такие научные дисциплины, как гидрология, гидрогеология, метеорология, гляциология и другие, изучают главным образом распространение и физические свойства природных вод. Химический же состав вод изучается для практических и научных целей с различной полнотой и по разной методике. Поэтому химические анализы вод приводятся в самой разнообразной литературе, а для подземных и отчасти других вод зачастую остаются неопубликованными и недоступными для научных обобщений. Все это привело к тому, что научные обобщения по вопросу о химизме природных вод появились весьма поздно.

История изучения химического состава различных проявлений надземной, наземной и подземной гидросфер ждет своего исследователя. Краткие данные приведены у Н. И. Славянова (1948).

Первым обобщением, охватившим все разнообразие природных вод, их соотношение и связи, является работа М. В. Ломоносова «О слоях земных» (1763), а в двух других работах – «Диссертация о действии химических растворителей вообще» (1744) и курсе «Истинной физической химии» (1752–1754) – он первым разработал теорию растворов. М. В. Ломоносов рассматривал круговорот воды на земле и растворенных в ней солей как круговорот природных растворов. Он указал на исторически сложившуюся генетическую связь различных видов солей в природе и на единство этого множества. Им показана также роль воды в образовании рудных месторождений.

В дальнейшем шло накопление материалов по химическому составу вод различных проявлений гидросферы.

Впервые химический состав вод Земли был освещен только в советское время В. И. Вернадским в его монографии «История

природных вод» (1933–1936), в которой воды рассматриваются с точки зрения минералогии. Им выделено 485 видов природных вод, а позднее указывалось, что число их близко к 600. В. И. Вернадский характеризует виды несколькими (1–7) преобладающими по весу химическими элементами. Все разности земных вод рассматриваются во взаимосвязи с окружающей средой, а также как изменяющиеся во времени и пространстве.

В настоящем разделе мы отметим только некоторые работы, где даны химико-географические обобщения для отдельных частей гидросферы.

Наименее освещена гидрохимия атмосферных осадков и, хотя изучение их состава ведется с начала XIX в., полные химические анализы появились в СССР только в последние 3–5 лет. В связи с запросами сельского хозяйства, здравоохранения и (в меньшей степени) в целях установления солевого баланса отдельных территорий определялось количество поступающих с осадками хлора,  $\text{SO}_4$ , нитритов, нитратов, аммиака, натрия, йода, брома и других компонентов. Можно отметить исследования А. Быкова и К. Карпова, Я. Витыня, С. В. Доброклонского, П. В. Вавилова, А. Позднякова, Л. К. Блинова и других, содержащие данные о гидрохимии атмосферных осадков и солевом выносе, а также обобщения В. И. Вернадского, О. А. Алекиной, автора, Е. С. Бурксера, Н. Е. Федоровой и других.

Характеристика химического состава речных вод, начатая в середине XIX в., приведена в большом числе работ С. В. Бруевича, Б. А. Скопинцева, О. А. Алекиной, Ф. Ф. Селиванова и многих других. Попытку характеристики рек земного шара по химическому составу мы находим у В. И. Вернадского. В 1948–1949 гг. опубликована монография О. А. Алекиной «Гидрохимия рек СССР».

Озера химически изучаются со второй половины XIX в. Можно указать на работы А. А. Лебединцева, школы Н. С. Курнакова и многих других, а также на сводку О. А. Алекиной. Необходимо отметить работу В. В. Алабышева «О зональности озерных отложений» и многочисленные работы А. И. Дзенс-Литовского о зоне минеральных вод СССР.

Химический состав морской воды изучался еще в XVII в. С конца XIX в. их исследует А. А. Лебединцев. Одним из создателей химической океанографии является С. В. Бруевич, его работы и М. В. Кленовой осветили химический состав иловых вод морей.

По химизму грунтовых вод в советское время появились обобщения В. С. Ильина, О. К. Ланге, Б. Л. Личкова, В. И. Вернадского, Ф. П. Саваренского, В. А. Приклонского, Г. А. Максимовича, В. А. Ковды, Г. Н. Каменского, А. И. Силина-Бекчурина, И. В. Гармонова и многих других.

Химическая география пластовых вод довольно обстоятельно освещена главным образом работами нефтяных гидрогеологов,

которые сведены в книгах В. А. Сулина. Необходимо также отметить работы Н. К. Игнатовича, Г. М. Сухарева, Н. И. Толстихина и других.

Химические свойства минеральных вод изучаются со второй половины XVII в. и в настоящее время их состав охарактеризован наиболее обстоятельно. Необходимо отметить сборник Комиссии по изучению естественных производительных сил Академии наук, опубликованный в 1918 г., а также более новые работы Н. Н. Славянова, А. П. Герасимова, А. М. Овчинникова, Н. И. Толстихина, Ф. А. Макаренко и многих других. Недавно издан учебник А. М. Овчинникова, посвященный минеральным водам.

Одним из первых изучил химический состав карстовых вод в 1896 г. А. А. Лебединцев.

Данные о химическом составе воды грязевых вулканов (или вулканоидов) имеются в работах С. А. Ковалевского, В. В. Белоусова, Л. А. Яроцкого, В. А. Сулина и других.

Начиная с 1942 г., автор публикует ряд работ по химической географии речных, озерных, грунтовых, пластовых и других вод, а также атмосферных осадков Земли.

\* \*  
\*

Природные воды – это весьма сложные многокомпонентные растворы, что связано с большой растворяющей способностью воды. Даже дождевая вода содержит не только газы (углекислоту, кислород и др.), но и другие вещества. В природных водах имеются следующие группы веществ и организмов.

I. Вещества, которые находятся в виде ионов и образуют истинные растворы. В виде анионов находятся: Cl, SO<sub>4</sub>, HCO<sub>3</sub>, CO<sub>3</sub>, NO<sub>3</sub>, NO<sub>2</sub>, OH и др., катионов: Na, Ca, Mg, K, Fe, Mn, NH<sub>4</sub>, H и др.

Первые три аниона и первые три катиона присутствуют обычно в значительных количествах, содержание остальных гораздо меньше.

II. Газы, которые растворены в воде. Главнейшие из них: CO<sub>2</sub>, O<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, H<sub>2</sub>S, H<sub>2</sub>. При изменении термодинамических и физико-химических условий они могут выделиться в виде пузырьков.

III. Коллоидные частицы, образующие неустойчивые коллоидные растворы (золи), которые легко выделяют коллоидно-растворенное вещество в виде геля. Они представлены SiO<sub>2</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, органическими соединениями и другими коллоидами.

IV. Растительные и животные организмы, присутствующие преимущественно в поверхностных водах (реках, озерах, морях). Они существенно влияют на концентрацию газов и минеральный состав вод.

Растительные и животные микроорганизмы, встречающиеся не только в поверхностных водах, но и в подземных. В неглубоких подземных водах большое значение имеют бактерии и некоторые водоросли, которые указывают на загрязнение воды органическими веществами. В глубоких нефтяных водах (до 5 км) также установлено наличие бактерий. Микроорганизмы изменяют газовый и минеральный состав поверхностных и подземных вод.

V. Твердые неорганические вещества, находящиеся во взвешенном состоянии в той или иной степени раздробления (суспензии и механические взвеси).

VI. Твердые органические взвеси, представляющие части отмерших организмов, главным образом растительного происхождения, встречающиеся преимущественно в поверхностных водах.

Природная вода находится в непрерывном движении. Взаимодействуя с окружающей средой, она изменяет свой химический состав и свойства, которые, таким образом, непостоянны в пространстве (в горизонтальном и вертикальном направлениях) и во времени.

В результате взаимодействия с окружающей средой в природных водах можно различать следующие основные процессы: а) увеличение содержания растворенных веществ, которое сопровождается ростом общей минерализации; б) выделение находящихся в воде веществ, причем общая минерализация воды либо уменьшается, либо может остаться неизменной (при изменении температуры раствора); в) качественные изменения состава растворенных веществ, происходящие часто без значительного изменения общей минерализации.

Газы растворены в природных водах в различном количестве, которое зависит от температуры, давления и насыщения воды другими растворенными веществами (табл. 1).

Таблица 1

**Растворимость кислорода и углекислоты в воде при нормальном атмосферном давлении**

| Температура,<br>в °С | Кислород (O <sub>2</sub> ) |                      | Углекислота (CO <sub>2</sub> ) |                      |
|----------------------|----------------------------|----------------------|--------------------------------|----------------------|
|                      | в мг/л                     | в см <sup>3</sup> /л | в мг/л                         | в см <sup>3</sup> /л |
| 0                    | 14,56                      | 10,19                | 3343                           | 1713                 |
| 10                   | 11,25                      | 7,87                 | 2316                           | 1194                 |
| 15                   | 10,06                      | 7,04                 | 1969                           | 1019                 |
| 20                   | 9,09                       | 6,36                 | 1689                           | 878                  |

Таблица показывает, что с повышением температуры растворимость газов уменьшается, то же наблюдается при уменьшении давления. Для поверхностных вод, где основным источником растворенных газов является атмосфера, растворимость газов при равновесии с атмосферой будет зависеть от парциального давления газа. Выделение газов из раствора может происходить и при увеличении содержания в ней солей. Этим объясняется большее содержание кислорода в пресной воде, нежели в морской, где при содержании солей 35 г/л его на 20 % меньше (при прочих равных условиях).

Природные воды, омывая воздух, почвы, илы и горные породы, обогащаются растворенными веществами. Выщелачивание почв, илов и горных пород происходит либо путем прямого растворения минералов, либо гидролитическим разложением тех минералов, которые прямо не растворяются в воде. В воде растворяются минералы, представляющие собой простые соли, такие, как кальцит, доломит, гипс, каменная соль. Они имеются в почвах, в зоне выветривания, в илах и осадочных горных породах. Приведем данные растворимости наиболее распространенных минералов и солей (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

**Растворимость наиболее распространенных минералов и солей  
в химически чистой воде при температуре 18° С**

| Минерал   | Растворимость в г/л |
|---|---------------------|
| Кальцит ( $\text{CaCO}_3$ )                             | 0,06                |
| Гипс ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ )      | 2,0                 |
| Сульфат натрия (безводный) ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ) | 168,3               |
| Природная сода (безводная) ( $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ) | 193,9               |
| Галит ( $\text{NaCl}$ )                                 | 328,6               |
| Хлористый калий ( $\text{KCl}$ )                        | 329,5               |
| Хлористый магний ( $\text{MgCl}_2$ )                    | 558,1               |
| Хлористый кальций ( $\text{CaCl}_2$ )                   | 740,0               |

Природные воды находятся в разнообразных условиях. Здесь наблюдаются различные температуры, а для морских, озерных и подземных вод – и различные давления. Кроме того, природные воды представляют многокомпонентные растворы. Между тем лабораторные исследования произведены лишь для немногих двухкомпонентных систем и только для кальцита и гипса. Приведем данные этих немногочисленных лабораторных исследований (табл. 3 и 4).

Растворимость природных солей зависит от температуры, с ростом которой она увеличивается (табл. 5).

Таблица 3

**Растворимость кальцита в воде и растворах при содержании в воздухе  
0,03 % CO<sub>2</sub> (по объему), в г/л**

| В воде, не содержащей солей | В растворе NaCl |                   | В растворе Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> |                   | Температура, в °С |
|-----------------------------|-----------------|-------------------|--|-------------------|-------------------|
|                             | NaCl            | CaCO <sub>3</sub> | Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub>            | CaCO <sub>3</sub> |                   |
| 2,93                        | 50,6            | 2,93              | –  | –                 | 16                |
| 0,06                        | 265,0           | 0,06              | –  | –                 | 16                |
| –                           | –               | –                 | 140,0                                      | 6,5               | 25                |

Таблица 4

**Растворимость MgCO<sub>3</sub> в воде, насыщенной CO<sub>2</sub> при разных температурах**

| Температура, в °С | Давление, в мм | Растворимость MgCO <sub>3</sub> , в г/л | Температура, в °С | Давление, в мм | Растворимость MgCO <sub>3</sub> , в г/л |
|-------------------|----------------|---|-------------------|----------------|---|
| 13,4              | 751            | 28,45                                   | 70,0              | 765            | 8,1                                     |
| 19,5              | 763            | 25,79                                   | 82,0              | 765            | 4,9                                     |
| 29,3              | 762            | 21,94                                   | 90,0              | 765            | 2,4                                     |
| 46,0              | 764            | 15,70                                   | 100,0             | 765            | 0,0                                     |

Таблица 5

**Растворимость некоторых природных солей, в г на 100 г воды**

| Температура, в °С | NaCl  | Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> | Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> | NaHCO <sub>3</sub> | CaCl <sub>2</sub> | MgCl <sub>2</sub> | CaSO <sub>4</sub> | MgSO <sub>4</sub> |
|-------------------|-------|---------------------------------|---------------------------------|--------------------|-------------------|-------------------|-------------------|-------------------|
| 0                 | 34,22 | 4,8                             | 7,1                             | 6,88               | 49,6              | 52,8              | 0,190             | 26,9              |
| 5                 | 35,63 | 7,2                             | 9,5                             | 7,52               | 54,0              | –                 | –                 | 29,3              |
| 10                | 35,76 | 9,0                             | 12,6                            | 8,00               | 60,0              | 53,5              | 0,205             | 31,5              |
| 15                | –     | 13,5                            | 16,5                            | 8,84               | 66,0              | –                 | –                 | 33,8              |
| 20                | –     | 16,0                            | 21,4                            | 9,65               | 74,0              | 54,5              | –                 | 36,2              |
| 25                | 36,13 | 23,0                            | 28,0                            | Ю,34               | 82,0              | 55,3              | 0,210             | 38,5              |
| 30                | 36,30 | 30,0                            | 38,1                            | 11,14              | 93,0              | 56,5              | 0,212             | 40,9              |

Растворимость солей зависит и от содержания в воде CO<sub>2</sub>, в частности от увеличения содержания углекислоты увеличивается растворимость карбонатов кальция и магния. Приводим данные по В. А. Сулину (1935):

| Содержание CO <sub>2</sub> , в % объема | Растворимость CaCO <sub>3</sub> , в г/л | Примечание   |
|---|---|--|
| 0,00                                    | 0,0131                                  |  |
| 0,03                                    | 0,0634                                  | При среднем содержании CO <sub>2</sub> в воздухе             |
| 0,30                                    | 0,1334                                  | При среднем содержании CO <sub>2</sub> в почвенном воздухе   |
| 1,00                                    | 0,2029                                  | При высоком содержании CO <sub>2</sub> в почвенном воздухе   |
| 10,00                                   | 0,4700                                  |  |
| 100,00                                  | 1,0986                                  | Раствор, насыщенный CO <sub>2</sub> при атмосферном давлении |

Растворимость также зависит от присутствия других веществ в растворе; в присутствии второй соли, не имеющей ионов, общих с первой, растворимость повышается (табл. 3). Если же вторая соль имеет общий ион, то, наоборот, растворимость данной соли обычно падает.

Гидролитически разлагаемые водой минералы, не растворяющиеся в воде, весьма разнообразны. Из них наибольшее значение имеют многочисленные силикаты, составляющие около трех четвертей всех минералов земной коры. В процессе выветривания вода, при наличии углекислоты, замещает водородом щелочи и щелочные земли (Na, K, Ca, Mg). При этом основания переходят в раствор или соединяются с CO<sub>2</sub> и дают углекислые и двууглекислые соли. При соответствующих условиях могут образоваться сернокислые и хлористые соли. При гидролизе ряд минералов отдает воде Si, Al и Fe, которые переходят в раствор, главным образом в виде коллоидов.

В природных водах присутствуют почти все известные химические элементы, большинство их встречается в весьма незначительных количествах и химический характер воды определяется небольшим числом ионов и коллоидов. Общая минерализация природных вод, т. е. общее содержание растворенных в воде веществ, изменяется в весьма широких пределах – от 10 мг/л до 349 г/л. В зависимости от общей минерализации В. И. Вернадский делит воды на:

- пресные (слабо минерализованные) с общей минерализацией до 1 г/л;
- солончатые с общей минерализацией от 1 до 10 г/л;
- соленные с общей минерализацией от 10 до 50 г/л;
- рассолы с общей минерализацией более 50 г/л.

Большое распространение имеет другое деление природных вод:

- пресные от 0,01 до 0,3 г/л или 0,01 до 0,3 ‰;
- солончатые от 0,3 до 24,695 г/л или 0,3 до 24,695 ‰;
- соленные от 24,695 г/л или 24,695 до 49,0 ‰;
- рассолы свыше 49,0 ‰.

$S$  ‰, равная 24,695 ‰, выбрана в качестве границы между солоноватыми и солеными водами потому, что при такой  $S$  ‰, температуры замерзания воды и наибольшей плотности совпадают ( $-1,332^{\circ}$ ). При  $S$  ‰ 24,695 ‰ температура наибольшей плотности выше, чем температура замерзания, при  $S$  ‰ > 24,695 ‰ – наоборот. Это существенным образом влияет на гидрологический режим. В водоемах с  $S$  ‰ < 24,695 ‰ при приближении к температуре замерзания верхний охлаждающийся слой воды становится легче глубинных слоев и образование ледяного покрова в таких водоемах происходит значительно быстрее, чем в водоемах с  $S$  ‰ > 24,695 ‰. В последних при охлаждении верхние слои становятся тяжелее и опускаются на дно, а их место занимают глубинные воды с более высокой температурой и меньшей плотностью, и ледяной покров в таком водоеме не образуется до тех пор, пока не произойдет полного перемешивания всей толщи воды и охлаждения воды от поверхности до дна до температуры замерзания.

Граница между солеными водами и рассолами (49 ‰) установлена по наибольшей  $S$  ‰, встречающейся в открытых морях (Красное море).

Граница между пресными и солоноватыми водами принята по среднему пределу чувствительности человека на вкус.

В гидробиологии существует другое деление бассейнов в зависимости от солености.

Таблица 6

#### Гидробиологическое деление природных вод в зависимости от солености

(по С. А. Зернову, 1949)

| Моря и связанные с ними соленые озера, реки, устья рек, озера и разного рода бассейны |                  |                | Материковые соленые озера |                |
|---|------------------|----------------|---------------------------|----------------|
| Деление по солености  |                  | Соленость, в ‰ | Деление по солености      | Соленость, в ‰ |
| 1. Почти агалинные  | Почти не соленые | 0,0–0,2        |                           |                |
| 2. Олигогалинные  | Пресные          | 0,2–0,5        |                           |                |
| 3. Мезогалинные   | Солоноватоводные | 0,5–16,0       | Мезогалинные              | 0,5–25         |
| 4. Полигалинные   | Соленые, морские | 16–47          | Полигалинные              | 25–100         |
| 5. Ультрагалинные   | Пересолоненные   | 47–300 и выше  | Ультрагалинные            | 100–300 и выше |

В соответствии с различной растворимостью разных природных веществ в природных водах преобладают по весу разные ионы или коллоиды. Наиболее распространены в природных водах  $\text{SiO}_2$ , органические вещества,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{Na}$ ,  $\text{Cl}$  и  $\text{Mg}$ . При этом можно выделить два наиболее распространенных в природе

случая комбинации солей, которые характеризуются в лабораторной обстановке следующей растворимостью в г/л:

| I случай                                    | II случай                                   |
|---|---|
| CaCO <sub>3</sub> – 0,06                    | CaCO <sub>3</sub> – 0,06                    |
| CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O – 2,00 | CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O – 2,00 |
| NaCl – 328,60                               | Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> – 168,30    |
|   | Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> – 193,90    |
|   | NaCl – 328,60                               |
|   | MgCl <sub>2</sub> – 558,10                  |

Следовательно, теоретически в первом случае при минерализации менее 60 мг/л в воде могут преобладать по весу ионы HCO<sub>3</sub>, Ca, SO<sub>4</sub>, Na и Cl, но при минерализации более 60 мг/л, HCO<sub>3</sub> уже не может преобладать. При минерализации более 2 г/л из перечисленных 5 ионов еще исключаются SO<sub>4</sub> и Ca и будут преобладать только ионы Na и Cl.

Если же взять более сложный второй случай с шестью солями, то будем иметь:

| При минерализации, в г/л | Могут преобладать ионы                              |
|--------------------------|---|
| Менее 0,06               | Ca, SO <sub>4</sub> , HCO <sub>3</sub> , Na, Cl, Mg |
| Более 2,00               | SO <sub>4</sub> , HCO <sub>3</sub> , Na, Cl, Mg     |
| » 168,30                 | HCO <sub>3</sub> , Na, Cl, Mg                       |
| » 193,90                 | Na, Cl, Mg  |
| » 328,60                 | Cl, Mg  |

При этом при разной концентрации растворенные компоненты будут в различном состоянии. В пресных водах, обладающих суммой растворенных веществ до 1 г/л, это будут ионы, заряженные положительно или отрицательно и находящиеся в растворе попарно. Ионы находятся в непрерывном движении, независимо друг от друга. В водах с минерализацией 1–50 г/л часть ионов еще сохраняется, другие же соединяются между собой, образуя гидратные комплексы. Дальнейший рост концентрации приводит к тому, что при минерализации более 50 г/л ионы почти исчезают. Рассолы представляют почти исключительно гидратные комплексы. Кроме того, в водах могут быть и свободные элементы в виде молекул. Это установлено для йода (в нефтяных водах), хлора (солёные воды и рассолы Сахары), вновь образованных элементов радиоактивного ряда и некоторых рассеянных химических элементов.

Кремнезем в природных водах находится обычно в виде коллоида. В некоторых природных водах, кроме золь SiO<sub>2</sub>, в небольших количествах имеются и ионы SiO<sub>2</sub>. Растворимость кремнезема зависит от температуры и состава природных вод. При высокой температуре воды гейзеров в ней может быть 762–804 мг/л (Новая Зеландия), а в щелочных водах соляных и содовых озер содержание кремнезема достигает 200–300 мг/л, в то время как в обычных грунтовых водах концентрация его не более 30–60 мг/л. Органическое вещество увеличивает растворимость кремнезема,

поэтому его много в богатых органическим веществом бурых и чернобурых речных водах тундр и тропиков.

Выше мы указали, что содержание трех-четырех преобладающих по весу компонентов зависит от концентрации природных растворов. Следовательно, с увеличением концентрации раствора будет не только меняться состояние растворенных веществ (ионы сменяются гидратными комплексами), но и характер преобладающих растворенных компонентов. В природных условиях обстановка несколько иная, чем в лаборатории. Здесь, в зависимости от концентрации, преобладающие растворенные компоненты изменяются еще более четко. Поясним это на примере вод, связанных с земной поверхностью, – речных, озерных, почвенных и грунтовых.

Географические зоны Земли по их водному балансу (т. е. соотношению между осадками, испарением и стоком) можно сопоставить с гидрологическими следующим образом:

|   | Географические зоны         | Гидрологические зоны          |
|---|-----------------------------|-------------------------------|
| 1 | Тропическая, лесная, тундра | Избыточно влажные, влажные    |
| 2 | Степь, полупустыня          | Переменно влажные и полусухие |
| 3 | Пустыня                     | Сухие                         |

Воды первой группы географических зон характеризуются интенсивным выносом растворимых солей из поверхностной части земной коры. Такие наиболее растворимые вещества, как NaCl, гипс, в этой группе в основном вымыты, а в тропической и тундровой зонах, кроме того, вымыт и CaCO<sub>3</sub>. В связи с этим речные, озерные, почвенные и грунтовые воды мало минерализованы. Как будет показано дальше, в главе IV, речные воды тропической зоны имеют минерализацию 30–45–60 мг/л, зоны тундр 25–70–80 мг/л. В их составе преобладают органическое вещество, выносимое из болот, кремнезем, HCO<sub>3</sub> и Ca. В лесной зоне минерализация речных вод составляет уже 100–200 мг/л, и здесь преобладают гидрокарбонатный ион и кальций.

Вторая группа недостаточно влажных зон, куда входят степь и отчасти полупустыня и лесостепь, отличается уже меньшим выносом солей. Минерализация вод здесь выше. Выщелачивается только наиболее растворимый галит (NaCl). Все остальные соли (второй случай) – гипс, Na<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>, Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> – могут сохраниться в зависимости от местных условий. Более подвижные речные воды здесь в общем менее минерализованы, чем менее подвижные озерные, грунтовые и почвенные воды, минерализация которых может достигнуть 10–30 г/л и более. В зонах с недостаточным

увлажнением, кроме того, появляются гипсовые, содовые и сульфатно-натриевые воды.

Наконец, в сухой зоне или зоне засоления почв, как правило, не только нет выноса солей, но, наоборот, происходит накопление их. Для озер, почв и грунтов этой зоны характерны хлоридно-натриевые соленые воды и даже рассолы.

Следовательно, в природных условиях, где наблюдается два противоположных направления движения солей – вынос и накопление, количество преобладающих растворенных компонентов еще меньше, чем это намечалось по данным лабораторных исследований. В недостаточно влажной зоне наблюдается более сложная картина, чем в избыточно влажной и влажной, где имеют место большие концентрации. При таких концентрациях, как было показано выше, могут преобладать  $\text{SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3$ , Na, Cl.

Природные воды различного состава классифицируются различно в зависимости от характера их изучения. В. И. Вернадский (1933–1936) дает минералогическую классификацию. Он выделяет виды воды, которые по отдельным, менее распространенным элементам, важным в том или ином отношении, делит на разновидности. Виды объединены в семейства, семейства в подцарства, а подцарства в царства. Царств три: поверхностных (наземных), подземных и глубинных вод. Помимо этого, он различает воды по концентрации, выделяя три класса (пресные, соленые, рассолы) и по физическому состоянию, разделяя воды на три подгруппы (газообразные, жидкие, твердые).

Гидрохимики выделяют классы, группы или типы вод, руководствуясь ионами в эквивалентной форме. Гидробиологи по минерализации различают агалинные, олигогалинные, мезогалинные, полигалинные и ультрагалинные воды. В учении о минеральных водах к их скоплениям начали даже применять термин «месторождение минеральных вод» (А. М. Овчинников, 1947).

Все указанные выше классификации природных вод мало пригодны для их географической характеристики.

А. Е. Ферсман (1934) говорил о необходимости химико-географического рассмотрения химических процессов Земли. Он считал, что одной из важнейших задач геохимии является установление пространственного соотношения химических элементов в определенных географических районах. А. Е. Ферсман выделил геохимические провинции, геохимические эпохи и рассматривал геохимические проблемы в географическом разрезе.

В 1936 г. А. А. Григорьев предложил термин «химическая география». Он указал, что настало время, когда физическая география может и должна отречься от своих старых «физических» традиций, когда из «физической» она должна «обратиться в географию физико-химическую», «когда освещение и исследование химической стороны изучаемого ею процесса может и должно быть поставлено на должную высоту». Основные задачи химической географии он определил следующим образом:

Установление химической характеристики типов физико-географической среды – типичных физико-географических областей, сначала хотя бы только главных, основных. При этом он подчеркивает, что для химической характеристики ландшафта больший интерес представляет качественная и количественная характеристики комплекса химических соединений, типичных для каждой физико-географической среды, а не элементарный химический состав.

1. Выявление процессов, создающих химическую структуру физико-географической среды; исследование взаимодействия химических составляющих друг с другом и с физической стороной физико-географического процесса.

2. Изучение проблем баланса различных категорий химических веществ в географической среде.

Автор в 1942 г. в качестве основной химико-географической единицы, характеризующей природные воды, предложил гидрохимическую фацию.

Д. В. Наливкин (1933) дает такое определение географической фации: «современная фация – это часть земной поверхности, на всем своем протяжении обладающая одинаковыми физико-географическими условиями и одинаковой фауной и флорой». «Фация – это единица ландшафта. На фации подразделяются все ландшафты, вся земная поверхность». «Совокупность животных и растений, связанных сданной фацией, называется биоценоз(ом)».

В почвоведении слово фация применяется для обозначения типов почв. В геологии, по Д. В. Наливкину, ископаемая фация – это часть пласта или свиты пластов, на всем своем протяжении обладающая одинаковым литологическим составом и заключающая одинаковую фауну и флору.

Л. В. Пустовалов (1933) выделил геохимические фации коры выветривания и стратисферы. Г. И. Теодорович (1947) дает свое деление осадочных геохимических фаций.

В географической литературе нет общепризнанной таксономической градации географических единиц. Например, С. В. Калесник (1947) приводит такую схему: зона – подзона – район – ландшафт.

Таким образом, для элементарной географической единицы имеется два названия – ландшафт и фация (Д. В. Наливкин). Автор остановился на названии фация, добавив только слово гидрохимическая из тех соображений, что, например, для грунтовых, пластовых и других подземных вод как-то неудобно говорить о гидрохимическом ландшафте.

Следовательно, гидрохимическая фация – это систематическая или, правильнее, химико-географическая единица, аналогичная биоценозу в биологии.

Поверхностные и подземные проявления гидросферы – океаны, моря, озера, реки, почвенные, грунтовые, пластовые,

трещинные, карстовые и другие подземные воды – характеризуются различным химическим составом жидкой и твердой фаз. Участки наземной и подземной гидросферы<sup>1</sup>, воды (или льды) которых на всем протяжении характеризуются одинаковыми гидрохимическими условиями и свойствами, определяемыми по преобладанию каких-то одних растворенных веществ (ионов, коллоидов), названы автором гидрохимическими фациями. Концентрация и химический состав воды (или льда) каждого такого участка изменяется в известных пределах, но преобладание одних и тех же веществ сохраняется.

Определяется гидрохимическая фация по первым трем (иногда четырем и более) преобладающим по весу компонентам, причем название ее дается в порядке убывания их значения.

Гидрохимические фации объединяются в группы или гидрохимические формации, по первому преобладающему растворенному компоненту.

Покажем на примере методику определения гидрохимических фаций и формаций.

Пусть мы имеем следующие данные двух анализов состава природных вод (в мг/л): 1)  $Cl - 32,2$ ;  $SO_4 - 40,3$ ;  $HCO_3 - 146,9$ ;  $Na - 32,9$ ;  $Mg - 5,7$ ;  $Ca - 45,0$ . Сумма ионов: 302,5 мг/л. Фация:  $HCO_3-Ca-SO_4$ , формация гидрокарбонатная.

2)  $Cl - 1729,9$ ;  $SO_4 - 1101,7$ ;  $HCO_3 - 651,5$ ;  $Na - 1246,5$ ;  $Mg - 270,9$ ;  $Ca - 118,9$ . Сумма ионов: 5119,5 мг/л. Фация:  $Cl-Na-SO_4$ , формация хлоридная.

В критерий для определения гидрохимических фаций включены и коллоиды, так как они в ряде случаев являются преобладающими в природных растворах. При пользовании эквивалентной формой, как это будет показано в главе IV, для многих рек СССР не учтен кремнезем, играющий большую роль среди выносимых веществ. Необходимо также учесть органического вещества, которое, к сожалению, химически изучено весьма слабо.

Высшими химико-географическими таксономическими единицами вод являются гидрохимические зоны. Зоны делятся на гидрохимические провинции, провинции делятся на гидрохимические области, области – на гидрохимические районы, районы – на гидрохимические фации.

Выше было показано, что состав растворенных в воде компонентов зависит от общей минерализации.

Гидрохимические фации – это стадии минерализации, стадии формирования химического состава природных вод, стадии химико-географического процесса природных вод. В различных географических зонах химико-географический процесс формирования природных вод протекает по-разному (на этом мы подробно остановимся ниже).

---

<sup>1</sup> Далее в соответствующих главах для разных проявлений гидросферы дается определение этих участков.

# ЗОНЫ ГЕОГРАФИЧЕСКОЙ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ<sup>1</sup>

Зональность – это мировой закон  
В. В. Докучаев

Географическая оболочка Земли, по С. В. Калеснику (1947), имеет своим верхним пределом пояс озона, а нижней границей он считает уровень очагов обычных землетрясений. В этих пределах Земля характеризуется рядом зональностей. Можно различать две группы зон: внутренние и внешние (Г. А. Максимович, 1950). Внутренние зоны проявляются в планетной, геотектонической и структурной зональностях. Внешней является географическая зональность.

П л а н е т н а я   з о н а л ь н о с т ь   выражается в зональном строении Земли в виде геологических оболочек и геосфер. Учение о земных оболочках и геосферах разрабатывалось В. И. Вернадским (1934, 1937), А. Е. Ферсманом (1934), Д. Н. Соболевым (1926) и другими. Наиболее полную схему строения Земли дал В. И. Вернадский в последней работе (1942).

Географическая оболочка состоит из большого числа геосфер и своими пределами почти совпадает с современной биосферой плюс бывшие биосферы. Как известно (С. В. Калесник, 1947), биосфера – это область на Земле, где существует органическое вещество и где проявляется влияние его деятельности. Биосфера охватывает тропосферу, гидросферу, почвы (педосфера), кору выветривания и частично осадочную оболочку. В последней на глубине до 3 км установлена анаэробная микрофлора.

Метаморфическая и гранитная оболочки в большей своей части образовались из осадочной геосферы, которая содержит органогенные отложения. Поэтому В. И. Вернадский (1942) относит эти две нижние оболочки, входящие в географическую оболочку, к бывшим биосферам.

Основная особенность Земли – дисимметрия ее поверхностной части между тропосферой и тяжелой подгранитной оболочкой там, где мы имеем океаническое и континентальное полушария

Наличие воды в поверхностных геосферах возможно благодаря разнообразным пустотам – порам.

Геологические оболочки и геосферы концентричны. Однако поверхности, отделяющие их друг от друга, почти всегда неправильны. Эта неправильность может быть иллюстрирована, например, границей суши и тропосферы.

Попытки графически изобразить строение Земли страдают одним недостатком. На схемах поверхности разграничения геологических оболочек и геосфер в поверхностной части Земли показаны в виде окружностей. Между тем если взять только две основ-

---

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович, Геодинамические зоны Земли, Доклады АН СССР, т. 70, № 3, 1950, стр. 477–479. Здесь приводится с исправлениями и дополнениями.

ные геотектонические обстановки – геоантиклинальные складчатые области и платформы, то и для платформ эти схемы в общем не выдерживаются. В складчатых же областях наблюдается резкое внедрение в слоистую осадочную геосферу (стратисферу) метаморфической оболочки, гранитной оболочки и даже основной подгранитной оболочки (в виде основных интрузивов), которые в денудированных сооружениях выходят на земную поверхность. В этом причина появления двух других внутренних зональностей низших порядков – геотектонической и развивающейся на ее основе структурной.

Геотектоническая зональность общеизвестна. Она выражается в основных структурных линиях Земли. Для четвертичного периода это новейшие складчатые сооружения геосинклинальных зон, такие, как Тихоокеанское кольцо и Средиземноморская зона.

Геотектоническая зональность имеет следствием образование горных хребтов и архипелагов островов, а расчленение рельефа обусловлено появлением горных ландшафтов и вертикальных зон.

Геотектонические зоны состоят из областей и отдельных структур – геоантиклиналей. Таким образом, структурная зональность представляет собой проявление внутренней зональности третьего порядка.

Структурная зональность проявляется в зональном расположении горных пород в возникших из геосинклиналей отдельных складчатых структурах (орогенах).

Примером такой современной структуры может явиться Кавказ. Геологическая карта показывает, что, если отрешиться от деталей, здесь можно наметить три основные зоны. В центральной зоне преобладают изверженные породы, в срединной – метаморфические, а периферическая отличается развитием осадочных пород различного происхождения. В каждой из зон различная, пористость, которая убывает от периферии к центру:

Границы между этими зонами поверхности весьма сложного профиля. Они особенно осложнены в складчатых сооружениях с надвиговой структурой (покровами), где наблюдается внедрение изверженных пород не только в срединную зону метаморфических пород, но и в периферическую. Здесь развиты как магматические жилы, так и штоки, небольшие интрузивы. Однако все это детали не нарушающие основной закономерности, выражающейся в наличии зон преобладания изверженных, метаморфических и осадочных пород.

Геотектоническая зональность обуславливает разделение континентов на бассейны различных океанов. Структурная зональность, вместе с вертикальной географической, сказывается на химическом составе почвенных, озерных, речных и разнообразных подземных вод горных стран. Развитие изверженных горных пород в высокогорной центральной зоне складчатой, струк-

туры отражается в виде кремнеземных вод истоков рек и озер. В периферической зоне, в области развития известняков появляются карстовые озера и реки с гидрокарбонатно-кальциевыми водами.

Географическая зональность общеизвестна. Учение О зонах развилось из гениального обобщения о зонах природы В. В. Докучаева (1899). На границе атмосферы и литосферы горизонтальные и вертикальные зоны являются результатом воздействия и взаимодействия солнечного тепла, воды, растительности, животного мира, почв, рельефа и горных пород.

Автором по данным Л. И. Прасолова (1945, 1946) определены площади географических зон (табл. 7).

Т а б л и ц а 7

**Площади географических зон**

*(по Г. А. Максимовичу, 1950)*

|   |                                    | Всей суши            |       | СССР           |       |
|---|------------------------------------|----------------------|-------|----------------|-------|
|   |                                    | млн. км <sup>2</sup> | %     | млн. км        | %     |
| 1 | Полярные (и высокогорные) льды     | 16,08                | 10,8  | 0,09           | 0,4   |
| 2 | Тундры                             | 5,90                 | 4,0   | 1,80           | 8,3   |
| 3 | Лесная зона                        | 18,08                | 12,1  | 7,62           | 35,1  |
| 4 | Степи и лесостепи                  | 32,39                | 21,8  | 3,03           | 13,8  |
| 5 | Пустыни и полупустыни              | 27,21                | 18,3  | 2,13           | 9,8   |
| 6 | Тропики и субтропики               | 21,12                | 14,2  | 0,00<br>(0,03) | 0,0   |
| 7 | Горная зона                        | 22,62                | 15,2  | 6,53           | 29,8  |
| 8 | Аллювиальные области               | 4,26                 | 2,9   | 0,45           | 2,0   |
| 9 | Воды суши (без Каспийского моря) . | 0,97                 | 0,7   | 0,18           | 0,8   |
|   |                                    | 148,63               | 100,0 | 21,83          | 100,0 |

Географические зоны не остаются неизменными. Под влиянием изменения наклона земной оси, геологических процессов, а также других причин границы зон изменяются, изменяются и их характеристики.

Значительную и все возрастающую роль в изменении климатических условий, границ и характера географических зон играет деятельность человека. Повседневное изменение процессов выветривания и почвообразования происходит при обработке земли и внесении удобрений, при орошении пустынь, осушении заболоченных пространств и т. д.

Почвы также имеют зональное распределение. Горизонтальные почвенные зоны установлены В. В. Докучаевым (1899) и Н. С. Сибирцевым (1901). Последний сформулировал закон горизонтальных почвенных зон. Закон вертикальных почвенных зон был установлен В. В. Докучаевым (1896, 1898). Вертикальную зональность почв Кавказа

изучал С. А. Захаров (1913). Влияние микроклимата сказывается в виде закона микрозон, разработанного В. С. Богдановым (1900), В. Г. Высоцким (1906) и Я. Н. Афанасьевым (1915).

А. Е. Ферсман ввел понятие о широтной геохимической зональности. Он показал зональность геохимических процессов поверхности, которая отражается в направлении движения растворов, в различии геохимии процесса и геохимической концентрации, а также pH. Данные эти он свел в табл. 8.

Т а б л и ц а 8

**Широтная геохимическая зональность**

(по А. Е. Ферсману, 1934)

| Геохимические зоны и их влажность                | Направление движения растворов | Геохимия процесса   | Геохимическая концентрация   | pH                      |
|--|--------------------------------|---|--|-------------------------|
| Арктическая область                              | Нисходящее (сухость)           | Механические смеси разрушений   | Мало глин, илы, пески, диатомиты   | Низкое                  |
| Средне влажный климат                            | Нисходящее                     | Смеси гидратов $Al_2O_3$ , $SiO_2$ . Водные алюмосиликаты коллоидальные | Железные руды, сапропели, обилие гумуса, глины аллофанового ряда         | Нейтральное             |
| Пустынный климат (влажность низкая)              | Восходящее                     | Разрушение силикатов, миграция $SiO_2$                                  | Корки $SiO_2$ , каолинит, соли, корки загара Fe и Mn                     | Большое                 |
| Экваториальная область (тропики – периодичность) | Нисходящее                     | Гидраты Al, водные алюмосиликаты. Эмиграция $SiO_2$                     | Боксит-латерит руды Fe, Mn, Al. Накопление $CaCO_3$ , $BaSO_4$ , $SiO_2$ | Смена различных величин |

Из внешних закономерностей Земли, кроме горизонтальных и вертикальных географических и других зон, намечается еще одна, названная автором г р а в и т а ц и о н н о й , и л и г е о м о р ф о л о г и ч е с к о й .

Она проявляется в распределении веществ в зависимости расстояния от источника питания. Здесь играют роль не только рельеф, но и законы механики, химии и физической химии. По этому название гравитационная, или геоморфологическая, не вполне точно, но пока автор не может предложить другого

термина. Представляется, что в дальнейшем эта гравитационная зональность будет подразделена на ряд закономерностей.

Роль геоморфологического фактора в распределении веществ при расчлененном рельефе доказал Б. Б. Польшов (1944, 1948). Он установил также, что миграционная способность наиболее распространенных элементов может быть разделена на пять групп (табл. 9).

Т а б л и ц а 9

| № п/п | Миграционные ряды элементов | Состав рядов миграции               | Показатель порядка величины миграции |
|-------|-----------------------------|-------------------------------------|--------------------------------------|
| 1     | Энергично выносимые         | Cl (Br, I), S                       | $2 \cdot n \cdot 10$                 |
| 2     | Легко выносимые             | Ca, Na, Mg, K                       | n                                    |
| 3     | Подвижные                   | SiO <sub>2</sub> (силикатов), P, Mn | $n \cdot 10^{-1}$                    |
| 4     | Инертные (слабо подвижные)  | Fe, Al, Ti                          | $n \cdot 10^{-2}$                    |
| 5     | Практически неподвижные     | SiO <sub>2</sub> (кварца)           | $n \cdot 10^{-5}$                    |

Эти группы отличаются одна от другой резким изменением величины миграционной способности. В каждой группе элементы расположены в порядке нисходящей миграционной способности. Таким образом, наиболее энергично будет выноситься ион хлора далее ион SO<sub>4</sub> и т. д. При наличии расчлененного рельефа концентрация раствора будет расти вниз по потоку. Так как с ростом концентрации в воде изменяется характер преобладающих по весу компонентов, то вниз по потоку будет происходить смена гидрохимических фаций.

При одинаковых условиях по простиранию границы гидрохимических фаций будут расположены примерно перпендикулярно потоку. Число гидрохимических фаций будет зависеть от протяженности пути, вымытости отложений, климатических условий и многих других факторов.

Гравитационная зональность лучше изучена для грунтовых вод. Данные В. А. Приклонского (1930, 1935), автора (1947), В. А. Ковды (1946) и других показывают сменяемость гидрохимических фаций вниз по грунтовому потоку. В засушливых областях Закавказья и Средней Азии воды гидрокарбонатной гидрохимической формации предгорий сменяются в депрессиях сульфатными и хлоридными. Автор наблюдал смену вниз по потоку гидрохимической фации HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>-Ca на SO<sub>4</sub>-Ca-Cl, а еще ниже на Cl-Ca-SO<sub>4</sub>. Более подробно этот вопрос будет освещен в главе III.

Менее изучены пластовые воды. Однако и здесь наблюдается смена гидрохимических фаций по пласту. Много подобных примеров разобрано в работе автора (1944). Другие примеры приведены в главе IX.

---

## Глава первая

### ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ<sup>1</sup>

Капельно-жидкая атмосферная вода является раствором, химический состав которого разнообразен, а концентрация колеблется в довольно широких пределах.

Наиболее постоянные компоненты химического состава атмосферной воды – кислород, углекислота, азот и благородные газы. По В. И. Вернадскому (1933), преобладает азот, второе место занимает в одних случаях кислород, в других – углекислота. Содержание этих атмосферных газов, вследствие хорошей аэрации, вероятно, близко к насыщению при тех температурах и давлениях, которые имеют место в каждом участке тропосферы. Растворенный в воде  $\text{CO}_2$  при гидратации и диссоциации дает ионы водорода и гидрокарбонатный ион. При этом количество водорода достигает величины  $2 \cdot 10^{-6}$ , что соответствует  $\text{pH}=5,7$ . Равновесное содержание гидрокарбонатного иона будет 0,12 мг/л.

Каковы же источники минерализации атмосферной, капельно-жидкой воды? Прежде всего возникновение капельно-жидкой воды обусловлено наличием в атмосфере мельчайших твердых минеральных веществ в виде солей морского и частично вулканического происхождения.

Минерализация атмосферной воды обусловлена рядом других причин. Атмосферные разряды приводят к образованию окислов атмосферного азота. При вулканических извержениях в атмосферу выбрасывается большое количество разных продуктов, в числе которых имеются и легко растворимые вещества. Исследования вулканического пепла Везувия показали наличие до 1,45 % растворимых солей, из них  $\text{SO}_3$  – 0,66 %, Cl – 0,18 % и  $\text{NH}_4$  – 0,01 %.

---

<sup>1</sup> Кратко опубликовано: Г. А. Максимович, Химический состав атмосферных осадков, Тезисы доклад, конфер. по химич. геогр. вод, 1949. Работы С. М. Шметера (1952), Р. И. Грабовского (1951, 1952, 1953, 1954) и Е. С. Бурксера, Н. Е. Федоровой и Б. Б. Зайдис (1952) автор использовать не смог.

Состав газов некоторых вулканов и фумаролл, а также их возгонов приведен в табл. 10.

Т а б л и ц а 1 0

Состав продуктов вулканических выбросов в %  
(по Ф. Кларку, 1924)

| Элементы          | Вулканы               |                        |              |
|-------------------|-----------------------|------------------------|--------------|
|                   | фумаролла в<br>Италии | итальянские<br>вулканы | кратер Гекла |
| Газы              |                       |                        |              |
| N <sub>2</sub>    | 11,20                 | 2,28                   | 81,81        |
| O <sub>2</sub>    | 2,70                  | 0,52                   | 14,21        |
| CO <sub>2</sub>   | 68,80                 | 23,40                  | 2,44         |
| HCl               | 7,30                  | 73,80                  | следы        |
| SO <sub>2</sub>   | –                     | (HCl+SO <sub>2</sub> ) | 1,54         |
| H <sub>2</sub> S  | 10,70                 | –                      | –            |
| Возгоны           |                       |                        |              |
| Хлористый натрий  | 50,19                 | 63,02                  | 76,01        |
| Хлористый калий   | 0,50                  | 0,27                   | 0,03         |
| Углекислый натрий | 11,12                 | 6,49                   | 2,11         |
| Сернистый натрий  | 1,13                  | следы                  | 0,75         |
| Вода              | 37,06                 | 30,22                  | 21,10        |

Все возгоны растворимы в воде. Кроме того, выделенные в атмосферу вулканические и фумарольные газы могут преобразоваться (SO<sub>3</sub> из сероводорода, образование окислов азота и т. д.). Известную роль играют и газы грязевых вулканов.

Движение воздушных масс также является источником при вноса в атмосферу значительных количеств разнообразной минеральной пыли. Эти высокодисперсные взвеси содержат и легко растворимые соли, поднимаемые ветром с поверхности солончаков и сухих солончаковых почв.

Движение воздушных масс над океанами, морями и солеными озерами представляет и значительный источник пополнения атмосферы растворимыми солями. Вблизи побережий ветер приносит соли водяных брызг, подхваченных с поверхности водоемов, а наиболее высокодисперсные частицы воды поднимаются конвекционными токами на значительную высоту и переносятся воздушными течениями в глубь материка на большие расстояния.

А. Поздняков (1904) в Магнитно-метеорологической обсерватории Новороссийского университета в Одессе проводил с 1 апреля по 31 декабря 1903 г. изучение химического состава дождя, снега, града, инея, изморози, росы и тумана и определял содержание азотистых веществ, имеющих в осадках. Осадки всегда были богаты хлором. Поздняков показал, что в осадках преобладает NaCl, причем содержание его, колеблющееся в значительных пределах в зависимости от метеорологических условий, наиболее высоко в росе и тумане. Среднее содержание NaCl: во всех осадках

(за исключением росы и тумана) – 12,4 мг/л, в росе и тумане – 27,9. 30 ноября в тумане содержалось 443 мг/л, а 2 декабря в росе 230,3 мг/л Cl.

По данным Д. Сахарова (1948), на Астраханской комплексной сельскохозяйственной опытной станции в Волго-Ахтубинском районе, при восточно-юго-восточном ветре силой в 4–5 баллов, за 3 дня на 5 сукожных пластинках, размером 10×10 см, приколотых к стволам деревьев, было в среднем собрано солей 112 мг на пластинку, или 11,2 т с 1 км<sup>2</sup>.

Химический состав солей с одной пластинки был следующим:

|                  | г/л   | мг/экв |
|------------------|-------|--------|
| Щелочность общая | 0,323 | 5,30   |
| Cl               | 0,208 | 5,88   |
| SO <sub>4</sub>  | 0,678 | 14,13  |
| Ca               | 0,180 | 8,96   |
| Плотный остаток  | 2,256 |        |

Весьма интересны работы Л. К. Блинова (1950), производившего в 1947–1948 гг. изучение аэродисперсий морского воздуха Каспийского моря в береговых условиях на Апшеронском полуострове и в районе Карабогазского пролива, непосредственно над морем на расстоянии до 315 м от берега и в открытом море. Микроскопические исследования и микрометрические измерения частиц аэрозолей показали, что в морском воздухе всегда, независимо от скорости ветра и состояния моря, содержится большое число мельчайших частиц морской воды, которые находятся в разных стадиях процесса свободного испарения. Была установлена зависимость линейных размеров частиц и содержания хлоридов от скорости ветра на расстоянии в 600 м от береговой черты.

| Скорость ветра, в м/сек | Дата наблюдения | Преобладающие размеры диаметра частиц в морском воздухе, в м | Содержание Cl, в мг/м <sup>3</sup> |
|-------------------------|-----------------|--|------------------------------------|
| 6,4                     | 26/VI-1948      | 35   | 5,2·10 <sup>-2</sup>               |
| 17,9                    | 28/VII-1948     | 45   | 11,0·10 <sup>-2</sup>              |
| 24,3                    | 21/VII-1948     | 64   | 25,0·10 <sup>-2</sup>              |

Л. К. Блинов изучал количественное распределение солей в морском воздухе, или плотность солевого потока. Для этого применялись стеклянные пластинки размером 15×15 см, расположенные на разном расстоянии от берега и на разной высоте (табл. 11).

Плотность солевого потока особенно резко уменьшается в непосредственной близости от береговой черты, где сказывается влияние прибоа. Она возрастает в зоне ударов и разрушения

## Изменение плотности солевого потока в районе Апшеронского полуострова

| Дата       | Скорость ветра, в м/сек | Высота, в м | Плотность солевого потока, $\frac{\text{мг Cl}}{\text{мг/м}^2}$ |      |     |     |     |     |     |     |     |
|------------|-------------------------|-------------|---|------|-----|-----|-----|-----|-----|-----|-----|
|            |                         |             | Расстояние от береговой черты, в м                              |      |     |     |     |     |     |     |     |
|            |                         |             | 20  | 50   | 100 | 150 | 200 | 300 | 400 | 500 | 600 |
| 7/VI-1947  | 10                      | 0,5         | 12,0  | 6,7  | 3,1 | —   | 0,4 | 0,6 | 0,5 | 0,4 | 0,2 |
|            |                         | 1,5         | 26,0  | 11,0 | 8,1 | —   | 0,7 | 0,3 | 0,4 | 0,3 | 0,2 |
|            |                         | 2,5         | 24,0  | 8,9  | 5,7 | —   | 0,6 | 0,5 | 0,3 | 0,1 | 0,2 |
|            |                         | 4,0         | 6,0   | 2,0  | 3,0 | —   | 0,3 | 0,2 | 0,3 | 0,2 | 0,2 |
|            |                         | 6,0         | 0,8   | 0,3  | 0,4 | —   | 0,4 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,2 |
|            |                         | 9,0         | —   | —    | —   | —   | 0,3 | —   | —   | —   | —   |
| 8/VI-1948  | 16                      | 0,5         | 15,0  | 8,6  | 5,5 | 4,2 | 0,7 | 0,2 | 0,3 | 0,2 | —   |
|            |                         | 1,5         | 22,0  | 12,0 | 8,0 | 6,3 | 0,5 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 |
|            |                         | 2,5         | 25,0  | 15,0 | 8,7 | 6,7 | 0,6 | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,2 |
|            |                         | 4,0         | 13,0  | 8,2  | 2,3 | 2,0 | 0,3 | 0,2 | 0,1 | 0,2 | —   |
|            |                         | 6,0         | 0,4   | 0,5  | 0,4 | 0,3 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | 0,2 |
|            |                         | 9,0         | —   | —    | —   | 0,1 | —   | —   | —   | —   | —   |
| 28/VI-1948 | 18                      | 0,5         | 17,0  | 8,6  | 6,2 | —   | 1,2 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | —   |
|            |                         | 1,5         | 22,0  | 13,0 | 7,5 | —   | 1,9 | 0,5 | 0,3 | 0,4 | —   |
|            |                         | 2,5         | 27,0  | 15,0 | 8,5 | —   | 2,0 | 0,3 | 0,3 | 0,3 | —   |
|            |                         | 4,0         | 12,0  | 7,0  | 6,0 | —   | 1,2 | 0,2 | 0,2 | 0,2 | —   |
|            |                         | 6,0         | 0,5   | 0,4  | 0,4 | —   | 0,1 | 0,2 | 0,2 | 0,3 | —   |
|            |                         | 9,0         | —   | —    | —   | —   | 0,1 | —   | —   | —   | —   |

прибойной волны и уменьшается как по высоте, так и по горизонтали с удалением от уреза воды. Вертикальное распределение плотности в полосе прибоя имеет максимум на высоте 1,5–2,5 м от поверхности земли. Высота максимума находится в зависимости от состояния моря и силы ветра. С увеличением высоты содержание солей резко падает. На высоте 3–5 м оно становится минимальным и выше изменяется весьма медленно.

Плотность солевого потока с удалением от моря по горизонтали также весьма резко падает, причем на расстоянии 200–250 м от уреза воды как вертикальное, так и горизонтальное распределение потока солей становится однородным. При дальнейшем удалении от берега плотность потока солей изменяется весьма медленно и в пределах 250–600 м может считаться примерно постоянной.

Указанное распределение плотности солевого потока в пределах полосы прибоя связано с образованием брызг морской воды, обладающих большим диапазоном линейных размеров частиц. Под микроскопом здесь различаются кубические кристаллы соли и моноклинические гипса, проверенные микрохимически. Увлекаемые воздушным потоком брызги, образующиеся в зоне прибоя,

под влиянием силы тяжести оседают с различной скоростью, в зависимости от их крупности. Наиболее крупные и более богатые солями брызги оседают быстрее, и плотность потока сильнее убывает около береговой черты. Чем меньше размеры частиц, тем медленнее будет изменяться плотность солевого потока.

Одновременно с перемещением частиц в воздушном потоке они быстро усыхают, что ведет к значительному уменьшению их крупности. Скорость оседания этих частиц уже меньше, и они увлекаются восходящими токами воздуха в высокие слои атмосферы.

Химический состав осадков приведен в табл. 12.

Л. К. Блинов сделал приближенный подсчет общего количества солей, рассеянных в атмосфере над всей акваторией Каспийского моря при различной скорости ветра, и нашел, что при скорости 6 м/сек оно составит 45000 т, а при 10 м/сек – 160000 т. Приняв береговую границу равной длине большей оси Каспийского моря – 1200 м, он подсчитывает, что за одни сутки перпендикулярно этой границе при скорости 6 м/сек ветром выносятся 62000 т солей, что составляет 30 % суточного поступления за счет материкового стока. Л. С. Баршанский и Е. Н. Теверовский (1952) считают, что эта цифра сильно преувеличена и для Каспия вынос солей ветром может достичь только 1,3 % от суммарного поступления солей путем материкового стока.

Л. К. Блинов попытался подсчитать и расстояние, на которое проникают в глубь материка соли, выносимые воздушным потоком с акватории моря. Теоретически дальность полета зависит от скорости ветра и радиуса частицы, которые определяют скорость оседания частицы в воздухе. При скорости ветра 6 м/сек и скорости оседания 0,5 см/сек, которая соответствует каплям с радиусом 6,5 или ядрам конденсации с радиусом около 4 м, дальность полета частиц достигает 4000 км. При вдвое большей скорости оседания и тех же размерах частиц минимальное расстояние, на которое может распространиться солевой поток, считают около 1000 км. Выпадение атмосферных осадков, естественно, может сократить это расстояние.

В Англии в 1893 г. в 70 км от берега моря при сильном западном ветре был отмечен на стеклах окон налет солей в 0,1 г на 1 м<sup>2</sup>,

Можно предполагать, что за счет солей, принесенных из засушливых областей, а также частиц воды, принесенных с поверхности моря, в воздухе образуются мельчайшие взвеси концентрированных растворов. Возможно также наличие мельчайших частиц солей, принесенных с поверхности земли.

Большую и все возрастающую роль играет деятельность человека. Сжигание каменного угля в топках паровозов, домов и особенно промышленных предприятий высвобождает серу пирита, окислы азота, йод и другие элементы. Это сказывается на составе воздуха в районе населенных пунктов. Химическая промышленность продуктами своей деятельности наиболее

**Химический состав осадков в районе Каспийского моря**  
(по Л. К. Блинову, 1950)

| Район наблюдения                          | Дата        | Вид осадков              | Количество,<br>в г/м <sup>2</sup> | Cl, в<br>мг/л | SO <sub>4</sub> ,<br>в мг/л | SO <sub>4</sub><br>Cl,<br>в мг/л | Вычисленное<br>суммарное<br>количество солей,<br>в мг/л |
|---|-------------|--------------------------|-----------------------------------|---------------|-----------------------------|----------------------------------|---|
| Апшеронский п-ов                          | 20/VI–1947  | роса                     | 129                               | 35,4          | 21,2                        | 0,5989                           | 84,3  |
| » »                                       | 22/VI       |                          | 255                               | 22,7          | –                           | –                                | 54,0  |
| » »                                       | 27/VI       | »                        | 140                               | 22,8          | 13,8                        | 0,6070                           | 54,1  |
| » »                                       | 27/VI       | »                        | 154                               | 49,7          | 29,8                        | 0,5997                           | 118,5   |
| » »                                       | 6/VII       | »                        | 15                                | 12,5          | –                           | –                                | 29,7  |
| » »                                       | 10/VII      | »                        | 66                                | 14,7          | –                           | –                                | 35,0  |
| » »                                       | 20/VII      | »                        | 120                               | 23,3          | –                           | –                                | 55,5  |
| » »                                       | 8/IX        | дождь, первые 15<br>мин. |                                   | 90,7          | 55,7                        | 0,6140                           | 216,0   |
| » »                                       | »           | дождь через 30 мин.      |                                   | 36,7          | –                           | –                                | 87,4  |
| » »                                       | 9/IX        | дождь                    | –                                 | 21,8          | –                           | –                                | 51,9  |
| » »                                       | 26/VI–1948  | »                        | –                                 | 10,47         | –                           | –                                | 25,0  |
| » »                                       | 1/VII       | роса                     | –                                 | 35,2          | –                           | –                                | 83,8  |
| Карабогазский пролив                      | 9/VII–1947  | туман                    | 140                               | 30,6          | 23,3                        | 0,6144                           | 72,8  |
| » »                                       | 21/11–1948  | дождь                    | –                                 | 67,5          | –                           | –                                | 160,0   |
| » »                                       | 28/11–1948  | »                        | –                                 | 67,5          | –                           | –                                | 160,0   |
| Открытое море, траверз мыса<br>Карасенгир | 24/VII–1947 | роса                     | 480                               | 53,1          | –                           | –                                | 126,3   |

изменяет состав приземной атмосферы. Воздух больших промышленных городов загрязнен сильнее всего.

Исследования химического состава воздуха вблизи черноморского и азовского побережий, произведенные В. В. Бурксер, установили присутствие натрия, калия, кальция, магния, хлора и  $SO_4$  (К. И. Маков, 1947).

Из отдельных элементов, имеющих в воздухе, наиболее изучены хлор и йод.

Данные о содержании хлора для побережья Черного и Азовского морей приведены в табл. 13.

Т а б л и ц а 13

**Содержание хлора в воздухе Причерноморья, по исследованиям В. В. Бурксер**

*(К. И. Маков, 1947)*

| Наименование пункта                 | Среднее содержание хлора, в $1 \cdot 10^{-6}$ мг/м <sup>3</sup> |
|-------------------------------------|---|
| <b>Черное море</b>                  |   |
| Холодная Балка, возле Одессы, степь | 164   |
| Берег Хаджибейского лимана          | 1741  |
| Евпатория, пляж                     | 832   |
| Евпатория, курортный городок        | 834   |

| Наименование пункта                     | Среднее содержание хлора, в $1 \cdot 10^{-6}$ мг/м <sup>3</sup> |
|---|---|
| <b>Азовское море</b>                    |   |
| Кирилловка, пляж                        | 463   |
| » парк                                  | 313   |
| Осипенко, курорт, восточный пляж, летом | 306   |
| Осипенко, курорт, осенне-зимний период  | 1698  |

По этим данным содержание хлора изменяется от 164 до 1741 миллионной доли миллиграмма в куб. метре.

В связи с тем что заболевание зубом связывают с недостатком йода, содержание его было изучено не только в водах, пищевых продуктах, горных породах, но и в воздухе.

Ниже, в табл. 14, приводятся по наблюдениям 1923 г. данные о содержании йода в воздухе в Швейцарии, где наблюдаются заболевания эндемическим зубом.

**Содержание йода в воздухе**  
(по Т. Фелленбергу, 1926)

| Дата  | Часы                                   | Место                               | Погода  | Ветер                | Высота взятия пробы в м | Содержание йода в $1 \cdot 10^{-6}$ мг/м <sup>3</sup> |
|-------|--|-------------------------------------|---|----------------------|-------------------------|---|
| 27/IX | 8–10                                   | Файелихюбель,<br>Вислянд            | Хорошая погода, ночью сильная роса, которая продержалась до 10 час. утра. Днем снова хорошая погода       | Спокойно             | 0                       | 2 540   |
| 17/IX | 14 <sup>45</sup> –<br>15 <sup>45</sup> | » »                                 | »   | Легкий ветер         | 0                       | 620   |
| 28/IX | 8–9                                    | » »                                 | Ночью немного росы. После 8 час. временами солнце, слегка облачно   | Почти безветренно    | 1,05                    | 160   |
| 28/IX | 14–15                                  | » »                                 | Слегка облачно  | » »                  | 1,05                    | 99  |
| 29/IX | 8–9                                    | » »                                 | Ясная погода  | » »                  | 0                       | 280   |
| 11/X  | 8 <sup>18</sup> –<br>10 <sup>18</sup>  | » »                                 | С конца сентября до 9 октября частые дожди, затем хорошая погода  | » »                  | 0                       | 1 900   |
| 11/X  | 8 <sup>18</sup> –<br>10 <sup>18</sup>  | » »                                 | »   | » »                  | 1,55                    | 1 460   |
| 13/X  | 8–<br>9 <sup>15</sup>                  | Берн, около<br>кирки                | Солнечная погода  | » »                  | 1,55                    | 900   |
| 13/X  | 8–<br>9 <sup>15</sup>                  | На башне кирки                      | »   | » »                  | 68,00                   | 700   |
| 15/X  | 8 <sup>45</sup> –<br>9 <sup>45</sup>   | Балкон                              | С 13–14/X дожди. В течение 24 часов перед взятием пробы не было дождей                                    | » »                  | 6,15                    | 340   |
| 16/X  | 8 <sup>45</sup> –<br>9 <sup>45</sup>   | Балкон                              | Облачность  | Почти безветренно    | –                       | 100   |
| 17 /X | 8 <sup>45</sup> –<br>9 <sup>45</sup>   | Файелихюбель                        | »   | »                    | 1,55                    | 30  |
| 31/X  | 11 <sup>45</sup> –<br>12 <sup>45</sup> | Руген, около<br>Эффингена,<br>Аргау | Утром густой туман, после полудня почва влажная, трава сырая, температура в 6 час. 6°, в 12 час. – 15–17° | Времени легкий ветер | 0                       | 770   |

| Дата | Часы                                   | Место                               | Погода   | Ветер                     | Высота взятия пробы<br>в м | Содержание йода в<br>$1 \cdot 10^{-6}$ мг/м <sup>3</sup> |
|------|--|-------------------------------------|--|---------------------------|----------------------------|--|
| 31/X | 15 <sup>50</sup> –<br>16 <sup>50</sup> | Аргау,<br>около<br>Кайстена,<br>луг | С 13 ч. 32 м. до 14 ч. 30 м.<br>временами солнце, затем<br>туман, почва влажная,<br>трава мокрая, температура<br>14° | Почти<br>безвет<br>реинно | 0                          | 30   |
| I/XI | 13 <sup>07</sup> –<br>14 <sup>07</sup> | Руген, около<br>Эффингена           | Целый день туман, почва<br>влажная, трава мокрая,<br>температура 14°   | Легкий<br>ветер           | 0                          | 510  |

Таблица показывает влияние погоды на содержание йода в воздухе. Атмосферные осадки и роса очищают воздух от йода. При испарении росы йод снова возвращается в воздух. Если в воздухе нет движения, то некоторое время в приземном слое наблюдается обогащение йодом. Благодаря этому же по утрам, когда наблюдается конденсация воздушных паров, содержание йода в приземном воздухе вследствие испарения больше, чем днем.

Сопоставление табл. 13 и 14 показывает, что содержание хлора и йода в воздухе характеризуется цифрами одного и того же порядка: миллионными долями миллиграмма. В 1 м<sup>3</sup> воздуха в Причерноморье хлора содержится 164–1744 миллионной доли миллиграмма, в Швейцарии йода 30–2540.

Необходимо учитывать различие в географических условиях указанных двух областей.

Химический состав капельножидкой воды, находящейся в атмосфере во взвешенном состоянии, изучался в высокогорных областях Швеции и Норвегии Х. Кёлером.

Х. Кёлер (Л. К. Блинов, 1951), начиная с 1914 г., несколько лет работал в Шведской Лапландии на высоте 1 830 м и в обсерватории Хальде в Северной Норвегии на высоте 914 м над уровнем моря. Он дает размеры и состав ядер конденсации в высоких слоях атмосферы. На основании химического анализа изморози, образовавшейся в облаках на различных предметах, Х. Кёлер установил, что капли образуются на ядрах, содержащих  $1,844 \times 10^{-14}$  г морских солей. На основании многолетних наблюдений он дает формулу содержания хлоридов в облачных элементах:

$$Cl=C=3,6 \cdot 2^P \text{ мг/л,}$$

где P=...-2, -1, 0, +1.

Исходя из предположения, что образующиеся капли содержат все морские соли, Х. Кёлер вычислил общее количество солей, заключающееся в каплях. Принимая размер капли (зимой) равным  $7,0 \cdot 10^{-4}$  см и концентрацию Cl в воде, полученной из заморози, равной 3,58 мг/л, он находит общее количество солей в одной капле, которое получается равным  $9,320 \cdot 10^{-15}$  г

В 1951 г. С. Шметер выполнил работу о солевом составе облачных вод.

\* \*  
\*

Состав осадков отличен от атмосферной воды. Последняя, падая, омывает большой объем воздуха, собирая и увлекая с собой взвешенные частицы растворимых солей самого различного происхождения. Это увеличивает концентрацию атмосферной воды. С другой стороны, происходит разбавление атмосферной воды дождевой. По подсчетам С. В. Доброклонского и П. В. Вавилова (1938), 1 л дождевой воды, падая с высоты 1 км, омывает  $326 \text{ м}^3$  воздуха.

Состав атмосферных осадков зависит от ряда факторов. Он определяется составом атмосферной воды, количеством имеющихся в воздухе сухих растворимых веществ, количеством и характером выпадающих осадков, а также условиями, при которых происходило их выпадение. Здесь играют роль время года, температура воздуха, предшествовавшая погода, направление ветра. Количество сухих примесей в воздухе, которые омывает или захватывает дождевая вода или снег, зависит от высоты облаков, дающих осадки, и времени, прошедшего с момента, предшествовавшего выпадению осадков.

На основании имеющихся в литературе химических анализов дождевых вод В. И. Вернадский произвел подсчет среднего состава в весовых процентах. Данные эти приведены в табл. 15.

Т а б л и ц а 1 5

**Содержание химических элементов в дождевых водах**

*(по В. И. Вернадскому, 1934)*

| Элемент | Весовые %                               | Элемент | Весовые %                               |
|---------|---|---------|---|
| Cl      | $2,2 \cdot 10^{-2} - 2,1 \cdot 10^{-6}$ | H       | $2,0 \cdot 10^{-4} - 4,0 \cdot 10^{-6}$ |
| Na      | $1,6 \cdot 10^{-2} - 7,9 \cdot 10^{-7}$ | Mg      | $1,3 \cdot 10^{-4} - 1,3 \cdot 10^{-6}$ |
| O       | $1,0 \cdot 10^{-2} - 2,0 \cdot 10^{-3}$ | Ar      | $4,0 \cdot 10^{-5} - 7,5 \cdot 10^{-5}$ |
| N       | $9,0 \cdot 10^{-3} - 1,4 \cdot 10^{-3}$ | P       | $3,9 \cdot 10^{-5} - 3,2 \cdot 10^{-6}$ |
| Ca      | $5,4 \cdot 10^{-3} - 6,0 \cdot 10^{-3}$ | Fe      | $1,8 \cdot 10^{-5} - 2,1 \cdot 10^{-7}$ |
| S       | $2,9 \cdot 10^{-3} - 5,4 \cdot 10^{-7}$ | J       | $7,9 \cdot 10^{-6} - 9,1 \cdot 10^{-9}$ |
| C       | $5,0 \cdot 10^{-4} - 1,0 \cdot 10^{-5}$ | As      | $2,0 \cdot 10^{-6}$                     |

Следы Br, Ra, Rn, Ne, Kr, Xe, He, Mn, Ni

Твердый остаток в среднем  $3,4 \cdot 10^{-3}$  %, или 34 мг/л.

Еще меньше данных о химическом составе снега, для которого полные анализы отсутствуют. Для снега В. И. Вернадский дает следующие пределы колебаний компонентов (табл. 16).

Т а б л и ц а 1 6

Содержание химических элементов в снеге

| Элемент | Весовые %                                 | Элемент | Весовые %                                  |
|---------|---|---------|--|
| N       | $4,5 \cdot 10^{-3}$ – $1,6 \cdot 10^{-3}$ | S       | $2,1 \cdot 10^{-4}$ – $2,3 \cdot 10^{-6}$  |
| O       | $2,9 \cdot 10^{-3}$ – $8,0 \cdot 10^{-4}$ | Ca      | $6,0 \cdot 10^{-4}$ – $2,6 \cdot 10^{-5}$  |
| Na      | $1,2 \cdot 10^{-3}$ – $5,6 \cdot 10^{-4}$ | H       | $1,8 \cdot 10^{-4}$ – $7,6 \cdot 10^{-6}$  |
| Cl      | $1,0 \cdot 10^{-3}$ – $2,0 \cdot 10^{-4}$ | F       | $3,1 \cdot 10^{-5}$                        |
| C       | $3,8 \cdot 10^{-4}$                       | J       | $2,2 \cdot 10^{-7}$ – $5,4 \cdot 10^{-11}$ |

Есть K, Br, Mg, Ra, Th, X, Rn.

Твердый остаток  $6,0 \cdot 10^{-3}$ – $2,1 \cdot 10^{-2}$  %.

Взвешенная муть  $4,0 \cdot 10^{-4}$ – $4,3 \cdot 10^{-1}$  %.

Органические вещества  $1,1 \cdot 10^{-2}$ – $2,4 \cdot 10^{-3}$  %.

Полные (сравнительно) химические анализы атмосферных осадков немногочисленны. В последнее время опубликован (Е. С. Бурксером и Н. Е. Федоровой, 1949) 21 анализ града, снега и дождя для различных местностей Украины.

По данным анализов, взяв первые три преобладающие по весу компонента (анионы и катионы), можно выделить несколько типов химического состава атмосферных осадков. Анализы приведены в табл. 17.

По этим данным вода града и снега является гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой, а дождевая – гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой, гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной, гидрокарбонатно-кальциево-хлоридной и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевой. Общая минерализация для 6 компонентов составляет для града 25,56 мг/л, для снега 28,89–81,04 мг/л и для дождя 35,62–119,28 мг/л.

По данным Н. И. Усова (1940) за 1936–1937 гг., по станциям Эльтон, Баскунчак, Александров-Гай, Новоузенск (Нижнее Поволжье) в выпадающих за год осадках содержится в среднем 205,9 мг/л солей. На станции Баскунчак в отдельных случаях содержание хлора доходило до 500–600 мг/л.

Данные о составе солей, ежегодно поступающих вместе с атмосферными осадками, приведены в табл. 18.

Таким образом, эти атмосферные осадки являются гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-натриевыми. Имеется также анализ, относящийся к 1851 г. (Ф. Кларк, 1924). В городе Каен в Нормандии, находящемся в 20 км от Ла-Манша, с атмосферными

**Химический состав атмосферных осадков**  
(по Е. С. Бурксер и Н. Е. Федоровой, 1949)

| № п/п | Характер осадков    | Место взятия пробы        | Время отбора   | Преобладающие по весу компоненты      | Содержание, в мг/л |                 |       |      |      |      |       |
|-------|---------------------|---------------------------|----------------|---------------------------------------|--------------------|-----------------|-------|------|------|------|-------|
|       |                     |                           |                |                                       | HCO <sub>3</sub>   | SO <sub>4</sub> | Ca    | Na   | Cl   | Mg   | Всего |
| 1     | Град                | Киев                      | 4/IV-1947      | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 12,20              | 6,17            | 4,20  | 0,46 | 0,93 | 1,60 | 25,56 |
| 2     | Снег                | »                         | 18/II-1947     | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 16,47              | 6,79            | 3,88  | 2,30 | 1,19 | 1,82 | 32,45 |
| 3     | »                   | »                         | 21/X-1947      | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 17,08              | 2,29            | 3,14  | 1,47 | 1,73 | 2,18 | 28,89 |
| 4     | Дождь, снег         | »                         | 17/X-1947      | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>  | 28,06              | 2,86            | 7,20  | 2,76 | 1,40 | 1,02 | 43,30 |
| 5     | Дождь               | »                         | 11-17/VI-1947  | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 40,82              | 20,15           | 16,64 | 0,92 | 1,58 | 3,20 | 83,31 |
| 6     | Обложной дождь      | »                         | 7/VI-1947      | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 30,50              | 17,28           | 12,00 | 1,84 | 1,58 | 2,70 | 65,90 |
| 7     | »                   | »                         | 18/VII-1947    | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>  | 25,62              | 2,88            | 6,90  | 1,15 | 1,15 | 1,40 | 39,10 |
| 8     | Снег                | Феофания в 15 км от Киева | 12/1-6/II-1947 | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 36,60              | 22,22           | 16,00 | 0,46 | 2,12 | 3,64 | 81,04 |
| 9     | Снег с глубины 7 см | »                         | 8/II-1947      | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 22,57              | 6,17            | 6,01  | 0,92 | 1,39 | 2,43 | 39,49 |

| №<br>п/п | Характер<br>осадков    | Место<br>взятия<br>пробы      | Время отбора    | Преобладающие по весу<br>компоненты   | Содержание, в мг/л |                 |       |       |      |      |        |
|----------|------------------------|-------------------------------|-----------------|---------------------------------------|--------------------|-----------------|-------|-------|------|------|--------|
|          |                        |                               |                 |                                       | HCO <sub>3</sub>   | SO <sub>4</sub> | Ca    | Na    | Cl   | Mg   | Всего  |
| 10       | Снег с<br>глубины 9 см | Феофан ия в 15<br>км от Киева | 10/11-1947      | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 16,52              | 6,20            | 4,40  | 0,69  | 0,92 | 2,18 | 30,91  |
| 11       | Дождь                  | »                             | 5/XII-1946      | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>  | 47,58              | 7,82            | 9,12  | 0,92  | 1,92 | 6,10 | 73,46  |
| 12       | »                      | »                             | 29/IV-1947      | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 63,44              | 23,86           | 23,50 | 2,07  | 2,21 | 4,20 | 119,28 |
| 13       | »                      | »                             | 3-4/V-1947      | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 30,50              | 14,80           | 10,60 | 0,46  | 1,66 | 3,80 | 61,82  |
| 14       | »                      | »                             | 1/VII-1947      | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 23,18              | 18,00           | 7,70  | 4,60  | 1,80 | 2,80 | 58,08  |
| 15       | »                      | Винница                       | 27/V-1947       | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>  | 28,06              | 4,94            | 6,96  | 0,92  | 2,15 | 2,83 | 45,87  |
| 16       | »                      | »                             | 1/VII-1947      | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>  | 24,40              | 3,84            | 6,60  | 1,38  | 3,74 | 2,40 | 42,36  |
| 17       | »                      | »                             | 2/VIII-1947     | HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl               | 20,74              | 2,12            | 6,67  | 0,82  | 3,74 | 1,53 | 35,62  |
| 18       | »                      | »                             | 9/VIII-1947     | HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl               | 28,06              | 2,06            | 8,20  | 1,06  | 2,59 | 1,53 | 43,50  |
| 19       | »                      | Одесса                        | 11-12/VI-1947   | HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl               | 31,11              | 1,25            | 9,61  | 1,61  | 2,30 | 0,65 | 46,53  |
| 20       | Дождь и град           | Щорс                          | 10/VII-1947     | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 14,64              | 6,58            | 5,60  | 0,92  | 3,82 | 2,18 | 33,74  |
| 21       | Дождь                  | Осипенко                      | 3031 /VIII 1947 | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Na | 30,50              | 24,57           | 7,45  | 18,17 | 9,79 | 1,53 | 93,01  |

Таблица 18

**Состав солей, ежегодно поступающих с атмосферными осадками в Нижнем Поволжье**  
(по Н. И. Усову, 1940)

| Содержание солей        | HCO <sub>3</sub> | Ca    | Mg   | K+Na  | Cl    | SO <sub>4</sub> | Сумма  |
|-------------------------|------------------|-------|------|-------|-------|-----------------|--------|
| мг/л                    | 62,00            | 25,50 | 3,90 | 35,00 | 36,50 | 44,00           | 205,90 |
| т/км <sup>2</sup> в год | 14,10            | 5,86  | 0,90 | 8,05  | 8,50  | 10,10           | 47,51  |

осадками выпадало в год на 1 км<sup>2</sup> поверхности 7,85 т солей. Состав солей приведен в табл. 19.

Таблица 19

**Состав солей, ежегодно поступающих с атмосферными осадками в г. Каен (Нормандия)**

| Содержание солей, в т/км <sup>2</sup> |       |       |       |       |       |       |
|---------------------------------------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| SO <sub>4</sub>                       | Cl    | Na    | K     | Ca    | Mg    | Сумма |
| 1,916                                 | 2,914 | 1,730 | 0,789 | 0,248 | 0,183 | 7,850 |

Следовательно, здесь в осадках по весу преобладают Cl–SO<sub>4</sub>–Na–K.

В большинстве случаев в атмосферных осадках изучается содержание отдельных элементов и ионов. Так, в связи с вопросами сельского хозяйства исследовали содержание хлора, поступление которого в почву представляет отрицательное явление для земледелия, а также азота в виде нитратов, нитритов и аммиака, которые повышают урожайность. Весьма обстоятельные исследования содержания хлора и SO<sub>4</sub> в атмосферных осадках по месяцам в Ленинграде и Тульской области проведены Я. Витынем (1911). В Ленинграде было установлено, что наибольшее содержание хлора наблюдалось весной и осенью, когда преобладали ветры, приносящие соль с моря. Так, в августе хлор составлял 0,98 мг/л, а в апреле и марте 15,68 и 19 32 мг/л. В Тульской области данные Шатиловской станции показывают минимальное содержание хлора летом (0,4 мг/л) и максимальное зимой (20,1 мг/л). В Болшево (Московская область), по П. С. Селиванову (1946), содержание хлора составляет для снега 0,8 мг/л и для дождя 1,2 мг/л.

Намечается определенная зависимость содержания хлора в осадках от близости моря. Так, в Одессе оно 10,03, в Нижнем Поволжье 36,5 и в Голландии во время шторма 300 мг/л. Более наглядны цифры количества хлора, поступающего с атмосферными

осадками на 1 км<sup>2</sup>. Здесь зависимость от близости моря и климата вырисовывается еще более ярко. Если взять приморские районы, то получим следующую картину поступления за год с осадками хлора в т/км<sup>2</sup>:

|                   |           |
|-------------------|-----------|
| Ленинград         | 1,58–2,30 |
| Одесса            | 1,90–6,25 |
| Барбадос          | 12,62     |
| Британская Гвиана | 14,62     |
| Цейлон            | 20,35     |

Чем больше количество осадков, тем большее количество хлора поступает на земную поверхность.

Вдали от моря с осадками поступает в год 1–3 т/км<sup>2</sup> хлора. Несколько большая цифра наблюдается в Нижнем Поволжье – 8,5 т/км<sup>2</sup>.

Содержание SO<sub>4</sub> в атмосферных осадках в Ленинграде изменяется в зависимости от времени года (табл. 20). В летние месяцы оно составляет 2,06–9,76 мг/л, а осенью и зимой достигает 30,52–39,50 мг/л. Это связано с отоплением каменным углем,

Таблица 20

**Содержание хлора и SO<sub>4</sub> в 1909 и 1910 гг. в атмосферных осадках  
в различное время года  
(Я. Витынь, 1911)**

| Ленинград, Лесной институт |               |                             | Тульская обл., | Шатиловская станция |                             |
|----------------------------|---------------|-----------------------------|----------------|---------------------|-----------------------------|
| Время сбора                | Cl,<br>в мг/л | SO <sub>4</sub> ,<br>в мг/л | Время сбора    | Cl,<br>в мг/л       | SO <sub>4</sub> ,<br>в мг/л |
| 1909                       |               |                             | 1909           |                     |                             |
| 20/II–9/III                | 2,10          | –                           | IV             | 2,80                | 1,24                        |
| 29/III–27/IV               | 3,22          | 19,27                       | V              | 0,70                | 2,79                        |
| 28/IV–14/V                 | 15,68         | 32,72                       | VI             | 0,40                | 1,24                        |
| 14/V–20/VI                 | 3,43          | 16,25                       | VII            | 2,70                | 1,56                        |
| 20/VI–13/VII               | 2,17          | 5,69                        | VIII           | 1,10                | 5,20                        |
| 14/VII–17/VII              | 1,40          | 7,62                        | IX             | 5,50                | 6,08                        |
| 18/VII–10/VIII             | 1,05          | 3,91                        | X              | 3,60                | 4,37                        |
| 10/VIII–11/VIII            | 0,98          | 2,06                        | XI             | 0,96                | 2,64                        |
| 12/VIII–9/IX               | 2,70          | 9,75                        | XII            | 5,80                | 7,65                        |
| 10/IX–5/X                  | 2,94          | 8,35                        |                |                     |                             |
| 6/X–31/X                   | 2,80          | 16,83                       |                |                     |                             |
| XI                         | 2,60          | 20,75                       |                |                     |                             |
| XII                        | 1,54          | 12,72                       |                |                     |                             |
| 1910                       |               |                             | 1910           |                     |                             |
| I                          | 2,52          | 14,64                       | I              | 20,10               | 8,81                        |
| II                         | 3,04          | 39,50                       | II             | 9,00                | 9,26                        |
| III                        | 19,32         | 30,52                       | III            | 2,90                | 8,31                        |
| IV                         | 4,70          | 23,11                       |                |                     |                             |
| V                          | 2,90          | 10,85                       |                |                     |                             |

высвобождающим серу. Для Тульской области в апреле – июне содержание  $SO_4$  составляет 1,24–2,79 мг/л, а зимой оно повышается и достигает 7,65–9,26 мг/л. Подсчет количества  $SO_4$ , поступающего с осадками в год на  $1 \text{ км}^2$ , показывает значительное увеличение его около промышленных центров. Для Ленинграда и Мариуполя оно составляет 6,62–9,53 т/км<sup>2</sup>, а для Токио даже 13 т/км<sup>2</sup> (табл. 21).

Таблица 21

**Содержание хлора и  $SO_4$  в атмосферных осадках и их поступление  
на  $1 \text{ км}^2$  за год**

| Наименование пункта                                 | Содержание в осадках, в мг/л |        | Поступает с осадками за год, в т/км <sup>2</sup> |        |
|---|------------------------------|--------|--|--------|
|   | Cl                           | $SO_4$ | Cl   | $SO_4$ |
| Ленинград, Лесной институт                          | 3,58                         | 14,65  | 2,30   | 9,46   |
| Ленинград, Охтенское лесничество                    | 2,36                         | 15,44  | 1,58   | 9,53   |
| Павловск, обсерватория                              | 1,57                         | 4,22   | 0,82   | 2,21   |
| Луга, ст. Запольск                                  | 3,01                         | 2,66   | 1,46   | 1,30   |
| Смоленская область, Энгельгардтская опытная станция | 3,06                         | 1,20   | 2,03   | 0,79   |
| Мариуполь, опытное лесничество                      | 3,77                         | 19,51  | 1,28   | 6,62   |
| Тульская область, Шатиловская опытная станция       | 1,83                         | 2,30   | 0,87   | 1,10   |
| Куйбышевская область, Боровская опытная станция     | 1,95                         | 1,27   | 1,06   | 0,69   |
| Нижнее Поволжье                                     | 36,50                        | 44,00  | 8,50   | 10,10  |
| Киев (1946)   | 1,57                         | –      | 1,52   | –      |
| Одесса (1947)                                       | 10,03                        | –      | 6,25   | –      |
| Токио (Нишигахара)                                  | –                            | –      | 3,00   | 13,00  |
| Голландия (шторм)                                   | 300,00                       | –      | –  | –      |
| Лондон (в 30 км)                                    | 2,01                         | –      | 1,62   | –      |
| Ротемстадт (Англия)                                 | –                            | –      | 1,68   | –      |
| Чичестер (Англия)                                   | 3,25                         | –      | 2,75   | –      |
| Италия (Перуджия, 1887)                             | –                            | –      | 2,52   | –      |
| Индия (Мадрас, 1905)                                | –                            | –      | 4,11   | –      |
| Индия (Калькутта, 1905)                             | –                            | –      | 3,74   | –      |
| Новая Зеландия (1888)                               | –                            | –      | 6,94   | –      |
| Барбадос (1897)                                     | –                            | –      | 12,62  | –      |
| Британская Гвиана (1910)                            | –                            | –      | 14,62  | –      |
| Цейлон (1905)                                       | –                            | –      | 20,35  | –      |

Для сельского хозяйства большое значение имеет количество азота, которое приносится с атмосферными осадками в почву. Весьма интересно исследование С. А. Кудрина (1948), который изучал этот вопрос на Ак-кавакской опытной станции в 20 км от Ташкента в 1945–1947 гг.

Содержание азота в осадках по месяцам приведено в табл. 22.

Таблица 22

**Содержание азота в осадках по месяцам около Ташкента**  
(по С. А. Кудрину, 1948)

| Месяцы   | 1945 и 1946 гг.            |                                 |                   | 1946 и 1947 гг.           |                                 |                   |
|----------|----------------------------|---------------------------------|-------------------|---------------------------|---------------------------------|-------------------|
|          | Осадки,<br>в % от<br>суммы | Содержание в осадках,<br>в мг/л |                   | Осадки<br>в % от<br>суммы | Содержание в<br>осадках, в мг/л |                   |
|          |                            | N-NH <sub>3</sub>               | N-NO <sub>3</sub> |                           | N-NH <sub>3</sub>               | N-NO <sub>3</sub> |
| Декабрь  | 18,9                       | 0,350                           | 0,047             | 15,6                      | 0,615                           | 0,042             |
| Январь   | 8,8                        | 0,910                           | 0,069             | 18,7                      | 0,641                           | 0,041             |
| Февраль  | 9,2                        | 0,395                           | 0,059             | 9,2                       | 0,705                           | 0,058             |
| Март     | 27,9                       | 0,595                           | 0,033             | 7,4                       | 0,634                           | 0,090             |
| Апрель   | 12,5                       | 0,569                           | 0,115             | 12,5                      | 0,344                           | 0,062             |
| Май      | 1,5                        | 1,050                           | 0,272             | 12,0                      | 0,512                           | 0,118             |
| Июнь     | 0,6                        | 1,244                           | 0,318             | 3,6                       | 0,623                           | 0,177             |
| Июль     | 1,0                        | 1,300                           | 1,086             | 1,0                       | 1,406                           | 0,368             |
| Август   | 0,1                        | 0,484                           | нет               | 0,0                       | –                               | –                 |
| Сентябрь | 4,1                        | 0,986                           | 0,112             | 5,3                       | 0,687                           | 0,081             |
| Октябрь  | 10,6                       | 0,346                           | 0,046             | 5,2                       | 0,774                           | 0,162             |
| Ноябрь   | 4,8                        | 1,094                           | 0,055             | 9,5                       | 0,482                           | 0,082             |
| За год   | 100,0                      | 0,593                           | 0,073             | 100,0                     | 0,594                           | 0,082             |

Таблица показывает, что в атмосферных осадках аммиачный азот преобладает над нитратным. Обратное соотношение наблюдалось только во время единичных дождей весной.

Максимальное содержание азотной кислоты в атмосферных осадках имело место в мае – июле. Это объясняется двумя причинами: грозовой деятельностью и минимумом осадков. Содержание азотной и азотистой кислоты, а также аммиака увеличивается при уменьшении осадков и падает при росте их интенсивности. Это хорошо иллюстрируется табл. 23.

Таблица 23

**Зависимость содержания азота от количества осадков**  
(1945–1946 гг.)

| Количество<br>осадков, в мм | Колебания в содержании азота в осадках, в мг/л |                   |                   |
|-----------------------------|--|-------------------|-------------------|
|                             | N-NH <sub>3</sub>                              | N-NO <sub>2</sub> | N-NO <sub>3</sub> |
| 10                          | 0,257–0,485                                    | 0,002–0,008       | 0,018–0,062       |
| 2–10                        | 0,420–1,394                                    | 0,002–0,030       | 0,039–0,241       |
| 2                           | 0,774–3,402                                    | 0,002–0,034       | 0,055–0,621       |

В заключение приведем данные о количестве азота, поступающего с осадками на 1 км<sup>2</sup> земной поверхности (табл. 24).

Таблица 24

Количество азота, поступающего с осадками в год, в т на 1 км<sup>2</sup>

| Местность                                       | Азот | Местность          | Азот |
|---|------|--------------------|------|
| СССР  |      | Англия             | 0,39 |
| Около Ташкента<br>(Ак-кавакская ст.), 1945–1946 | 0,21 | Гебридские острова | 0,06 |
| То же, 1946–1947                                | 0,35 | Исландия           | 0,11 |
| Полотнянская станция                            | 0,44 | США (Канзас)       | 0,37 |
| Шатиловская станция                             | 1,47 | » (Миссисипи)      | 0,36 |
| Германия  | 1,57 | » (Юта)            | 0,55 |
| Дания   | 0,80 | Барбадос           | 0,35 |
| Бельгия   | 0,92 | Гвiana британская  | 0,36 |
| Франция (Париж)                                 | 0,89 | Япония             | 1,67 |
| Франция   | 1,52 | Индо-Китай         | 1,10 |
| Италия  | 1,33 | Новая Зеландия     | 0,21 |
| Англия  | 0,43 |                    |      |

Данные таблицы указывают, что поступление азота с осадками изменяется от 1,67 до 0,06 т на 1 км<sup>2</sup>. Разновременность определений, среди которых имеются даже данные, полученные в 1889 г., не позволяют подметить какую-либо географическую закономерность. В Средней Азии и для Полотнянской станции преобладает азот аммиака, который составляет до 90 % от общей суммы, а для штата Юта – 93 %. Это позволяет сделать предварительный вывод о том, что для внутренних частей материков азот аммиака составляет в осадках более 90 % общей суммы азота. В прибрежных местностях азот аммиака составляет 65–75 %. Немногочисленные данные о тропических областях указывают на содержание 30–50 % азота аммиака в осадках от общей суммы азота.

Исследования химического состава росы (Т. Фелленберг, 1926) показало небольшое содержание йода. С росой на земную поверхность поступает йода около 1 г на 1 км<sup>2</sup> (табл. 25).

Таблица 25

Содержание йода в росе

| Дата       | 10 <sup>-6</sup> г/л |                   | мг/км <sup>2</sup> |                   |
|------------|----------------------|-------------------|--------------------|-------------------|
|            | Свободный йод        | Йод в соединениях | Свободный йод      | Йод в соединениях |
| 28/IX–1923 | 1,35                 | 5,75              | 190                | 800               |
| 17/X–1923  | 1,00                 | 3,80              | 80                 | 300               |

Необходимо указать, что только незначительная часть йода росы задерживается на земной поверхности. Большая же часть при испарении росы также испаряется.

Результаты изучения содержания йода в снеге приведены в табл. 26.

Таблица 26

Содержание йода в снеге

| № п/п | Дата                     | Место                                       | Высота над уровнем моря, в м | Вес снега с м <sup>2</sup> , в кг | Содержание йода                |                           |
|-------|--------------------------|---|------------------------------|-----------------------------------|--------------------------------|---------------------------|
|       |                          |   |                              |                                   | 10 <sup>5</sup> г в 1 кг снега | в мг на 1 км <sup>2</sup> |
| 1     | 1937–1938 гг.<br>1922 г. | Болшево (Московская обл.)                   | –                            | –                                 | 10,85                          | 4000                      |
| 2     | 26–27/XI                 | Берн (Матенгоф), 4,6 м над землей           | 544                          | 5,27                              | 0,65                           | 3500                      |
| 3     | »                        | Берн, крыша, 28 м над землей                | 570                          | 5,27                              | 1,85                           | 9700                      |
| 4     | »                        | Веберн (около Берна)                        | 564                          | 6,85                              | 0,60                           | 4100                      |
| 5     | »                        | Гурген (около Берна)                        | 862                          | 7,00                              | 0,60                           | 3700                      |
| 6     | 26–28/XI                 | Беатенбург                                  | 570                          | 6,50                              | 1,90                           | 12700                     |
| 7     | »                        | Вершина Нидергорна                          | 1965                         | –                                 | 2,20                           | –                         |
| 8     | 28–29/XI                 | Берн (Матенгоф), 4,6 м над землей           | 544                          | 9,19                              | 0,045                          | 420                       |
| 9     | 28/XII                   | Берн (Матенгоф), на высоте 4,6 м над землей | 544                          | 3,00                              | 2,40                           | 7200                      |
| 10    | 29/XII 1923 г.           | То же                                       | 544                          | 4,68                              | 0,82                           | 3900                      |
| 11    | 4/1                      | » »   | 544                          | 4,64                              | 1,06                           | 4900                      |
| 12    | 20/1                     | » »   | 544                          | 12,00                             | 0,54                           | 5400                      |
| 13    | 23/1                     | » »   | 544                          | 0,70                              | 2,85                           | 2000                      |

Таблица показывает, что снег обладает способностью очищать воздух от йода. После длительного периода без осадков первый выпадающий снег захватывает большую часть йода воздуха. Последующий снег характеризуется значительно меньшим содержанием йода. Это видно при сопоставлении 2 и 8 проб табл. 26, из которых последняя была взята после трех ночей снегопада. Наибольшее содержание йода в снеге на вершине Нидергорна на высоте около 2 км связано с тем, что он здесь аккумулирован при снегопадах.

Обращает внимание, что содержание йода на крыше на высоте 28 м (проба 3) почти в три раза больше, чем в то же время на высоте 4,6 м (проба 2). Это увеличение объясняется тем, что сажа от сжигания каменного угля в топках паровозов и в котлах

центрального отопления домов попадает на крышу и обогащает снег йодом (В. М. Гольдшмидт, 1937).

Содержание йода зависит не столько от высоты, сколько от происхождения воздушной массы. Наиболее обогащены им массы, пришедшие с морской водой. Обильные дожди и снегопады очищают воздух от йода (В. М. Гольдшмидт, 1937). Уменьшение содержания йода в воздухе после выпадения осадков (снега и дождя) видно по наблюдениям в Берне в декабре и январе 1922–1923 гг.

**Содержание йода в 1 л осадков в  $10^{-6}$  г. (по дням)**

|            |      |      |      |      |      |
|------------|------|------|------|------|------|
| 18–20/ХІІ  | 0,30 | 0,31 | 0,27 | –    | –    |
| 23–25/ХІІ  | 1,18 | 0,39 | 0,26 | –    | –    |
| 28/ХІІ–2/І | 2,40 | 0,82 | 0,41 | 0,13 | 0,09 |
| 3/І–4/І    | 1,06 | 0,73 | –    | –    |      |

Эти данные прекрасно иллюстрируют обеднение осадков йодом в течение периода их выпадения.

В Голландии вблизи Лейдена было произведено изучение изменения содержания йода и хлора в дождевой воде в зависимости от расстояния от берега и при разных направлениях ветра (таблица 27).

Т а б л и ц а 27

**Содержание йода и хлора в дождевой воде в Голландии**

| Направление<br>ветра<br><br>Расстояние<br>от моря, в км | Йод, в 0,001 мг |     |      |     |                             |      | Cl, в мг |     |                             |
|---|-----------------|-----|------|-----|-----------------------------|------|----------|-----|-----------------------------|
|   | В               | ЮЗ  | ЮЗ   | Ю   | Ю,<br>ЮЗ,<br>З <sup>1</sup> | ЮЗ   | ЮЗ       | Ю   | Ю,<br>ЮЗ,<br>З <sup>1</sup> |
| 0,44  | 1,9             | 5,3 | 16,0 | 2,0 | 4,0                         | 47,0 | 33,3     | 5,0 | 13,5                        |
| 3,00  | –               | 3,7 | 11,0 | 1,0 | 4,0                         | 16,0 | 13,0     | 1,0 | 6,0                         |
| 6,00  | 1,1             | 5,8 | 10,0 | 4,0 | 3,0                         | 16,0 | 9,0      | 1,0 | 11,0                        |

<sup>1</sup> Направление ветра менялось.

По мере увеличения расстояния от берега замечается уменьшение содержания хлора, для йода же данная зависимость не всегда выдерживается. Наибольшее содержание йода относится к штормовым юго-западным ветрам.

При больших расстояниях от берега эта закономерность выступает более резко. Так, в Швейцарии среднее содержание йода в дождевой воде составляет 0,0009 мг/л, в то время как в Голландии на берегу моря оно в три раза больше.

Было изучено также соотношение между органическим и неорганическим йодом в дождевой воде (табл. 28).

**Содержание органического и неорганического йода в дождевой воде в Берне***(по Т. Фелленбергу, 1926)*

|       | Йод, в 0,001 мг |            | Йод, в % |            |
|-------|-----------------|------------|----------|------------|
|       | органич.        | неорганич. | органич. | неорганич. |
| 18/ХП | 1,39            | 4,14       | 25       | 75         |
| 19/ХП | 3,20            | 2,40       | 57       | 43         |
| 31/1  | 7,30            | 7,10       | 51       | 49         |

Таблица показывает, что йод органического происхождения в большинстве случаев составляет более 50 % общего его содержания в дождевой воде.

Содержание брома в атмосферных осадках определял в Болшево Л. С. Селиванов (1946). Результаты приведены в табл. 29.

Таблица 29

**Содержание брома в атмосферных осадках в Болшево***(по Л. С. Селиванову, 1946)*

| Род осадков | Годы      | Число определений | Содержание брома     |
|-------------|-----------|-------------------|----------------------|
| Снег        | 1937–1938 | 10                | $4,30 \cdot 10^{-7}$ |
| Снег        | 1939–1950 | 32                | $3,95 \cdot 10^{-7}$ |
| Дождь       | 1938–1939 | 13                | $5,91 \cdot 10^{-7}$ |
| Среднее     |           |                   | $4,48 \cdot 10^{-7}$ |

Выше мы рассмотрели с различной степенью детальности роль морских и континентальных солей, поступающих в атмо сферу, в формировании химического состава облачных вод и атмосферных осадков.

До настоящего времени считалось общепризнанным, что основным источником минерализации облачных вод является Мировой океан, занимающий пять восьмых земной поверхности. Поступление солей в атмосферу происходит за счет истинного и «механического» испарения.

При испарении морской воды даже при обычных концентрациях частицы воды увлекают с собой и частицы растворимых солей. Так как точка росы над морем будет ниже температуры йодной поверхности, испарение происходит непрерывно и в атмосферу непрерывным потоком поступают частицы воды и солей. Последние являются ядрами конденсации. Эта гипотеза подтверждена экспериментально и, несмотря на критику, не потеряла значения и в настоящее время.

Второй путь поступления морских солей в атмосферу – это «механическое испарение», как его назвал Н. Н. Зубов, – перенос ветром частиц морской воды вместе с их солями на континент и в высокие слои атмосферы. Этот процесс был довольно обстоятельно изложен по работе Л. К. Блинова, который считает, что таким путем морские соли могут переноситься на расстояние до 1000–4000 км. При этом особенно интересно, что вблизи моря удалось микроскопически и микрохимически доказать образование из перенесенной ветром морской воды кристаллов галита (NaCl) и гипса.

Как указывалось выше, химический состав капли дается на основании химического анализа хлора и допущения о наличии всех морских солей (см. стр. 32).

На основании работ Х. Кёлера в Скандинавии, Альбрехта в Австрии и других, стало общепризнанным, что облака содержат морские соли. Это сформулировано В. И. Вернадским (1933–1936) так: «Состав метеорной воды – такая же основная константа в геохимии, как и состав океанической воды». Им же вычислен средний состав дождевых и снеговых вод, приведенный в табл. 15 и 16. При этом для дождя преобладающими по весу химическими элементами являются хлор и натрий, а для снега – азот и кислород, входящие в состав преобладающего по весу органического вещества.

Для кислорода дождя указано, что, помимо свободного кислорода, сюда же входит кислород в форме

$$\begin{aligned} \text{SO}_4 & \text{от } 8,8 \cdot 10^{-3} \text{ до } 1,6 \cdot 10^{-6} \%, \\ \text{NO}_3 & \text{до } 3,6 \cdot 10^{-3} \%, \\ \text{CO}_2 & \text{до } 1,3 \cdot 10^{-3} \%, \text{ обычно } 2,6 \cdot 10^{-4} \%. \end{aligned}$$

Если взять данные табл. 15 и исключить анализы, взятые вблизи моря, и редкое (исключительное – по В. И. Вернадскому) содержание натрия, то для дождя будем иметь обычные максимумы:

$$\begin{aligned} \text{Cl} & 5,0 \cdot 10^{-3} \%, \\ \text{SO}_4 & 8,8 \cdot 10^{-3} \%, \\ \text{Na} & 2,2 \cdot 10^{-3} \%, \end{aligned}$$

т. е. порядок, который дает табл. 19 для Нормандии. Если же учесть не всегда определяемый ион  $\text{NO}_3$ , то будем иметь по данным табл. 15 следующие преобладающие ионы:  $\text{Cl-SO}_4\text{-NO}_3\text{-Na-HCO}_3$ . Это уже не соответствует составу морских солей.

Каковы же источники минерализации облачных вод, кроме рассмотренных уже морских солей?

Некоторую роль играют газы и возгоны вулканов и фуларолл, а также газы вулканоидов и атмосферные разряды. Однако если облачные воды и имеют состав, близкий к составу моря, как это допускает Х. Кёлер и многие другие, то дождевые воды, омыв при падении с высоты 1 км каждым своим литром  $326 \text{ м}^3$  воздуха, обогащаются сухими примесями, находящимися в воздухе.

Приведенные в табл. 17–19 данные о химическом составе атмосферных осадков, а также некоторые другие (З. М. Балабанова, 1949) позволяют предварительно наметить известные закономерности.

Химический состав атмосферных осадков изменяется в зависимости от географических условий. К сожалению, полные химические анализы дождя и снега весьма редки – обычно определяются только отдельные компоненты. По данным единичных анализов можно наметить несколько основных обстановок, отличающихся по химическому составу атмосферных осадков.

В лесной зоне атмосферные осадки вдали от моря по преобладающим по весу веществам являются гидрокарбонатно-кальциево-сульфатными. В этой же зоне минерализация снега на льду оз. Шарташ вблизи г. Свердловска была в 1941 г. 41,6 мг/л, причем отопление каменным углем привело к обогащению сульфатным ионом, и снег был гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевым. В то же время в центре г. Свердловска снег уже имел минерализацию 154,8 мг/л и был сульфатно-кальциевым (З. М. Балабанова, 1949).

В лесостепной и степной зонах наблюдаются гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевые атмосферные осадки, минерализация которых колеблется в пределах от 25,56 до 119,28 мг/л.

В области сухих степей и полупустынь осадки уже гидрокарбонатно-сульфатно-хлоридно-натриевые, с минерализацией 200–206 мг/л.

Морские побережья должны характеризоваться хлоридно-натриево-сульфатными осадками. Имеющиеся в нашем распоряжении единичные данные для атлантического побережья Франции показывают хлоридно-сульфатно-натриевые осадки (7,85 т/км<sup>2</sup>). Некоторое удивление вызывают результаты химических анализов, приведенные в табл. 17. Анализ дождевой воды в Одессе показал гидрокарбонатно-кальциевые воды при несколько увеличенном содержании хлора по сравнению с другими компонентами и общей минерализацией 46,5 мг/л. Дождевая вода в г. Осипенко, на берегу Азовского моря, при минерализации 93 мг/л была гидрокарбонатно-сульфатно-натриевой.

Если эти анализы достоверны (натрий определялся по разности), то приходится, как и для лесной, лесостепной, степной зон и сухих степей, предполагать, что преобладающие по весу гидрокарбонатный, сульфатный и кальциевый ионы попали в состав дождевых и снеговых вод за счет поднятых в атмосферу восходящими токами веществ коры выветривания и в первую очередь почв.

Из отдельных компонентов, поступающих с осадками, изучены SO<sub>4</sub>, нитриты, нитраты, аммиак и йод.

Содержание SO<sub>4</sub> в атмосферных осадках изменяется от 1,2 до 44 мг/л. При этом наибольшие цифры относятся главным

образом к промышленным городам, где сера поступает в воздух за счет сжигания каменного угля. На земную поверхность поступает в год 0,7–3 т/км<sup>2</sup>, а в районе городов до 13 т/км<sup>2</sup> SO<sub>4</sub>.

С атмосферными осадками на землю ежегодно поступает 0,06–0,67 т/км<sup>2</sup> азота. При этом азот аммиака от общего количества азота составляет в засушливых областях 90 %, в прибрежных местностях 65–75 % и в тропических областях 30–50 %. Содержание йода в осадках составляет до 0,016 мг/л. При этом наибольшее его количество приурочено к морским берегам. Как дождь, так и снег очищают воздух от йода, азотистых соединений, хлора и SO<sub>4</sub>. Благодаря этому в начале периода дождей и снегопадов минерализация атмосферных осадков наибольшая, а по мере очищения воздуха она постепенно уменьшается. При этом первоначальная концентрация тем больше, чем больше времени прошло после предшествовавшего выпадения осадков.

Йод наиболее подвижный элемент. Ночью он концентрируется в росе, утром при первых лучах солнца испаряется в воздух, а в следующую ночь вновь концентрируется в росе. Поэтому трудно подсчитать приход его на земную поверхность за год. Принимая минимальное содержание в атмосферных осадках 0,001 мг/л, будем иметь приход на земную поверхность 100000 т йода в год.

Всего на поверхность всей суши за год вместе с атмосферными осадками поступает растворенных веществ до 12 т на 1 км<sup>2</sup> или до 1 800 млн. т (это составляет 0,75 км<sup>3</sup>). Для сравнения укажем, что химическая денудация, т.е. количество растворенных веществ, выносимых реками в Мировой океан (Ф. Кларк, 1924), составляет 1,1 км<sup>3</sup> в год. Г. В. Лопатин (1950 [6]) дает большую цифру – 3,6·10<sup>9</sup> т, или 1,45 км<sup>3</sup> в год. Следовательно, принимая наибольшую цифру химической денудации, с осадками на сушу поступает такое количество растворенных веществ, которое примерно равно половине веществ, выносимых реками в Мировой океан (Г. А. Максимович, 1950).

Другой способ подсчета дает еще большую цифру. На сушу ежегодно выпадает, не считая бессточных областей, 108000 км<sup>3</sup> осадков. Если принять среднюю минерализацию осадков по В. И. Вернадскому (1933–1936) 34 мг/л, то это даст 3410<sup>3</sup> т/км<sup>2</sup>, что для суши (не считая бессточных областей) при удельном весе 2,5 дает 1,47 км<sup>3</sup>, т.е. величину, равную количеству растворенных веществ, выносимых реками в океан. Следовательно, получается, что атмосферные осадки составляют преобладающую величину в балансе вещества континентов.

Приведенные подсчеты, произведенные двумя способами, базируются на средних цифрах. Получается, что химическая денудация рек почти сводится к выносу веществ, выпавших с атмосферными осадками. Между тем в северном полушарии, в лесной зоне, реки под покровом льда несут растворенные вещества, вынесенные из коры выветривания подземными водами.

Почвы при этом промерзают и поступление растворенных веществ с атмосферными осадками исключено.

Средняя минерализация атмосферных осадков в 34 мг/л, по-видимому, несколько завышена. В. И. Вернадский (1934) указывает, что она верна для Западной Европы и Северной Америки. В частности, она верна для Англии, где большую роль играют принесенные с моря соли. По данным химических анализов осадков европейской части СССР минерализация их колеблется от 25 до 206 мг/л. Эту минерализацию, по-видимому, необходимо разделить на две неравные части:

1. Минерализацию за счет морских солей (3–7 мг/л).
2. Минерализацию за счет континентальных солей (23–200 мг/л).

В прибрежной зоне количество морских солей увеличивается до 200 мг/л и более.

Первая часть, или соли, поступающие на континенты с моря (исключая бессточные области), при 108000 км<sup>3</sup> осадков и минерализации 7 мг/л при удельном весе 2,5 составляет 0,25 км<sup>3</sup>, т. е. около одной шестой количества растворенных веществ, выносимых реками в море.

Вторая часть, при современном состоянии наших знаний трудно поддающаяся учету, представляет собой соли, поднятые с континентов в атмосферу и вновь выпавшие вместе с дождями. Это часть растворенных веществ осадков континентального происхождения, только несколько переместившаяся по земной поверхности. Ее необходимо учитывать при химической денудации.

Приведенные подсчеты показывают, что при составлении балансов вещества в почвах в коре выветривания отдельных бассейнов необходим учет прихода за счет атмосферных осадков. В обстоятельных исследованиях (В. А. Ковда, 1946) этот фактор учитывается. В. Г. Лопатин (1950) при изучении осадков Аральского моря учитывал продукты атмосферного переноса. Л. К. Блинов (1947, 1950) для Аральского и Каспийского морей учел поступление солей с атмосферными осадками и вынос их ветром с этих акваторий. К сожалению, такие примеры пока единичны. Это объясняется слабой изученностью химического состава атмосферных осадков.

Изучение их состава в различных географических условиях составляет неотложную задачу химической географии вод. Это уточнит наши знания по миграции вещества между морями и континентами. Установление химического состава атмосферных осадков имеет также важное значение для сельского хозяйства.

---

## Глава вторая

# О ХИМИЧЕСКОЙ ГЕОГРАФИИ ПОЧВЕННЫХ ВОД<sup>1</sup>

Основную роль играют почвенные растворы, покрывающие непрерывной пленкой почти всю поверхность суши и являющиеся одной из главнейших и основных форм природных вод. Их роль в экономике природы исключительная.

*В. И. Вернадский*

Почвенный покров является верхней и наиболее активной частью коры выветривания. Речной сток складывается из поверхностного и подземного. Подземный сток это в основном атмосферные осадки, просочившиеся сквозь почву. Почвенные воды, проникая в почву, далее превращаются в одну из разновидностей подземных вод (верховодки, грунтовые, трещинные, карстовые, пластовые ненапорные и другие), которые в свою очередь питают речные воды. Поэтому химический состав речной воды в периоды, когда происходит только подземный сток, в значительной степени определяется составом почвенных вод.

В периоды выпадения дождей и таяния снега стекающие по поверхности дождевые и талые воды омывают земную поверхность, т. е. ее почвенный покров. Таким образом, химический состав речной воды в той или иной степени будет зависеть от химического состава почвенных растворов. Этим в значительной мере объясняется зональность химического состава речной воды (Г. А. Максимович, 1942, 1943, 1948, 1950).

Большинство небольших озер также питается атмосферными водами, которые либо стекают в него по поверхности, либо прошли сквозь почву и проникли в озерную ванну как подземные воды. Этим объясняется зональность химического состава озерных вод и их отложений (В. В. Алабышев, 1932; Г. А. Максимович, 1944, 1945).

Таким образом, географическая зональность сказывается не только в виде зональности почв, но имеет своим следствием зональность водного и солевого балансов. Последний отражается как на химическом составе почвенных вод, так и на составе речных, озерных и грунтовых вод.

---

<sup>1</sup> Первоначально кратко опубликовано: Г. А. Максимович, Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны. Доклады Академии Наук СССР, 58, № 5, стр. 831–834, 1947. Использована также работа Г. С. Вавиловой «К характеристике гидрохимических фаций водных вытяжек почв СССР», 1948.

Почвенный раствор – это жидкая фаза почвы. В нем (обычно в незначительных количествах) растворены различные соединения.

Почвы изменяют состав протекающих сквозь них вод. Они поглощают из почвенного раствора элементы, необходимые для питания растений, и выделяют другие.

Растения в основном воспринимают питательные вещества из почв в растворенном виде, т. е. прямо из почвенных растворов. Почвенные растворы находятся в постоянном изменении и первым фактором этих изменений будет покрывающая почву растительность. Растения меняют химический состав почвенного раствора, извлекая из него необходимые для их жизни вещества (особенно  $\text{NO}_3$ ).

Кроме того, в почве, в результате жизнедеятельности организмов и разложения органического вещества, выделяется углекислота, благодаря которой в почвенном растворе имеет место гидрокарбонатный ион, который при нисходящем движении воды попадает в верховодку, грунтовые воды, а оттуда в реки и моря.

Вторым фактором изменений почвенных растворов является водная микроскопическая жизнь – амебы, бактерии, грибы, находящиеся частично во взвешенном состоянии, которые также меняют химический состав почвенных растворов, привнося в них  $\text{NO}_3$ ,  $\text{NO}_2$  и т. д.

Количество влаги, находящейся в почве, зависит от целого ряда причин. Сюда входят как внешние факторы, так и характер самой почвы. К внешним факторам могут быть отнесены: температура и влажность воздуха, атмосферное давление, количество атмосферных осадков, характер наружного покрова почвы, отношение к странам света, наклон к горизонту и т. д.

Количество почвенного раствора достигает максимума при состоянии полной влагоемкости почвы. Величина наибольшей влагоемкости почв зависит от пористости.

Во влажное время года, после дождей или таяния снега, почвенные растворы разжижаются и концентрация их уменьшается. В сухое время года и жаркую погоду почвенные растворы, благодаря испарению влаги, становятся более концентрированными. Почвенный раствор в физическом отношении в большинстве случаев, кроме химических элементов, содержит и органические коллоиды.

Приведем в качестве примера подробный анализ почвенного раствора, выделенного давлением (В. И. Вернадский, 1933), который дает некоторое представление о составе почвенных вод вообще.

Почвенный раствор: по В. И. Вернадскому  $\text{O-C-(Na-Ca-Cl)}$ ;  
по Г. А. Максимовичу  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na-Ca}$ ;

Твердый остаток: от  $1,9 \cdot 10^{-1}$  до  $1,4 \cdot 10^{-1}$  %;

Органическое вещество: от  $5,1 \cdot 10^{-2}$  до  $3,7 \cdot 10^{-2}$  %;

Элементы, в %:

|    |    |                     |    |                       |    |    |                       |    |                       |
|----|----|---------------------|----|-----------------------|----|----|-----------------------|----|-----------------------|
| O  | от | $8,8 \cdot 10^{-2}$ | до | $4,9 \cdot 10^{-2}$ , | K  | от | $5,3 \cdot 10^{-3}$   | до | $1,4 \cdot 10^{-3}$ , |
| C  | »  | $2,1 \cdot 10^{-2}$ | »  | $1,8 \cdot 10^{-2}$ , | Mg | »  | $4,0 \cdot 10^{-3}$   | »  | $1,7 \cdot 10^{-3}$ , |
| Na | »  | $2,0 \cdot 10^{-2}$ | »  | $6,6 \cdot 10^{-3}$ , | H  | »  | $3,1 \cdot 10^{-3}$   | »  | $2,2 \cdot 10^{-3}$ , |
| Ca | »  | $1,8 \cdot 10^{-2}$ | »  | $1,0 \cdot 10^{-2}$ , | Si | »  | $1,1 \cdot 10^{-3}$   | »  | $7,1 \cdot 10^{-4}$ , |
| Cl | »  | $1,6 \cdot 10^{-2}$ | »  | $6,8 \cdot 10^{-3}$ , | P  | »  | $2,2 \cdot 10^{-4}$ , |    |                       |
| N  | »  | $6,0 \cdot 10^{-3}$ | –  | $1,0 \cdot 10^{-3}$ , |    |    |                       |    |                       |

В ионах, в %:

|                  |    |                     |    |                       |
|------------------|----|---------------------|----|-----------------------|
| HCO <sub>3</sub> | от | $1,1 \cdot 10^{-1}$ | до | $9,0 \cdot 10^{-1}$ , |
| Cl               | »  | $1,6 \cdot 10^{-2}$ | до | $6,8 \cdot 10^{-3}$ , |
| Na               | »  | $2,0 \cdot 10^{-2}$ | до | $6,6 \cdot 10^{-3}$ , |
| Ca               | »  | $1,8 \cdot 10^{-2}$ | до | $1,0 \cdot 10^{-2}$ . |

Как видим, почвенные растворы богаты органическим веществом, которое точно не анализировано и его элементы условно включены в господствующие компоненты.

Окраска почвенных растворов может быть самой разнообразной. Темная и цветная окраска зависит от растворенных перегнойных веществ: верхние перегнойные горизонты окрашены темнее, а глубокие – светлее или бесцветны. По реакции на лакмус почвенные растворы могут быть нейтральными, щелочными и кислыми.

Влага, заключенная в различных горизонтах почвы, может образоваться в результате:

- просачивания с поверхности атмосферных осадков;
- поглощения воды из атмосферы в силу гигроскопичности почв;
- конденсации в порах почвы водяных паров;
- при поднятии в почву грунтовой воды.

Вода, попавшая в почву из атмосферных осадков или при конденсации водяных паров, частично испаряется, т. е. вновь уходит в атмосферу. Главным фактором, влияющим на величину и интенсивность испарения, является климат. Величина испарения зависит также от формы поверхности почвы (волнистые и шероховатые поверхности имеют большее испарение). Интенсивность испарения зависит и от цвета почв: влага испаряется тем больше, чем темнее окраска почв. Если в почве значительное количество солей, они действуют на испарение угнетающе. Наконец, имеют значение химические и физические свойства самих почв, прежде всего такие, как механический состав и структурные особенности. Торф, например, испаряет наибольшее количество влаги, песок – наименьшее.

Вода в почве может находиться в следующих состояниях (А. Ф. Лебедев, 1936):

- 1) вода в форме пара, имеющая свойства газа;
- 2) гигроскопическая вода – одномолекулярный слой воды, облегающий частицы почвы;

- 3) пленочная вода, удерживаемая силами молекулярного сцепления;
- 4) гравитационная вода, подчиняющаяся силе тяжести;
- 5) капиллярная вода, подчиняющаяся, помимо силы тяжести, еще законам капиллярности.

В последнее время А. М. Васильев (1948) предлагает различать: воду в виде пара, химически сорбированную воду, осмотически впитанную воду, слабо связанную воду, свободную воду.

В почве существуют как суточные, так и сезонные передвижения влаги в парообразном состоянии; суточные совершаются в поверхностных горизонтах, а сезонные распространяются на всю ее толщу.

В природе гравитационная вода встречается чаще в верхних горизонтах почв. Ею обычно представлена главная масса почвенного раствора.

Водоподъемная способность почв еще недостаточно изучена. Высота и скорость поднятия воды зависит в большей степени от механического состава почв. Почвы зернистых структур поднимают воду медленнее, чем бесструктурные. Увеличение содержания солей, особенно NaCl, замедляет поднятие.

В почву может просачиваться гравитационная и молекулярная вода. При этом проницаемость почв зависит от направления просачивания. В результате всех сложных взаимоотношений между почвой и водой создается определенная влажность почвы. Почва не может ни при каких естественных условиях потерять всю влагу. Ни гигроскопическая, ни пленочная вода (возможно частично) никогда не теряются и всегда остаются в почве, составляя ее неотъемлемую часть.

Кроме того, почва пропитана газами – своей атмосферой, и эти газы всегда содержат водяные пары. Самая сухая почва пустынь и полупустынь содержит воду (почвенный раствор), удаляемую при, температуре 100–105°C.

Несмотря на большое значение химического состава почвенных вод, они наименее изучены химически. Это объясняется отсутствием надежной методики получения почвенных растворов.

Многочисленные попытки получения растворов из почвы в том виде, в каком они в ней находятся, до сих пор не дали удовлетворительных результатов. Существуют следующие основные методы изучения почвенных растворов: водные вытяжки, лизиметрический способ, методы вытеснения (спиртом, водой и др.), исследование дренажных вод.

Водные вытяжки являются наиболее распространенным и простым методом изучения почвенных растворов, но он не дает правильного представления о количестве растворимых соединений и об их относительном составе, так как в почве никогда не наблюдается такого значительного избытка влаги, который образуется при вытяжке. Концентрация веществ в почвенном растворе должна быть выше, чем в водной вытяжке.

Л и з и м е т р и ч е с к и й м е т о д основан на том, что опускающиеся под силой тяжести гравитационные воды почв перехватываются на определенной глубине широкими и плоскими воронками и затем анализируются. В настоящее время этот метод применяется на некоторых сельскохозяйственных и гидрогеологических станциях. Недостаток метода в том, что при помощи его можно изучать растворы только при большой влажности почвы (появление гравитационной воды), между тем как интересно и важно знать состав почвенных растворов и при малой влажности.

М е т о д в ы т е с н е н и я заключается в вытеснении раствора из почвы жидкостями. Применение для вытеснения дистиллированной воды дает хорошие результаты в случае песка, но ее нельзя использовать для исследования в почвах с большой влагоемкостью. В последнем случае почвенный раствор вытесняют с помощью спирта. Но спирт не является жидкостью, индифферентной для почвы, так как он растворяет почвенный перегной. Можно также вытеснять почвенный раствор и при помощи парафинового масла с применением водяного насоса.

Кроме того, для добывания почвенного раствора применяют способ центрифугирования и введения Шамберлен-Пастеровского фильтра. Методы вытеснения почвенного раствора с помощью прессов дают возможность получать его в значительных количествах. Для лучшего вытеснения почвенных растворов почва перед прессованием пропитывается вазелиновым маслом, которое после прессования отделяется от раствора с помощью центрифугирования.

И с с л е д о в а н и е д р е н а ж н ы х и г р у н т о в ы х в о д. Дренажные и грунтовые воды на первый взгляд кажутся естественными почвенными растворами, так как представляют собой атмосферные осадки, прошедшие через почву и обогатившиеся растворенными соединениями. Однако при прохождении через различные почвенные горизонты растворы меняются в составе и грунтовые воды содержат вещества, не поглощенные почвой и корнями растений.

Широко применяющиеся для изучения водные вытяжки из почвы дают только приближенное представление о концентрации раствора и его качественном составе. При этом методе извлекаются лишь наиболее растворимые компоненты. Поэтому водная вытяжка дает близкую к истине картину только для почв степей, полупустынь и пустынь. Однако и для этих почвенных растворов получается преуменьшенное количество слабо растворимых компонентов и коллоидов, а в тропических и субтропических почвах, а также в почвах лесов умеренного пояса и тундр они преобладают.

Положение ухудшается тем, что дающие приближенное представление водные вытяжки анализируются в большинстве случаев только на легко растворимые соли, а весьма важные коллоиды

не изучаются. Между тем кремнезем,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  играют весьма важную роль в лесных почвах и красноземах. В. И. Вернадский указывает на наличие алюмосиликатных почвенных вод (1933–1936).

Таким образом, необходимо перейти на извлечение почвенных растворов давлением или каким-либо другим, более совершенным методом и определять не только содержание легко растворимых солей, но и неорганических и органических коллоидов. Если это пока нельзя выполнить в большом масштабе, то необходимо хотя бы для небольшого числа типичных почв произвести полные и точные анализы почвенных растворов, полученных более совершенным методом. Последнее необходимо не только для расширения наших знаний о составе почвенных вод и перемещении вещества почвенными растворами, но и для изучения важного звена миграции воды на суше.

Химический состав почвенных растворов в настоящее время известен главным образом по водным вытяжкам. Другим косвенным показателем состава почвенных вод являются новообразования, которые выпадают из почвенного раствора при пересыщении его данным соединением. Несмотря на несовершенство метода почвенных вытяжек, он, благодаря своей простоте, наиболее распространен.

В грунтовые воды при процессе их формирования попадает та часть почвенных растворов, которая вытесняется атмосферными водами при избытке влаги в почве. Следовательно, в природе при формировании грунтовых вод имеют место условия, подобные условиям, создаваемым искусственным путем для получения водных вытяжек, так как в том и в другом случае мы имеем дело с переувлажнением. Водные вытяжки по своему составу в значительной степени отвечают части почвенных растворов, попадающих в грунтовые воды. И если водные вытяжки не отражают истинного состава почвенного раствора, что является их недостатком в этом отношении, то они могут служить ключом для познания процесса формирования грунтовых вод и их химического состава. Однако не всегда водные вытяжки отвечают по составу тем растворам, которые попадают в грунтовые воды с почвы. Водные вытяжки обычно берутся из различных почвенных горизонтов, а зачастую растворимые соли из верхних горизонтов почв полностью выносятся в более глубокие. Это особенно относится к районам с сильной увлажняемостью.

### **Гидрохимические фации почвенных вод**

Гидрохимическая фация почвенных растворов – это участок почвенного покрова, водные растворы которого характеризуются на всем его протяжении одинаковыми гидрохимическими свойствами определяемыми по принятому методу. Для почвенных растворов Земли нами установлены широтные и вертикальные зоны гидрохимических фаций. Широтных зон девять.

I и II – зоны преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций; это весьма слабо минерализованные воды тундровых зон. В южном полушарии данная зона почти не развита.

III и IV – зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых (и  $R_2O_3-Ca$ ) гидрохимических фаций северного и южного полушарий, приуроченных к поясам лесов. В южном полушарии эта Зона имеет слабое развитие.

V и VI – зоны преобладания сульфатных, натриевых и гидрокарбонатно-натриевых (и  $HCO_3-Ca$ ) гидрохимических фаций степей северного и южного полушарий.

VII и VIII – зоны преобладания хлоридных (и сульфатных) гидрохимических фаций почвенных вод северного и южного полушарий, приуроченных к поясам пустынь.

IX – зона преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций почвенных вод тропиков (и субтропиков):

Вертикальная зональность проявляется для гидрохимических фаций почвенных растворов многообразно. Общеизвестна вертикальная зональность горных почв. Смена почв по высотным ступеням сопровождается изменением состава приуроченных к ним вод. Почвы и связанные с ними воды меняются также и за счет вертикального расчленения рельефа долинными системами. При этом от водораздела к долинам наблюдается смена почв, которые вытянуты полосами, перпендикулярными наклону местности. Это общеизвестная микрозональность почв.

На почвенных растворах здесь сказывается не только климатическая микрозональность, но и геоморфологическая зональность. В почвах, помимо вертикального перемещения растворов вверх за счет испарения и транспирации и нисходящего движения за счет силы тяжести, при расчлененном рельефе наблюдается также перемещение растворов вниз по склону. Это наиболее ярко проявляется в областях резко выраженного жаркого и сухого континентального климата, где развиты соленые почвы.

Климат таких областей характеризуется преобладанием испарения наземных, почвенных и особенно грунтовых вод над их стоком почти в течение круглого года. При этом наряду с климатическими условиями большую роль играет и рельеф, прежде всего материковые впадины, окруженные в большей или меньшей степени горными сооружениями. Горные сооружения разрушаются выветриванием, почвообразованием и организмами и образуются растворы солей, которые с поверхностными и подземными водами движутся в бессточную ванну, где накапливаются вследствие испарения растворов.

Примером таких впадин, где геоморфологическая зональность играет значительную роль, является Туранская, или Туркестанская, низменность, окруженная с востока, юга и юго-запада

горными цепями системы Тянь-шань, Памиро-Алай, Копет-даг, а с севера, северо-востока и северо-запада Казахской складчатой страной и Мангышлаком.

Другим примером является Центральный Иран. Здесь на площади до 55000 км<sup>2</sup> раскинулись солончаки. Они окружены горными цепями Эльбруса с севера, Загроса с юга и отрогами Гиндукуша с востока, образующими депрессии: Большой Кевир, Мазилия, Намаксар, Дешт-е-лут. Современное соленакопление в почвах здесь приурочено лишь к областям аккумулятивного рельефа и отсутствует не только в основных областях выноса солей – на склонах гор и в предгорных равнинах, но и на повышенных водоразделах, разделяющих солончаковые депрессии.

Западносибирская низменность с Кулундинской и Барабинской степями, где развиты лугово-черноземные почвы, содовые и содово-сульфатные солончаки и соленые озера, также окружена склонами и горными цепями Алтая, Урала, Средне-Сибирского плоскогорья, Саян и Казахской складчатой страной.

Геоморфологическая зональность сказывается также в Якутии (впадина, окруженная Средне-Сибирским плоскогорьем, Олекмо-Витимским нагорьем, Верхоянским и Становым хребтами), в Закавказье, где Кура-Араксинская низменность окружена горными цепями Большого и Малого Кавказа, и в Венгрии. В последней низменность Тиссы и Дуная окружена Карпатами и Балканами. Это же наблюдается для пустынь Калахари в Южной Африке и Атакамы в Южной Америке.

Соотношение между выпадающими атмосферными осадками и испарением обуславливает характер растительности и почвообразовательных процессов. Водный баланс также определяет характер миграции, образуя зоны различной интенсивности выноса солей и зоны их накопления.

В северном полушарии по мере продвижения на юг вследствие изменения климата от умеренно холодного и достаточно влажного до жаркого и сухого растет общая минерализация водных вытяжек почв. Это происходит за счет роста содержания отдельных ионов в почвенном растворе, причем концентрация почвенного раствора нарастает от почв тундры к подзолистым почвам лесной зоны, черноземам и каштановым почвам и солонцам степей до солончаков полупустынь и пустынь.

В водных вытяжках подзолистых почв, характерных для лесной зоны, минерализация равна всего 7,5–16,0 мг на 100 г почвы. Общая минерализация водных вытяжек почв лесной зоны вменяется от 7,5 до 339,7 мг/л.

Для водных вытяжек черноземов преобладающих почв степной зоны минерализация равна 45,5–894,7 мг/л.

Минерализация водных вытяжек полупустынной зоны составляет 58,2–2958,2 мг/л. Общая минерализация водных вытяжек солончаков, широко развитых в пустынной зоне в корках выцвета достигает 95881,8 мг/л. В целом для солончаковатых почв

и солончаков пустынной и полупустынной зон она колеблется от 182,8 до 95881,8 мг/л.

Для всех почвенных разрезов прослеживается вертикальная микронеоднородность, которая проявляется в том, что на одном и том же участке с глубиной изменяется концентрация и как следствие гидрохимическая фация.

Эта зональность связана с испарением почвенных растворов, сопровождающимся их концентрацией в верхней части или разбавлением после обильного просачивания атмосферных осадков. Первый случай характерен для пустынной зоны, где испарение

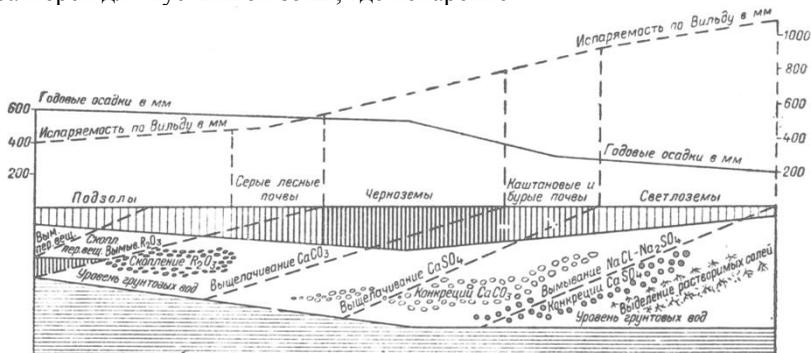


Рис. 1. Новообразования в почвах по климатическим зонам  
(по С. А. Захарову)

преобладает; второй наиболее распространен в лесной зоне, где количество выпадающих атмосферных осадков преобладает над испарением.

Новообразования показывают, какие компоненты являются насыщенными в растворе. По зонам они изменяются следующим образом (рис. 1):

В тундровой зоне в растворе преобладает кремнезем. Повышенная растворимость его в воде связана с наличием гумусовых кислот. Кремнезем выпадает из раствора как наиболее слабо растворимый. Тундра является зоной обломочно-глинистого типа выветривания.

В лесной зоне умеренного климата наряду с кремнеземными новообразованиями наблюдаются железистые (лимонит) и карбонатные. Для лесной зоны характерен сиалитно-глинистый тип выветривания.

Новообразования степной зоны более разнообразны. Здесь наряду с кремнеземными и карбонатными встречаются гипс и сода.

Своеобразны новообразования пустынь. Типична здесь каменная соль. В пустынях, в зависимости от степени увлажнения, образуется также пустынная кора, цементированная

кремнеземом, кальцитом, гипсом или каменной солью. При этом наряду с перечисленными типичными корами наблюдаются и переходные, т. е. кремнеземно-карбонатные и карбонатно-гипсовые.

В тропической зоне, где характерно красноцветное или аллитное выветривание, наблюдаются наряду со скоплениями кремнезема и железа также латеритные новообразования.

Приведенные данные показывают изменение почвенных растворов и новообразований по климатическим зонам. При этом можно отметить два направления движения почвенных растворов. В областях избыточного увлажнения оно нисходящее. При дефиците влажности, наоборот, – восходящее. Это было подчеркнуто А. Е. Ферсманом (1934).

Для наглядности сведем в таблицу данные об особенностях движения почвенных растворов по географическим зонам, а также их составе и новообразованиях (табл. 30).

Таблица 30

**Преобладающие гидрохимические фации почвенных растворов  
и новообразования по географическим зонам**

| Географические зоны | Направление движения растворов | Преобладающие гидрохимические фации                                      | Состав преобладающих новообразований   |
|---------------------|--------------------------------|--|--|
| Тундра              | Нисходящее                     | $\text{SiO}_2, \text{HCO}_3\text{-SiO}_2$                                | $\text{SiO}_2$ , перегнойные вещества (С), $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ |
| Лесная              | »                              | $\text{HCO}_3\text{-Ca}, \text{R}_2\text{O}_3\text{-Ca}$                 | $\text{CaCO}_3$  |
| Степная             | Нисходящее и восходящее        | $\text{HCO}_3\text{-Ca}, \text{SO}_4, \text{Na}, \text{HCO}_3\text{-Na}$ | $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}, \text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ |
| Пустынная           | Восходящее                     | $\text{SO}_4\text{-Ca}, \text{Cl-Na}$                                    | $\text{NaCl}$  |
| Тропическая         | Нисходящее                     | $\text{SiO}_2, \text{HCO}_3\text{-SiO}_2$                                | $\text{SiO}_2, \text{Al}_2\text{O}_3, \text{Fe}$   |

В таблице показаны типичные профили движения растворов. Во времени они могут меняться. Например, в период засухи в лесной зоне может иметь место восходящее движение растворов, а в редкие в пустынях периоды увлажнения может появиться нисходящее движение.

В таблице приведены также преобладающие новообразования, причем в каждой последующей зоне (с севера на юг в северном полушарии), помимо указанных, могут быть новообразования предыдущей зоны, так как по мере увеличения концентрации растворов в первую очередь выпадают наименее растворимые соединения.

Помимо показанных в таблице типичных преобладающих гидрохимических фаций почвенных растворов, в каждой зоне

имеются и другие гидрохимические фации. Они образуются за счет геоморфологической зональности, микрозонального изменения почв от водоразделов к пониженным участкам и вертикальной микрозональности, которая проявляется в рассмотренной выше смене гидрохимических фаций на одном и том же участке.

Почвы преобразуются человеком. Земледелие является одним из важнейших процессов перемещения веществ человеком, которое соизмеримо с природными процессами. По А. Е. Ферсману, ежегодно свыше 3000 км<sup>3</sup> почвы переворачивается при пахоте.

Деятельность человека заключается не только в разрыхлении почв. Внесением удобрений он изменяет химический состав почвенных растворов.

---

### Глава третья

## ХИМИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ ГРУНТОВЫХ ВОД

В коре выветривания, выше первого от поверхности постоянного водоупорного горизонта, могут иметь место, при наличии благоприятных условий, три разности вод: почвенные, верховодка и грунтовые.

Почвенные воды, являющиеся в большинстве случаев подвешенными, рассмотрены в предыдущей главе.

### Гидрохимические фации грунтовых вод и их зональность<sup>1</sup>

Грунтовые воды развиты почти по всей территории суши. Из общей площади в  $14,9 \cdot 10^7$  км ледниками покрыто  $16,3 \cdot 10^6$  км, или 10,95 %. Таким образом, площадь, свободная от мощного постоянного ледяного покрова, составляет  $13,27 \cdot 10^7$  км<sup>2</sup>. В эту площадь входят и огромные территории, скованные вечной мерзлотой.

Среднее количество осадков на суше составляет 0,66 м (Г. А. Максимович, 1947), следовательно на территории, не занятой ледниками, выпадает  $87582$  км<sup>3</sup> осадков. Принимая количество подземных вод в коре выветривания в 1,5–2, или в среднем в 1,75 раза больше выпадающих ежегодно осадков (Е. Принц, 1933), получаем грунтовых вод  $1,3 \cdot 10^5$ – $1,75 \cdot 10^5$  км<sup>3</sup>, или около  $1,5 \cdot 10^5$  км<sup>3</sup>. Пористость песков и галечников коры выветривания, к которым в большинстве случаев приурочены грунтовые воды, составляет в среднем 35 % (Г. А. Максимович, 1942, 1944, 1948). Это дает мощность заполненных водой песков в 3,23 м. Речной сток с суши составляет, по М. И. Львовичу (1945),  $37 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>. При этом не менее 35 % приходится на подземные воды, или  $12,92 \cdot 10^3$  км<sup>3</sup>, что при той же пористости составляет 0,28 м водоносного песка с площади суши, не занятой ледниковым

---

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано в сокращенном виде: Г. А. Максимович, Гидрохимические фации поверхностных геосфер, Доклады АН СССР, т. 39, № 8, 1943; Г. А. Максимович, Гидрохимические фации грунтовых вод и их зональность, Доклады АН СССР, т. 56, № 6, 1947

покровом. Цифры эти мы считаем довольно близкими к истине. Во всяком случае они ближе, чем ошибочно подсчитанные Е. Принцем (1933)  $8 \cdot 10^5 \text{ км}^3$  подземных вод в коре выветривания. При подсчете Е. Принц взял вместо осадков на суше общее количество их на земном шаре (вместе с океанами и морями!). Средняя глубина залегания грунтовых вод для США (О. Э. Мейнцер, 1935), поданным о 28797 колодцах, составляет 11,3 м. Средняя мощность водоносного слоя для грунтовых вод земного шара в 3 м весьма правдоподобна.

Гидрохимический материал по грунтовым водам часто неполноценен. Укоренившаяся практика упрощенных химических анализов не всегда позволяет охарактеризовать эти воды с желательной полнотой. Однако основные закономерности формирования химического состава грунтовых вод и пространственное развитие вод различного химического состава все же могут быть намечены.

В. Ф. Зуев в результате наблюдений во время экспедиции 1781–1782 гг. (В. Ф. Зуев, 1787) установил для Европейской России зональность неглубоких подземных вод: увеличение жесткости с севера на юг и широкое распространение соленых вод на юго-востоке.

Гениальную идею В. В. Докучаева о зональности природных явлений впервые приложил к географическому распределению грунтовых вод на территории европейской части СССР его ближайший ученик и последователь П. В. Отоцкий. В своей работе, опубликованной в 1914 г., он первый показал, что грунтовые воды распределены на пространстве европейской части нашей страны зонально: с севера на юг минерализация и глубины залегания грунтовых вод закономерно возрастают. П. В. Отоцкий организовал ряд станций для изучения характера и режима грунтовых вод.

В 1923 г. В. С. Ильин составил первую карту грунтовых вод европейской части СССР, на которой, в зависимости от климата, геоморфологии и литологии, выделил семь зон грунтовых вод: зону тундровых вод; зону высокоих грунтовых вод севера; зону грунтовых вод неглубоких оврагов; зону грунтовых вод глубоких оврагов; грунтовые воды овражно-балочной зоны; грунтовые воды балочной зоны Причерноморья; грунтовые воды Прикаспийской впадины. Минерализация вод при этом нарастает с севера на юг.

Кроме перечисленных зональных, В. С. Ильин выделил азональные грунтовые воды аллювиальных отложений, конечных морен, флювиогляциальных отложений и болот.

К. И. Лисицын (1927) подошел к важному обобщению о том, что осолоненные грунтовые воды на земном шаре зональны. Он предлагал использовать почвенно-климатическое районирование при определении химических норм пригодности вод для питья.

Таким образом, В. С. Ильин и К. И. Лисицын, первый для европейской части СССР, а второй для земного шара, подошли к важному обобщению о зональности состава грунтовых вод.

Б. Л. Личков (1933) для территории европейской части СССР выделил семь зон: пустыню, полупустыню, сухую степь, черноземную степь, лесостепь, лес и тундру. В таблице он дал для этих зон характеристики: средней годовой относительной влажности в процентах, осадков в миллиметрах, средних месячных температур июля, глубин слоя постоянной температуры, глубин залегания грунтовых вод, почв и химического состава грунтовых вод.

В. И. Вернадский (1933–1936) приводит весьма важные данные о грунтовых водах. Он указывает, что кислородная граница проходит через грунтовые воды. Газовый состав их  $N_2$ - $CO_2$ - $O_2$ , причем содержание кислорода небольшое.

По солевому составу В. И. Вернадский различает карбонатные, сульфатные, хлористые и силикатные грунтовые воды. Карбонатные воды бывают бикарбонатно-кальциево-магниевые или бикарбонатно-кальциевые с подчиненным содержанием хлоридов и сульфатов натрия и калия. Силикатные воды характеризуются содержанием коллоидальной мицеллы  $SiO_2$ . Кроме сульфатных и хлоридных вод, встречаются также промежуточные карбонатно-сульфатные грунтовые воды. Для почвенных и грунтовых вод В. И. Вернадский указывает на зональность их химического состава.

В 1943 г. автор ввел понятие о гидрохимической фации для грунтовых вод. Более подробно он осветил этот вопрос в двух работах, опубликованных в 1947 г. Автор выделил два типа зональности гидрохимических фаций грунтовых вод: широтную и вертикальную.

Для земного шара выделено девять широтных зон гидрохимических фаций грунтовых вод и отмечено, что вертикальная (горная) зона развита сравнительно слабо.

Вертикальная зональность грунтовых вод проявляется в грунтовых потоках. При слабом расчленении рельефа гидрохимические фации грунтового потока расположены в виде небольших полос или зон. Эта смена гидрохимических фаций от водораздела к долине реки сопровождается ростом минерализации. Гидрохимические фации грунтовых вод закономерно сменяют одна другую в зависимости от концентрации. Явление микрозональности особенно резко проявляется в климатических зонах с недостаточным увлажнением.

О. К. Ланге (1947) составил карту зон грунтовых вод для всей территории СССР. На этой карте выделены три провинции:

1. Провинция вечной мерзлоты с отрицательными среднегодовыми температурами (зоны сезонно промерзающих, полупромерзающих и непромерзающих грунтовых вод).

2. Провинция высокой влажности (зоны грунтовых вод типа тундровых, высоких вод севера, полосы неглубоких оврагов, глубоких оврагов и овражно-балочной полосы).

3. Провинция высокой сухости воздуха (зоны грунтовых вод балочной полосы, полосы равновесия стока и испарения, полосы предгорных равнин и подгорных шлейфов).

Кроме того, выделены области аazonальных грунтовых вод, куда отнесены Украинский кристаллический массив, Донбасс, Кавказ, Урал и Тиман, горы Средней Азии и Уссурийского края.

В. А. Ковда (1946, 1947) в своей работе о происхождении и режиме засоленных почв дал обстоятельную характеристику грунтовых вод районов соленакпления и составил схему их распределения в СССР.

И. В. Гармонов (1948), используя понятие о гидрохимических зонах, выделенных Г. А. Максимовичем для грунтовых вод земного шара, различает для европейской части СССР: зону гидрокарбонатно-кремнеземных грунтовых вод тундры; зону гидрокарбонатно-кальциевых вод лесов; зону преобладания сульфатных и хлоридных грунтовых вод степей и пустынь. Пустыни выделены в подзону континентального засоления.

Горные области Крыма и Кавказа отнесены к гидрокарбонатно-кальциевым грунтовым водам. И. В. Гармонов указывает на наличие микрозональности и считает не совсем правильным применение термина «азональный» к водам с химическим составом, отличным от зонального.

Г. Н. Каменский (1949) составил схематическую карту зональности грунтовых вод СССР, где выделил: воды выщелачивания, воды выщелачивания с интразональными участками вод континентального засоления, воды выщелачивания горных районов. Весьма важно выделение им двух противоположных направлений в формировании химического состава грунтовых вод: выщелачивание зоны выветривания и засоление.

А. И. Силин-Бекчурин (1952) показал гидрохимическую зональность грунтовых вод постплиоценовых отложений Прикаспийской низменности.

В результате перечисленных работ зональность химического состава грунтовых вод в самых общих чертах намечена. По-разному решается вопрос о границах зон грунтовых вод и принципах их выделения. Закономерное изменение химического состава грунтовых вод позволило автору выделить гидрохимические фации грунтовых вод.

Гидрохимическая фация грунтовых вод – это участок грунтового бассейна или грунтового потока, воды которого на всем его протяжении характеризуются одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяющимися по преобладанию растворенных веществ (ионов, коллоидов). Гидрохимические фации определяются по принятому методу. Для грунтовых вод были установлены кремнеземная, гидрокарбонатная, кальциевая, сульфатная,

натриевая и хлоридная гидрохимические формации. Гидрохимические фации грунтовых вод разнообразны, так как концентрация вод изменяется от  $1,2 \cdot 10^{-3}$  % до 10 % и более.

Реки могут существовать как постоянные водотоки только за счет питания подземными водами коры выветривания. В условиях умеренного климатического пояса, где зимой осадки выпадают в твердой фазе, реки, скованные льдом, питаются грунтовыми водами. В периоды между весенним таянием снега и выпадением осадков воды коры выветривания также питают реки. Грунтовые воды только разбавляются дождевыми и талыми во время дождей и снеготаяния. Это позволяет для характеристики состава грунтовых вод воспользоваться также и более многочисленными анализами речных вод, произведенными в период закрытого русла. При этом необходимо брать не большие транзитные реки, которые несут воды из областей с другими физико-географическими условиями, а малые реки, представляющие своеобразную «среднюю пробу» грунтовых вод. Эта мысль автора в последнее время развивается Ф. А. Макаренко (1947, 1950), предложившим гидрохимические фации рек в периоды межлетнего питания называть гидрохимическими фациями грунтовых вод и грунтовой зоной подземного стока.

Состав растворенных в грунтовых водах веществ обусловлен рядом факторов, определяющих минерализацию грунтовых вод. Такими факторами будут:

- 1) химический состав вод, питающих грунтовые воды;
- 2) водный баланс – соотношение осадков и испарения;
- 3) состав отложений, являющихся водовмещающими, а также вышележащих и подстилающих;
- 4) тепловой и газовый режим воды;
- 5) испарение грунтовых вод;
- 6) воздействие организмов;
- 7) проницаемость пород;
- 8) воздействие человека.

Рассмотрим эти факторы несколько подробнее.

Основные источники питания грунтовых вод составляют главным образом атмосферные осадки, состав которых был рассмотрен в главе I. Прежде чем попасть в грунтовые воды, атмосферные осадки должны пройти через почвенный покров. Поэтому состав почв и почвенных растворов сказывается на составе грунтовых вод. Однако, кроме атмосферных осадков, грунтовые воды могут питаться речными, морскими, пластовыми, карстовыми и другими разностями подземных вод.

Речные воды питают грунтовые в районе дельтовых равнин и приречных участков в засушливых районах. Такие явления установлены для Аму-дарьи, Сыр-Дарьи, Куры, Аракса, Мургаба, Овенс (Калифорния) (В. А. Ковда, 1946).

Речные воды питают грунтовые воды аллювия пойм и террас во время паводков. А. И. Силин-Бекчурин (1952) показал роль

речных вод Волги и Урала для Прикаспийской низменности. В засушливых районах имеет место и питание грунтовых вод морскими хлоридно-натриевыми водами (побережье Каспийского моря в Сальнской степи). В Прикамые установлено питание грунтовых вод пластовыми напорными и ненапорными водами, которые более минерализованы, чем атмосферные осадки. В карстовых районах известны многочисленные случаи питания грунтовых вод карстовыми. При этом карст в известняках дает гидрокарбонатно-кальциевые воды с минерализацией 0,1–0,5 г/л и более, а гипсовый карст – сульфатно-кальциевые воды с минерализацией в 1,5–2,1 г/л. В районах, где грунтовые воды подстилаются трещиноватыми породами, они могут питаться водами, заполняющими трещины. Вполне естественно, что состав вод, питающих грунтовые воды, – один из основных факторов, определяющих их минерализацию.

Решающим фактором является водный баланс или соотношение количества осадков и величины испарения. При значительном количестве осадков и малом испарении происходит интенсивное вымывание солей. Наоборот, при малом количестве осадков и значительном испарении вместо вымывания солей происходит их накопление.

Б. Л. Личков (1948) для грунтовых вод европейской части СССР выделяет две полосы зон суши: северную полосу увлажнения (осадки превышают испаряемость) и южную полосу иссушения, где преобладают процессы испарения вод. Эти полосы и зоны характеризуются следующими элементами водного баланса и концентрацией солей в грунтовых водах (табл. 31).

Таблица 31

**Зависимость минерализации грунтовых вод европейской части СССР  
от водного баланса**  
(по Б. Л. Личкову, 1948)

| Полосы            | Географическая зона | Атмосферные осадки за год, в мм | Испаряемость за год, в мм | Частное от деления испаряемости на осадки | Минерализация грунтовых вод, в г/л |
|-------------------|---------------------|---------------------------------|---------------------------|---|------------------------------------|
| Полоса увлажнения | Тундра              | 375–400                         | 75–100                    | 0,25                                      | 0,1–0,3                            |
|                   | Леса                | 450–650                         | 175–450                   | 0,50                                      | <1                                 |
|                   | Лесостепь           | 450–550                         | 500–800                   | около 1                                   | 1–3                                |
| Полоса иссушения  | Степь               | 300–450                         | 800–1000                  | 2–3                                       | 50–100                             |
|                   | Полупустыня         | 200–300                         | 1000–1500                 | 5–7                                       | 100–150                            |
|                   | Пустыня             | 80–200                          | 2000–2500                 | 10–12–16                                  | 200–220                            |

Состав пород, с которыми вода находится во взаимодействии, также сказывается на составе грунтовых вод. При этом играют роль не только те породы, в которых перемещается грунтовый

поток, но и вышележащие. Через последние просачиваются атмосферные осадки. При этом для вышележащих пород часто играет роль не только состав пород, но и их проницаемость. В пустынях и степях грунтовые воды менее минерализованы под более проницаемыми песками, чем под суглинками. Это показал для степей К. И. Лисицын (1927).

Вода растворяет породы, с которыми находится в соприкосновении. По мере перемещения грунтового потока воды могут насыщаться различными соединениями, а когда станут насыщены тем или иным соединением, то перестанут его растворять. При наличии соответствующих условий может начаться выпадение из раствора наиболее трудно растворимых соединений, которые при этом образуют цемент водовмещающих пород.

Как было показано во введении, растворимость солей зависит от минерализации грунтовых вод. Наличие солей повышает или понижает растворяющую способность воды. Температура и газовый состав также влияют на растворимость. Растворимость газов уменьшается с повышением температуры. Наличие газов, в особенности углекислоты, увеличивает содержание в растворе бикарбонатов кальция и магния. Растворенные в воде соли вступают в разнообразные реакции как между собой, так и с поглощенными катионами породы.

В некоторых случаях на состав грунтовых вод оказывает влияние состав подстилающих грунтовых вод горных пород. Увеличение минерализации обычно наблюдается при наличии гипсоносных и соленосных толщ.

В засушливых областях высокая температура при ничтожном количестве осадков создает благоприятные условия для интенсивного испарения грунтовой воды с поверхности капиллярной каймы. С увеличением глубины интенсивность испарения быстро уменьшается и прекращается на сравнительно небольшой глубине, которая, по В. А. Приклонскому (1948), меньше высоты капиллярного поднятия.

Имеются наблюдения над изменением величины испарения с глубиной. В табл. 32 приведены данные для Муганской степи по Ф. П. Саваренскому (1930) и Мильфордской опытной станции (США) по В. А. Приклонскому (1948).

В Калифорнии (В. А. Приклонский, 1948) при песчаной почве, лишенной растительности, наблюдалось очень слабое испарение при глубине стояния грунтовых вод около 0,6 м и полное отсутствие непосредственного испарения при грунтовых водах на глубине более 1,2 м. Для песчаных почв эта глубина естественно меньше, чем для глинистых.

В. А. Приклонский (1948) считает, что в засушливых областях 33 счет непосредственного испарения состав грунтовых вод меняется только при залегании на глубине менее 2–2,5 м. В. А. Ковда (1946) определяет зависимость величины испарения грунтовых вод от глубины их залегания по изменению

Т а б л и ц а 3 2

| Место наблюдений                              | Время наблюдений | Испарение со свободной водной поверхности |       | Испарение с поверхности почвы при глубине залегания грунтовых вод |      |       |      |       |   |       |     |       |   |        |   |
|---|------------------|---|-------|---|------|-------|------|-------|---|-------|-----|-------|---|--------|---|
|   |                  |   |       | 10 см   |      | 25 см |      | 30 см |   | 50 см |     | 90 см |   | 150 см |   |
|   |                  | мм  | %     | мм  | %    | мм    | %    | мм    | % | мм    | %   | мм    | % | мм     | % |
| Муганская степь                               | VI-1930          | 246,66                                    | 100,0 | 186,31  | 75,3 | 60,56 | 24,5 | -     | - | 15,80 | 6,4 | -     | - | -      | - |
| Мильфордская опытная станция, почва глинистая | IV/X-1926        | 1194                                      | -     | -   | -    | -     | -    | -     | - | -     | -   | -     | - | 67     | - |
|   | VI/X-1926        | 1058                                      | -     | -   | -    | -     | -    | 256   | - | -     | -   | -     | - | -      | - |
|   | VII/X-1926       | 813                                       | -     | -   | -    | -     | -    | -     | - | -     | -   | 91    | - | -      | - |

минерализации грунтовых вод с глубиной. Он приводит следующие интересные данные (табл. 33).

Т а б л и ц а 3 3

**Зависимость минерализации вод от глубины залегания**

(по В. А. Ковда, 1946)

| Район                                    | Глубина, в м   |   |                                | Максимальная минерализация грунтовых вод, в г/л <sup>1</sup> |
|--|--|---|--------------------------------|--|
|  | начало весьма сильного роста минерализации (до 80–100 г/л) | начало сильного повышения минерализации | начало повышения минерализации |  |
| Кулундинская степь                       | 1,3  | 2,5                                     | 2,5                            | 220  |
| Каспийская низменность (Нижнее Поволжье) | 1,5  | 2,0                                     | 3,0                            | 180  |
| Дельта Аму-дарьи (Хорезм, Чимбай)        | 2,0  | 3,2                                     | 3,8                            | 130  |
| Голодная степь                           | 2,0  | 3,0                                     | 4,0                            | 80–100–160   |
| Долина р. Вахш                           | 2,0  | 3,5                                     | 4,0                            | 110  |

<sup>1</sup> По данным диаграмм.

Таблица указывает на зависимость глубины, с которой начинается рост минерализации за счет испарения грунтовых вод от климатических условий. В более северных районах – Кулундинской степи и Нижнем Поволжье, где температуры менее высокие и влажность воздуха несколько больше, – грунтовые воды без значительного увеличения минерализации лежат на меньшей глубине, чем в южных районах.

Испарение через почву носит сезонный характер. В теплые и сухие периоды соли перемещаются в почвенные горизонты, а в течение влажного периода легкорастворимые соли перемещаются нисходящими атмосферными осадками в грунтовые воды. Увеличению минерализации грунтовых вод способствует и повышение их уровня, которое также сопровождается поступлением легкорастворимых солей. Многолетнее чередование сезонов испарения с сезонами нисходящего движения почвенных растворов и солей в грунтовые воды приводит в засушливых областях к накоплению в последних легкорастворимых солей и постепенному росту их минерализации.

Организмы также являются одним из факторов формирования химического состава грунтовых вод (В. А. Ковда, 1946), причем наибольшую роль играют растительность и микроорганизмы.

Растительность поглощает большое количество грунтовой воды во время вегетационного периода. Из зоны развития корневой системы растений извлекается и испаряется в атмосферу огромное количество воды. В некоторых случаях транспирация превышает

испарение со свободной водной поверхности. Особенное значение транспирационное испарение имеет в условиях засушливого климата. Во влажном климате растения извлекают необходимую для них влагу из зоны, находящейся выше грунтовых вод, где наблюдается увлажнение за счет атмосферных осадков. В засушливых условиях единственным постоянным источником влаги для корневой системы растений являются грунтовые воды вместе с их капиллярной каймой. Особую роль играют растения из группы фреатофитов. Корневая система некоторых из них имеет большую длину, проникая на глубину до 20–30 м. Они, подобно насосу, выкачивают воду из капиллярной каймы и зоны насыщения грунтовых вод. В засушливых условиях фреатофиты – основной фактор расходования грунтовых вод и формирования их химического состава. Приведем данные для Восточного Закавказья, для юго-восточной части Муганской степи (табл. 34).

Таблица 34

**Расход воды на транспирацию некоторых растительных ассоциаций  
засушливых областей**

(по В. А. Приклонскому, 1948)

| Характер местности<br>и растительности  | Размер транспирации в год |                         |
|---|---------------------------|-------------------------|
|   | в мм                      | в м <sup>3</sup> с 1 га |
| Польная полупустыня<br>( <i>Artemisia Hanseniana</i> )                                      | 73,5–183,8                | 735–1838                |
| Солянковая полупустыня<br>( <i>Salsola ver rucosa</i> , <i>Salsola ericoides</i> )          | до 147,0                  | до 1470                 |
| Группировка засоленных грунтов<br>( <i>Salsola crassa</i> , <i>Petrosimonia Bruchiata</i> ) | 85,7–114,3                | 857–1143                |
| Группировка солончаков<br>( <i>Halocnemum Halostachys</i> , <i>Kalidium</i> )               | 57,1–171,4                | 571–1714                |
| <i>Tamaricetutn</i> и тугайный лес  | 250,0                     | 2500                    |
| Водно-болотная группировка ( <i>Phragmites</i> )  | 303,0–424,0               | 3030–4240               |

По подсчетам В. А. Приклонского (1948), для низменности Восточного Закавказья область испарения составляет около двух миллионов гектаров, а суммарное испарение в котором большая роль принадлежит транспирации, более 4,5 км. При минерализации только 1 г/л ежегодное количество солей, остающихся вследствие испарения в пределах низменности, составляет 4,5 млн. т или 2,25 т на 1 га. Эти соли обуславливают непрерывный рост минерализации грунтовых вод и засоления почв и пород зоны выветривания.

Испарение воды приводит к повышению минерализации и изменению состава грунтовых вод за счет ряда процессов. Прежде

всего  $\text{CaCO}_3$  и  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ , достигнув предела растворимости, выпадают из раствора в твердом виде, как кальцит и гипс, и тем самым обогащают воду хлоридами и сульфатами натрия. Кроме того, за счет обменных реакций между катионами раствора и обменным комплексом глинистых пород происходит постепенное увеличение содержания поглощенного натрия в породах и накопление вытесняемого из поглощенного комплекса кальция в виде кальцита и гипса. Из раствора может выпасть и доломит. Растения при транспирации извлекают из водного раствора грунтовых вод кальций, калий,  $\text{PO}_4$ ,  $\text{SO}_4$ ,  $\text{NO}_3$ . Происходит обогащение хлоридами и отчасти сульфатами натрия и магния. В результате деятельности микроорганизмов в грунтовых водах происходит восстановление нитратов, восстановление сульфатов, восстановление и окисление соединений железа и другие биохимические реакции.

Важным фактором является проницаемость пород. Она играет большую роль в темпах выщелачивания растворяемых солей. Пористые, более проницаемые породы, такие как галечники и пески, в конечном итоге при том же количестве осадков быстрее отмываются от растворимых солей, чем глинистые породы и суглинки. Скорость движения грунтового потока также играет большую роль. В местах более быстрого течения грунтового потока минерализация обычно меньше, чем на участках замедленного движения. Обычно это те же более проницаемые галечники и пески. Наклон также определяет скорость движения грунтовых вод.

Весьма большую и все возрастающую роль играет деятельность человека. Внесение удобрений сказывается на химическом составе грунтовых вод. Иригационные сооружения уменьшают минерализацию в зоне действия постоянных каналов. Неумелая иригация может привести к засолению (В. А. Ковда, 1946). Вопрос об изменении химического состава грунтовых вод вблизи населенных пунктов будет рассмотрен несколько ниже.

Вблизи морских побережий, на участках, бывших ранее морским дном, играет роль и время их нахождения в подводном состоянии. Илы на дне моря обогащаются солями. После того как морское дно за счет движений земной коры выведено на поверхность, в условиях избыточного увлажнения будет происходить выщелачивание солей. Чем дольше будет происходить выщелачивание, тем меньше будет минерализация грунтовых вод. Проницаемость грунтов также будет влиять на темпы выщелачивания.

Выше были рассмотрены основные факторы, влияющие на формирование состава грунтовых вод. Это состав питающих вод, характер почв, деятельность организмов, климат (определяющий водный баланс и температурный режим), состав и проницаемость водовмещающих и подстилающих отложений, время нахождения данного района в условиях континента, темпы

движения и водный баланс грунтовых вод, деятельность человека и другие факторы. Играет роль и рельеф. Химический состав грунтовых вод формируется в результате гидрогеологического процесса, имеющего два основных направления – выщелачивание и соленакопление. В различных условиях будут иметь место разные стадии этого процесса формирования химического состава грунтовых вод.

Для земного шара можно выделить следующие зоны гидрохимических фаций грунтовых вод (рис. 2).

*I и II – зоны преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций тундр.* Грунтовые воды здесь залегают неглубоко и зимой промерзают. Воды весьма слабо минерализованы и обогащены органическим веществом. В южном полушарии зона очень слабо развита.

*III и IV – зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций, связанные с умеренными климатическими поясами.* В южном полушарии зона имеет малое развитие. Рис. 3 показывает преобладание для этой зоны гидрокарбонатного иона и Ca, третьим по весу компонентом в естественных условиях является сульфатный ион. Однако, так как большинство использованных для составления кривой анализов было взято из колодцев в населенных пунктах, хлор превышает содержание  $SO_4$ .

В пределах зоны северного полушария есть области и районы, где развиты и другие гидрохимические фации. Это связано с тем, что здесь большую роль играют другие факторы, обуславливающие формирование химического состава грунтовых вод.

Прежде всего необходимо отметить выделенную В. А. Ковдой (1946) Якутскую область хлоридно-содового и сульфатно-содового соленакопления. Здесь в процессе почвообразования участвует вечная мерзлота. Влага, отданная мерзлотой при таянии в теплое время года, испаряется. Соленакоплению способствует не только испарение влаги, но и накопление солей в Ленско-Вилуйской впадине за счет стока вод с окружающих ее Средне-Сибирского, Оймяконского, Алданского плоскогорий.

Наличие под горизонтом грунтовых вод гипсов и соленосных пород приводит к образованию областей или районов развития сульфатно-кальциевых и хлоридно-натриевых гидрохимических фаций. В Молотовской области и Татарии, там, где развиты гипсы пермского возраста, есть районы с сульфатно-кальциевыми гидрохимическими фациями. Наличие района вод хлоридно-натриевой гидрохимической фации в долине р. Камы у Соликамска показал А. И. Силин-Бекчурин (1941). В поселениях, под влиянием загрязнения, наблюдаются  $SO_4$ -Ca-Cl, Cl-Ca- $SO_4$  гидрохимические фации (Г. А. Максимович, 1947). На рис. 3 данные наиболее загрязненных вод обобщены пунктирной кривой.

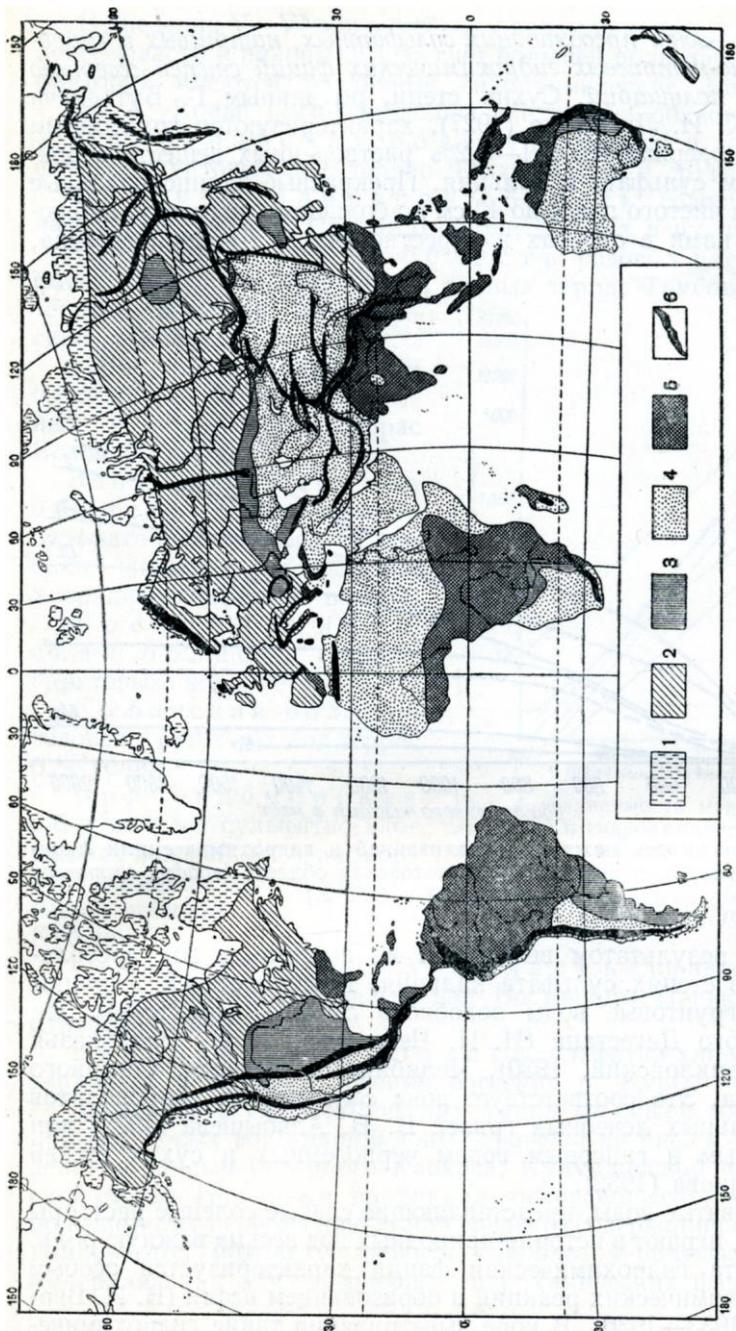


Рис. 2. Схематическая карта зон гидрохимических фаций грунтовых и озерных вод (составлена в 1949 г.)

1 — зоны с вероятным преобладанием кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных, богатых органическим веществом гидрохимических фаций вод тундр;  
 2 — зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций лесного пояса; 3 — зоны преобладания сульфатных, натриевых и гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций степей; 4 — зоны преобладания хлоридных гидрохимических фаций пустынь; 5 — зона преобладания кремнеземных (?) и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций тропиков и субтропиков; 6 — горная (вертикальная) зона.

V и VI – зоны преобладания сульфатных, натриевых и гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций степей северного и южного полушарий. Сухие степи, по данным Г. Буткевича (1914) и К. И. Лисицына (1927), характеризуются грунтовыми водами с содержанием 0,1–0,2 % растворенных веществ с преобладанием сульфата и кальция. Прекрасные эллипсоидальные конкреции чистого гипса до 40 см по большому диаметру, наблюдавшиеся нами в оврагах в окрестностях г. Днепропетровска,

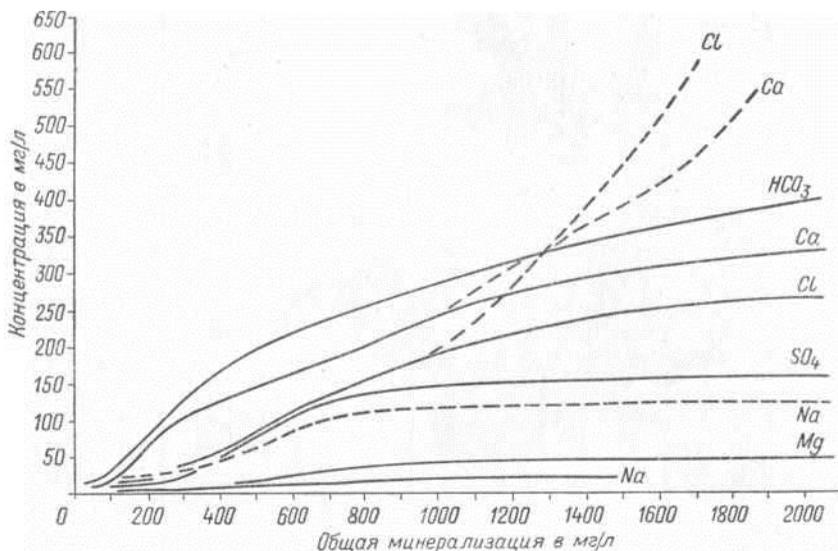


Рис. 3. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями грунтовых вод лесной зоны – Молотовская область (график составлен Р. А. Попковой в 1952 г.)

являются результатом выпадения из подземных вод преобладающего в степях сульфата кальция. Помимо степей Украины и Дона, грунтовые воды подобного состава характерны для плоскостного Дагестана (И. И. Чеботарев, 1934), Закавказья (В. А. Приклонский, 1930), Челябинской области, Северного Казахстана. Это соответствует зоне солоноватых сапропелитов и минеральных лечебных грязей В. В. Алабышева (1932) или карбонатным и гипсовым водам черноземных и сухих степей Б. Л. Личкова (1932).

Солоноватые воды, представляющие слабые соленые растворы (0,1–1 %), играют в истории природных вод весьма важную роль. В море эта гидрохимическая фация характеризуется особым ходом биохимических реакций и образованием нефти (В. И. Вернадский, 1933–1936). В коре выветривания такие гидрохимические фации, с пределами минерализации 0,1–0,5 %, приурочены к определенной зоне.

В пределах V–VI зон в северном полушарии могут быть выделены области и районы, где за счет большей роли разнообразных факторов имеются различные гидрохимические фации.

В. А. Ковда (1946) выделяет следующие области:

Придунайская область содовых и содово-сульфатных грунтовых вод, террас Дуная, Тиссы и других рек.

Среднеукраинская область содовых грунтовых вод террас рек Прута, Днестра, Днепра и их притоков.

Среднерусская область содовых и содово-сульфатных грунтовых вод низких речных террас Тамбовской, Пензенской, Курской, Воронежской областей.

Средневолжская область содово-сульфатных и содовых вод террас Волги и Самарки.

Западносибирская область содовых и южнее сульфатно-содовых вод. В глубоких впадинах наблюдаются хлоридно-сульфатные воды.

Восточносибирская область содовых грунтовых вод.

Кубанская область содовых грунтовых вод террас р. Кубани.

Причерноморская область сульфатно-хлоридных вод района черноморских лиманов, побережье Сиваша, низовья рек Дона и Кубани.

Северокавказская область хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных вод Восточного Предкавказья и Ставропольской степи.

Закавказская область сульфатно-хлоридных вод верховьев и среднего течения бассейна р. Куры.

Зависимость гидрохимических фаций от общей минерализации грунтовых вод степной зоны отражена на рис. 4. Она выведена по данным Северного Кавказа, Кулундинской и Барабинской степей. По данным графика (в логарифмическом масштабе), по взаимному пересечению линий среднего содержания отдельных компонентов можно установить наиболее вероятные пределы минерализации для следующих гидрохимических фаций:

|                                      |              |
|--------------------------------------|--------------|
| $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$        | 125–500 мг/л |
| $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ | 500–750 мг/л |

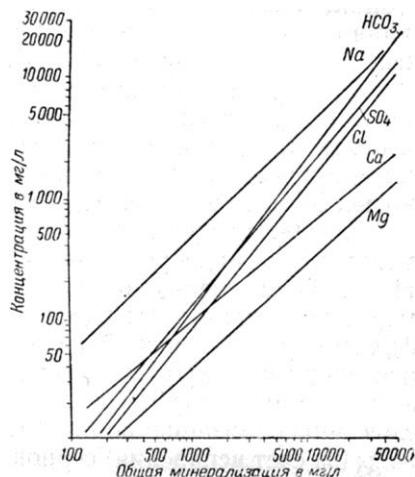


Рис. 4. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями грунтовых вод степной зоны — Северный Кавказ, Кулундинская и Барабинская степи (график составлен Р. А. Попковой, в 1952 г.)

|                                      |                 |
|--------------------------------------|-----------------|
| $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$ | 750–2000 мг/л   |
| $\text{HCO}_3\text{-Na-SO}_4$        | 2000–45000 мг/л |

Необходимо учесть, что график построен для районов, где значительную роль играют гидрокарбонатно-натриевые воды. Для других областей он будет иного вида, в особенности там, где преобладают сульфатно-кальциевые гидрохимические фации.

Грунтовые воды пойм и участков вблизи значительных оросительных каналов, вследствие выщелачивания солей текущими водами, образуют местами районы развития гидрохимических фаций, связанных с понижением минерализации. Примеры такого влияния крупных каналов для Кура-Араксинского района приведены Ф. П. Саваренским и В. А. Ковдой (1946).

Проницаемость отложений сказывается также на химическом составе грунтовых вод степей. Еще К. И. Лисицын (1927) показал, что в местах развития песчаных отложений, под крупными блодами и в верховьях балок наблюдаются менее минерализованные воды. Данные эти подтверждены И. И. Чеботаревым (1937).

Своеобразны условия питания грунтовых вод в условиях низменных берегов морей в засушливых районах. По наблюдениям Н. М. Победоносцева в Сальянской степи, в районе Каспийского моря, грунтовые воды вдоль морского побережья питаются инфильтруемой морской водой. Воды Кизил-Агачского залива, относящиеся к хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации с минерализацией в 2,2 %, увеличивают в 5,7 км от берегов свою минерализацию до 8,34 %. Выпадающий при концентрации воды (за счет испарения) сернокислый кальций дает среди древнекаспийских песков прекрасные пойкилитовые кристаллы гипса, которые автор наблюдал в шурфах на берегу Каспийского моря южнее г. Баку.

*VII и VIII – зоны преобладания хлоридных гидрохимических фаций, приуроченных к пустыням северного и южного полушарий.* Кривые зависимости между минерализацией и гидрохимическими фациями (рис. 5) показывают, что хлор здесь преобладает.

До 20 г/л наблюдаются хлоридно-сульфатно-натриевые гидрохимические фации, а при большей минерализации хлоридно-натриево-сульфатные.

Хлоридно-натриево-сульфатная гидрохимическая фация преобладает в пустынной зоне и характерна для нее. Однако, как и в степной зоне, здесь имеются и другие гидрохимические фации. Появление их обусловлено разнообразными причинами.

Водоснабжение грунтовыми водами в пустыне возможно за счет наличия песчаных хорошо проницаемых отложений, где соли отмываются раньше, чем в окружающих глинистых отложениях.

В зависимости от состава преобладающих растворенных веществ можно выделить следующие области (В. А. Ковда, 1946).

Наиболее значительна Т у р а н с к а я о б л а с т ь

сульфатно-хлоридных грунтовых вод. К ней относится территория Труранской низменности, а также район террас и дельт Аму-дарьи Сыр-дарьи, долина р. Вахш, низовье рек Мургаб и Теджен, Голодностепская равнина и Ширабадский оазис. Природные условия здесь изменены в результате многовекового орошения.

Прикаспийская область хлоридных гидрохимических фаций грунтовых вод включает Прикаспийскую низменность в низовьях Волго-Урало-Эмбенского междуречья,

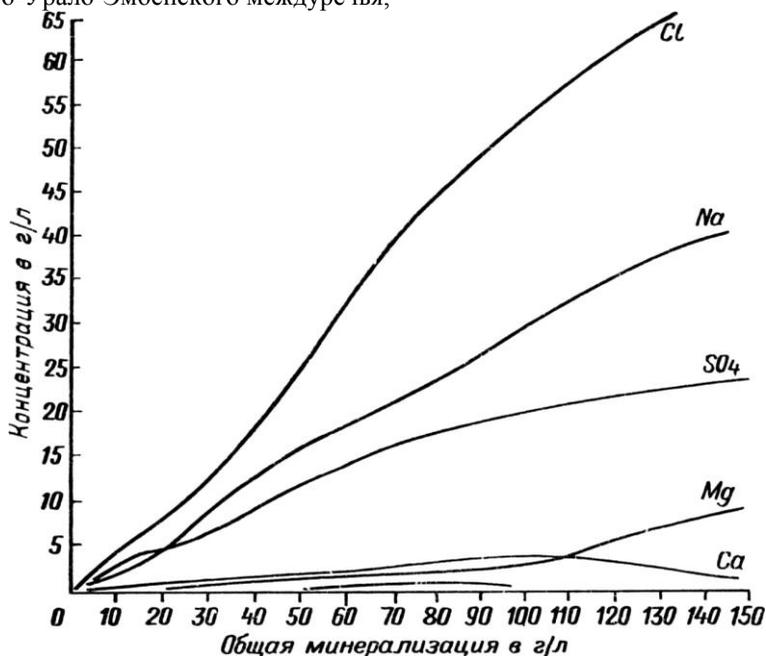


Рис. 5. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями грунтовых вод пустынь и полупустынь (график составлен Р. А. Попковой в 1952 г.)

юго-западную низменную часть Туркмении и низовья рек Атрек и Горган (Иран).

А. И. Силин-Бекчурин (1952) показал, что грунтовые воды постплиоценовых отложений Северного Прикаспия в пределах Прикаспийской синеклизы характеризуются гидрохимической зональностью. Неглубоко залегающие грунтовые воды при движении с севера на юг засоляются под влиянием засушливого Климата. На химическом составе грунтовых вод сказывается и ряд других факторов: микрорельеф, импульверизация солей со стороны моря, разливы рек, капиллярное поднятие солей, подток глубинных вод через соляные структуры и другие.

Гидрохимическая карта, отражая в общем увеличение минерализации с севера на юг, от степей, через сухие степи к полупустыне и пустыне, а также смену вод гидрокарбонатно-кальциево-(магниево)-сульфатных и гидрокарбонатно-кальциево-хлоридных гидрохимических фаций с минерализацией в 1–1,5 г/л, через сульфатно-хлоридно-натриевые воды (с редкими пятнами хлоридно-натриевых и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых [щелочных] вод с минерализацией до 1012 г/л) к хлоридно-сульфатно-магниево-натриевым водам полупустынной зоны с минерализацией до 175 г/л, имеет несколько пестрый вид, за счет роли перечисленных выше факторов. В частности, вблизи рек Волги и Урала развита гидрокарбонатно-кальциевая гидрохимическая фация и в пустынных условиях.

Иранская область хлоридных гидрохимических фаций грунтовых вод приурочена к бессточным впадинам Центрального Иранского нагорья.

К переходной зоне полупустынь и сухих степей относятся области хлоридно-сульфатных грунтовых вод Центрального Казахстана, Ферганской долины, низовьев Зеравшана и дельты Аму-дарьи.

Как и в степной зоне, в зоне пустынь наблюдается уменьшение минерализации в приречных участках и вблизи больших каналов (В. А. Ковда, 1946).

*IX – зона преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций грунтовых вод тропиков и субтропиков.* Материалами по этой зоне автор не располагает.

В горах в области развития кристаллических и метаморфических пород происходит снос продуктов выветривания к подножью. В коре выветривания грунтовые воды приурочиваются к делювиальным шлейфам у подножий хребтов. Гидрохимические фации грунтовых вод характеризуются слабым развитием вертикальной (горной) зоны. Вертикальная зональность проявляется в грунтовых потоках. Грунтовые воды представлены двумя основными разновидностями – грунтовыми потоками и грунтовыми бассейнами. Первые представляют подземный аналог речных вод, вторые – озерных. Однако сходство грунтового потока с рекой заключается только в том, что и здесь и там мы имеем дело с движущимися водами, стекающими из более высоких мест в более низкие. Грунтовой поток отличается по своей приуроченности к пористым породам, по газовому составу и, главное, по распространению на большой площади. Узкие ленты рек – это только поверхностная канализация по пониженным участкам вод коры выветривания и, в основном, грунтовых вод. Само существование рек круглый год возможно именно благодаря развитию грунтовых потоков по всей площади бассейна.

Перемещение грунтовых потоков от водораздела грунтовых вод в долину реки сопровождается ростом минерализации воды.

Рост концентрации на пути грунтового потока может сопровождаться сменой гидрохимических фаций. Для грунтовых потоков может иметь место микроразональность. Гидрохимические карты с площадной характеристикой общей минерализации или отдельных растворенных компонентов позволяют определить направление грунтового потока. Такие карты, составленные автором для г. Молотова, показали в районе Молотовского университета наличие двух грунтовых потоков, имеющих водораздел на второй камской террасе: поток к р. Каме и поток к ее притоку р. Данилихе. При этом гидрокарбонатно-кальцевая гидрохимическая фация вблизи водораздела грунтовых вод сменилась ниже сульфатно-кальцево-хлоридной, а еще ниже – хлоридно-кальцево-сульфатной.

Протяженность грунтовых потоков определяется расстоянием от водораздела до речной долины и зависит от разветвленности речной сети. Она в большинстве случаев меньше, чем у рек, и потому грунтовые потоки, развитые в пределах одной зоны гидрохимических фаций, сменяют на своем пути меньше гидрохимических фаций.

В степной полосе мы имеем менее минерализованные воды под крупными блюдцами, в самых верховьях балок и питающих их отвершков, а далее минерализация растет по грунтовому потоку (К. И. Лисицын, 1927; Г. Н. Высоцкий и П. К. Фальковский, 1933; И. И. Трофимов, 1951).

Примером смены в грунтовом потоке сульфатных гидрохимических фаций хлоридными может явиться Мильская степь (В. А. Приклонский, 1930). Наиболее интересные примеры смены гидрохимических фаций, являющихся стадиями формирования минерализации грунтовых вод, приводит В. А. Ковда (1946). Он выделяет четыре стадии вод: 1) силикатно-карбонатных, 2) сульфатно-карбонатных, 3) хлоридно-сульфатных, 4) сульфатно-хлоридных. В первой стадии выпадают кремнезем и известь; во второй стадии – кремнезем, известь, гипс; в третьей стадии, кроме кремнезема, извести, доломита, гипса, выпадает сульфат натрия.

Для субэразальных дельт и подгорных конусов выноса Средней Азии наблюдается следующая смена гидрохимических фаций: мало минерализованные сульфатно-гидрокарбонатно-кальцевые → сильно минерализованные сульфатно-хлоридные → наиболее концентрированные хлоридно-сульфатно-натриево-магниевые.

А. И. Силин-Бекчурин (1952) для Прикаспийской низменности выделяет следующие генетические типы грунтовых вод, являющиеся стадиями минерализации: 1) гидрокарбонатно-щелочноземельные воды с хлоридами и сульфатами с предельной минерализацией 1–1,5 г/л; 2) сульфатно-хлоридно-натриевые воды с предельной минерализацией 10–12 г/л; 3) хлоридно-сульфатно-магниевые воды с предельной минерализацией 175 г/л.

Грунтовые бассейны являются более редкими образованиями. На водораздельном плато рек встречаются грунтовые бассейны, которые сочетаются с грунтовыми потоками, вытекающими из первых. В почти неподвижной нижней части грунтового бассейна вода может быть иного состава, чем в верхней подвижной. Такие условия характерны для зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций грунтовых вод. В засушливых районах зоны преобладания сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций в пониженных местах имеют место грунтовые бассейны. Стекающая в них с более высоких мест вода испаряется и приобретает минерализацию более 10 %. Такие явления известны для Мильской степи (В. А. Приклонский, 1930) и Притеречного района Северного Кавказа (А. Г. Давыдов, 1936).

Таким образом, распространение гидрохимических фаций на Земле подчиняется двум законам: закону широтной зональности и закону микрозон. Последний в 1947 г. нами был сформулирован так: при слабом\* расчленении рельефа гидрохимические фации грунтового потока располагаются в виде небольших вертикальных полос, или зон.

Из этих двух законов вытекает третий – закон аналогии рядов, гидрохимических фаций. Гидрохимические фации грунтовых вод закономерно сменяют одна другую в зависимости от концентрации в горизонтальном (широтные зоны континентов) и вертикальном (вертикальные микрозоны) направлениях. Состав грунтовых вод может изменяться не только в горизонтальном направлении, но и по вертикали. Это имеет место в засушливых областях в районах развития хлоридно-натриевых гидрохимических фаций (рассолов) среди грунтовых вод. На наличие такого явления в той же Мильской степи указывает В. А. Приклонский (1930). Менее минерализованные воды расположены в верхней части грунтовых вод после обильного выделения осадков. Испарение не может, наоборот, увеличить концентрацию вблизи зеркала грунтовых вод.

В. И. Кунин (1948) для Каракумов установил наличие внутри грунтового испарения, в результате которого верхняя зона грунтовых вод, достигающая местами нескольких метров мощности, характеризуется большей минерализацией, чем основная.

Глубина зеркала грунтовых вод, для которых установлено повышенное засоление, составляет около 40 м. Водовмещающая толща состоит из песков и поэтому литология не может отразиться на различии химического состава вод. Благодаря ничтожному количеству осадков это явление нельзя объяснить приносом солей из вышележащих толщ.

В результате откачки в колодцах не только снижалась минерализация, но и изменялась гидрохимическая фация. Приведем соответствующие данные:

|               | Восточные Каракумы,<br>шурф |                                       | Долина Западного Узбоя,<br>колодец |                          |
|---------------|-----------------------------|---------------------------------------|------------------------------------|--------------------------|
|               | сухой<br>остаток,<br>в г/л  | гидрохимическая<br>фация              | сухой<br>остаток,<br>в г/л         | гидрохимическая<br>фация |
| До откачки    | 3,51                        | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na | 5,12                               | Cl-Na-SO <sub>4</sub>    |
| После откачки | 0,94                        | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca | 1,55                               | HCO <sub>3</sub> -Cl-Na  |

Подобное явление наблюдалось также в буровых скважинах и колодце в долине Западного Узбоя, где в глубине воды были менее минерализованы (в г/л), чем в верхней части.

|               | Скважины |      |      |      | Колодец |
|---------------|----------|------|------|------|---------|
|               | 1        | 2    | 3    | 4    |         |
| Верхняя часть | 1,63     | 3,31 | 2,00 | 1,56 | 5,12    |
| Нижняя часть  | 0,76     | 2,43 | 0,98 | 1,14 | 1,55    |

Грунтовый поток в районе Б. Балхана характеризовался таким же явлением (минерализация в г/л).

| Скважины      | 1    | 2    | 3    | 4    | 5    | 6    | 7     |
|---------------|------|------|------|------|------|------|-------|
| Верхняя часть | 5,53 | 2,70 | 2,37 | 2,31 | 2,64 | 3,56 | 12,10 |
| Нижняя часть  | 2,60 | 1,94 | 2,20 | 20,6 | 2,20 | 2,30 | 2,56  |

Как в Западном Узбое, так и в районе Б. Балхана по вертикали изменяется не только сухой остаток, но часто и гидрохимическая фация. Основная вода грунтового потока также гидрохимически неоднородна – в нижней части минерализация больше. Так, в районе Чарджоу на подпойменной террасе содержание хлора и гидрокарбонатного иона изменялось с глубиной следующим образом:

| Глубина взятия пробы,<br>в м | Хлор,<br>в г/л | Гидрокарбонатный ион,<br>в г/л |
|------------------------------|----------------|--------------------------------|
| 11,00                        | 1,91           | 0,35                           |
| 12,00                        | 2,37           | 0,33                           |
| 16,00                        | 3,64           | 0,36                           |
| 18,47                        | 4,12           | 0,18                           |
| 19,00                        | 3,94           | 0,32                           |
| 21,32                        | 6,08           | 0,34                           |
| 38,52                        | 7,76           | 0,32                           |

В долине Западного Узбоя грунтовый поток имеет три различные зоны: верхнюю засоленную (глубины: 4,3–9,3–12,3 м), среднюю пресную (глубины: 12,3–18,3–21,3 м) и нижнюю соленую (глубины: 21,3–38,5 м). Образование нижней зоны В. Н. Кунин объясняет опусканием вод большого удельного веса и уменьшением скоростей движения потока.

В Средней Азии в песчаной пустыне и районе останцовых Каракумов наблюдаются линзы пресной воды, залегающие на соленой, относящейся к хлоридно-натриевой гидрохимической фации. Особенно ярко вертикальная зональность проявляется на морских побережьях и песчаных островах в зоне избыточного увлажнения, где в одном колодце вверху находится слабо минерализованная инфильтрировавшая вода гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, а ниже – морская вода хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации.

Наличие вертикальной микрizonaльности обуславливает возможность водоснабжения пресными грунтовыми водами в зонах развития сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций.

Влияние населенных пунктов на химический состав грунтовых вод изучено слабо. Объясняется это тем, что обычные анализы, производимые санитарно-гигиеническими лабораториями, недостаточно полны и не позволяют определить гидрохимический облик вод, или гидрохимическую фацию. Анализы грунтовых вод г. Молотова, произведенные в январе 1944 г. М. Г. Обориной, позволили установить еще одну гидрохимическую фацию – нитратную, которая характеризуется преобладанием среди растворенных веществ иона  $\text{NO}_3$  (табл. 35).

Таблица 35

**Содержание нитратов в грунтовых водах г. Молотова, в мг/л**

(по М. Г. Обориной)

| Гидрохимическая фация                          | Сухой остаток, в мг/л | $\text{NO}_3$ | $\text{NO}_2$ | $\text{NH}_3$ | Cl    | $\text{SO}_4$ |
|--|-----------------------|---------------|---------------|---------------|-------|---------------|
| $\text{NO}_3$ -Ca-Cl                           | 1344,8                | 458,80        | –             | 0,255         | 200,8 | 77,65         |
| $\text{NO}_3$ - $\text{HCO}_3$ -Ca             | 1976,0                | 424,72        | 26,280        | 12,600        | 140,0 | 200,60        |
| $\text{NO}_3$ -Cl- $\text{HCO}_3$              | 1610,5                | 318,40        | 2,160         | 0,288         | 277,0 | 124,80        |
| $\text{NO}_3$ - $\text{SO}_4$ - $\text{HCO}_3$ | 808,8                 | 154,80        | 0,914         | 0,169         | 48,0  | 102,07        |
| $\text{NO}_3$ - $\text{SO}_4$ -Ca              | 799,2                 | 114,60        | следы         | 0,742         | 23,0  | 128,69        |
| Cl- $\text{NO}_3$ -Ca                          | 2261,6                | 367,12        | 3,284         | 1,350         | 374,0 | 218,15        |

Высокое содержание нитратов в грунтовых водах имеет место на восточном склоне Урала, в Заволжье и в других районах европейской части СССР (П. Н. Диатропов, 1922; Ф. В. Котлов, 1947; Г. А. Максимович, 1936, 1937; Ф. П. Саваренский, 1931; А. Н. Семихатов, 1934; И. Р. Хецров, 1937 и др.).

Таким образом, в районах людских поселений в грунтовых водах наблюдается наибольшая концентрация нитратов, которая

обуславливает появление нитратной гидрохимической формации. За счет загрязнения грунтовых вод в зоне преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций образуется не только нитратная гидрохимическая формация, но и хлоридная. Так, в г. Мологе грунтовые воды относятся к хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации, а минерализация составляет 0,15 % (Е. И. Сомов, 1939).

Гидрохимические фации изменяются не только в пространстве, но и во времени, что также зависит от условий питания и испарения. Изменение во времени более вероятно в районах развития сульфатных гидрохимических фаций. Реже оно бывает в зоне преобладания гидрокарбонатных гидрохимических фаций, а также в пустынной зоне. Речь идет об изменениях в течение года по сезонам и по многолетним периодам. С изменением климатических условий границы зон гидрохимических фаций перемещаются. Большую роль играет деятельность человека.

Режим грунтовых вод лесостепной и степной полос европейской части СССР там, где развиты покровные породы лёссовой группы, как показали исследования Г. Н. Высоцкого (1933), К. И. Лисицына (1927) и И. И. Трофимова (1951), весьма своеобразен. Питание грунтовых вод происходит не на всей территории, а только в разнообразных понижениях, ложбинах. Просочившаяся с поверхности вода достигает грунтовых вод и стекает в виде грунтового потока. На степных участках вне ложбин атмосферные осадки только промачивают покровные лёссы на глубину до 0,6 м. Такое увлажнение наблюдалось на Тимашевском участке во влажный 1941 г., когда в апреле – мае выпало 188 мм осадков. Между зеркалом грунтовых вод и зоной промокания находится «мертвая зона иссушения».

Под питающими грунтовые воды понижениями находятся бугры», или «куполы», грунтовых вод. Благодаря длительному вымыванию солей из лёссов воды здесь сравнительно слабо минерализованы. По мере удаления от этих локальных областей питания вниз по грунтовому потоку минерализация растет. Под новыми постройками также происходит подъем уровня грунтовых вод («куполы»), увеличивающийся из года в год. Это связано с уменьшением испарения и поверхностного стока, а также с инфильтрацией вод.

Знание зональных гидрохимических фаций грунтовых вод, микрizonaльности грунтовых потоков и различных факторов, Влияющих на их состав, имеет большое практическое значение, так как при проектных работах оно дает ориентировочное представление о химическом составе подземных вод районов, по которым нет аналитических данных.

Дальнейшей задачей является изучение приуроченности к различным гидрохимическим фациям второстепенных растворенных компонентов, газов и органического вещества.

---

## Глава четвертая

### ХИМИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ РЕЧНЫХ ВОД<sup>1</sup>

Наземные воды должны чрезвычайно резко (и закономерно) отражать географические пояса не только в общих чертах, но и в более углубленном подразделении.

*В. И. Вернадский.*

Ежегодно реки несут к своим устьям 37000 км<sup>3</sup> воды, из которых 36300 в океан и 700 км<sup>3</sup> в бессточные области. Вся эта вода, будучи равномерно распределена по поверхности континентов, покрывает их слоем в 0,249 м (М. И. Львович, 1945). Реки – одна из наиболее динамичных частей гидросферы. Речная вода представляет весьма сложный многокомпонентный раствор, состав которого изменяется во времени и пространстве. Одним из результатов деятельности рек является химическая денудация. По подсчетам Ф. А. Кларка (1910, 1924), в результате выноса реками растворенных веществ в Мировой океан земная поверхность понижается на 1 м в 100000 лет, или на 0,01 мм в год.

Состав речных вод весьма изменчив. На одном и том же участке русла состав растворенных веществ меняется в течение суток, в течение года и по многолетним периодам. Многочисленные примеры приведены в работах С. В. Бруевича (1931), О. А. Алекина (1948, 1949) и других. Наблюдаются и непериодические изменения, которые часто вызваны деятельностью человека, например спуском химическим предприятием сточных вод в реку. Однако, несмотря на изменение химического состава растворенных веществ во времени, каждому участку реки свойственны свои особенные, специфические физико-химические условия формирования вод. Несмотря на изменения в известных пределах состава в течение года, большинство рек все же характеризуется преобладанием каких-либо одних растворенных веществ для каждого участка своего русла. Растворенные вещества могут быть представлены как ионами, так и коллоидами. В результате большие реки можно разделить на участки, для каж-

---

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Гидрохимические фации речных вод и их зональность. Доклады АН СССР. т. 37, № 5–6, 1942 и Г. А. Максимович. Гидрохимические фации речных вод и их зональность. Известия Всес. Географ. общ., т. 75, вып. 1, 1943. Здесь публикуется с исправлениями и значительными дополнениями.

дого из которых, несмотря на изменение концентрации и химического состава, типично преобладание определенных растворенных веществ. Это преобладание сохраняется довольно долго и изменяется при смене условий.

Изменение состава преобладающих растворенных веществ в речной воде, от истоков до устья одной и той же реки, заставило автора в 1942 г. ввести понятие о гидрохимических фациях рек. Под гидрохимической фацией для рек подразумевается такой участок русла, воды которого на всем протяжении характеризуются одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяющимися по преобладанию одних растворенных веществ (ионов, коллоидов). Определяется гидрохимическая фация рек по принятому методу.

Гидрохимические фации объединены в группы, или гидрохимические формации, по преобладающему растворенному компоненту. Для рек установлено шесть гидрохимических формаций: кремнеземная, гидрокарбонатная, сульфатная, натриевая, хлоридная и кальциевая, имеющая малое значение.

На основании многочисленных химических анализов речных вод, опубликованных в литературе, список которой приведен в конце книги, было выделено 66 гидрохимических фаций речных вод, сведенных в табл. 36.

Приведенные данные о содержании растворенных веществ для различных гидрохимических фаций показывают зависимость преобладания тех или иных веществ от концентрации. Кремнезем вследствие малой растворимости может преобладать только в очень слабо концентрированных водах. При увеличении минерализации преобладающим становится карбонат кальция. При дальнейшем росте концентрации карбонат кальция отходит на второй план и преобладающим становится сульфат кальция. Наконец, в наиболее концентрированных водах может преобладать только наиболее растворимый хлористый натрий. Диаграммы, иллюстрирующие это для рек, были составлены в 1942 г., а опубликованы позднее (Г. А. Максимович, 1950). Таким образом, одним из факторов, определяющих химический состав природных водных растворов, является концентрация. Обычно же считалось, что состав речных вод, этих сложных многокомпонентных растворов, зависит в основном только от характера пород. Развитых в бассейне реки (В. А. Сулин, 1935; А. С. Уклонский, 1925, 1938; Ф. В. Кларк, 1910, 1924; В. Линдгран, 1938). Этому, несомненно, способствует практика пересчета гидрохимических материалов по Х. Стеблеру (1911) и Ч. Пальмеру (1911), благодаря которой, если не выпадает из поля зрения, то затемняется такой важный фактор, как концентрация.

В. И. Вернадский (1933–1936), учитывавший газовый состав, органическое вещество и коллоиды, рассматривает концентрацию слишком укрупненно. Он делит речные воды как одну из разновидностей природных вод на пресные, соленые и рассолы.

## Гидрохимические фации речных вод

| Гидрохимические фации | Гидрохимические фации                              | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки   |
|-----------------------|--|-----------------------------|--|----------------|---|
| 1                     | 2  | 3                           | 4  | 5              | 6   |
| SiO <sub>2</sub>      | SiO <sub>2</sub> -Cl-Na                            | 17                          | 1  | 1              | Эгер у истока (бассейн Эльбы)   |
|                       | SiO <sub>2</sub> -Cl-Ca                            | 17                          | 1  | 1              | Заале у истока (бассейн Эльбы)  |
|                       | SiO <sub>2</sub> -SO <sub>4</sub> -CO <sub>3</sub> | 30                          | 1  | 1              | Ильц (бассейн Дуная)  |
|                       | SiO <sub>2</sub> -CO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> | 13–47                       | 2  | 2              | Исток Эльбы, Эрлау (бассейн Дуная)  |
|                       | SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca             | 38–212                      | 17   | 282            | Коспаш (бассейн Камы), Луара, Амазонка, Уругвай, реки Индии, Британской Гвианы и штатов Джорджия, Орегон, Вашингтон, Каролина, Уайоминг (США) |
|                       | SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na             | 16–73                       | 14   | 254            | Исток Эльбы, Ла-Плата, реки Британской Гвианы и штатов Джорджия и Вирджиния (США)   |
|                       | SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl             | 98                          | 1  | 1              | Парана  |
| Итого                 | 7 гидрохимических фаций                            | 13–212                      | 37   | 542            |   |
| Ca                    | Ca-SO <sub>4</sub> -Mg                             | 21                          | 1  | 1              | Малка (Северный Кавказ)   |
|                       | Ca-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub>               | 91–532                      | 4  | 4              | Фортанга (Северный Кавказ), Сыр-Дарья, Чусовая, Одер у Бреслава (высокое стояние воды)  |
|                       | Ca-SO <sub>4</sub> -Na                             | 114                         | 1  | 1              | Терек   |
|                       | Ca-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>               | 104–65                      | 6  | 6              | Гехи, Акташ, Рошня, Сулак, Терек (Северный Кавказ), Чусовая   |
|                       | Ca-HCO <sub>3</sub> -Cl                            | 124                         | 1  | 1              | Печора (у Усть-Цильмы)  |
| Итого                 | 5 гидрохимических фаций                            | 21–655                      | 13   | 13             |   |

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                               | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки  |
|--------------------------|---|-----------------------------|--|----------------|--|
| 1                        | 2   | 3                           | 4  | 5              | 6  |
| HCO <sub>3</sub>         | HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -Fe              | 45                          | 1  | 1              | Вайни (Британская Гвиана)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -Na              | 57                          | 1  | 1              | Кенфир (Северная Каролина)   |
|                          | HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -Ca              | 37–170                      | 26   | 462            | Вишера, Язьва, Косьва (бассейн Камы), Эбетем (Сибирь), Луара, Гаронна, Голубой Нил, притоки Амазонки и Дуная, реки Швеции, штатов Орегон, Вашингтон, Алабама, Вирджиния (США)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -SO <sub>4</sub> | 39–180                      | 6  | 76             | Винновка (Восточный Урал), реки Явы, штатов Орегон, Вашингтон, Калифорния (США)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -SiO <sub>2</sub> | 99–121                      | 2  | 38             | Пекасионгат(Ява) и Иоки ма (штат Вашингтон)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Ca-SiO <sub>2</sub>               | 24–254                      | 28   | 292            | Кама и реки ее бассейна (Коса, Кондас, Иньва, Обва, Косьва, Горелая, Коспаш, Восточный Кизел, Сухой Кизел, Половинка), Эбетем, Сена и Ду (Франция), реки Швеции, Рейн, Юкон, Миссисипи, реки Калифорнии, Канзас (Кентукки), реки штата Вашингтон |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Na-SiO <sub>2</sub>               | 153–174                     | 3  | 4              | Белый Нил, Туки (штат Невада), Ана (штат Орегон)   |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Mg-SO <sub>4</sub>                | 58                          | 1  | 1              | Караста  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Ca-Na                             | 19–886                      | 24   | 29             | Вятка, Чепца, Столбовка, Иньва, Иж (бассейн Камы), Ветлуга, Нерль, Цна, Шуя, Западная Двина, Мета, Великая, Инуть, Южный Буг, Хорол, Бурульга, Луг-Нич (Ирландия), две реки Швеции, одна река Аляски, Миссисипи, Рио-Примеро (Аргентина)         |

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки   |
|--------------------------|--------------------------------------|-----------------------------|--|----------------|---|
| 1                        | 2                                    | 3                           | 4  | 5              | 6   |
| HCO <sub>3</sub>         | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub> | 20-703                      | 155  | 1 035          | Кама и реки ее бассейна (Большой Кизел, Сухой Кизел, Восточный Кизел, Южный Кизел, Косая, Половинка, Ивановка, Коспаш, Усьва, Косьва, Левиха, Вишера, Чусовая, Колва, Койва, Вятка, Чепца, Сюзьва, Б. Ласьва, Белая, Уфа, Ай), Волга с притоками (Сура, Пекша, Мокша, Клязьма, Обнора, Кострома, Ки нешма, Шексна, Ока, Осетр), Индигирка, Лена, Обь, Северная Двина с притоками, Уса, Волошка, Монча, Пега, Тулома, Нева, Дон, Медведица, Северный Донец, Днепр с притоками (Припять, Горынь, Гнилопять, Десна), Болва, Днестр, Южный Буг, Урал, реки Крыма, Сухой Хобль, Курджипс, Белая, Пшеха, Питт (Северный Кавказ), Вистула, Эльба, Рейн, Майн, Рона, Маас, Дуро, Темза, Фирис (Швеция), Нил (нижнее течение), реки Канады, Ред-ривер, Юкон, Танака, Копер-ривер, Стикин, Колумбия, Лост, Русиан-ривер, Сан-Габриель, Санта Анна, Айова, Цедер, Каскадная, Рокривер, Иллинойс, Арканзас, Миссисипи |

## Продолжение

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации   | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки   |
|--------------------------|-------------------------|-----------------------------|--|----------------|---|
| 1                        | 2                       | 3                           | 4  | 5              | 6   |
| HCO <sub>3</sub>         | HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl | 25–1222                     | 42   | 80             | Кама и реки ее бассейна (Вишера, Колва, Б. Кизел, Левиха, Вятка), Ловать, Шелонь, Цильма, Тетерев, Нева, Шуя, Мезень, Печора, Лена, Индигирка, Дон, Б. Ик, Хорол, Днестр, Пясины, Мокрая Буйвола (бассейн Кубани). Кума (Кавказ), Дин (Шотландия), Нил (Африка), Вебер (штат Юта)   |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Na-Ca | 27–174                      | 4  | 6              | Свирь, Кларельф (Швеция), Белый Нил, реки Аляски  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg | 95–884                      | 67   | 108            | Реки бассейна Камы (Опаленная, Моховатка, Восточный Кизел, Теплушка, Обва, Коса, Кусья, Вятка, Черная, Поломка), Ока с притоком Нара, Мета с притоками, Верхняя Волга с притоками (Вага, Молота, Тверда), притоки Онеги, притоки Северной Двины, реки, впадающие в Чудское озеро, Неман с притоками, реки Эстонии, бассейн р. Свирь, Западная Двина с притоками, Днепр с притоками, бассейн Десны, притоки Днестра, притоки Южного Буга, Салгир, Зуя, реки США (Лост, Рок-ривер, Сити-Крик, Бер), Вилс (бассейн Дуная), Миссисипи |

## Продолжение

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                 | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки   |
|--------------------------|---------------------------------------|-----------------------------|--|----------------|---|
| 1                        | 2                                     | 3                           | 4  | 5              | 6   |
| HCO <sub>3</sub>         | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 24–1270                     | 128  | 600            | Кама и реки ее бассейна (Большой Кизел, Восточный Кизел, Леви ха Чусовая, Гайва, Сын, Ласьва, Сылва, Белая), Ай, Юрезань, Сакмара, Суундук (Урал), Волга, Ока с притоками, Сура, Кострома, Клязьма, Прут, Днестр, Калюс, Южный Буг, Ингул, Днепр, Суджа, Ворскла, Мокрая Сура, Конская, Ингулец, реки Крыма, Мокрая Волновоха, Кагальник, Дон с притоками (Медведица, Хопер, Северный Донец и др.), Кума, Черек, Сулак, Баксан, Зеленчук, Кубань, Малка, Шаудон, Терек, Сунжа, Северная Двина с притоками, Онега, Темир, Аму-дарья, Исфайрам, Ангара, Майн, Заале, Аргентина, Ассинобой и Саскачеван (Канада), Салинас (Калифорния), Миссисипи, приток Колорадо, Снак, Канзас, реки штатов Уисконсин, Айова, Пенсильвания, Идахо, Небраски, Миннесоты, НьюЙорка (США) |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Ca                  | 308–412                     | 4  | 4              | Аян-Дере, Демерджи, Учансу, Узунджи (Крым)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl | 239–1599                    | 15   | 16             | Кама, Северная Двина, Ингулец, Северный Донец, Калитва, Кальмиус, Бузулук, Б. Кумак, Урал, Тананык, Кучук, Кулунда, Аму-дарья   |

| Гидрохимические фации | Гидрохимические фации                 | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки   |
|-----------------------|---------------------------------------|-----------------------------|--|----------------|---|
| 1                     | 2                                     | 3                           | 4  | 5              | 6   |
| HCO <sub>3</sub>      | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Na | 117–1086                    | 14   | 52             | Березовая, Суундук (Урал), Урал, Торгуй, Быстрая, Калитва, Каменка, Лозовая, Северный Донец, Карамыш, Ворона, Аму-дарья, Сунжа, Овей (США)                          |
|                       | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Mg | 337                         | 1  | 1              | Сунжа   |
|                       | HCO <sub>3</sub> -Na-Cl               | 74–973                      | 3  | 3              | Белозерка (Днепр), Кума, Черная   |
|                       | HCO <sub>3</sub> -Na-SO <sub>4</sub>  | 153–637                     | 5  | 5              | Дон, Мартанка (Северный Кавказ), Овен (Калифорния), Туки, Вальк (Невада)  |
|                       | HCO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 77–828                      | 18   | 93             | Кама и реки ее бассейна (Вишера и др.), Северная Двина, Лена, Омка, Дон, Кума, Пура, Колорадо, Ухтривер (штат США Индиана), Огден (штат США Юта)                    |
|                       | HCO <sub>3</sub> -Cl-Na               | 57–992                      | 21   | 34             | Пальта, Вишерка (бассейн Камы), Бузулук, Алтата, Урал, Малый Узень, Большой Иргиз, Малый Иргиз, Еруслан, Шуя, Нева, Шелакса, Дерикойка (Крым), Лена, Лодьма, Печора |
|                       | HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub>  | 480–1409                    | 12   | 14             | Ухта, Дон, Северный Донец, Волчья, Козак, Торец, Айдар, Гнилой Еланец, Иловля, Еруслан и др.  |
| Итого                 | 23 гидрохимические фации              | 19–1599                     | 581  | 2955           |   |

Продолжение

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                               | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки  |
|--------------------------|---|-----------------------------|--|----------------|--|
| 1                        | 2   | 3                           | 4  | 5              | 6  |
| SO <sub>4</sub>          | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> | 48                          | 1  | 38             | Андроскогин (США)  |
|                          | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na               | 186–2842                    | 20   | 25             | Орь, Орел, Мокрая Волноваха, Южный Бейсуток, Цымла, Темерник, Большой Егорлык, Белая, Кундрючья, Дон, Мартан, Джау (Крым), Уруп, Кума, Синюха (бассейн Кубани), Уил – рукав Карасай (Казахстан), Сыр-Дарья, Рио Фрио (Чили)  |
|                          | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl               | 311–1555                    | 15   | 15             | Кальмиус, В. Терса, Соленая, Бык, Большая Терновка, Кривой Торец, Клебань, Бык, Крынка, Съезжая, Кучук, Бурла, Кума, Темир, Аму-дарья  |
|                          | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca               | 59–1831                     | 46   | 283            | Кама и реки ее бассейна (Чусовая, Сылва, Кось ва, Сухой Кизел, Сын, Черная, Малая Ласьва), Волга, Ток, Б. Кинель, Медведица, Темерник, Лозовая, Кальчик, Лугань, Берда, Самарли, Курдюм, Молочная, Кальмиус, Крынка, Моша, Дон, Малко, Баксан, Черек, Сунжа, Алды, ЧантыАргун (Северный Кавказ) Кабакташский (Крым), Аму-дарья, Сыр-Дарья, Эльба, Везер, Нельсон (Канада), Миссури с притоками, реки Небраски, Новой Мексики, Калифорнии (США) |

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки  |
|--------------------------|--------------------------------------|-----------------------------|--|----------------|--|
| 1                        | 2                                    | 3                           | 4  | 5              | 6  |
| SO <sub>4</sub>          | SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub> | 81–1775                     | 24   | 114            | Кама и реки ее бассейна (Пальта, Черная, Чусовая, Большой Кизел), Кулой, Курдюм, Обиточная, Берда, Белка, Сунжа, Шаро-Аргун, Асса, Терек (Кавказ), Сыр-Дарья, Мононгелло, Альтмулт, Фирис (Швеция), Колорадо, Огайо, Потомак |
|                          | SO <sub>4</sub> -Ca-Na               | 664–2412                    | 4  | 39             | Малая Ласьва (бассейн Камы), Колорадо (США), Санта-Мария (Калифорния), Арканзас  |
|                          | SO <sub>4</sub> -Mg-Cl               | 236                         | 1  | 1              | Алма (Крым)  |
|                          | SO <sub>4</sub> -Ca-Cl               | 268–523                     | 3  | 4              | Кама, Кулой, Аму-дарья, Аксай (Кавказ)   |
|                          | SO <sub>4</sub> -Ca-Mg               | 878                         | 1  | 1              | Аксай (Кавказ)   |
|                          | SO <sub>4</sub> -Cl-Ca               | 356–2665                    | 6  | 7              | Кама и реки ее бассейна (Черная и др.), Есауловский Аксай, Аму-дарья, Колорадо (Аргентина)   |
|                          | SO <sub>4</sub> -Cl-Na               | 421–14950                   | 20   | 128            | Кама (март), Вишерка (бассейн Камы), Конская, Кичик, Сал, Аму-дарья, Атрек (Азия), Шелиф (Алжир), Северная Плата (штат Небраска), Канзас, Пекос, Рио-Гранде, Колорадо, РиоСаладилло (Аргентина)                              |
|                          | SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub> | 1145–3140                   | 5  | 5              | Кальмиус, Средний Егорлык, Большой Иргиз, Темир, Эмба, Бурла   |
|                          | SO <sub>4</sub> -Na-HCO <sub>3</sub> | 642–5064                    | 7  | 11             | Кагальник, Ея, Куго-Ея, Челбас, Ярыксу, Щура-Озень, Манас (Кавказ)   |

Продолжение

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                 | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки   |
|--------------------------|---------------------------------------|-----------------------------|--|----------------|---|
| 1                        | 2                                     | 3                           | 4  | 5              | 6   |
| SO <sub>4</sub>          | SO <sub>4</sub> -Na-Ca                | 535–2935                    | 5  | 64             | Самарли, Кока-Озень, Джанга-Кулагай, Аргун (Кавказ), Арканзас   |
|                          | SO <sub>4</sub> -Na-Cl                | 1898–7298                   | 4  | 8              | Большой Егорлык, Средний Егорлык, Сал, Тумузловка (бассейн Кумы)  |
| Итого                    | 15 гидрохимических фаций              | 46–14950                    | 162  | 743            |   |
| Na                       | Na-HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> | 75–119                      | 1  | 3              | Эбетем  |
|                          | Na-HCO <sub>3</sub> -Ca               | 97–246                      | 2  | 2              | Днестр, Эбетем  |
|                          | Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>  | 394–946                     | 3  | 5              | Б. Кинель, Сунжа, Уллу-Чай (Кавказ)   |
|                          | Na-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub>  | 481–1166                    | 7  | 11             | Б. Кинель, Боровка, Гехи, Рубас-Чай, Хола-Гарк, Губден-Озень (Кавказ)   |
|                          | Na-SO <sub>4</sub> -Cl                | 688                         | 1  | 1              | Кама  |
|                          | Na-Cl-HCO <sub>3</sub>                | 647                         | 1  | 1              | Пальта (бассейн Камы)   |
| Итого                    | 6 гидрохимических фаций               | 75–1166                     | 15   | 23             |   |
| Cl                       | Cl-Ca-HCO <sub>3</sub>                | 130–187                     | 1  | 2              | Кама  |
|                          | Cl-Ca-Mg                              | 606                         | 1  | 1              | Кальмиус  |
|                          | Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>  | 177–2408                    | 9  | 49             | Кама, Пальта (бассейн Камы), Казенный, Торец, Ташенок, Кума, М. Узень, Башкиргиз (Крым), Сан-Жакин (Калифорния) |
|                          | Cl-HCO <sub>3</sub> -Ca               | 382                         | 1  | 1              | Пальта (бассейн Камы)   |

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                | Общая минерализация, в мг/л | Количество рек, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Реки и районы, где протекают эти реки  |
|--------------------------|--------------------------------------|-----------------------------|--|----------------|--|
| 1                        | 2                                    | 3                           | 4  | 5              | 6  |
| Cl                       | Cl-HCO <sub>3</sub> -Na              | 65–1444                     | 6  | 8              | Кама, Лодьяма, Печора, Кума, Эмба, Бер-ривер (штат США Юта)  |
|                          | Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> | 213–2627                    | 10   | 10             | Кама, М. Узень, Белая Куба, Соленая Куба, Средний Егорлык, Ворскла, Карповка, Маянки, Уил, Эмба  |
|                          | Cl-SO <sub>4</sub> -Na               | 202–11816                   | 9  | 40             | Редикорка (бассейн Камы), Мокрая Буйвола, Соленая Куба, Аму-дарья, Бразос (штат Техас), Рио-де-Лос-Папагайос (Аргентина), Иордан (штат США Юта)  |
|                          | Cl-SO <sub>4</sub> -Ca               | 522–2492                    | 2  | 2              | Кама, Ташенок  |
|                          | Cl-Na-HCO <sub>3</sub>               | 547–7700                    | 8  | 8              | Вишерка (бассейн Камы), Пальта, Безымянная, Лодьяма, Болонка, Ингулец, Соленая Куба, Иордан (Палестина)  |
|                          | Cl-Na-SO <sub>4</sub>                | 108–108250                  | 15   | 137            | Аму-дарья, Белая Куба, Соленая Куба, Эмба, Б. Иргиз, Шелиф (Алжир), реки штатов Арканзас, Колорадо и Канзас, Уил (рукав Джарфишке), Рио-Саладилло (Аргентина), Сагиз (Тас-Кичу), Сагиз (Кин-Бай) |
|                          | Итого                                | 10 гидрохимических фаций    | 65–108250  | 62             | 258  |
| Всего                    | 66 гидрохимических фаций             | 13–108250                   | 870  | 4535           |  |

О. А. Алекин (1948) по величине минерализации воды подразделяет реки на четыре группы:

- реки с водой малой минерализации (до 200 мг/л);
- реки с водой средней минерализации (200–500 мг/л);
- реки с водой повышенной минерализации (500–1000 мг/л);
- реки с высокой минерализованной водой (> 1000 мг/л).

Если взять основные ведущие гидрохимические фации речных вод, то изменение преобладающих компонентов с ростом концентрации будет следующее (табл. 37):

Таблица 37

| Гидрохимические фации                  | Количество рек с данной фацией | Число анализов | Минерализация, в мг/л |
|--|--------------------------------|----------------|-----------------------|
| SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na | 14                             | 254            | 16–73                 |
| SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca | 17                             | 282            | 38–212                |
| HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -Ca | 26                             | 462            | 37–170                |
| HCO <sub>3</sub> -Ca-SiO <sub>2</sub>  | 28                             | 292            | 24–254                |
| HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl                | 42                             | 80             | 25–1222               |
| HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>   | 155                            | 1035           | 20–703                |
| HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg                | 67                             | 108            | 95–884                |
| HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca  | 128                            | 600            | 24–1270               |
| SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca  | 46                             | 283            | 59–1831               |
| SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>   | 24                             | 114            | 81–1775               |
| SO <sub>4</sub> -Ca-Na                 | 4                              | 39             | 664–2412              |
| SO <sub>4</sub> -Cl-Na                 | 20                             | 128            | 421–14950             |
| Cl-SO <sub>4</sub> -Na                 | 9                              | 40             | 202–11816             |
| Cl-Na-SO <sub>4</sub>                  | 15                             | 1371           | 108–108250            |
|  | 595                            | 38541          |                       |

Эти ведущие гидрохимические фации в сводной таблице (табл. 36) подчеркнуты. К 14 гидрохимическим фациям относятся 68,4 % всех рассмотренных рек и 84,95 % анализов. Верхний предел минерализации довольно закономерно растет.

Различные реки, в зависимости от своей протяженности, разнообразия дренируемых пород и почв, климатических условий в их бассейнах, могут обладать одной или несколькими гидрохимическими фациями на различных участках самой реки и ее притоков. Небольшие реки и отдельные притоки больших рек могут относиться к одной гидрохимической фации. Большинство значительных рек, особенно текущих через несколько климатических зон и среди разнообразных пород, характеризуется несколькими гидрохимическими фациями. Таковы Волга, Дунай, Эльба, Рейн, Рона, Нил, Миссисипи и ряд других.

Границы между гидрохимическими фациями одной реки, которые при современной изученности большинства рек могут быть проведены только весьма ориентировочно, в течение года несколько перемещаются в зависимости от концентрации и изменений в характере питания.

Химический состав речных вод не вполне однороден не только\* по длине реки, но и в поперечном профиле. Это связано с характером питания реки. Даже на участке, где нет притоков, в период между дождями в летнее время и особенно, когда реки скованы льдом, различие в гидрогеологических условиях ее берегов приводит к неоднородному составу воды по поперечному сечению. Такое явление установлено для р. Ирени (приток Сылвы, бассейн Камы), на участках, где она течет на границе песчаноглинистых казанских и сульфатных кунгурских отложений. Пластовые воды левого берега приносят слабоминерализованные воды гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, а с правого берега поступают карстовые воды сульфатно-кальциевой гидрохимической фации с минерализацией в 1,5–2,0 г/л.

Однако этот вопрос гидрохимически слабо изучен.

О гидрохимической роли притоков данных больше. Если притоки отличаются по своему составу от воды реки, в которую они впадают, то наблюдается неоднородность речной воды по живому сечению. Воды притока после впадения вначале текут отдельной струей, обычно у того берега, с которого поступил приток, и только на некотором расстоянии ниже устья, в результате перемешивания воды основной реки приобретают почти однородный химический состав. Расстояние, которое необходимо для полного смешения, зависит от ширины реки, ее глубины, морфологии русла и степени турбулентного перемешивания. Для малых рек оно обычно меньше, чем для больших. Весьма важную роль играет уклон русла. При малом уклоне полное смешение вод происходит на большом расстоянии от устья притока, при большом уклоне – на меньшем расстоянии.

О том, что воды притока не сразу смешиваются с основным речным потоком, знали уже давно. Более мутные воды притока вначале текут отдельной полосой у одного берега, резко отличаясь от светлых вод основной реки. Например, подобную картину можно наблюдать на Волге в месте впадения в нее Камы.

Исследование неоднородности вод некоторых рек, на основании измерения электропроводности, произвел Г. И. Долгов (1928). Он установил, что воды р. Вологды полностью смешиваются с водами р. Сухоны через 300 м ниже ее впадения. Изучение химического состава вод р. Луги путем взятия проб у берегов, а также в трех точках на разных глубинах, вблизи с. Толмачева 26/VIII 1946 г., где ширина реки равна 33 м, показало, что в 12 км после впадения в нее р. Оредеж (воды которой отличаются по минерализации) содержание  $\text{НСO}_3$  почти всюду одинаково и составляет 2,87–2,89 мг/л (О. А. Алейкин, 1948). Весьма интересны работы А. А. Варова (1928) и А. Трифонова (1927) для Камы. А. Трифоновым было установлено, что воды р. Чусовой, левого притока Камы, текут в последней у левого берега, не смешиваясь на расстоянии более 15 км от места впадения. Установить наличие двух потоков в Каме было легко, так как р. Чусовая и ее

приток р. Сылта, протекающие в нижнем течении в области закарстованных гипсов кунгурского яруса пермской системы, более минерализованы и характеризуются большим содержанием сульфата кальция. Это видно из следующих данных.

|                                   | Содержание, в мг/л |      |     |
|-----------------------------------|--------------------|------|-----|
|                                   | SO <sub>4</sub>    | Ca   | Mg  |
| Чусовая (до впадения в Каму)      | 84,7               | 54,0 | 7,5 |
| Кама, правый берег в 15 км        | 77,0               | 48,3 | 6,1 |
| Кама, правый берег в 18 км        | 78,6               | 48,3 | 7,4 |
| Кама, в 0,5 км выше устья Чусовой | 19,0               | 21,2 | 3,2 |
| Кама, левый берег в 18 км         | 21,4               | 18,4 | 3,3 |

Таким образом, на протяжении 18 км ниже впадения Чусовой в Каме текут две гидрохимически различные «реки» – правобережная с чусовской водой и левобережная с камской. Полное перемешивание наступает в 40 км от устья Чусовой. Подобное явление было установлено по электропроводности Г. И. Долговым (1928) и гидрохимически О. А. Алекиным (1948) для Волги в пределах Горьковской области и Чувашской АССР. Здесь река течет почти в широтном направлении. Левые притоки, текущие с севера, характеризуются меньшей минерализацией, чем правые, текущие с юга. На этом участке у Волги также имеются две струи, отличающиеся химически и электрометрически. У левого берега текут менее минерализованные воды (НСО<sub>3</sub>=114–135 мг/л) чем у правого (НСО<sub>3</sub>=142–148 мг/л).

В засушливых районах имеются реки, воды которых в разное время года относятся к двум разным гидрохимическим фациям. Это Эмба и Сагиз в Казахстане, Шелиф в Алжире и другие. Река Баксан у Заюкова в 1932 г. сменила три, а Аму-дарья у Керки даже 10 гидрохимических фаций.

Приведенные гидрохимические фации дают возможность решения вопроса в первом приближении и, конечно, не позволяют охватить всего разнообразия гидрохимических особенностей рек. Дальнейшие исследования рек и особенно изучение второстепенных компонентов и газового состава дадут возможность не только установить их соотношение в различных гидрохимических фациях и тем уточнить наши представления о гидрохимических фациях рек, но и пополнять их число. В 1942 г. было установлено 47 гидрохимических фаций, а в настоящей работе мы имеем возможность привести уже 66. Намечающиеся новые гидрохимические фации рек, особенно среди сульфатных и хлоридных, которые относятся к малоустойчивым, мы здесь не указываем.

Всякая река – это сложная и весьма динамичная физико-химическая система, соотношение элементов в которой зависит

от ряда факторов; основные из них следующие: географическая (ландшафтная) зона; величина и характер стока: химический состав вод, питающих реки; состав почв и горных пород в районе; гидрологические и гидрогеологические условия; тепловой и газовый режим вод; воздействие организмов; воздействие человека.

Рассмотрим эти факторы несколько подробнее.

Ведущим фактором, определяющим состав речных вод, как указывал В. И. Вернадский, является географическая (ландшафтная) зона. Каждая географическая зона характеризуется особым течением атмосферных физических процессов или климатом, определенными условиями питания поверхностных вод, своеобразием почвообразовательных и внешних геоморфологических процессов, а также своими биоценозами. В свою очередь эти факторы влияют на ландшафтную (географическую) зону.

Речные воды питаются дождевыми, тальными снеговыми, ледниковыми, озерными, болотными и разнообразными подземными водами. Выше, в главе I, было доказано, что дождевые и тальные снеговые воды не являются химически чистыми. Они имеют минерализацию в 10–100 мг/л в зависимости от географической зоны, близости моря, наличия крупных поселений и промышленных предприятий и других факторов. Химический состав осадков в общих чертах отражает географическую зону.

При ледниковом и горноснеговом питании в реки поступают мало минерализованные воды. Озерная вода обычно менее минерализована, чем воды рек той же географической зоны. Это связано с тем, что здесь выпадают из раствора те вещества, которые в реках остаются в растворенном состоянии. Поэтому реки, вытекающие из озер, обычно менее минерализованы. При питании из болот речные воды также отличаются меньшей минерализацией и несут много органического вещества, отчего цвет их становится буровато-желтым. Разнообразные подземные воды, питающие реку, большей частью сильно минерализованы. Это грунтовые, трещинные, карстовые и пластовые ненапорные воды. Зависимость состава грунтовых вод от географической зоны была показана в главе III. Большую роль (для областей избыточного увлажнения) играет время, в течение которого выщелачивается кора выветривания. Сток с почв дает воду, более богатую ионами, особенно там, где климат засушливый в течение года и где доля участия того или иного вида питания реки неодинакова. Это обстоятельство определяет сезонный характер химического состава воды реки и его непрерывное изменение во времени. При росте поверхностного питания минерализация падает и, наоборот, когда поверхностное питание почти полностью отсутствует, минерализация достигает максимальной величины. Наиболее изменчив химический режим малых рек. Показательный пример для р. Луги приведен О. А. Алехиным (1948).

Существует зависимость минерализации речной воды от расхода. Одна из попыток выяснения этой зависимости принадлежит В. П. Пиварелису, который построил для р. Москвы (Рублево) кривые зависимости величины, обратной сухому остатку от расходов. Им же для Волги (г. Саратов) построены две кривые: одна для подъема воды в реке, другая для спада, и дано уравнение связей (О. А. Алекин, 1948).

Л. К. Блинов (1946) произвел интересную попытку найти зависимость между содержанием в речной воде иона хлора и сульфатного иона и величиной расхода. Материалом послужили данные по Волге на участке Саратов – Сталинград. Получены были графики в обычном и логарифмическом масштабе, а по ним уравнение  $Q^{1/n} = k \cdot (C1)$ , где Q расход воды в тыс. м<sup>3</sup>/сек,  $1/n$  и  $k$  – постоянные величины, а C1 – концентрация хлора в мг/л. По данным логарифмического графика была получена окончательная формула:  $Q^{-0,63} = 0,035 (C1)$ .

Применение этой формулы показало, что она дает удовлетворительные результаты при установившемся режиме рек. При резком повышении или спаде уровня реки погрешности возрастают. Естественно, что данная формула применима только для Волги на рассматриваемом участке. Весьма интересно проверить для других рек зависимость содержания отдельных компонентов и общей минерализации речных вод от расходов.

Л. К. Блинов в этой же работе делает попытку, исходя из содержания хлора, определить по формуле расход реки и сопоставляет эти данные с инструментально найденными расходами. Полученные результаты приведены в табл. 38.

Таблица 38

**Величины расхода р. Волги, найденные инструментально и вычисленные по содержанию C1 (по Л. К. Блинову, 1946)**

| Пункт      | Дата      | C1,<br>в мг/л | Наблюденные<br>расходы воды,<br>в тыс. м <sup>3</sup> /сек | Вычисленные<br>расходы воды,<br>в тыс. м <sup>3</sup> /сек |
|------------|-----------|---------------|--|--|
| Саратов    | I-1925    | 8,90          | 5,08   | 6,31   |
|            | V-1925    | 4,20          | 17,92  | 20,91  |
|            | VIII-1925 | 10,90         | 4,34   | 4,62   |
| Камышин    | XII-1935  | 10,26         | 3,15   | 5,00   |
|            | V-1935    | 4,16          | 19,98  | 21,24  |
| Сталинград | I-1904    | 15,90         | 2,15   | 2,53   |
|            | IV-1902   | 12,40         | 4,96   | 3,76   |
|            | VI-1909   | 3,10          | 28,60  | 33,70  |
|            | VI-1900   | 3,70          | 27,09  | 25,48  |
|            | XII-1905  | 14,10         | 3,82   | 3,92   |

Как мы видим, получено довольно удовлетворительное совпадение.

Л. К. Блинов указывает, что наилучшие результаты получены из средних месячных расходов.

Состав пород и, в частности, растворимость, естественно, оказывает влияние на формирование речных вод, их концентрацию и состав.

В пределах зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций речных вод в области развития кристаллических пород могут иметь место кремнеземные и гидрокарбонатно-кремнеземные гидрохимические фации. Такое явление мы имеем для притока р. Св. Лаврентия – р. Оттавы и для р. Раритан в штате Нью-Джерси. Развитие в бассейне реки легко растворимых пород может привести к большей концентрации вод и появлению сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций. Подобные явления наблюдаются в нижнем течении р. Чусовой и ее притока Сылвы, а также и у других рек, которые протекают среди гипсов и ангидритов. Более подробно этот вопрос будет освещен при характеристике зон.

Местные гидрологические особенности существенно сказываются и на химическом составе речных вод. Обильное выпадение осадков в пределах зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций может вызвать появление провинции гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций. Такое явление имеет место на атлантическом побережье Франции для Луары и Гарроны.

Транзитные, обильные водой реки, питающиеся в пределах зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций, протекая в зоне преобладания сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций, либо сохраняют свой гидрохимический облик, либо сменяют свой состав, приобретая гидрокарбонатно-сульфатную гидрохимическую фацию. Это обуславливается не только выщелачиванием легко растворимых солей, но и концентрацией за счет испарения. Последнее явление встречается в нижнем течении Волги. Нил, питающийся в зоне преобладания кремнеземных и гидрокарбонатных гидрохимических фаций рек тропиков и субтропиков, протекая в области пустынь, относится по составу вод к гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации.

Хлоридные, сульфатные и другие гидрохимические фации могут иметь местное развитие также в районах впадения в реку мощных соленых и серных источников, спуска отработанных вод химических предприятий и шахт.

Так, в Молотовской области, находящейся в лесной зоне, где преобладают гидрокарбонатные гидрохимические фации, р. Вишерка (бассейн Камы) характеризуется преобладанием хлоридно-натриево-гидрокарбонатной и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций, что является результатом впадения мощных соляных источников (Г. А. Максимович, 1946).

Река Потомак у Кумберленда, где в нее поступает много кислых рудничных вод из каменноугольных шахт, при малой минерализации характеризуется сульфатно-натриевой гидрохимической фацией. Такие же гидрохимические фации установлены в реках, протекающих через Донецкий каменноугольный бассейн.

Температура речной воды, зависящая от географической зоны и отчасти от наличия горячих источников, впадающих в реку, влияет на химический состав речных вод. От температуры зависит газовый состав, который в свою очередь сказывается на растворяющей способности речной воды. Растворимость отдельных компонентов также зависит от температуры. Более подробно этот вопрос был рассмотрен во введении. Водные организмы тоже влияют на химический состав речных вод и растворенных газов. Зависимость состава речных вод от деятельности организмов, к сожалению, еще слабо изучена (С. А. Зернов, 1949).

## **ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ФАЦИЙ РЕЧНЫХ ВОД**

Химический состав воды рек меняется не только во времени, но и в пространстве. Являясь функцией рассмотренных факторов, он будет меняться в соответствии с их изменением. Непосредственными причинами изменения химического состава воды будут впадение притоков, изменение характера питания реки и процессы, совершающиеся в русле самой реки. Неоднородность химического состава воды особенно заметна у рек, имеющих большую длину и протекающих по районам, различающимся между собой по географическим условиям и геологическому строению. Распределение гидрохимических фаций речных вод на Земле характеризуется широтной и высотной зональностью. Перейдем к характеристике зон гидрохимических фаций рек. Распределение их на Земле приведено на карте (рис. 6), которая была впервые опубликована в 1943 г. В настоящей работе она приводится с некоторыми дополнениями. В 1948 г. О. А. Алекин опубликовал гидрохимическую карту рек СССР, которая на большом материале в основном подтверждает для территории СССР установленную нами в 1942 г. общую зональность.

### **I. Зона преобладания гидрокарбонатно-кремнеземных (и кремнеземных), богатых органическим веществом гидрохимических фаций рек тундр северного полушария<sup>1</sup>**

Поверхностный сток тундры, по картам М. И. Львовича (1945) и В. А. Троицкого (1946), изменяется в пределах 50–400 мм. Европейская часть СССР и Западная Сибирь характеризуются

---

<sup>1</sup> Характеристика зоны составлена при участии А. Ф. Кетовой. Кратко опубликовано: А. Ф. Кетова, Гидрохимические фации рек тундры «Тезисы доклад, конфер. по химич. геогр. вод», Молотов, 1949.

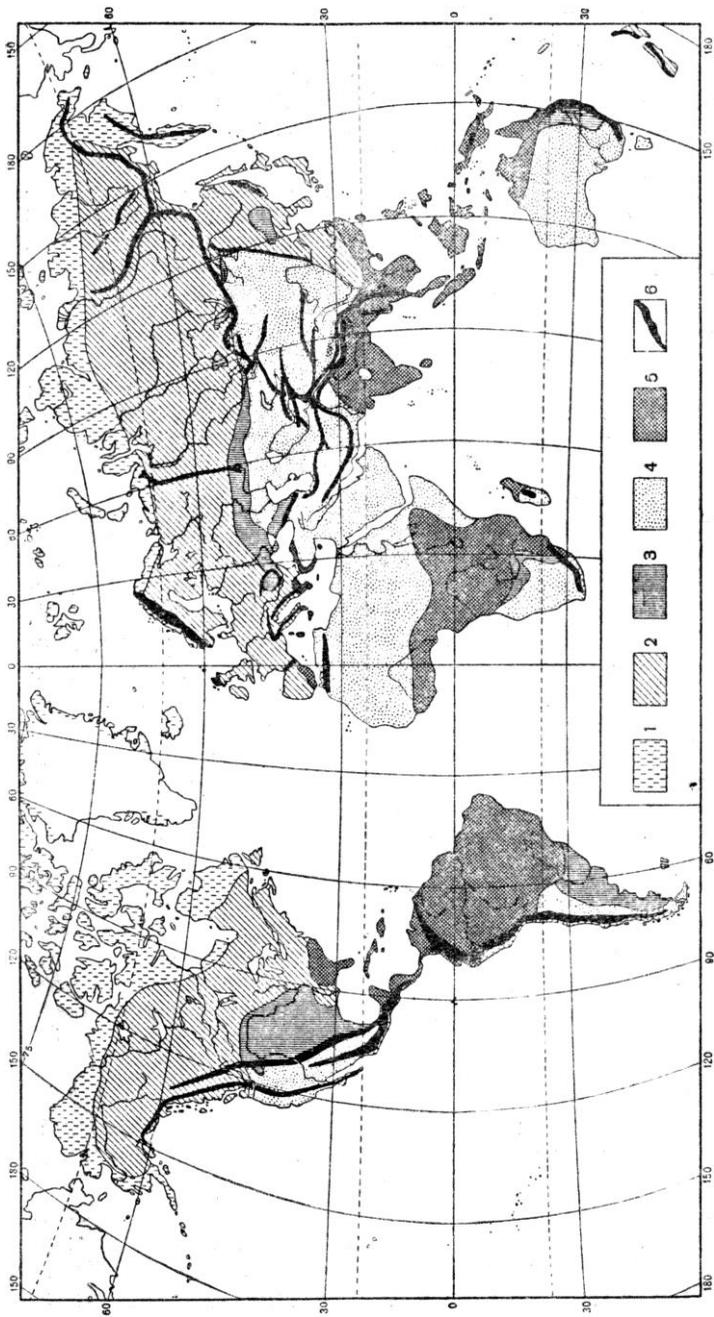


Рис. 6. Схематическая карта зон гидрохимических фаций речных вод (составлена в 1942 г.)

гидрокарбонатно-кремнеземных (и кремнеземных), богатых органическим веществом гидрохимических фаций рек тундр, 2 — зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций рек лесов 3 — зона преобладания гидрокарбонатно-сульфатных, сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций степей 4 — зоны преобладания хлоридно-натриевых гидрохимических фаций рек пустынь, 5 — зона преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций рек тропиков (и субтропиков), богатых органическим веществом; 6 — горная (вертикальная) зона преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций истоков высокогорных рек.

стоком 200–400 мм, Восточная Сибирь, северо-восточная часть Азии и Аляска – 100–200 мм, бассейн Лены и часть северной Аляски – 50–100 мм. Незначительный поверхностный сток обусловлен малым количеством осадков. Тундры бедны реками. Наличие вечной мерзлоты оказывает громадное влияние на питание рек. Вечная мерзлота сокращает возможность грунтового питания, особенно зимой, когда большинство подземных вод почти целиком переходит в твердую фазу. Реки тундровой зоны преимущественно снегового питания. Другими источниками питания служат дождевые воды и в незначительной степени грунтовые. Летние осадки невелики, но благодаря малым потерям на испарение они играют известную роль. Вследствие позднего таяния снежного покрова, половодье частично или полностью приходится на лето.

У крупных транзитных рек самый низкий уровень наблюдается зимой. По А. А. Григорьеву (1946), у таких рек в восточноевропейской тундре на талые воды приходится 50–70 % годового стока, на дождевые 15–35 % (летом и осенью) и лишь 10–20 % на грунтовые воды. Режим местных рек отличается еще большим колебанием уровня и меньшей ролью грунтового питания. Некоторые мелкие речки носят сезонный характер: пересыхают к концу лета или промерзают до дна зимой. Значительная роль атмосферных осадков (характеризующихся, как показано в главе I, малой минерализацией), сток из болот и малое испарение, промытость почв, а также преобладание механического выветривания сказываются на химическом составе речных вод, которые слабо минерализованы. Благодаря этому здесь преобладают такие слабо растворимые вещества, как кремнезем, гидрокарбонатный ион и кальций. Реки несут также большое количество органических веществ, связанных со стоком из болот, вследствие чего окраска воды становится желтой и коричневато-желтой. К сожалению, органическое вещество редко определяется количественно. Возможно, что в некоторых случаях оно преобладает по весу над остальными компонентами ( $\text{SiO}_2$ , Ca,  $\text{HCO}_3$ ,  $\text{SO}_4$ ).

Гидрокарбонатно-кремнезёмно-кальциевая и гидрокарбонатно-кальциево-кремнезёмная гидрохимические фации известны для рек Эбетем, Стикин, Юкон. Минерализация первой гидрохимической фации составляет 49,0–59,5, а второй 60,0–86,0 мг/л. Река Эбетем (А. О. Симанчук, 1938) – типичная тундровая река, впадающая в Лену, – характеризуется малой минерализацией. Преобладают в ее водах гидрокарбонатный ион и кальций. Содержание кремнезёма значительно (8–12 мг/л), и в первой половине июня превышает количество кальция. Сульфатный ион или совсем отсутствует, или имеется в незначительном количестве. Река Эбетем на зимний период (на 5,5 месяца) целиком промерзает. На половодье приходится минимум минерализации и большое количество органических веществ, отчего цвет воды становится коричневатожелтым. Осенью наблюдается некоторое по-

вышение общей минерализации. Река Юкон у Эльге обладает минерализацией 71 мг/л, причем содержание кремнезема достигает 1 мг/л. Река Стикин характеризуется минерализацией 81 мг/л; кремнезем и сульфатный ион присутствуют в одинаковом количестве.

К гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной гидрохимической фации относятся воды Усы, Индигирки и некоторых рек Кольского полуострова с содержанием растворенных веществ от 26,9 до 93,1 мг/л. Большое развитие болот на Кольском полуострове обуславливает поступление в реки значительного количества органического материала. Преобладающими по весу компонентами являются гидрокарбонатный ион и кальций, третье место занимает сульфатный ион, содержание которого ничтожно. В Северной Америке этой гидрохимической фацией характеризуются реки Лоуривер, Копер, Тонака, Юкон, минерализация которых изменяется от 87 до 146 мг/л. Для них характерно ничтожное содержание хлора при сравнительно большом присутствии сульфатного иона. Кремнезем в водах имеется, но его количество невелико.

Гидрокарбонатно-кальциево-хлоридная гидрохимическая фация, установленная для рек Кольского полуострова, Мезени, Печоры, характеризуется минерализацией от 25,6 до 146,0 мг/л.

Большинство рек тундровой зоны транзитно. Они питаются в лесной зоне и имеют химический состав вод, свойственный этой зоне. Для примера можно указать гидрокарбонатно-кальциево-сульфатную и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевую гидрохимические фации Северной Двины и ее притоков с минерализацией 135–430 мг/л. Развитие в бассейне Двины гипсов сказывается в виде увеличения роли сульфатов и общей минерализации.

Своеобразен химический состав Лены, протекающей по тундре только на небольшом расстоянии. Имеющиеся гидрохимические материалы (А. О. Симанчук, 1938) только по одному пункту в данной зоне позволяют проследить особенности состава реки. С начала ледостава, при полном прекращении стока поверхностных вод, повышается относительное содержание в воде сильно минерализованных подземных и грунтовых вод, питающих реку. Максимум минерализации приходится на время перед половодьем. По мере увеличения питания реки за счет таяния снегов наблюдается резкое падение минерализации, а к осени – опять небольшое ее повышение. Содержание органических веществ максимально во время паводка, затем происходит некоторое снижение, а в течение лета количество их почти неизменно. Во время открытого русла цвет воды имеет желтоватый оттенок. Этим объясняется трудность определения кремнезема, данные о котором за летний период отсутствуют. Воды Лены относятся к гидрокарбонатной гидрохимической формации. Хлор всегда преобладает над сульфатным ионом, а место второго и третьего компонентов, в зависимости от сезона, занимают хлор, кальций и натрий.

А. О. Симанчук намечает в годовом цикле, исходя из условий питания реки и химической характеристики самих вод, следующие четыре характерных периода.

I период – осенний предледоставный, когда преобладающими по весу компонентами являются  $\text{HCO}_3$ , Ca, затем хлор.

II период – река под ледяным покровом. Сток поверхностных вод прекращается, и основное питание реки происходит за счет глубоких подземных вод верхнего течения. На это время приходится максимум минерализации. Зимой количество хлора превышает содержание кальция и появляется гидрокарбонатно-

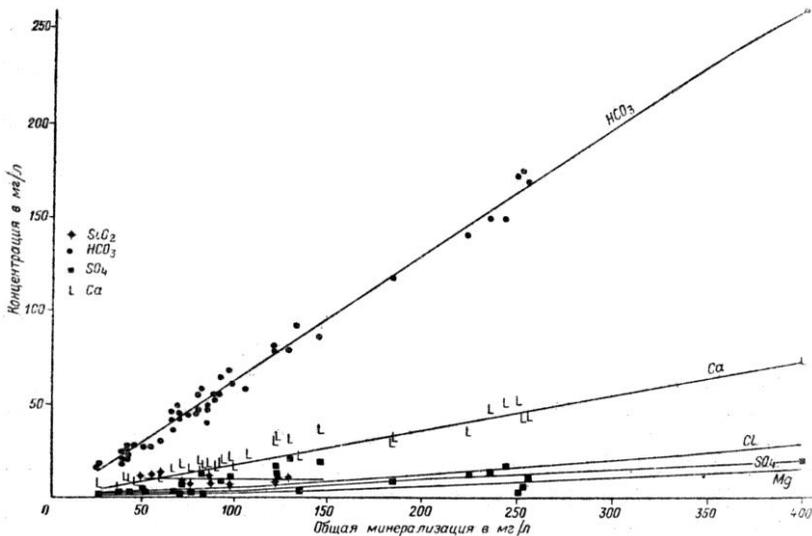


Рис. 7. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями речных вод тундры (график составлен Л. Ф. Кетовой в 1949 г.)

хлоридно-кальциевая гидрохимическая фация. Весной роль натрия повышается и наблюдается гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая гидрохимическая фация.

III период – паводок. Река питается тальми снеговыми водами, и минерализация падает. В этот период наблюдается самая большая окисляемость.

IV период – лето до начала осеннего подъема уровня воды. Питается река за счет выпадения осадков и вод, поступающих в реку вследствие оттаивания поверхностного слоя вечной мерзлоты. Воды слабо минерализованы и характеризуются гидрокарбонатно-кальциево-хлоридной гидрохимической фацией.

Обогащение вод Лены натрием связано с развитием в ее бассейне содовых почвенных растворов и грунтовых вод, уже упоминавшихся в главах II и III. Известную роль играет и наличие

соленосных толщ, благодаря которым увеличено содержание не только натрия, но и хлора.

Сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая и сульфатно-кальциево-гидрокарбонатная гидрохимические фации с минерализацией 268–870 мг/л известны для рек, протекающих среди пермских отложений, содержащих гипс. Примером может явиться р. Кулой.

Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевая, хлоридно-натриево-гидрокарбонатная (и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая) гидрохимические фации известны для рек к востоку от Северной Двины. Причина появления хлористого натрия здесь не вполне ясна. Вероятно, это связано с близостью моря и с наличием четвертичных морских отложений.

Изменение содержания отдельных компонентов в зависимости от общей минерализации речных вод (до 400 мг/л) приведено на диаграмме (рис. 7). Содержание  $\text{HCO}_3$  возрастает по прямой линии. Кремнезем занимает второе место до минерализации 60 мг/л, а далее уже наблюдается гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземная гидрохимическая фация.

## **II. Зона преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций рек лесной зоны северного полушария<sup>1</sup>**

К этой зоне относятся лесная и лесостепная зоны земного шара. Величины годового стока здесь колеблются в широких пределах. Иногда он превышает 1500 мм в год, а в других районах падает до 50 мм, причем в Восточной Сибири есть и совсем бессточные области. Наибольшие величины стока наблюдаются на атлантическом склоне Скандинавии и на тихоокеанском побережье Северной Америки, где он достигает величины 1500 мм и даже больше. Минимальный сток в пределах этой зоны в Восточной Сибири.

Для гидрохимической характеристики рек использованы данные 347 химических анализов по 203 рекам лесной и лесостепной зоны земного шара. На основании этих данных для зоны можно выделить четыре гидрохимические формации: кремнеземную, гидрокарбонатную, сульфатную и кальциевую и 19 гидрохимических фаций. Остановимся на характеристике этих гидрохимических фаций.

Кремнеземно-гидрокарбонатно-кальциевая гидрохимическая фация выделена для рек Коспаша (3 анализа) и Луары и

---

<sup>1</sup> Составлено при участии А. В. Вшивкова. Кратко опубликовано; Г. А. Максимович, Гидрохимические фации речных вод и их зональность, Известия Всес. Географии, общ., т. 75, вып. 1, 1943; Г. А. Максимович, Гидрохимические фации речных вод Молотовской области, Доклады научных конференций Молотовского ун-та, № 1, 1946; А. В. Вшивков, Гидрохимические фации рек и озер лесной зоны, Тезисы доклад, конфер. по химии, геогр. вод, Молотов, 1949.

г. Орлеана (1 анализ). Воды характеризуются малой величиной минерализации, изменяющейся от 38 до 134 мг/л. Содержание кремнезема составляет 31,6–42,4 % от общей минерализации. Появление этой гидрохимической фации обусловлено близостью истоков рек к горам (р. Коспаш) или же повышенным количеством атмосферных осадков и сильной промытостью коры выветривания (р. Луара). Вследствие тех же причин в этой зоне появляется другая гидрохимическая фация – гидрокарбонатно-кремнеземно-кальциевая. Содержание кремнезема здесь относительно меньше и составляет от 18,1 до 29,5 % от общей минерализации. Минерализация воды 38,3–170 мг/л. Гидрохимическая фация отмечается для рек Косьвы, Гарроны, Реген, Теннесси и Меримака.

Гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземная гидрохимическая фация встречается несколько чаще. Для нее отмечается еще меньшее содержание кремнезема – от 1,3 до 20 % по весу от минерализации. Минерализация воды в большинстве случаев малая и составляет 35–254 мг/л. Эта гидрохимическая фация отмечена для рек Косьвы, Северного Кизела, Восточного Кизела, Коспаша, Половинки, Горелой (бассейн Усьвы), Сены, Ду, Ривоте, Рейна, Спокан, Миссисипи.

В лесной зоне можно выделить провинции, где развиты гидрохимические фации, в которых кремнезем является одним из трех преобладающих по весу компонентов. В Западной Европе такая провинция вырисовывается по побережью Атлантического океана (северо-западная часть Франции и юго-западная часть Германии), где количество осадков значительно выше, чем среднее для зоны. По той же причине она может быть выделена на атлантическом побережье Северной Америки (штат Кентукки и штат Нью-Гемпшир).

Гидрокарбонатно-кальциево-магниевая гидрохимическая фация имеет более широкое распространение в лесной зоне. Воды в большинстве случаев имеют среднюю и даже повышенную минерализацию от 95,2 до 718,0 мг/л. Третьим по значению компонентом является Mg, содержание которого колеблется от 1,7 до 10 % и чаще составляет 3–4 % от минерализации. Этой гидрохимической фацией характеризуются Днепр, Неман, реки бассейна Десны, бассейна Свири, побережья Балтийского моря, впадающие в Чудское озеро, верховье Волги и ее притоки, Западная Двина, реки северной части Западного Урала и реки Северной Америки (Бар-ривер, Сити-Крик, Рок-ривер, Миссисипи). Данная гидрохимическая фация распространена довольно широко и приурочена главным образом к районам с развитием доломитов и более или менее обильными осадками. Относительный рост иона Mg иногда происходит за счет уменьшения содержания сульфатов и хлоридов.

Гидрокарбонатно-кальциево-сульфатная гидрохимическая фация выделена по 131 анализу для 82 рек и наиболее характерна для рек лесной и лесостепной зоны. Она отмечается для рек:

побережья Балтийского моря, бассейнов Северной Двины, Печоры, Онеги, Волги и Камы, верховьев бассейнов рек Днепра, Днестра; вне СССР для Дуная, Рейна, Майна, Эльбы, Роны, Темзы, а в западном полушарии для рек Канады и США. Минерализация изменяется от 20,4 до 594,0 мг/л, причем  $\text{SO}_4$  составляет от 2,5 до 25,0%.

Гидрокарбонатно-кальциево-хлоридная гидрохимическая фация менее типична для рассматриваемой зоны. Минерализация ее 31–390 мг/л. Обогащение хлором могло произойти за счет соляных источников для таких рек, как Колва, Вишера, или же за счет спуска промышленных вод для других рек.

Гидрокарбонатно-кальциево-натриевая гидрохимическая фация имеет минерализацию от 110,2 до 496,3 мг/л, причем содержание Na составляет 2,6–9,5%. Эта гидрохимическая фация отмечена для рек Столбовки (бассейн Усьвы), Вятки, Ижа, Иньвы, Ветлуги, Нерли, Цны, Шуи, Сары, Западной Двины. Меты, Великой, Ипути (бассейн верхнего Днепра), Миссисипи.

Гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая гидрохимическая фация характеризуется минерализацией 23,6–632,9 мг/л, причем воды с очень малой минерализацией довольно редки и большей частью характерны для малых рек северных широт лесной зоны (бассейнов Северной Двины, Онеги и др.). Для большинства же рек наиболее характерны воды со средней и даже иногда повышенной минерализацией. Гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая гидрохимическая фация имеет место главным образом в районах развития гипсов и ангидритов пермского возраста (Среднее Поволжье, Западный Урал, Башкирия). Вне СССР она известна для р. Эгер, рек юга Германии (Майн и Заале). В западном полушарии она развита в штатах Висконсин, Вашингтон, Минесота, Айова, Канзас, Небраска.

Интересно отметить, что гидрохимические фации  $\text{HCO}_3\text{-Na-Cl}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca}$  свойственны; рекам, протекающим в непосредственной близости от Балтийского моря, и являются здесь преобладающими. Повышенному содержанию хлора и натрия эти реки обязаны, повидимому, своим соседством с морем, откуда соли приносятся с водяными брызгами, подхватываемыми с поверхности моря воздушными течениями. Этот район, ограниченный примерно треугольником оз. Ильмень – восточная оконечность Финского залива – Онежское озеро, можно выделить как провинцию преобладания гидрокарбонатно-хлоридных и гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций.

Кроме того, единичными анализами представлены  $\text{HCO}_3\text{-Mg-SO}_4$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$  и другие гидрохимические фации. В районах развития гипсов и впадения в реки соляных источников известны гидрохимические фации  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Cl-SO}_4$  (реки Северная Двина, Ухта, Кама).

Спуск промышленных вод обуславливает появление сульфатных гидрохимических фаций ( $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ ,  $\text{SO}_4\text{-Ca-HCO}_3$ ).

Гидрохимические фации Молотовской области, расположенной в пределах лесной зоны, удалось изучить более обстоятельно. Это позволило для зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций речных вод выделить провинции, области и районы. Зона, или пояс, делится на провинции и области, которые характеризуются гидрохимическими фациями, относящимися к преобладающим для данной зоны гидрохимическим формациям. Для лесной зоны это будет гидрокарбонатная гидрохимическая формация. Провинции выделяются по второму компоненту гидрохимической фации и делятся в свою очередь по третьему преобладающему компоненту на области.

Районы выделяются для тех гидрохимических фаций, которые относятся к гидрохимическим формациям, не характерным для данной зоны. Например, в зоне преобладания гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации речных вод лесной полосы это будут гидрохимические фации, относящиеся к сульфатной и хлоридной гидрохимическим формациям.

Площадь Молотовской области составляет  $167000 \text{ км}^2$ . Большая ее часть находится в бассейне Камы и только 5 % относится к верхнему течению Печоры. Водосборная площадь Камы у г. Молотова составляет  $167477 \text{ км}^2$  (С. В. Каплинекий, 1940), т. е. почти равна территории области. Так как гидрометрические наблюдения на Каме у границ области отсутствуют, то воспользуемся для характеристики работы рек в Молотовской области данными по равновеликой площади у г. Молотова.

Химическая денудация является одним из проявлений деятельности речных вод. В результате выноса реками растворенных веществ в мировой океан, земная поверхность понижается в год на 0,01 мм (Г. А. Максимович, 1942, 1943). В Молотовской области, по подсчетам автора для Камы у г. Молотова, мы имеем понижение в год за счет механической денудации (твердого стока) на 0,005 мм, а химическая денудация составляет 0,03 мм/год. Таким образом, химическая денудация здесь в три раза больше средней для земного шара.

В Молотовской области, по данным для Камы у г. Молотова, если учесть снос органического вещества, соотношение между тремя основными видами стока, отнесенными к единице водосборной площади, будет следующее:

|  |              |
|--|--------------|
| химический сток (вынос растворенных минеральных веществ) | 0,030 мм/год |
| механический сток (вынос взвешенных и влекомых веществ)  | 0,005 мм/год |
| органический сток (вынос органических веществ)           | 0,005 мм/год |
| общий сток   | 0,040 мм/год |

Химический и механический сток понижает дренируемую площадь. Таким образом, Молотовская область является районом преобладания химической денудации, которая больше механической в шесть раз. Если же учесть, что 75,2 % механического стока приходится на весну, то роль химического стока в остальные 1–10 месяцев года будет еще больше.

Химический состав речных вод Молотовской области освещен работами А. А. Варова (1928), А. Трифонова (1927), С. П. Попова (1936, 1938), К. Н. Шапшева (1931), И. Н. Окулова (1934), З. М. Балабановой (1943), М. И. Виленчика (1941), в сводках П. Т. Иванова (1936) и Э. В. Баярунаса (1936), посвященных гидрохимии и, в частности, гидрохимии рек. Значительный гидрохимический материал имеется в работах Г. А. Максимовича (1940), В. П. Тебенькова (1939), С. М. Орлянкина (1941), В. С. Кузнецовой (1942) и единичные анализы – у В. А. Сулина (1933). Помимо указанной литературы и неопубликованных работ, нами были использованы анализы речных вод, выполненные в различных химических лабораториях: физико-химической лаборатории Уральского института физиотерапии и курортологии в г. Свердловске, санитарно-гигиенической лаборатории им. Шапшева Молотовского горздраводела и других.

Весь этот довольно обширный гидрохимический материал различной полноты и ценности, составляющий 192 более полных и 105 менее подробных анализов, позволяет познать химизм рек Молотовской области. Большая часть анализов относится к Каме и ее притокам выше г. Молотова. Большинство рек, за исключением Камы у г. Молотова, охарактеризовано только единичными анализами, поэтому нельзя проследить изменения химического состава в течение года. Накопление новых данных и использование произведенных ранее, не доступных автору химических анализов позволят со временем уточнить намеченную картину.

Рассмотрим гидрохимические фации рек Молотовской области

Большая часть Молотовской области относится к широтной зоне преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций речных вод северного полушария.

Северо-восточная же часть, являющаяся западным склоном Урала, относится к вертикальной (горной) зоне. Это истоки левых притоков Камы: Вишеры, Язьвы, Косьвы и Усьвы, находящихся, по И. И. Урбану и М. К. Филину (1933), в районе повышенных осадков и гористого рельефа на северо-востоке Урала, гидрохимический материал по которому невелик.

Имеющийся гидрохимический материал позволяет, помимо широтной и вертикальной зон, выделить провинции, области и районы, обусловленные местными гидрологическими особенностями (питанием за счет болот), характером развитых пород, составом и типом подземных вод и их ролью в питании рек, а также деятельностью человека.

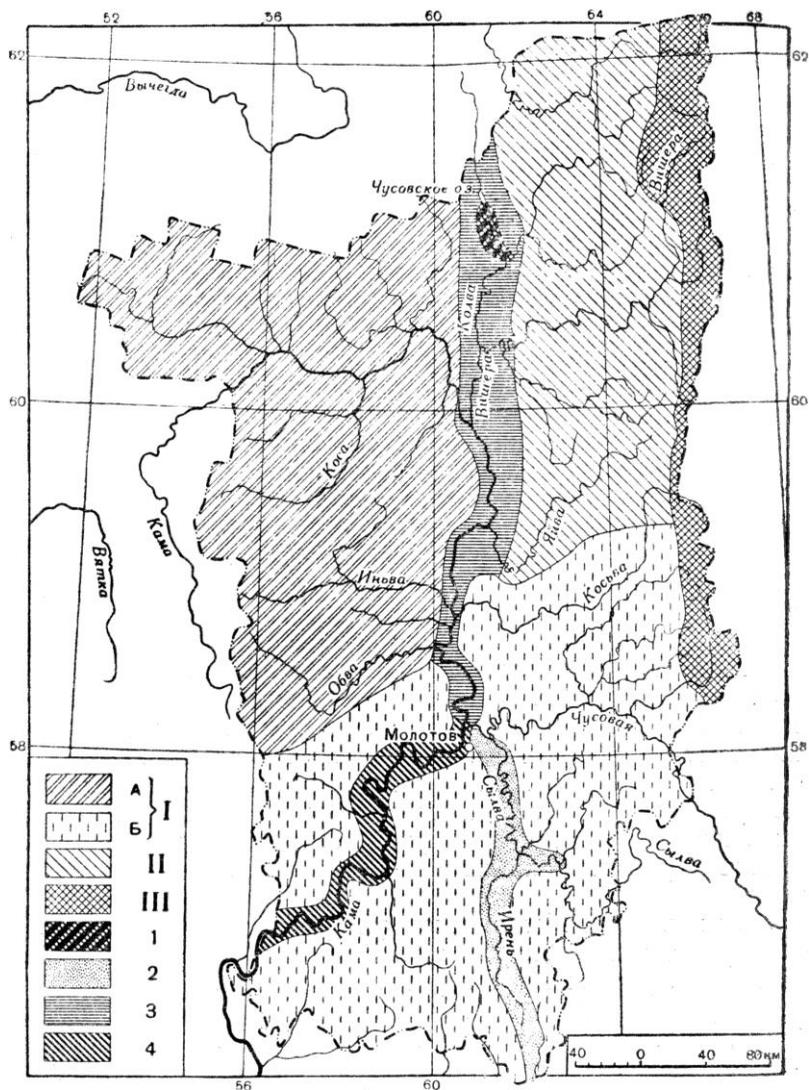


Рис. 8. Гидрохимическая карта рек Молотовской области  
(составлена в 1945 г.)

Провинции гидрохимических фаций рек: I – провинция гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций: А – область гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземных гидрохимических фаций; Б – область гидрокарбонатно-кальциево-сульфатных гидрохимических фаций; II – провинция гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций; III – провинция кремнеземно-гидрокарбонатных гидрохимических фаций. Гидрохимические районы. 1 – район преобладания хлоридно-натриево-гидрокарбонатных и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций вод р. Вишерки; 2 – район преобладания сульфатно-кальциевых гидрохимических фаций; 3, 4 – районы разнообразных гидрохимических фаций.

В Молотовской области, по имеющимся материалам, можно выделить три провинции, четыре области и четыре района. Они приведены на карте (рис. 8).

### 1. *Провинция гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций*

Эта провинция состоит из двух областей: области гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземных гидрохимических фаций и области гидрокарбонатно-кальциево-сульфатных гидрохимических фаций.

Область гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземных гидрохимических фаций приурочена к северо-западной части Молотовской области и включает верхнее течение Камы до впадения Вишеры с бассейнами правых притоков: Косы, Кондаса, Иньвы и Обвы. Эта область – наиболее западная часть широтной зоны преобладания гидрокарбонатно-кальциевых вод.

Средний модуль стока здесь колеблется в пределах от 7,4 до 4,3, а норма модуля стока 8–5,7 л/сек на 1 км<sup>2</sup>. Густой растительный покров и болотистая местность служат причинами обогащения речных вод гуминовыми веществами, благодаря чему они интенсивно окрашены в желтый цвет. Минерализация составляет для летних месяцев 98,7–370,6 мг/л растворенных веществ. В воде преобладают гидрокарбонатный ион, кальций и кремнезем. Содержание их, а также других компонентов, изменяется в следующих пределах (в мг/л): SiO<sub>2</sub> – 14,8–11,5; HCO<sub>3</sub> – 56,1–244,0; Ca – 15,0–51,0; SO<sub>4</sub> – 3,4–10,5; Cl – 0,7–5,5; Na+K – 3,4–15,0; Mg – 2,8–15,0.

Как мы видим, содержание хлора, натрия и калия, магния и сульфата невелико. Содержание кислорода изменяется от 1,1 до 41,5 мг/л, а свободной углекислоты 3,97–87,30 мг/л.

Жесткость в Н° изменяется в таких пределах: общая – 2,75–10,23; временная – 1,58–10,80; постоянная – 0–1,70. Для данной области имеются главным образом анализы для периода открытого русла (июль – август) и только один характеризует период ледостава. Окисляемость весьма велика и у Бондюга достигает 319 мг/л.

Область гидрокарбонатно-кальциево-сульфатных гидрохимических фаций занимает южную часть Молотовской области. Это типичные воды данной широтной зоны. В эту область входят: бассейн р. Косьвы (нижнее и среднее течение), бассейн р. Чусовой до впадения р. Сылвы, р. Сылва выше с. Ключи и р. Барда выше ст. Шумково. Сюда же, по-видимому, относятся воды правых притоков Камы ниже р. Обвы, р. Бабки и левых притоков Камы ниже впадения р. Чусовой. Для большинства последних рек химических анализов нет. Они отнесены к данной области на основании приуроченности к широтной зоне (Г. А. Максимович, 1942, 1943, 1945). Норма стока для этой области от 17,7 л/сек на 1 км<sup>2</sup> на востоке до 6,7 л/сек на 1 км<sup>2</sup> на западе.

Минерализация речных вод этой провинции изменяется от 70 до 611 мг/л растворенных веществ. Максимум приходится на сток под льдом. В воде преобладают гидрокарбонатный ион и кальций. Третьим по весу компонентом является сульфат. Иногда в области развития доломитов имеет место гидрокарбонатно-кальциево-магниевая гидрохимическая фация. Так как кремнезем в этих анализах не определялся, то, быть может, местами он является третьим компонентом. Однако гидрокарбонатно-кальциево-сульфатная гидрохимическая фация преобладает.

Содержание растворенных веществ в мг/л изменяется в следующих пределах:  $\text{SiO}_2$  – 3,0–17,2;  $\text{HCO}_3$  – 36,0–385,0; Ca – 13,0–97,0;  $\text{SO}_4$  – 10,0–72,0; Cl – 3,0–24,0; Na+K – 6,032,0; Mg – 4,0–31,0. Жесткость: общая – 2,0–19,2°; временная – 1,6–17,7°. Содержание кислорода, по немногочисленным определениям, составляет 9,0–17,5 мг/л, а свободной углекислоты 2,0–21,5 мг/л.

## *2. Провинция гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций*

Эта провинция представлена в Молотовской области только одной гидрохимической областью, характеризующейся преобладанием гидрокарбонатно-кремнеземно-кальциевых гидрохимических фаций.

В эту область входит верхнее течение Печоры и ее притока р. Уньи, р. Колва и р. Березовая от устья, р. Вишера от Красновишерска, реки Язьва и Яйва. Западной границей является примерно 57° в. д. (рис. 8), а восточной – западная граница третьей провинции.

Реки провинции характеризуются более высоким модулем стока, норма которого составляет для р. Вишеры 22,4–23,0 и для р. Яйвы 16,0 л/сек на 1 км<sup>2</sup>. Это обуславливает весьма слабую минерализацию речных вод, в которых преобладают гидрокарбонатный ион и кремнезем. Гидрохимически данная провинция слабо освещена. Минерализация составляет 160 мг/л. Содержание различных компонентов в мг/л следующее:  $\text{SiO}_2$  – 31,6;  $\text{HCO}_3$  – 61,0; Ca – 21,3;  $\text{SO}_4$  – 11,1; Cl – 17,3; Na+K – 15,0; Mg – 2,3. Жесткость общая 3,6°, а временная – 2,8°.

Восточная граница провинции, переходной от широтной зоны к вертикальной, требует уточнения.

## *Провинция кремнеземно-гидрокарбонатных гидрохимических фаций*

Эта провинция речных вод занимает северо-восток области. К ней относятся истоки рек Чусовой, Вишеры, Велса, Косьвы, Усьвы, Вильвы, Койвы, приуроченные к вертикальной зоне гидрохимических фаций – горному Уралу. Провинция пока подтверждена единичными анализами.

## Гидрохимические районы

Впадение в реки соляных источников, наличие в бассейне легко растворимых пород, а также спуск химическими предприятиями промышленных вод – все это причины образования гидрохимических фаций, относящихся к хлоридной и сульфатной гидрохимическим формациям. В Молотовской области имеются минимум три гидрохимических района речных вод.

1. Район преобладания хлоридно-натриево-гидрокарбонатных и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций речных вод р. Вишерки. В бассейне Вишерки причиной наличия хлоридных гидрохимических фаций являются соляные источники. Здесь только один источник у с. Фадино приносит 32960 т поваренной соли ежегодно. Поэтому р. Вишерка от д. Семь Сосен до устья относится к хлоридно-натриевым и хлоридно-гидрокарбонатным гидрохимическим фациям. Минерализация для летних месяцев составляет 388–1382 мг/л растворенных веществ. В воде преобладают ионы хлора и натрия. Содержание их и других компонентов изменяется в следующих пределах (в мг/л):  $\text{HCO}_3$  – 88–97; Ca – 23–43;  $\text{SO}_4$  – 22–74; Cl – 156–689; Na+K – 119–442; Mg – 8–13. Жесткость общая – 4,5–79,0°; временная – 41°. Содержание кислорода 9,53 мг/л, свободной углекислоты 7,7 мг/л и окисляемость 8,56 мг/л кислорода. Норма модуля стока для р. Вишерки 9 л/сек на 1 км<sup>2</sup>.

Влияние гипсово-соленосной толщи сказывается севернее и южнее. Река Березовка выше оз. Чусовского относится к гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой гидрохимической фации при малой минерализации (198,1 мг/л), а р. Колва в 0,25 км выше впадения р. Вишерки относится к гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевой гидрохимической фации. Река Вишерка выше д. Семь Сосен относится к сульфатно-хлоридно-натриевой гидрохимической фации.

К хлоридным гидрохимическим фациям, по данным единичных анализов, относятся воды рек Редикорки и Язьвы у их устьев.

2. Район преобладания сульфатно-кальциевых гидрохимических фаций. В области развития гипсов и ангидритов речные воды характеризуются сульфатно-кальциевыми и сульфатно-гидрокарбонатными гидрохимическими фациями. Это реки Атер, Ирень, Сылва ниже впадения р. Ирени, р. Чусовая ниже впадения р. Сылвы. Данный район отличается наибольшим проявлением характерных для Молотовской области карстовых землетрясений (Г. А. Максимович, 1943). Норма модуля стока для р. Ирени 7 л/сек на км<sup>2</sup>. Минерализация для сульфатно-кальциевой гидрохимической фации составляет 610–1880 мг/л и 400–770 мг для сульфатно-гидрокарбонатной. Весной для р. Чусовой она снижается до 130–400 мг/л, но сульфатно-гидрокарбонатная гидрохимическая фация сохраняется.

Содержание растворенных компонентов для рек Ирени и Чусовой зимой изменяется в следующих размерах (в мг/л):  $\text{HCO}_3^-$  – 124–224; Ca – 125–177;  $\text{SO}_4$  – 267–602; Cl – 4–20; Na+K – 0,1–8; Mg – 25–40. Жесткость общая – 29–30°; временная – 5–6°. Для р. Чусовой в паводок:  $\text{HCO}_3^-$  – 37; Ca – 30–35;  $\text{SO}_4$  – 45–50; Cl – 2–6; Na+K – 2–6; Mg – 5–8. Жесткость общая – 6,0–6,5°; временная – 1,5–2°. Свободной углекислоты для р. Чусовой у устья – 14,08 мг/л.

3 и 4. Районы разнообразных гидрохимических фаций Камы ниже впадения р. Вишеры до границы области.

Для Камы ниже впадения р. Вишеры до г. Сарапула необходимо выделить два района. Накопление гидрохимических данных, вероятно, позволит подразделить этот участок на большее число районов. Для этого необходимо выше г. Молотова иметь круглогодичные наблюдения, хотя бы по нескольким пунктам. Сейчас такие данные есть только для района Левшино ниже впадения р. Чусовой. Обстоятельных анализов вод Камы ниже г. Молотова у нас нет.

По имеющимся материалам намечается деление Камы ниже впадения р. Вишеры на два гидрохимических района: район (третий район) разнообразных гидрохимических фаций Камы от впадения р. Вишеры до устья р. Чусовой; район (четвертый район) гидрохимических фаций Камы от устья р. Чусовой до г. Сарапула.

Река Кама выше впадения р. Чусовой характеризуется гидрокарбонатно-кальциево-хлоридной гидрохимической фацией. Это обусловлено приносом хлористого натрия источниками и рассолоподъемными скважинами в районе р. Вишерки, г. Соликамска и р. Вильвы (приток Косьвы), а также спуском промышленных вод в Соликамске и Березниках.

Кремнезем на этом участке не определялся. Вероятно, что часть вод относится к гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземной гидрохимической фации. Воды этого участка Камы слабо минерализованы. Она составляет 125–150 мг/л растворенных веществ (летнее время).

Ниже впадения р. Чусовой Кама резко меняет свой гидрохимический облик. Смешение сульфатно-кальциевых вод нижнего течений Чусовой с гидрокарбонатно-кальциево-хлоридными Камы обуславливает появление разнообразных гидрохимических фаций на различных участках и в разное время. Это гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая, гидрокарбонатно-кальциево-хлоридная, гидрокарбонатно-хлоридно-сульфатная, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевая, гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевая и даже сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая гидрохимические фации. Минерализация составляет в паводок 83,6, а зимой и летом 347,0–428,0 мг/л растворенных веществ.

Содержание растворенных веществ в мг/л для третьего района изменяется в следующих пределах:  $\text{HCO}_3^-$  – 60–70; Ca – 18–35;

SO<sub>4</sub> – 7–20; Cl – 8–20; Na+K – 2–12; Mg – 3–5. Жесткость общая – 3,5–4,5°; временная – 2,8–3,1°.

Содержание растворенных веществ в мг/л для четвертого района летом и зимой изменяется в следующих пределах: HCO<sub>3</sub> – 70–170; Ca – 25–110; SO<sub>4</sub> – 20–150; Cl – 3–80; Na+K – 3–66; Mg – 2–13. Жесткость общая – 5–17,7°; временная – 3,3–8,5°;

Содержание растворенных веществ в мг/л для четвертого района в паводок составляет: HCO<sub>3</sub> – 34; Ca – 16; SO<sub>4</sub> – 26; Cl – 3; Na+K – 4; Mg – 3. Жесткость общая – 2,95°; временная – 1,4°;

Содержание кислорода выше впадения р. Чусовой составляет 18,0–33,5 мг/л, а свободной углекислоты ниже р. Чусовой – от 3 до 26 мг/л.

Санитарно-гигиеническая характеристика речных вод Молотовской обл. зависит от густоты и величины поселений. В районе Красновишерска, Кизела и Молотова (И. Окулов, 1934; С. Попов, 1936, 1938) наблюдаются речные воды с повышенным содержанием бактерий и кишечной палочки. Пределы зоны, где благодаря способности речной воды к самоочищению и переработке загрязнений улучшается ее бактериальный состав, не установлены.

Деятельность человека в пределах третьего района, где по берегам Камы сосредоточены крупные города и промышленные предприятия, особенно сказывается на составе вод небольших рек. На территории г. Молотова инфильтрация канализационных вод обуславливает сильное загрязнение небольшой речушки Пермьянки, где сухой остаток достигает 1,75 г/л. Деятельность нефтепромысла и бумажного комбината отражается на составе воды р. Пальты, где в течение года появляются сульфатные и даже хлоридные гидрохимические фации.

\* \*

\*

Заканчивая рассмотрение рек лесной и лесостепной зон северного полушария, мы видим, что они характеризуются преобладанием гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций. Наиболее типичны и широко распространены гидрокарбонатно-кальциево-сульфатная и гидрокарбонатно-кальциево-магниева гидрохимические фации. Для районов лесной зоны с повышенным количеством осадков характерны также и гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземная, а в лесостепной зоне – гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая гидрохимические фации. Несколько реже встречаются гидрокарбонатно-кальциево-хлоридная и гидрокарбонатно-кальциево-натриевая гидрохимические фации. Остальные же гидрохимические фации гидрокарбонатной группы, отмеченные для рек лесной и лесостепной зон; чень редки и представлены в большинстве случаев одиночными анализами, причем чаще всего для небольших рек.

Гидрохимические фации сульфатной группы – сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевая, сульфатно-кальциево-гидрокарбонат-

ная и сульфатно-хлоридно-натриевая – обусловлены либо развитием в бассейнах рек гипсов и ангидритов, либо спуском кислых рудничных вод.

Кремнеземные гидрохимические фации довольно редки и приурочены в большинстве случаев к истокам рек, начинающихся в горах, или к районам с повышенным количеством осадков.

Около крупных промышленных городов реки иногда отличаются большой пестротой химического состава воды. Так, например, для Камы г. Молотова отмечается пять различных гидрохимических фаций от гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной до сульфатно-хлоридно-натриевой.

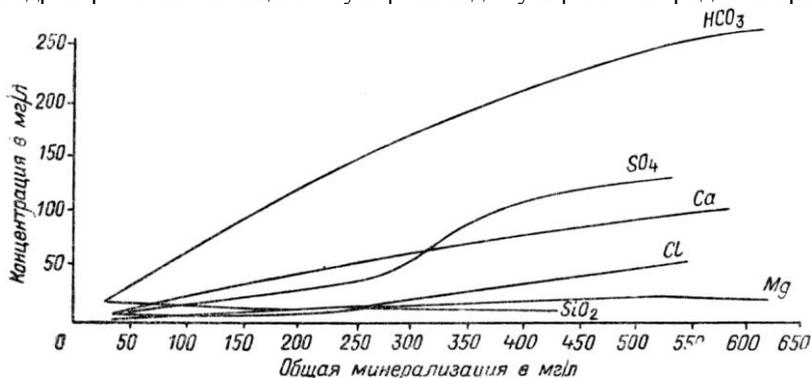


Рис. 9. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями речных вод лесной зоны (график составлен А. В. Вишковым в 1949 г.)

Для рек с очень малой минерализацией воды в большинстве случаев характерно довольно высокое содержание кремнезема и соотношение между ионами  $\text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$  и  $\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na}$ . С повышением концентрации содержание кремнезема убывает и меняется соотношение между преобладающими по весу ионами.

В 1942 г. нами было начато изучение рек лесной зоны путем диаграмм зависимости соотношения растворенных химических веществ от общей минерализации. Сводная диаграмма опубликована автором книги позднее (1950, стр. 78). В настоящее время можно пополнить эту диаграмму новыми данными (рис. 9).

Из этого графика можно видеть, что относительное содержание кремнезема при очень малой минерализации воды бывает значительным; при увеличении концентрации речных вод количество его остается тем же, но относительная роль невелика.

Ионный состав воды изменяется иначе. С ростом минерализации наблюдается увеличение содержания всех компонентов, но относительный рост для различных ионов происходит порозному. Так, кривая гидрокарбонатного иона до общей минерализации 300–325 мг/л более крута, а далее, с ростом минерализации, становится несколько положе. Содержание  $\text{SO}_4$  медленно

растет до минерализации 275–300 мг/л, а затем рост идет значительно быстрее. Подобным образом ведет себя кривая хлора. Количество ионов Са и Mg равномерно увеличивается в водах с минерализацией до 525–550 мг/л. Из графика можно установить, что для определенных гидрохимических фаций характерны свои пределы минерализации. Так, в лесной зоне воды с минерализацией до 300–325 мг/л чаще всего относятся к гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной гидрохимической фации, а при большей минерализации наиболее характерна гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая гидрохимическая фация. Кривые рис. 9 в общем сохранили такой же вид, как и составленные в 1942 г. (Г. А. Максимович, 1950). Благодаря большому числу использованных анализов и большому числу рек они более плавны и несколько изменились точки пересечения.

### **III. Зона преобладания гидрокарбонатно-сульфатных, сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций рек степной зоны северного полушария**

Имевшиеся в нашем распоряжении 320 химических анализов 211 рек, приуроченных к степной зоне, позволили выделить 28 гидрохимических фаций, представленных тремя гидрохимическими формациями: гидрокарбонатной, сульфатной и хлоридной. Наибольшая часть анализов (72 %) падает на гидрокарбонатную гидрохимическую формацию, включающую 12 гидрохимических фаций.

В пределах СССР для европейской части степной зоны наблюдается довольно закономерное распределение стока. Минимальные значения годового стока (менее 50 мм) распространяются на побережье Черного и Азовского морей, а также на бассейны нижнего течения Днепра, Дона и Нижней Волги. На север сток заметно увеличивается и в ряде мест превышает 100 мм.

Степная зона Советского Союза неоднородна. Для европейской части СССР наблюдается изменение количества осадков, стока и почвообразовательных процессов с северо-запада на юго-восток. В этом же направлении изменяется химический состав речных вод.

Реки зоны черноземных степей (исключая Приазовские степи) образуют провинцию типичных для степной зоны гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевых гидрохимических фаций. В пределах этой провинции транзитные реки Прут, Днестр, Южный Буг, Днепр для большей части года обладают гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной гидрохимической фацией. Формирование химического состава первых трех рек происходит главным образом в лесостепной зоне. В составе вод этих рек и их притоков

---

<sup>1</sup> Раздел составлен при участии Г. Г. Главатских. Кратко опубликовано: Г. Г. Главатских, Гидрохимические фации рек степной зоны, тезисы доклад, конфер. по химии, геогр. вод, Молотов, 1949.

наблюдается небольшое содержание сульфатов, благодаря чему в ряде случаев третьим компонентом гидрохимической фаций является ион магния.

В зоне степей содержание сульфатов увеличивается и гидрокарбонатно-кальциево-магниевая гидрохимическая фация переходит в гидрокарбонатно-кальциево-сульфатную.

Химический состав воды Днепра определяется особенностями формирования стока его притоков. Сток у Киева составляет 85 % суммарного стока у устья. Поэтому особенности химизма вод верхнего течения Днепра, возникшие в условиях лесной зоны, сохраняются и в нижнем течении. Воды Днепра характеризуются типичной для лесной зоны гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной гидрохимической фацией.

Далее на восток имеется провинция, отличающаяся пестротой гидрохимических фаций. Это бассейн р. Самары. Здесь наблюдается повышенное содержание Cl и SO<sub>4</sub>, что, очевидно, обусловлено составом грунтовых вод, а также спуском шахтных вод Донбасса (р. Волчья). Близкое содержание ведущих анионов, определяющих развитие здесь гидрохимические фации, обуславливает сильное изменение последних во времени, в зависимости от смены гидрометеорологических условий.

Гидрохимические фации рек бассейна р. Самары таковы:

| Гидрохимические фации                 | Общая минерализация, в мг/л | Реки                   |
|---------------------------------------|-----------------------------|------------------------|
| HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub>  | 407–1716                    | Самара, Волчья         |
| Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>  |                             | Самара, Бык, Терса     |
| SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl |                             | Бык                    |
| SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub>  |                             | Соленая, Верхняя Терса |

К этой же провинции сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций относится территория Донецкого бассейна. Воды рек здесь имеют повышенную минерализацию с преобладанием сульфатных и хлоридных ионов, что обуславливает пестроту гидрохимических фаций.

Гидрохимические фации рек Донецкого бассейна следующие:

| Гидрохимические фации                 | Пределы минерализации, в мг/л | Реки            |
|---------------------------------------|-------------------------------|-----------------|
| SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca | 895–1831                      | Лугань, Лозовая |
| SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na |                               | Белая           |
| SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl |                               | Кривой Торец    |
| Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>  |                               | Казенный Торец  |

Такой состав фаций обусловлен сбросом в реки рудничных вод и вод промышленных предприятий.

в районе г. Кривого Рога наблюдается район хлоридно-гидрокарбонатных гидрохимических фаций. Река Ингулец, воды которой у с. Александрово-Степановки (выше Кривого Рога) относятся к гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой гидрохимической фации (минерализация 600–700 мг/л), у Кривого Рога приобретает хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатную гидрохимическую фацию с минерализацией 310 мг/л. Это связано со спуском в реку соляных рудничных вод.

Далее на юго-восток, в пределах черноземных степей Приазовья, небольшие реки северного побережья Азовского моря образуют провинцию сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевых

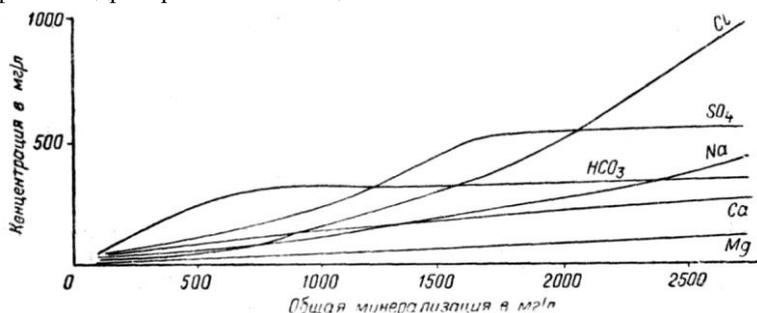


Рис. 10. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями речных вод степей (график составлен Г. Г. Главатских в 1949 г.)

гидрохимических фаций. В летнее время минерализация рек достигает 2000 мг/л. На восточном побережье Азовского моря, между Доном и Кубанью, засушливость климата способствует тому, что во внепаводковый период минерализация небольших рек достигает 3000–4000 мг/л, а в отдельных случаях даже 5000 мг/л. Здесь можно выделить провинцию сульфатно-натриево-гидрокарбонатных гидрохимических фаций. Появление натрия в виде второго компонента обусловлено рядом причин. Частично оно связано с загрязнением. Вследствие высокой минерализации подземных (грунтовых) вод водоснабжение здесь возможно только речными водами. Почти все населенные пункты расположены по берегам рек, что вызывает сильное загрязнение речной воды. Основной же причиной является сульфатно-натриевое соленакопление в почвенных растворах и грунтовых водах.

Еще дальше на восток находится область сульфатно-натриево-хлоридных гидрохимических фаций. Это воды рек Большого Егорлыка, Среднего Егорлыка и Сала, минерализация которых Достигает 6000 мг/л.

В зоне сухих степей и полупустынь для Сыртового Заволжья можно выделить провинцию хлоридно-сульфатных речных вод. Воды рек Белой, Кубы, Соленой Кубы характеризуются хлорид-

но-сульфатно-гидрокарбонатной гидрохимической фацией. Минерализация их колеблется в пределах 2300–4000 мг/л.

Изменение гидрохимических фаций по мере увеличения сухости климата можно было проследить на территории бассейна Дона от впадения р. Медведицы до устья р. Сала, лежащей в сухих и черноземных степях.

Гидрохимические фации бессейна Дона от устья Медведицы до устья Сала следующие:

| Гидрохимические фации                      | Пределы минерализации, в мг/л | Реки                  |
|--|-------------------------------|-----------------------|
| $\text{HCO}_3^- \text{- Ca- SO}_4$         | 313–2625                      | Иловля, Карповка, Чир |
| $\text{HCO}_3^- \text{- SO}_4 \text{- Ca}$ |                               | Чир, Цымла            |
| $\text{HCO}_3^- \text{- SO}_4 \text{- Cl}$ |                               | Цымла                 |
| $\text{HCO}_3^- \text{- Cl- SO}_4$         |                               | Илония, Карповка      |
| $\text{SO}_4 \text{- HCO}_3 \text{- Cl}$   |                               | Цымла                 |
| $\text{SO}_4 \text{- Cl- Ca}$              |                               | Есауловский Аксай     |
| $\text{Cl- SO}_4 \text{- HCO}_3$           |                               | Карповка              |

Из таблицы видно, что воды рек описываемой территории характеризовались неустойчивым соотношением ионов и сильной изменчивостью гидрохимических фаций во времени.

Степная часть Крымского полуострова представляет собой провинцию гидрокарбонатно-кальциево-сульфатных гидрохимических фаций со сравнительно небольшой минерализацией 250–800 мг/л, что связано с питанием рек слабо минерализованными водами северного и северо-западного склонов Крымских гор. Подтверждением этому служит постепенное увеличение минерализации по мере удаления от горной части Крыма на север и северо-восток.

Рассмотренная химическая география речных вод для района Дона, Волго-Донского канала имени В. И. Ленина, Сальских степей является географией прошлого. Сооружение Цимлянского водохранилища привело воды Дона в степную зону. Долины многих рек использованы для сооружения оросительных и обводнительных каналов. Благодаря поступлению более пресных  $\text{HCO}_3^- \text{- Ca- SO}_4$  или  $\text{HCO}_3^- \text{- SO}_4 \text{- Ca}$  вод мы имеем в настоящее время здесь новый химико-географический район.

Зависимость между общей минерализацией и гидрохимическими фациями речных вод степной зоны в пределах минерализации от 80 до 2800 мг/л показана на рис. 10.

Кривые среднего содержания компонентов с увеличением общей минерализации позволяют по их взаимному пересечению установить такие наиболее вероятные пределы минерализации для следующих гидрохимических фаций:

|  |           |      |
|--|-----------|------|
| $\text{HCO}_3^- \text{- SO}_4 \text{- Ca}$ | 80–850    | мг/л |
| $\text{HCO}_3^- \text{- SO}_4 \text{- Cl}$ | 850–1250  | »    |
| $\text{SO}_4 \text{- HCO}_3 \text{- Cl}$   | 1250–1600 | »    |

|                                      |           |      |
|--------------------------------------|-----------|------|
| SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub> | 1600–2050 | мг/л |
| Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> | 2050–2400 | »    |
| Cl-SO <sub>4</sub> -Na               | 2400–2800 | »    |

Приведенная таблица хорошо иллюстрирует закономерное изменение химизма речных вод степной зоны с увеличением общей минерализации, отличающееся выпадением тех гидрохимических фаций, которые были представлены единичными анализами.

### **Зона преобладания хлоридно-натриевых гидрохимических фаций пустынь<sup>1</sup>**

Особенностью пустынь является отсутствие постоянных водотоков, получающих питание в пределах пустыни. Питаясь вне пустынь, реки только протекают по ним, расходуя воду главным образом на испарение и инфильтрацию. В зависимости от количества воды и характера поверхности пустыни, реки или пересекают пустыню, впадая в открытые моря (Нил, Колорадо) и во внутренние водоемы (Аму-дарья, Сыр-Дарья, Тарим), или теряются в пустынях (Мургаб, Теджен). У рек, теряющихся в пустынях, длина непостоянна. Во время высоких вод она на сотни километров больше, чем при низких.

Поверхностный сток в пустынях тропического пояса практически отсутствует, так как испаряемость здесь во много раз превышает количество выпадающих осадков. В пустынях умеренного пояса годовая сумма осадков не превышает 200 мм. Поверхностный сток существует благодаря тому, что средняя годовая температура здесь составляет 2–5°, вследствие чего испарение сравнительно невелико.

По данным М. И. Львовича (1945), годовой сток пустынной зоны не превышает по толщине слоя 50 мм, а обычно даже значительно ниже этой величины. Так, для бессточных областей слой стока равен 20,8 мм, в то время как общий слой стока для всей суши в среднем равен 267 мм. Транзитные реки, протекающие в пределах пустынной зоны, теряют часть своего расхода воды на испарение и орошение. Типичен в этом отношении Нил, который ниже впадения Голубого Нила до г. Ассуан теряет на испарение более 20 % расхода воды. Кроме того, на испарение и орошение в Египте приходится ежегодно 39 км<sup>3</sup> стока, что составляет 49 %. Таким образом, Нил доносит до Средиземного моря менее половины своих вод.

В реках пустынной зоны преобладают сульфатные и хлоридные гидрохимические фации. По имеющимся химическим анализам вод рек пустынной зоны было установлено 19 гидрохимических фаций. Большинство рек пустынной зоны характеризуется

---

<sup>1</sup> Раздел составлен при участии И. А. Коньшина. Кратко опубликовано: И. А. Коньшин, Гидрохимические фации рек и озер пустынной зоны, Тезисы доклад, конфер. по химич. геогр. вод, Молотов, 1949.

несколькими гидрохимическими фациями, сменяющимися времени.

Гидрохимические фации рек пустынной зоны объединяются в несколько гидрохимических формаций: хлоридную, натриевую сульфатную, гидрокарбонатную и кальциевую.

К хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации относятся воды рек Сагиза (Западный Казахстан) и Аму-дарьи. Наиболее минерализованы воды Сагиза. Анализы, взятые в августе 1934–1935 гг., показывают сумму растворенных веществ в 3327–9569 мг/л. В это время река в основном имела грунтовое питание за счет высоко минерализованных вод, что и отразилось на ее химическом составе. Из Аму-дарьи проба была отобрана в марте 1938 г., когда питание реки также было в значительной мере за счет грунтовых вод.

Хлоридно-сульфатно-натриевая гидрохимическая фация установлена для Аму-дарьи (январь – февраль 1938 г.), Мокрой Буйволы (февраль 1937), Шелифа (Алжир). Общая минерализация меняется от 534 до 1033 мг/л.

К хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатной гидрохимической фации относятся реки Уил (март 1941 г.), с общей минерализацией 2422 мг/л, и Эмба (май 1941 г.), с минерализацией в 1 341 мг/л.

Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевая гидрохимическая фация установлена для р. Эмбы в районе Дюсеке (март 1941 г.), когда река имела грунтовое питание, что обусловило минерализацию 940 мг/л.

Транзитные реки в различное время года имеют то подземное, то поверхностное питание, которое обуславливает смену гидрохимических фаций в течение года.

К натриево-сульфатно-гидрокарбонатной гидрохимической фации относится р. Уил около впадения в нее р. Кинжары (август 1934 г.), с общей минерализацией в 1012 мг/л.

Сульфатная гидрохимическая формация представлена десятью гидрохимическими фациями, к которым относятся воды Эмбы с притоком Темир, Сыр-Дарьи, Аму-дарьи (V, VI, X, XII) и Пекоса (Новая Мексика). Общая минерализация вод этой формации изменяется от 309 до 2382 мг/л. Она характерна для транзитных рек пустынной зоны и полупустынь в весенний и осенний периоды.

Гидрокарбонатная и кальциевая гидрохимические фации установлены для Аму-дарьи (в летний паводок), Темира (март), Кумы (июнь), Сыр-Дарьи (август) и Нила (у Каира).

Общая минерализация речных вод пустынной зоны колеблется в широких пределах – от 108 (Нил) до 9569 мг/л (Сагиз).

Химические анализы рек пустынной зоны дают возможность проследить изменение химизма в течение года. Примером может служить Аму-дарья в районе Керки, где в 1938 г. были произведены годовичные наблюдения и имеются анализы

**Гидрохимические фации вод Аму-дарьи (у Керки, 1938 г.)  
и среднемесячный многолетний сток  
(по О. Л. Алекину, 1947)**

| Месяцы | Общая минерализация | Минерализация, в мг/л |                 |                  |       |       |      | Гидрохимические фации                 | Сток, в км <sup>3</sup> |
|--------|---------------------|-----------------------|-----------------|------------------|-------|-------|------|---------------------------------------|-------------------------|
|        |                     | Cl                    | SO <sub>4</sub> | HCO <sub>3</sub> | Na+K  | Ca    | Mg   |                                       |                         |
| I      | 2                   | 3                     | 4               | 5                | 6     | 7     | 8    | 9                                     | 10                      |
| I      | 657,4               | 181,6                 | 165,4           | 75,1             | 134,8 | 80,0  | 20,5 | Cl-SO <sub>4</sub> -Na                | 1,72                    |
| II     | 686,4               | 174,5                 | 167,9           | 97,6             | 135,5 | 88,6  | 22,3 | Cl-SO <sub>4</sub> -Na                | 1,64                    |
| III    | 923,6               | 314,7                 | 177,7           | 94,3             | 214,3 | 102,9 | 19,7 | Cl-Na-SO <sub>4</sub>                 | 1,87                    |
| IV     | 476,5               | 81,3                  | 147,5           | 78,0             | 61,5  | 92,9  | 15,3 | SO <sub>4</sub> -Ca-Cl                | 1,68                    |
| V      | 311,7               | 59,4                  | 83,1            | 62,2             | 34,0  | 58,6  | 14,4 | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl | 3,89                    |
| VI     | 243,9               | 43,6                  | 53,4            | 55,5             | 31,5  | 45,7  | 9,2  | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca | 5,92                    |
| VII    | 477,1               | 36,1                  | 62,9            | 198,4            | 38,5  | 129,4 | 11,8 | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>  | 7,76                    |
| VIII   | 274,6               | 38,4                  | 65,8            | 73,7             | 25,5  | 60,7  | 10,5 | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 6,94                    |
| IX     | 415,2               | 60,6                  | 80,2            | 123,4            | 43,0  | 95,8  | 12,2 | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>  | 3,87                    |
| X      | 405,4               | 97,7                  | 114,8           | 63,2             | 58,8  | 64,3  | 16,6 | SO <sub>4</sub> -Cl-Ca                | 2,58                    |
| XI     | 558,9               | 114,2                 | 127,9           | 148,1            | 80,3  | 70,0  | 18,4 | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl | 2,12                    |
| XII    | 504,4               | 121,5                 | 139,9           | 71,4             | 85,5  | 68,6  | 17,5 | SO <sub>4</sub> -Cl-Na                | 2,02                    |

для каждого месяца. Изменение гидрохимических фаций видно из табл. 39.

Аму-дарья является классическим примером смены в рек в течение года 10 гидрохимических фаций, относящихся к трем гидрохимическим формациям. Аму-дарья имеет ледниковое питание летом и грунтовое зимой с  $\text{HCO}_3$  и  $\text{Cl}$  гидрохимическими формациями. Весной и осенью наблюдается переходная сульфатная формация.

Другим примером изменения гидрохимических фаций могут служить реки Эмба и Темир. Гидрохимический материал по этим рекам менее обстоятелен (табл. 40).

Т а б л и ц а 4 0

**Гидрохимические фации рек Эмбы (1941) и Темира (1939)**

| Месяцы | Гидрохимические фации Эмбы    | Общая минерализация, в мг/л | Гидрохимические фации Темира         | Общая минерализация, в мг/л |
|--------|-------------------------------|-----------------------------|--------------------------------------|-----------------------------|
| III    | $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$   | 940                         | $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ | 108                         |
| IV     | $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$ | 1145                        | –                                    | –                           |
| V      | $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$ | 1341                        | $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl}$ | 937                         |
| IX     | –                             | –                           | $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$        | 1172                        |

С изменением концентрации растворенных веществ в воде изменяется и химический состав речных вод. График (рис. 11) показывает изменение химизма вод пустынной зоны рек с увеличением общей минерализации в пределах от 108 до 3 500 мг/л. С увеличением концентрации наблюдается следующая смена химического состава вод (табл. 41).

Т а б л и ц а 4 1

**Изменение гидрохимических фаций рек в зависимости от минерализации**

| Минерализация, в мг/л | Гидрохимические фации                |
|-----------------------|--------------------------------------|
| От 108 до 175         | $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ |
| » 175 » 425           | $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ |
| » 425 » 625           | $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Cl}$ |
| » 625 » 900           | $\text{SO}_4\text{-Cl-HCO}_3$        |
| » 900 » 1300          | $\text{SO}_4\text{-Cl-Na}$           |
| » 1300 » 1800         | $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$           |
| » 1800 » 3500         | $\text{Cl-Na-SO}_4$                  |

Изменение гидрохимических фаций в общем происходит в той же закономерности, какая показана в табл. 40.

Сильная изменчивость гидрохимических фаций рек пустынной зоны обусловлена тем, что реки здесь транзитные.

Большая часть анализов относится к Аму-дарье, Сыр-Дарье и Нилу. Воды истоков этих рек мало минерализованы и в половодье в пределах пустынной зоны они дают гидрокарбонатные и сульфатные гидрохимические фации.

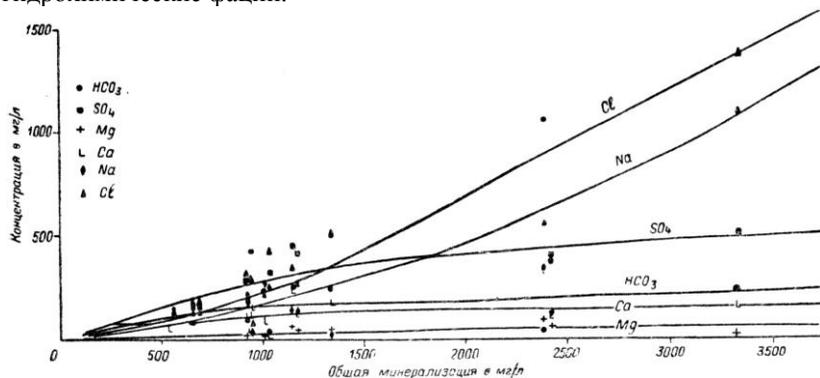


Рис. 11. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями речных вод пустынной зоны (график составлен И. А. Коньшиным в 1949 г.)

Начиная с минерализации 1300 мг/л, уже наблюдаются характерные для пустынь хлоридные гидрохимические фации, что обусловлено питанием рек главным образом подземными водами.

### **V. Зона преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций рек тропиков (и субтропиков), богатых органическим веществом<sup>1</sup>**

Реки данной зоны питаются почти исключительно дождевыми водами.

Благодаря большому количеству осадков и малой проницаемости почв, здесь наблюдаются реки с водой малой минерализации, в которой преобладает слабо растворимый кремнезем или гидрокарбонатный ион. Богатство зоны органическим веществом и железом обуславливает бурую или даже черную окраску речной воды. К этой зоне относятся тропические реки Южной Америки, Африки, Индии, Индо-Китая, Малайского архипелага, а также реки Флориды и прилегающих участков Северной Америки. График (рис. 12) показывает смены гидрохимических фаций с увеличением минерализации. Для описываемой зоны при малых минерализациях характерно преобладание кремнезема.

<sup>1</sup> Раздел составлен при участии А. Ф. Кетовой. Кратко опубликовано: А. Ф. Кетова, Гидрохимические фации рек тропической зоны, Тезисы доклад, конфер. по химич. геогр. вод, Молотов, 1949.

Кривые позволяют установить следующую схему гидрохимических фаций.

|   |   |                                |
|---|---|--------------------------------|
| SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca              | } | при минерализации 39–85 мг/л,  |
| SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na              |   |                                |
| HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -Ca              | } | при минерализации 85–150 мг/л, |
| HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -SO <sub>4</sub> |   |                                |
| HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>                |   | больше 150 мг/л.               |

К последней гидрохимической фации большей частью относятся транзитные реки. Повышенная растворимость кремнезема

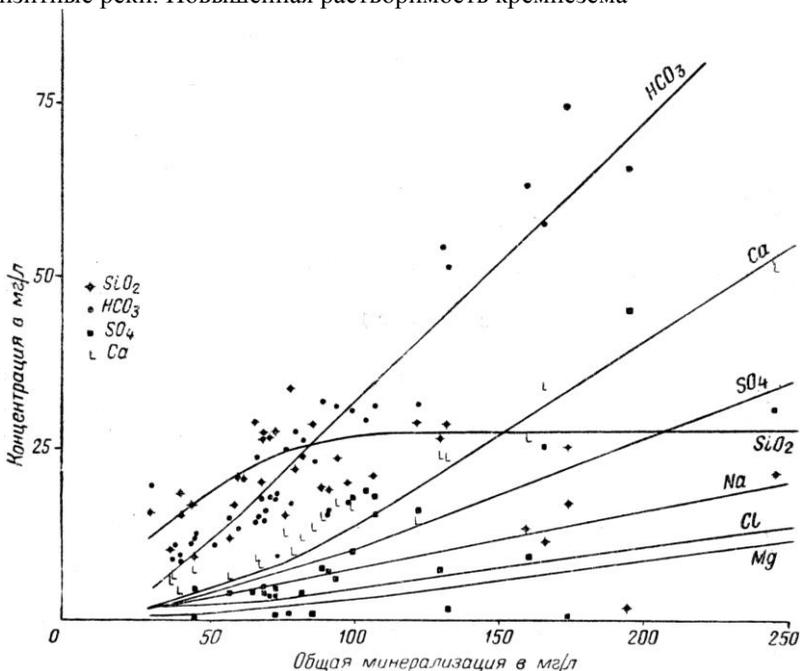


Рис. 12. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями речных вод тропической зоны (график составлен А. Ф. Кетовой в 1949 г.) в водах рек тропической зоны связана с высокой температурой вод и наличием большого количества органического вещества.

## VI. Гидрохимические фации рек горной (вертикальной) зоны <sup>1</sup>

Гидрохимические фации рек горной зоны относятся к шести гидрохимическим формациям: Кремнезёмной, гидрокарбонатной, сульфатной, кальциевой, натриевой и хлоридной. Кремнезёмная

<sup>1</sup> Раздел составлен при участии И. А. Коньшина. Кратко опубликовано: И. А. Коньшин. Гидрохимические фации речных вод горной (вертикальной) зоны. Тезисы доклад. конфер. по химич. геогр. вод, Молотов, 1949.

гидрохимическая формация, выделенная ранее для истоков рек горной зоны (Г. А. Максимович, 1942, 1943), представлена пятью гидрохимическими фациями. Воды очень слабо минерализованы – 12–85 мг/л.

Для горных рек намечаются три вертикальные зоны гидрохимических фаций.

I. Зона преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций – зона альпийских лугов.

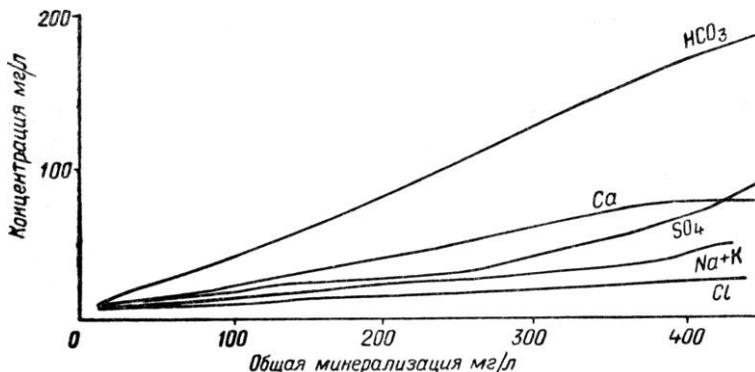


Рис. 13. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями речных вод горной зоны (график составлен И. А. Коньшиным в 1949 г.)

II. Зона преобладания гидрокарбонатно-кальциевых и гидрокарбонатно-сульфатных гидрохимических фаций – зона горных лесов.

III. Зона преобладания сульфатных гидрохимических фаций – зона предгорных степей. Она выделяется только для тех гор, которые расположены в степной зоне.

Кроме вертикальной зональности, важным фактором, обусловившим появление гидрокарбонатной гидрохимической формации, является литология. Реки, протекающие среди мощной толщи известняков, также относятся к гидрокарбонатным гидрохимическим фациям. Появление сульфатных гидрохимических фаций связано с гидрогеологическими особенностями и, в частности, впадением в реку сернистых источников с большим дебитом (например р. Аргун на Кавказе).

Общая минерализация рек горной зоны колеблется в довольно широких пределах от 12 до 1 663 мг/л. Графики зависимости химизма от концентрации (рис. 13, 14) показывают следующую смену гидрохимических фаций для рек горной зоны (табл. 42)<sup>1</sup>.

<sup>1</sup> На графике (рис. 14) показаны только высокогорные реки (истоки). На диаграмме (рис. 13) не нанесены данные о содержании кремнезема, а общая минерализация взята до 450 мг/л. В табл. 44 даны пределы минерализации для рек предгорных степей, имеющих истоки в горах.

| Минерализация, в мг/л | Гидрохимические фации                 |
|-----------------------|---------------------------------------|
| 12–80                 | $\text{SiO}_2\text{-HCO}_3\text{-Ca}$ |
| 80–120                | $\text{HCO}_3\text{-SiO}_2\text{-Ca}$ |
| 120–430               | $\text{HCO}_3\text{-CaSO}_4$          |
| 430–600               | $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$  |
| 600–830               | $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$  |
| 830 и выше            | $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na}$  |

Из таблицы видно, что с изменением общей минерализации вод рек горной зоны происходит закономерное изменение гидрохимических фаций. Кремнеземные гидрохимические фации сменяются гидрокарбонатными, которые в свою очередь сменяются сульфатными.

Кремнеземные гидрохимические фации характерны для истоков рек горной зоны и, по-видимому, присутствуют почти во всех реках, стекающих с высоких горных систем. К сожалению, воды истоков рек редко анализируются.

Гидрохимические фации речных вод некоторых горных систем приведены в табл. 43. Она показывает вертикальную

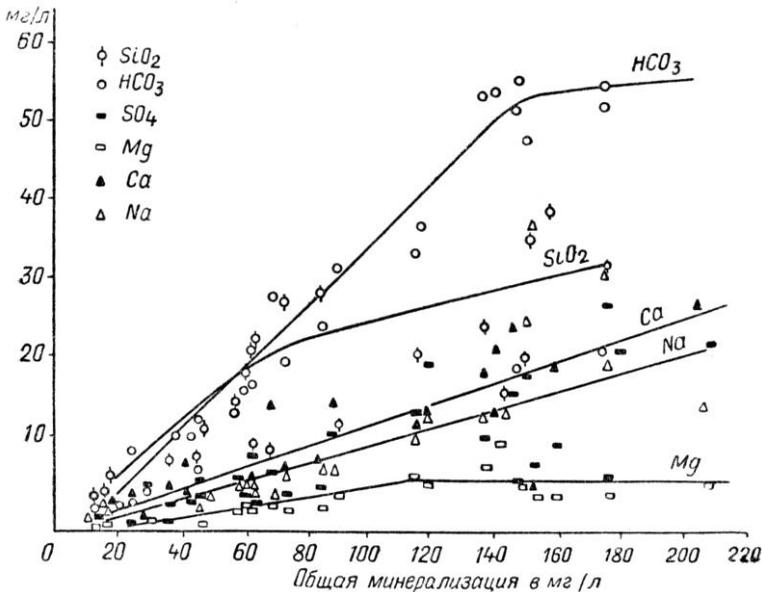


Рис. 14. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями речных вод горной зоны, при учете кремнезема (график составлен в 1942 г.)

Распространение гидрохимических фаций рек по горным системам и их зональность

| Вертикальные зоны  | Кавказ  | Крым  | Урал   | Альпы  | Кордильеры   | Горы Калифорнии   | Скандинавские горы, Анды, горы Англии и другие   |
|--|---|---|--|--|--|---|--|
| I. Зона кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций (зона альпийских лугов)          | $\text{SiO}_2\text{-HCO}_3\text{-Na}^1$<br>$\text{HCO}_3\text{-SiO}_2\text{-Na}$  | Нет данных; формация $\text{SiO}_2$ , вероятно, отсутствует                                       | $\text{SiO}_2\text{-HCO}_3\text{-Na}$<br>$\text{HCO}_3\text{-SiO}_2\text{-SO}_4$   | $\text{SiO}_2\text{-HCO}_3\text{-SO}_4$<br>$\text{SiO}_2\text{-HCO}_3\text{-Na}$<br>$\text{SiO}_2\text{-SO}_4\text{-HCO}_3$<br>$\text{SiO}_2\text{-Cl-Na}$ | $\text{SiO}_2\text{-HCO}_3\text{-Ca}$<br>$\text{HCO}_3\text{-SiO}_2\text{-Ca}$<br>$\text{HCO}_3\text{-SiO}_2\text{-SO}_4$  | $\text{HCO}_3\text{-SiO}_2\text{-SO}_4$                         | $\text{HCO}_3\text{-SiO}_2\text{-Ca}$  |
| II. Зона гидрокарбонатно-кальциевых и гидрокарбонатно-сульфатных гидрохимических фаций (зона горных лесов) | $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$<br>$\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$<br>$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$<br>$\text{HCO}_3\text{-Na-SO}_4$ | $\text{HCO}_3\text{-Ca}$<br>$\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$<br>$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$ | $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$<br>$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Ca}$<br>$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl}$<br>$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Na}$<br>$\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ | $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$  | $\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$<br>$\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$<br>$\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-SiO}_2$<br>$\text{HCO}_3\text{-NaS-iO}_2$<br>$\text{HCO}_3\text{-Na-SO}_4$ | $\text{HCO}_3\text{-Ca-SiO}_2$<br>$\text{HCO}_3\text{-Na-SO}_4$ | $\text{HCO}_3\text{-Ca-SiO}_2$<br>$\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$<br>$\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ |
| III. Зона сульфатных гидрохимических фаций (зона предгорных степей)  | $\text{SO}_4\text{-Ca-HCO}_3$<br>$\text{SO}_4\text{-Ca-Mg}$<br>$\text{SO}_4\text{-Na-HCO}_3$<br>$\text{SO}_4\text{-Na-Ca}$            | $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Ca}$<br>$\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na}$                      |  |  |  |   | $\text{SO}_4\text{-HCO}_3\text{-Na}$   |

<sup>1</sup> Гидрохимические фации расположены по формациям

зональность, которая выражается в смене кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фации речных вод высокогорных истоков рек гидрокарбонатно-кальциевыми или гидрокарбонатно-сульфатными фациями их среднего и нижнего течения (в горной части). Сульфатные гидрохимические фации, как уже указывалось, связаны с впадением в реки мощных минеральных источников, наличием в бассейне реки гипсов или же с наличием степей в предгорьях (Кавказ, Крым).

Кремнеземная формация для Крыма вследствие небольшой высоты и развития известняков, вероятно, отсутствует. Возможно, что здесь развита гидрохимическая фация  $\text{HCO}_3\text{-Ca-SiO}_2$ .

### **Сопоставление гидрохимических особенностей рек различных географических зон**

В заключение рассмотрим изменение гидрохимических фаций речных вод и их минерализации по географическим зонам.

Распределение более 4500 химических анализов вод 870 рек по широтным и вертикальным (горным) географическим зонам дает следующую картину (табл. 44).

Реки тундры в основном принадлежат к гидрокарбонатно-кремнеземной и другим гидрохимическим фациям гидрокарбонатной гидрохимической формации. Единичные анализы транзитных рек и участков со своеобразными условиями (впадение соляных источников, близость моря, наличие гипсов) относятся к хлоридной и сульфатной гидрохимическим формациям. Несомненно, воды некоторых небольших рек относятся к Кремнеземной гидрохимической формации. Однако в распоряжении автора были главным образом анализы транзитных рек, представляющих интерес для водоснабжения.

Анализами не уловлена основная особенность рек тундры – это богатство их вод органическим веществом, количество которого, по В. И. Вернадскому (1933–1936), составляет до 70 % твердого осадка. По существу следовало бы говорить об углеродно-кремнеземных, углеродно-гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фациях.

Минерализация речных вод тундры невелика. Она изменяется от 25 до 268 мг/л. Большой минерализацией отличаются транзитные реки, а также реки, которые протекают среди растворимых пород (гипс, соль) или находятся вблизи моря. Здесь минерализация достигает 733–925 мг/л.

Реки лесной зоны характеризуются гидрокарбонатной гидрохимической формацией, причем наибольшее распространение имеет гидрокарбонатно-кальциево-сульфатная гидрохимическая фация, типичная для данной зоны. Для лесостепи типична гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая гидрохимическая фация. Небольшое значение имеют кремнеземная, кальциевая и сульфатная гидрохимические формации. Появление последней обус-

ловлено развитием в бассейне реки гипсов и ангидритов или спуском шахтных вод. Минерализация речных вод лесной зоны более значительна. Она составляет 20–350 мг/л, а для лесостепи 350–812 мг/л.

Наиболее разнообразен химический состав рек степной зоны. Здесь установлены гидрокарбонатная, сульфатная, хлоридная, кальциевая и натриевая гидрохимические формации. Отсутствует только кремнеземная. Такое разнообразие обусловлено тем, что были использованы не только химические анализы небольших рек, присущих данной зоне, но и анализы больших транзитных рек. Последние питаются главным образом водами лесной зоны и поэтому менее минерализованы. Разнообразие почвенных условий степной зоны, переходной между лесом и пустыней, сказывается на химическом составе речных вод. Благодаря этому здесь имеет большое значение хлоридная и особенно сульфатная гидрохимические фации.

Из гидрокарбонатных гидрохимических фаций наибольшее значение имеет гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая. Минерализация речных вод в степной зоне уже более значительна и изменяется от 117 до 6821 мг/л, причем обычно она больше 400–500 мг/л.

В пустынной зоне рек почти нет. Химические анализы, которыми мы располагаем, относятся главным образом к транзитным рекам, которые имеют истоки в лесной или тропической зонах. В течение года химический состав вод транзитных рек пустынь сильно меняется. Наименее минерализованы воды гидрокарбонатной гидрохимической формации, типичные для периодов преобладания атмосферного питания (дожди, талые снеговые или ледниковые воды). Когда же питание подземными водами приобретает значительную роль, то имеют место более минерализованные воды сульфатных и хлоридных гидрохимических формаций. Минерализация речных вод пустынь изменяется от 108 до 108 250 мг/л.

Реки тропической (и субтропической) зоны принадлежат к Кремнеземной гидрохимической формации. Отмечается также гидрокарбонатная гидрохимическая формация, причем второй и третий по весу компоненты большей частью составляет кремнезем. Как и в тундровой зоне, речные воды тропической зоны весьма мало минерализованы (30–246 мг/л). Отличительная особенность тропических рек – их темная окраска за счет богатства органическим веществом, впервые указывалась еще в 1541 г., однако химически органическое вещество до настоящего времени изучено плохо. Установлено лишь, что оно достигает 70 % твердого осадка.

Горная (вертикальная) зона также характеризуется Кремнеземной и гидрокарбонатной гидрохимическими формациями. Установлена (если исключить предгорья) только одна гидрохимическая фация сульфатной гидрохимической формации,

Таблица 44

**Изменение минерализации речных вод различных гидрохимических фаций по географическим зонам**

| Гидрохимическая<br>формация | Гидрохимическая<br>фация                            | Минерализация по географическим зонам, в мг/л |         |          |         |                                 |         |
|-----------------------------|---|---|---------|----------|---------|---------------------------------|---------|
|                             |   | Тундра  | Лесная  | Степная  | Пустыни | Тропическая и<br>субтропическая | Горная  |
| 1                           | 2   | 3   | 4       | 5        | 6       | 7                               | 8       |
| SiO <sub>2</sub>            | SiO <sub>2</sub> -Cl-Na                             |   |         |          |         |                                 | 16      |
|                             | SiO <sub>2</sub> -SO <sub>4</sub> -CO <sub>3</sub>  |   |         |          |         |                                 | 30      |
|                             | SiO <sub>2</sub> -CO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>  |   |         |          |         |                                 | 12-46   |
|                             | SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca              |   | 38-134  |          |         | 37-78                           | 44-86   |
|                             | SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na              |   |         |          |         | 30-73                           | 16      |
|                             | SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl              |   |         |          |         | 98                              |         |
| Ca                          | Ca-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>                |   |         | 315-375  |         |                                 |         |
|                             | Ca-HCO <sub>3</sub> -Cl                             |   | 124     |          |         |                                 |         |
|                             | Ca-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub>                |   |         | 408      | 275     |                                 |         |
| HCO <sub>3</sub>            | HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -Fe              |   |         |          |         | 45                              |         |
|                             | HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -Na              |   |         |          |         | 57                              |         |
|                             | HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -Ca              | 49-59   | 38-170  |          | 119     | 38-132                          | 37-159  |
|                             | HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -SO <sub>4</sub> |   |         |          |         | 122                             | 39-118  |
|                             | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -SiO <sub>2</sub> |   |         |          |         |                                 | 120-121 |
|                             | HCO <sub>3</sub> -Ca-SiO <sub>2</sub>               | 60-86   | 35-254  |          |         |                                 | 25-144  |
|                             | HCO <sub>3</sub> -Na-SiO <sub>2</sub>               |   |         |          |         | 174                             | 156     |
|                             | HCO <sub>3</sub> -Ca-Na                             |   | 110-496 | 415-886  |         | 160                             | 33      |
|                             | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>                | 27-146  | 20-595  | 159-785  | 415-477 | 166-246                         | 30-123  |
|                             | HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl                             | 25-135  | 31-390  | 310-122  | 168     |                                 |         |
|                             | HCO <sub>3</sub> -Na-Ca                             | 49  |         |          |         |                                 | 27-85   |
|                             | HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg                             |   | 95-718  | 384-884  |         |                                 | 217-221 |
|                             | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca               | 135-243 <sup>1</sup>                          | 24-633  | 80-1270  | 108-945 | 104                             | 225     |
|                             | HCO <sub>3</sub> -Ca                                |   |         | 354-214  |         |                                 | 308-341 |
|                             | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Cl               |   | 239-593 | 109-1599 |         |                                 |         |

|                  |                                       |                     |         |            |            |        |         |
|------------------|---------------------------------------|---------------------|---------|------------|------------|--------|---------|
| HCO <sub>3</sub> | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Na |                     |         | 117–1086   | 559        |        |         |
|                  | HCO <sub>3</sub> -Na-Cl               |                     | 74      | 973        |            |        |         |
|                  | HCO <sub>3</sub> -Na-SO <sub>4</sub>  |                     |         | 337–637    |            |        | 153–180 |
|                  | HCO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 77–250              | 186–450 | 289–828    |            |        |         |
|                  | HCO <sub>3</sub> -Cl-Na               | 57–330              | 35–65   | 260–992    |            |        |         |
|                  | HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub>  |                     | 553     | 729–1409   |            |        |         |
|                  | HCO <sub>3</sub> -Mg-SO <sub>4</sub>  |                     | 58      |            |            |        |         |
| SO <sub>4</sub>  | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na |                     |         | 394–1395   | 309–377    |        | 186     |
|                  | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl |                     |         | 890–1555   | 311–937    |        |         |
|                  | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca | 268                 | 59–812  | 211–1831   | 233–415    |        |         |
|                  | SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>  |                     | 81–461  | 310–1775   | 436        |        |         |
|                  | SO <sub>4</sub> -Ca-Mg                | <sup>2</sup>        |         |            |            |        |         |
|                  | SO <sub>4</sub> -Cl-Ca                |                     |         | 651–2665   | 405        |        |         |
|                  | SO <sub>4</sub> -Cl-Na                |                     | 421     | 426–882    | 504–2384   |        |         |
|                  | SO <sub>4</sub> -Cl-HCO <sub>3</sub>  |                     |         | 1351–3140  | 1145–1172  |        |         |
|                  | SO <sub>4</sub> -Na-HCO <sub>3</sub>  |                     |         | 442–5064   |            |        |         |
|                  | SO <sub>4</sub> -Na-Ca                |                     |         | 1138–2935  |            |        |         |
| Na               | SO <sub>4</sub> -Na-Cl                |                     |         | 1898–6821  |            |        |         |
|                  | Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>  |                     |         | 394–484    |            |        |         |
| Cl               | Na-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub>  |                     |         | 481–692    | 1 0 1 2    |        |         |
|                  | Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>  |                     |         | 331–2408   |            |        |         |
|                  | Cl-HCO <sub>3</sub> -Na               | 65–153 <sup>3</sup> |         |            | 940        |        |         |
|                  | Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub>  |                     |         | 1 163–2627 | 1341–2422  |        |         |
|                  | Cl-SO <sub>4</sub> -Na                |                     |         | 2301       | 534–1033   |        |         |
|                  | Cl-SO <sub>4</sub> -Ca                |                     |         | 2492       |            |        |         |
|                  | Cl-Na-HCO <sub>3</sub>                | 154                 |         | 2144       |            |        |         |
|                  | Cl-Na-SO <sub>4</sub>                 |                     |         | 108–3491   | 923–108250 |        |         |
|                  |                                       | 25–330              | 20–812  | 80–6821    | 108–108250 | 30–246 | 16–341  |

<sup>1</sup> Для транзитных рек 264–432 мг/л <sup>2</sup> Имеется только в транзитных реках – 870 мг/л <sup>3</sup> Для транзитных рек 733–925 мг/л.

связанная с впадением в реки мощных серных источников. Горы находятся в различных широтных климатических зонах и имеют различную высоту, а потому их вершины находятся в различных климатических условиях. Известную роль в формировании состава речных вод играет и состав горных пород, слагающих хребты. Минерализация вод рек горной зоны составляет 16–341 мг/л. Если же учесть предгорья, то она будет значительно выше.

Таблица 43 показывает изменение минерализации вод гидрохимических фаций по географическим зонам. Это особенно хорошо видно для гидрокарбонатной гидрохимической формации, некоторые гидрохимические фации которой встречаются во всех зонах. Для примера возьмем гидрокарбонатно-кальциево-сульфатную и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевую гидрохимические фации.

Гидрокарбонатно-кальциево-сульфатная гидрохимическая фация имеет следующую минерализацию по зонам (в мг/л):

|        |                  |             |
|--------|------------------|-------------|
| Тундра | Тропическая зона | Горная зона |
| 27–146 | 166–246          | 31–123      |
|        | Лесная зона      |             |
|        | 20–595           |             |
|        | Степная          |             |
|        | 59–785           |             |

Наблюдается постепенное нарастание верхнего предела минерализации речных вод от тундр к степям. В тундрах и в горной зоне речная вода мало минерализована. Такая же минерализация бывает в тропиках. Лесная зона отличается малой и средней минерализацией, а степная повышенной и высокой. Что же касается пустынной зоны, то для данной гидрохимической фации установлена минерализация 415–477 мг/л. Однако она не типична, так как относится к водам транзитных рек.

Аналогичная картина наблюдается для минерализации другой гидрохимической фации – гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой (в мг/л):

|         |                  |             |
|---------|------------------|-------------|
| Тундра  | Тропическая зона | Горная зона |
| 135–243 | 104              | 225         |
|         | Лесная зона      |             |
|         | 24–633           |             |
|         | Степная зона     |             |
|         | 80–1240          |             |

Пустынная зона для транзитных рек дает минерализацию 108–945 мг/л. Аналогичная картина зависимости минерализа-

ции речных вод одной и той же гидрохимической фации от географической зоны наблюдается почти всюду, как это хорошо видно из табл. 43.

Рост минерализации вод одной и той же гидрохимической фации – результат многих взаимно противоположных процессов, которые протекают в таких сложных многокомпонентных физико-химических системах, как речные воды. Рост температур с севера на юг приводит к уменьшению содержания газов в речной воде. Уменьшение содержания углекислоты сказывается на гидрокарбонатном ионе. С другой стороны, уменьшение выщелоченности коры выветривания с севера на юг приводит к обогащению речных вод сульфатами и ионами хлора и натрия. Наличие одних ионов повышает растворимость других (что было показано во введении – табл. 3), но это наблюдается только в том случае, если у двух солей нет общих ионов. При наличии общих ионов растворимость обычно падает.

Большую роль играют органические вещества. Они повышают растворимость кремнезема. Вместе с малой минерализацией речных вод это обуславливает появление кремнеземных гидрохимических фаций в тундрах и экваториальной зоне. Органические вещества сказываются и на содержании сульфатов, которые под их влиянием десульфатируются. Пока можно только очень схематически наметить те процессы и факторы, под влиянием которых растет минерализация с севера на юг.

Рассмотрим еще пределы общей минерализации гидрохимических фаций для различных географических зон, которые были намечены на основании графиков зависимости содержания растворенных компонентов от общей минерализации (рис. 7, 9–14). Результаты сведены в табл. 45.

Эта таблица позволяет сделать важные выводы. Во-первых, она еще раз показывает, что гидрохимические фации рек – это стадии поверхностного гидрохимического процесса, который протекает по-разному в различных геодинамических условиях. Результатом этого сложного процесса является отличие состава разных объемов речных вод. Химический состав этих объемов изменяется по мере роста общей минерализации. Таким образом, гидрохимические фации речных вод – это стадии их минерализации. Одна и та же гидрохимическая фация в различных географических зонах будет иметь различные пределы общей минерализации, это особенно хорошо видно на первых трех гидрохимических фациях. Кремнеземно-гидрокарбонатно-кальциевая, гидрокарбонатно-кремнеземно-кальциевая и гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземная гидрохимические фации характеризуются увеличением пределов минерализации от тундры через лесную зону к тропической, что объясняется повышением растворимости кремнезема при увеличении температуры. Известную роль в этом играют и органические вещества, причем в тундре верхний предел последней гидрохимической фации несколько

Минерализация гидрохимических фаций речных вод по географическим зонам, в мг/л

| Географические зоны | Гидрохимические фации                          |  |   |  |   |  |   |  |  |                                |                               |
|---------------------|--|--|---|--|---|--|---|--|--|--------------------------------|-------------------------------|
|                     | SiO <sub>2</sub> -<br>HCO <sub>3</sub> -<br>Ca | HCO <sub>3</sub> -<br>SiO <sub>2</sub> -<br>Ca | HCO <sub>3</sub> -<br>Ca-<br>SiO <sub>2</sub> | HCO <sub>3</sub> -Ca-<br>SO <sub>4</sub><br>HCO <sub>3</sub> -<br>Ca-Cl <sup>1</sup> | HCO <sub>3</sub> -<br>SO <sub>4</sub> -Ca | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -<br>Cl<br>SO <sub>4</sub> -<br>HCO <sub>3</sub> -Ca | SO <sub>4</sub> -<br>HCO <sub>3</sub> -<br>Cl | SO <sub>4</sub> -<br>Cl-<br>HCO <sub>3</sub> | Cl-SO <sub>4</sub> -<br>HCO <sub>3</sub><br>SO <sub>4</sub> -<br>Cl-Na | Cl-<br>SO <sub>4</sub> -<br>Na | Cl-<br>Na-<br>SO <sub>4</sub> |
| Тундра              | 10–20  | 20–60  | 60–150  | 150–<br>400  | –   | –  | –   | –  | –  | –                              | –                             |
| Лес и лесостепь     | –  | 30–70  | 70–90   | 90–<br>315   | 315–525                                   | –  | –   | –  | –  | –                              | –                             |
| Степь               | –  | –  | –   | –  | 80–850                                    | 850–<br>1250   | 1250–<br>1600                                 | 1600–<br>2050                                | 2050–<br>2400  | 2400–<br>2800                  | –                             |
| Пустыня             | –  | –  | –   | –  | 108–175                                   | 17–<br>425   | 425–<br>625                                   | 625–<br>900                                  | 900–<br>1300   | 1300–<br>1800                  | 1800–<br>3500                 |
| Тропическая зона    | 16–85  | 85–150   | 150–208                                       | 208–<br>250  | –   | –  | –   | –  | –  | –                              | –                             |
| Горная зона         | 12–80  | 80–120   | –   | 120–<br>430  | (430–<br>600) <sup>2</sup>                | –  | –   | –  | –  | –                              | –                             |

<sup>1</sup> Появление гидрохимической фации в транзитных реках связано с соленосными толщами и соляными источниками.

<sup>2</sup> Степные реки, питающиеся в горах.

больше вследствие того, что для построения диаграммы были взяты данные по транзитным рекам, воды которых содержат повышенное количество хлоридов.

Гидрохимический процесс при высоких минерализациях воды в степях и пустынях протекает различно. Своеобразие гидрохимических фаций рек пустынь связано с тем, что воды их представляют собой смесь ледниковых, дождевых и сильно минерализованных грунтовых вод.

Из таблицы видно, что пресные речные воды кремнеземно-гидрокарбонатно-кальциевой и гидрокарбонатно-кремнеземно-кальциевой гидрохимических фаций свойственны трем основным зонам: тундрам, тропикам и высокогорным рекам. Приполярные реки отличаются желтой и светло-бурой водой, а тропические и подтропические черно-бурой и черной водой. Такая окраска обусловлена органическим веществом, которое составляет для приполярных рек около 45 %, а для тропических – до 70 %. Состав органического вещества изучен слабо. По В. И. Вернадскому (1933–1936), он различен и составляет следующие количества (в %):

|                      | С         | Н       | N       | O         | P           |
|----------------------|-----------|---------|---------|-----------|-------------|
| Приполярные реки     | 50,0–54,1 | 3,9–5,0 | 1,5–2,9 | 38,8–47,9 | 0,065–0,179 |
| Черные реки тропиков | 47,0      | 4,6     | 2,25    | 46,2      | –           |

Принимая во внимание компоненты порядка  $10^{-2}$  и  $10^{-3}$  %, будем иметь:

|                                     | Органические вещества,<br>в весовых %   | Состав               |
|-------------------------------------|---|----------------------|
| Гундровые бурые речные воды         | $4,0 \cdot 10^{-3} = 7,9 \cdot 10^{-3}$ | O, C                 |
| Тропические черно-бурые речные воды | $7,4 \cdot 10^{-2} = 2,5 \cdot 10^{-3}$ | O, C, N, Ca, Si, Na, |

Некоторое представление о выносе биогенных элементов может дать р. Волга (О. А. Алекин, 1948).

Вынос биогенных элементов Волгой в Каспийское море (в  $10^3$  т):

| Элементы                                   | 1936 г. | 1937 г. | 1938 г. |
|--|---------|---------|---------|
| Фосфор растворенный минеральный            | 7,71    | 6,4     | 3,9     |
| Фосфор растворенный органический           | –       | –       | (3,7)   |
| Фосфор взвешенных веществ,<br>минеральный  | –       | –       | (11)    |
| Фосфор взвешенных веществ,<br>органический | –       | –       | (6)     |
| Всего фосфора                              | –       | –       | 24,6    |

| Элементы                         | 1936 г. | 1937 г. | 1938 г. |
|----------------------------------|---------|---------|---------|
| Азот нитратов                    | 10,0    | 10,6    | 24,5    |
| » аммиачный                      | (25)    | 12      | 21,5    |
| » альбуминоидный                 | (47)    | 26      | –       |
| » органический (вычисленный)     | (94)    | 52      | –       |
| » взвешенных веществ             | –       | (118)   | 197     |
| Всего азота (сумма)              | –       | 192,6   | –       |
| Кремний                          | 630     | 600     | 563     |
| Органическое вещество во взвесах | –       | 1500    | 2960    |
| » » в растворенном виде          | –       | (5600)  | (6700)  |

Примечание. Цифры в скобках означают ориентировочные данные. Волга выносит в Каспийское море в растворенном виде органического вещества больше, чем натрия с калием, хлора и магния, взятых отдельно. Это показывает, какую большую роль играют реки в выносе органических веществ в море. Роль тундровых и тропических (и субтропических) рек в выносе органического вещества еще большая.

### Химическая денудация

М. В. Ломоносов еще в 1763 г. в работе «О слоях земных» (§ 144, 145) указывал на то, что реки выносят в океан соли. Попытки определения количества растворенных веществ, выносимых реками, или химической денудации появились позднее. Г. М. Рид, рассматривая этот вопрос (1876–1877, 1889, 1903), в 1889 г. установил, что ежегодное понижение Земли за счет химической денудации составляет в среднем 0,014 мм, или 14 микрон. По подсчету Г. В. Лопатина (1950), это составит для Земли годовой сток растворенных веществ 4390 млн. т. А. Пенк в 1894 г. для площади около 10 млн. км<sup>2</sup> определил вынос растворенных веществ в 441 млн. т. Проверка площади водосборных бассейнов, которую Пенк взял для подсчета, показала, что она несколько больше и составляет не 7,5, а 10 % от всей поверхности суши (без Гренландии, Канадского архипелага и Антарктики). Это дает для Земли вынос растворенных веществ в количестве 4410 млн. т в год.

Р. Селисбери в 1909 г. сток растворенных веществ для Земли принимал равным около 5000 млн. т. Позднее Ф. Кларк (1924) определил для всех рек суши химическую денудацию в  $1,9 \cdot 10^9$  т в год. Взяв подсчитанные им цифры химической денудации по континентам, площади по М. И. Львовичу (1945) и Г. В. Лопатину (1950) и добавив Австралию, отсутствующую у Ф. Кларка, мы получили для всей суши следующие цифры (табл. 46).

Г. В. Лопатин (1950), ссылаясь на Кларка, указывает, что для суши сток растворенных веществ составляет 2700 млн. т в год.

Таким образом, по Ф. Кларку, в результате выноса растворенных веществ земная поверхность понижается в год на 0,01 мм, или 10 микрон. Для понижения на 1 м потребуются 100000 лет.

**Количество растворенных веществ, выносимых всеми реками  
Земли за год**

| Материки              | Вынос<br>растворенных<br>веществ,<br>в т/км <sup>2</sup> | Площадь,<br>в млн. км <sup>2</sup> | Сток<br>растворенных<br>веществ,<br>в млн. т | Химическая<br>денудация,<br>в $\mu$ в год |
|-----------------------|--|------------------------------------|--|---|
| Европа                | 38,61  | 9,67                               | 373  | 15,0                                      |
| Азия <sup>1</sup>     | 32,43  | 44,89                              | 1455   | 13,0                                      |
| Африка                | 16,99  | 29,81                              | 507  | 6,5                                       |
| Северная Америка      | 30,50  | 20,44                              | 624  | 12,0                                      |
| Южная Америка         | 19,30  | 17,98                              | 348  | 7,0                                       |
| Австралия             | –  | 7,96                               | 63 <sup>3</sup>                              | 3,0                                       |
| Вся суша <sup>2</sup> | 26,4 <sup>4</sup>  | 130,75                             | 2470   | 10 <sup>4</sup>                           |

<sup>1</sup> С Малайским архипелагом, Японией и Филиппинами,

<sup>2</sup> Без Гренландии, Канадского архипелага и Антарктики.

<sup>3</sup> По Г. В. Лопатину.

<sup>4</sup> По Ф. Кларку.

Б. В. Поляков (1946) считает, что химический сток почти не зависит от географического положения района. Это он объясняет тем, что (для европейской части СССР) по мере продвижения на юг, параллельно с увеличением плотного остатка речных вод, уменьшается водоносность рек. В доказательство он приводит следующую таблицу, где нами введена еще графа, показывающая химическую денудацию в микронах (табл. 47).

Таблица 47

**Химическая денудация для европейской части СССР**

*(по Б. В. Полякову, 1946)*

| Широта, в ° | Средняя величина<br>плотного остатка,<br>в мг/л | Средняя<br>водоносность,<br>в м <sup>3</sup> /га в год | Химический сток,<br>в т/га в год | Химическая<br>денудация,<br>в $\mu$ в год |
|-------------|---|--|----------------------------------|---|
| 56          | 120   | 2250   | 0,27                             | 10,4                                      |
| 52          | 300   | 930  | 0,28                             | 10,8                                      |
| 48          | 400   | 750  | 0,30                             | 11,5                                      |

На основании собранных многочисленных данных о химическом составе речных вод Земли нами сделана попытка подсчета химической денудации по географическим зонам. Результаты приведены в табл. 48.

Химическая денудация по географическим зонам Земли

| Зоны                 | Площади зон,<br>в млн. км <sup>2</sup> | Годовой сток<br>в мм слоя | Средняя<br>минерализация,<br>в мг/л | Сток воды,<br>в км <sup>3</sup> за год | Химический сток за<br>год, в млн. т | Химический сток,<br>в т/км <sup>2</sup> | Химическая<br>денудация,<br>в т. за год |
|----------------------|--|---------------------------|-------------------------------------|--|-------------------------------------|---|---|
| Тундра               | 5,9                                    | 150                       | 70                                  | 887                                    | 62                                  | 10                                      | 4                                       |
| Лесная и лесостепная | 33,9                                   | 200                       | 160                                 | 6780                                   | 1083                                | 32                                      | 13                                      |
| Степная              | 17,1                                   | 120                       | 320                                 | 2150                                   | 690                                 | 40                                      | 16                                      |
| Пустыня              | 27,2                                   | 20                        | 800                                 | 940 <sup>2</sup>                       | 750 <sup>2</sup>                    | 27 <sup>2</sup>                         | 11 <sup>2</sup>                         |
| Тропики и субтропики | 21,1                                   | 650                       | 45                                  | 13720                                  | 617                                 | 29                                      | 12                                      |
| Горная               | 22,0                                   | 500                       | 50                                  | 11130                                  | 556                                 | 25                                      | 10                                      |
|                      | 127,8 <sup>4</sup>                     |                           |                                     | 34667 <sup>3</sup>                     | 3008 <sup>3</sup>                   | 30                                      | 12                                      |

<sup>1</sup> Приведены в главе I.

<sup>2</sup> Условно. Перемещение водой растворенных веществ в депрессии.

<sup>3</sup> Без пустынь и полупустынь.

<sup>4</sup> Остальная площадь занята полярными льдами, внутренними водоемами и т. д.

Величина химической денудации по географическим зонам изменяется от 4 до 15 микронов в год. Таким образом, приведенные в табл. 49 данные Б. В. Полякова справедливы только для ограниченной территории. Для Земли химическая денудация претерпевает значительно большие изменения.

Средняя химическая денудация для Земли по нашему подсчету составляет 12 микронов в год, т. е. больше цифры Кларка. Общее количество растворенных веществ, приносимых реками и поверхностным смывом в океан  $3 \cdot 10^9$  т, т. е. в 1,6 раза больше, чем цифра, данная Кларком. При пересчете на всю площадь суши цифра Кларка также несколько увеличится. Полученная нами цифра, вероятно, более близка к действительной, так как в подсчете Кларка не учтены малые реки, которых достаточно много. Кроме того, химическая денудация происходит за счет стекания дождевых вод в море непосредственно с побережий.

Таким образом, в настоящее время мы имеем ряд цифр стока растворенных веществ на Земле в год. Они довольно близки. Химическая денудация подсчитывается из стока растворенных веществ в т/км<sup>2</sup> разными путями. Обычно ее получают путем деления на удельный вес 2,4–2,5. Г. В. Лопатин (1950) предлагает учитывать объемный вес рыхлой породы, равный в среднем  $1,5/м^3$ .

## Механический (взвешенных и влекомых наносов), химический (растворенных веществ) и общий сток Земли

| Материки                   | Площадь, в млн. км <sup>2</sup> | Средняя мутность рек, в г/м <sup>3</sup> | Сток, в млн. т |            | Химический сток без бессточных областей, в млн. т | Сток, в млн. м <sup>3</sup> |            | Смыс с поверхности суши за год, в т/км <sup>2</sup> |            | Понижение поверхности суши в год, в м |                              | Продолжительность понижения поверхности суши на 1 м за счет денудации, в годах |                    | Соотношение механического и химических стоков |
|----------------------------|---------------------------------|--|----------------|------------|---|-----------------------------|------------|---|------------|---------------------------------------|------------------------------|--|--------------------|---|
|                            |                                 |  | общий          | химический |   | общий                       | химический | общий   | химический | всего <sup>1</sup>                    | за счет химической денудации | за счет общей  | за счет химической |   |
| Европа                     | 9,67                            | 163                                      | 725            | 263        | 203   | 480                         | 175        | 75  | 27         | 50                                    | 18                           | 20000  | 55500              | 1,8   |
| Азия                       | 44,89                           | 649                                      | 9361           | 1172       | 817   | 6240                        | 781        | 208   | 26         | 139                                   | 17                           | 7200   | 58800              | 7,0   |
| Африка                     | 29,81                           | 291                                      | 2152           | 618        | 385   | 1430                        | 412        | 72  | 21         | 48                                    | 14                           | 20800  | 71400              | 2,4   |
| Северная и Средняя Америка | 20,44                           | 233                                      | 2312           | 659        | 632   | 1540                        | 440        | 113   | 32         | 75                                    | 22                           | 13300  | 45400              | 2,4   |
| Южная Америка              | 17,98                           | 208                                      | 2669           | 825        | 780   | 1780                        | 550        | 148   | 46         | 99                                    | 31                           | 10100  | 32200              | 2,2   |
| Австралия                  | 7,96                            | 421                                      | 345            | 63         | 33  | 230                         | 42         | 43  | 8          | 29                                    | 5                            | 34400  | 200000             | 4,5   |
| Вся суша                   | 130,75                          | 360                                      | 17564          | 3600       | 2850  | 11700                       | 2400       | 134   | 27         | 90                                    | 18                           | 11100  | 55500              | 4,0   |

<sup>1</sup> При объемном весе 1,5 т/м<sup>3</sup>

Если свести все данные о стоке растворенных веществ и химической денудации по разным подсчетам, то получим следующее<sup>1</sup>

| Автор подсчета и дата   | Кем исправлен подсчет   | Сток растворенных веществ для Земли, в млн. т | Химическая денудация, в $\mu$ в год |  |
|-------------------------|-------------------------|---|-------------------------------------|--|
|                         |                         |   | при удельном весе 2,5               | При объемном весе 1,5 т/м <sup>3</sup> |
| М. Рид (1889)           | Г. В. Лопатин (1950)    | 4390  | 14,0                                | 23                                     |
| А. Пенк (1894)          | Г. В. Лопатин (1950)    | 4410  | 13,5                                | 23                                     |
| Р. Селисбери (1909)     |                         | 5000  | 15,0                                | 26                                     |
| Ф. Кларк (1924)         |                         | 1900  | 10,0                                | 17                                     |
| Ф. Кларк (1924)         | Г. А. Максимович (1949) | 2470  | 7,6                                 | 13                                     |
| Ф. Кларк (1924)         | Г. В. Лопатин (1950)    | 2700  | 8,0                                 | 14                                     |
| Г. А. Максимович (1949) |                         | 3000 (3750) <sup>1</sup>                      | 12,0                                | 20                                     |
| Г. В. Лопатин (1950)    |                         | 3600 <sup>1</sup>                             | 11,0                                | 18                                     |

<sup>1</sup> При учете площади пустынь и полупустынь – бессточных областей, где наблюдается только перенос растворенных веществ в депрессии.

Вынос растворенных веществ реками, по подсчету Г. В. Лопатина (1950), составляет для Земли 3600 млн. т. Но учитывая, что из бессточных областей растворенные вещества не выносятся в океан, автор, произведя подсчет по материалам Г. В. Лопатина (1950), получил химический сток Земли равным 2850 млн. т. Подсчеты Г. В. Лопатина и наш, произведенное различными методами, дают близкие цифры.

Механический и химический сток Земли по континентам, вычисленный Г. В. Лопатиным (1950), назван им транзитной частью эрозионной работы рек, так как он включил в этот сток и бессточные области, из которых вещество не выносится в океан. Нами из общего стока выделен химический сток и подсчитано соотношение механического стока к химическому. Понижение поверхности суши показано в микронах. Результаты приведены в табл. 49.

В среднем для Земли механический сток в четыре раза больше, чем химический. Больше среднего это отношение в Азии и

---

<sup>1</sup> Мы не приводим цифры, даваемые В. И. Вернадским (1933, стр. 144, 145), где химическая денудация Земли определяется в  $2,5 \cdot 10^6$  т и  $2,73 \cdot 10^7$  т ежегодно. По-видимому, здесь досадные опечатки в показателях степени. Первая из цифр воспроизведена Н. Н. Славяновым в его работе «Учение В. И. Вернадского о природных водах...» (1948, стр. 28).

Австралии. Остальные континенты характеризуются цифрами 1,8–2,4.

В последнее время в СССР появился интерес к определению химической денудации. Этот вопрос рассматривается в работах А. О. Симанчука (1938), Г. А. Максимовича (1942, 1943, 1946), Б. В. Полякова (1946), Ф. П. Саваренского (1948), О. А. Алекина (1948), Г. В. Лопатина (1949, 1950).

Систематические гидрохимические исследования, проведенные за последние годы, позволяют дать характеристику химической денудации по основным рекам европейской части СССР, Северного Кавказа и Сибири (табл. 50).

Для площади 14,2 млн. км<sup>2</sup>, составляющей две трети площади СССР, и для всего Союза химическая денудация составляет в среднем 7 микронов в год, т. е. значительно меньше подсчитанной нами средней для земного шара. Это связано с малой химической денудацией четырех сибирских рек Оби, Енисея, Лены и Амура. Без них для СССР химическая денудация составляет около 10 микронов в год. Обращает на себя внимание резкое различие химической денудации равнинных и горных рек. Для равнинных рек она составляет 6–18 микронов в год, а для трех горных рек – Терека, Сулака и Самура – 50–128 микронов. Эти же горные реки отличаются резким увеличением стока взвешенных наносов.

Равнинные реки обычно выносят больше растворенных веществ, чем взвешенных наносов. Реки, имеющие истоки в горах (Кубань, Терек, Сулак, Самур и др.), несут в 3–9,5 раза больше взвешенных наносов, чем растворенных веществ (при удельном весе 1,5).

Приведем данные химической денудации в Соединенных Штатах, по Ф. В. Кларку (1924).

| Дренируемый бассейн                     | Химическая денудация, в, м |
|---|----------------------------|
| Северная часть атлантического побережья | 17,5                       |
| Южная часть » » »                       | 13,0                       |
| Восточная часть Мексиканского залива    | 16,0                       |
| Западная часть » » »                    | 5,0                        |
| Бассейн Миссисипи                       | 14,5                       |
| » р. Св. Лаврентия в пределах США       | 15,5                       |
| » р. Колорадо в Аризоне                 | 7,0                        |
| Южная часть побережья Тихого океана     | 24,0                       |
| Северная часть » » »                    | 13,5                       |
| В с е г о                               | 13,0                       |

## Химическая денудация некоторых рек СССР в год

(по Г. В. Лопатину, 1949 и О. А. Алехину, 1949)

| Реки                          | Площадь водосбора, в млн. км <sup>2</sup> | Сток воды, в км <sup>3</sup> | Химический сток, в млн. т | Химическая денудация    |                      | Соотношение стока взвешенных наносов и раств. веществ |
|-------------------------------|---|------------------------------|---------------------------|-------------------------|----------------------|---|
|                               |   |                              |                           | т/км <sup>2</sup> в год | μ в год <sup>1</sup> |   |
| <b>Белое и Баренцево моря</b> |   |                              |                           |                         |                      |   |
| Печора                        | 0,327                                     | 129,00                       | 5,50                      | 17,0                    | 7                    | 1,18  |
| Мезень                        | 0,076                                     | 26,00                        | 1,26                      | 17,0                    | 7                    | 0,62  |
| Северная Двина                | 0,360                                     | 111,00                       | 17,30                     | 48,0                    | 18                   | 0,34  |
| Онега                         | 0,057                                     | 18,00                        | 1,10                      | 19,0                    | 7                    | 0,18  |
| Итого                         | 0,821                                     | 284,00                       | 25,20                     | 31,0                    | 12                   | 0,53  |
| <b>Балтийское море</b>        |   |                              |                           |                         |                      |   |
| Нева                          | 0,282                                     | 82,00                        | 2,87                      | 10,0                    | 4                    | 0,29  |
| Луга                          | 0,013                                     | 3,20                         | 0,22                      | 18,0                    | 7                    | 0,20  |
| Нарова                        | 0,056                                     | 14,00                        | 0,98                      | 17,5                    | 7                    | 0,23  |
| Западная Двина                | 0,084                                     | 21,00                        | 2,10                      | 25,0                    | 10                   | 0,26  |
| Итого                         | 0,435                                     | 120,20                       | 6,17                      | 14,0                    | 6                    | 0,26  |
| <b>Черное и Азовское моря</b> |   |                              |                           |                         |                      |   |
| Днестр                        | 0,072                                     | 10,00                        | 3,04                      | 42,0                    | 16                   | 0,82  |
| Днепр                         | 0,503                                     | 53,00                        | 8,63                      | 17,0                    | 7                    | 0,23  |
| Южный Буг                     | 0,046                                     | 2,65                         | 0,63                      | 14,0                    | 6                    | 0,84  |
| Дон                           | 0,422                                     | 28,00                        | 9,27                      | 22,0                    | 8                    | 0,84  |
| Кубань                        | 0,061                                     | 11,00                        | 2,20                      | 36,0                    | 14                   | 5,00  |
| Итого                         | 1,105                                     | 104,65                       | 23,77                     | 21,5                    | 8                    | 1,00  |
| <b>Каспийское море</b>        |   |                              |                           |                         |                      |   |
| Волга                         | 1,380                                     | 255,00                       | 45,00                     | 32,5                    | 12,5                 | 0,57  |
| Урал                          | 0,220                                     | 11,00                        | 3,32                      | 15,0                    | 6                    | 1,24  |
| Терек                         | 0,044                                     | 11,00                        | 5,50                      | 128,0                   | 50                   | 4,69  |
| Сулак                         | 0,013                                     | 5,60                         | 2,80                      | 215,0                   | 83                   | 9,57  |
| Самур                         | 0,003                                     | 2,00                         | 1,00                      | 333,0                   | 128                  | 6,26  |
| Кума                          | 0,021                                     | 0,38                         | 0,19                      | 9,0                     | 3,5                  | 3,79  |
| Калаус                        | 0,009                                     | 0,07                         | 0,05                      | 5,5                     | 2                    | 7,00  |
| Итого                         | 1,692                                     | 285,10                       | 57,90                     | 34,0                    | 13                   | 1,55  |
| <b>Карское море</b>           |   |                              |                           |                         |                      |   |
| Обь                           | 2,950                                     | 394,00                       | 30,26                     | 10,0                    | 4                    | –   |
| Енисей                        | 2,700                                     | 584,00                       | 29,48                     | 11,0                    | 4,4                  | –   |
| Итого                         | 5,650                                     | 978,00                       | 59,74                     | 10,5                    | 4,2                  | –   |

| Реки                        | Площадь водосбора, в млн. км <sup>2</sup> | Сток воды, в км <sup>3</sup> | Химический сток, в млн. т | Химическая денудация    |                      | Соотношение стока взвешенных наносов и раств. веществ |
|-----------------------------|---|------------------------------|---------------------------|-------------------------|----------------------|---|
|                             |   |                              |                           | т/км <sup>2</sup> в год | μ в год <sup>1</sup> |   |
| <b>Море Лаптевых</b>        |   |                              |                           |                         |                      |   |
| Лена                        | 2,420                                     | 511,00                       | 41,30                     | 17,0                    | 7                    | –   |
| Охотское море               |   |                              |                           |                         |                      |   |
| Амур                        | 2,050                                     | 346,00                       | 18,72                     | 9,0                     | 3,5                  | –   |
| В с е г о                   | 14,173                                    | 3629,00                      | 232,80                    | 16,4                    | 7                    | –   |
| Для всего СССР <sup>2</sup> | 21,545                                    | 3968,00                      | 337,00                    | 16,9                    | 7                    |   |

<sup>1</sup>При удельном весе 2,5.

<sup>2</sup>О. А. Аленин (1951).

Выше мы дали характеристику химической денудации континентов и бассейнов крупных рек, из которой видно, что в пределах бассейнов крупных рек, благодаря разнообразию гидрогеологических, геологических и других условий, величина химической денудации изменяется в широких пределах.

В качестве примера приведем бассейн верхней Камы выше г. Молотова.

Для Камы было установлено, что химический сток в шесть раз больше механического и химическая денудация в 2,5–3 раза больше средней для земного шара (Г. А. Максимович, 1946). Это побудило нас более обстоятельно изучить химическую денудацию в бассейне Камы выше впадения р. Большой Нытвы. Наличие химических анализов вод и расходов по месяцам позволило произвести подсчет как для Камы, так и для ряда ее притоков. Результаты приведены в табл. 51.

Данные таблицы позволяют сделать ряд выводов относительно особенностей химической денудации верхнего течения Камы. Прежде всего химическая денудация здесь изменяется в широких пределах от 10 микронов для р. Чусовой (у Чизмы) и р. Гайвы До 145 микронов у р. Безымянной. При этом как Кама, так и ее притоки в большинстве случаев имеют химическую денудацию значительно большую, чем среднюю для земного шара. Бассейн верхней Камы является районом преобладания химической денудации, которая больше механической (вынос взвешенных и влекомых веществ) в 6–8 раз.

Наблюдаются следующие изменения величины химической денудации на территории Молотовской области (см. рис. 8).

## Химическая денудация в верховьях Камы

| Река       | Пункт                    | Модуль стока, в<br>л/сек с 1 км <sup>2</sup><br>( <i>M</i> ) | Изменение<br>модуля стока, в<br>л/сек с 1 км <sup>2</sup> | Среднегодовой химический сток |                           | Химическая<br>денудация, в<br>μ в год<br>( <i>B</i> ) | Коэффициент<br>химической<br>денудации<br>$X = B / M$ |
|------------|--------------------------|--|---|-------------------------------|---------------------------|---|---|
|            |                          |  |   | г/сек с 1 км <sup>2</sup>     | т/год с 1 км <sup>2</sup> |   |   |
| Кама       | Выше впадения р. Вишеры  | 8,0  | 5,7–8,0   | 1,00                          | 31,54                     | 12  | 1,50  |
| Кондас     | Устье                    | 8,0  |   | 1,23                          | 38,49                     | 14  | 1,75  |
| Иньва      | Устье                    | 7,3  |   | 2,14                          | 67,49                     | 25  | 3,43  |
| Обва       | –                        | 5,7–5,8  |   | 2,11                          | 66,54                     | 25  | 4,34  |
| Вишера     | Редикорское              | 22,4–23,0  | 11,0–23,0   | 3,54                          | 111,64                    | 41  | 1,63  |
| Язьва      | У устья                  | 22,0   |   | 9,11                          | 287,29                    | 106   | 4,82  |
| Колва      | Выше впадения р. Вишерки | 11,0–11,5  |   | 2,71                          | 85,46                     | 32  | 2,83  |
| Яйва       | Выше устья               | 16,0   |   | 2,56                          | 80,73                     | 30  | 1,89  |
| Вишерка    | У д. Фадина              | 9,0  | 9,0   | 5,36                          | 169,03                    | 62  | 6,89  |
| Безымянная | У д. Семи Сосен          | 9,0  |   | 12,44                         | 392,31                    | 145   | 16,10   |
| Косьва     | У устья                  | 12,8–14,0  |   | 1,52                          | 52,20                     | 19  | 1,42  |

| Река         | Пункт                   | Модуль стока, в л/сек с 1 км <sup>2</sup> (M) | Изменение модуля стока, в л/сек с 1 км <sup>2</sup> | Среднегодовой химический сток |                           | Химическая денудация, в $\mu$ в год (B) | Коэффициент химической денудации $X = B / M$ |
|--------------|-------------------------|---|---|-------------------------------|---------------------------|---|--|
|              |                         |   |   | г/сек с 1 км <sup>2</sup>     | т/год с 1 км <sup>2</sup> |   |  |
| Чусовая      | У Чизмы                 | 6,7   | 6,7–17,7  | 0,44–1,13                     | 25,5–30,8                 | 10                                      | 1,49   |
| Чусовая      | ВерхнеЧусовские городки | 9,6   |   | 1,32–4,47                     | 63,00                     | 23                                      | 2,39   |
| Чусовая      | У устья                 | –   |   | 2,87–7,04                     | 102,00–136,00             | 38–50                                   | 3,90–5,10                                    |
| Койва        | –                       | 12,6  |   | 0,75–5,34                     | 65,00                     | 24                                      | 1,94   |
| Бедька       | –                       | –   |   | 0,68–6,85                     | 72,50                     | 27                                      | 1,64   |
| Сылва        | Рн Шумково              | 11,0  |   | 0,58–1,78                     | 35,00–61,20               | 13–23                                   | 7,86   |
| Сылва        | Д. Подкаменка           | 7,0   | 7,0   | 2,54–8,00                     | 104,00–166,00             | 39–62                                   | 4,71   |
| Барда        | –                       | –   |   | 2,97–3,33                     | 75,00–102,00              | 28–38                                   | –  |
| Шаква        | –                       | –   |   | 1,60                          | 36,10                     | 13                                      | 1,86   |
| Ирень        | –                       | 7,0   |   | 6,81                          | 234,00                    | 87                                      | 12,43  |
| Атер         | Щучье озеро             | –   |   | 5,61                          | 141,80                    | 53                                      | 7,57   |
| Кама         | У Полазны               | 9,7   |   | 2,77                          | 87,29                     | 32                                      | 3,40   |
| Кама         | У г. Молотова           | 9,7   |   | 1,06–5,78                     | 80,50–119,00              | 29–44                                   | 3,00–4,50                                    |
| Сюзьва       | –                       | 6,0   |   | 0,31–3,14                     | 29,62                     | 11                                      | 1,83   |
| Малая Ласьва | –                       | 6,0   |   | 0,57–5,58                     | 48,76                     | 18                                      | 3,00   |
| Гайва        | –                       | 6,0   |   | –                             | 27,50                     | 10                                      | 1,67   |

Провинция  $\text{HCO}_3\text{-SiO}_2\text{-Ca}$  гидрохимических фаций речных вод (бассейн рек Вишеры и Яйвы) характеризуется наиболее интенсивной химической денудацией. Химическая денудация составляет от 30 до 106 микронов в год. Далее на юг, в бассейнах рек Косьвы и Чусовой, относящихся к провинции преобладания  $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$  гидрохимической фации, химическая денудация составляет уже 19–27 микронов в год. Бассейн Камы выше впадения р. Вишеры, а также бассейны правых ее притоков – Кондаса, Иньвы и Обвы, находящиеся на северо-западе Молотовской области, относятся к провинции преобладания  $\text{HCO}_3\text{-Ca-SiO}_2$  гидрохимических фаций речных вод. Здесь химическая денудация составляет 12–25 микронов в год.

Южнее для правобережья Камы наблюдается уменьшение химической денудации до 10–11  $\mu/\text{год}$ . Такое уменьшение химической денудации с востока на запад объясняется различием физико-географических условий в различных частях бассейна р. Камы. При отсутствии сильно растворимых в воде пород химический сток в первую очередь определяется рельефом, климатическими условиями и является функцией водного стока. Это подтверждается коэффициентом химической денудации  $X = B/M$ , где  $B$  – химическая денудация бассейна реки, в микронах за год,  $M$  – модуль стока в л/сек с 1 км<sup>2</sup>.  $X$  для рек, находящихся в обычных условиях, изменяется от 1,5 до 5,0. Химический сток находится в прямой зависимости от водного стока и изменяется по площади аналогично.

Эта закономерность нарушается развитием в бассейнах рек легко растворимых пород. В бассейне р. Вишерки Много соляных источников. Только один из них выносит 32260 т поваренной соли ежегодно. Поэтому здесь развиты хлоридно-натриевые гидрохимические фации, и химический сток достигает 62145  $\mu/\text{год}$ , а коэффициент химической денудации составляет 6,89–16,10.

Бассейны рек Ирени и Сылвы ниже впадения первой, а также р. Атер в области развития легко выщелачиваемых гипсов и ангидритов, характеризуются сульфатно-кальциевыми гидрохимическими фациями. Химическая денудация здесь составляет 53–87  $\mu/\text{год}$ , а  $X$  – 7,86–12,43. Таким образом, наличие растворимых пород для верховьев Камы определяется по коэффициенту  $X$ , когда он больше 5.

Известное влияние на состав речных вод оказывает спуск отработанных вод предприятий. Однако химическую денудацию он увеличивает не так значительно. Более резко сказывается впадение притока, протекающего среди легко растворимых пород. Это наблюдается для р. Чусовой ниже впадения Сылвы.

Крупные реки, для которых имеются наблюдения по нескольким створам, отличаются увеличением химического стока от истока к устью. Это связано с ростом минерализации речных вод в том же направлении. Так, для Камы химическая денудация

изменяется от 12 мкг/год выше впадения р. Вишеры, до 32 у Полазны и до 29–44 у г. Молотова. Для р. Чусовой имеем соответственно 10 (Чизма), 23 (Верхне-Чусовские городки) и 38–50 у устья.

Изучение изменения химического стока рек Молотовской области в течение года показало, что наибольшей интенсивности химический сток достигает в весеннее время, в период паводка и особенно в апреле и мае. По данным для Камы у с. Полазны в течение 3 месяцев (IV–VI) выносятся растворенных минеральных веществ 36,8 % от годового стока, а в бассейне р. Сюзвы – даже 63,8 %. В остальное время года интенсивность химического стока резко падает и лишь несколько повышается в осенний период. Химическая денудация минимальна в период ледостава.

Изучение графиков изменения водного и химического стока за год показало наличие прямой зависимости химического стока от водного. При этом амплитуда колебания химического стока значительно меньше, чем для водного, а максимум химической денудации соответствует минимальной минерализации речной воды. Минимум химической денудации приходится на период ледостава и летние месяцы, когда реки питаются подземными водами и минерализация их максимальна.

В весенний период, когда химический сток максимален, помимо подземных, большую роль играют поверхностные воды, минерализация которых связана с растворением почв и горных пород водосборного бассейна.

В заключение остановимся на качественной стороне химического стока. Для этого воспользуемся подсчетами О. А. Аленина для некоторых рек СССР (табл. 52).

Реки, приведенные в таблице, характеризуются водным стоком 2647,5 км<sup>3</sup>, что составляет около двух третей общего стока СССР (3983 км<sup>3</sup>). Эти реки выносят в год 293,9 млн. т растворенных веществ которые по весу расположены в следующем порядке: HCO<sub>3</sub>–Ca–SO<sub>4</sub>–Cl–Na–Mg–K. Средняя сумма ионов составляет 110 мг/л. По В. И. Вернадскому (1933–1936), для рек Земли будем иметь следующий порядок выносимых растворенных веществ (по весу): HCO<sub>3</sub>–Ca–SO<sub>4</sub>–SiO<sub>2</sub>–Na–Cl–Mg–K–NO<sub>3</sub>–(Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>+Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>).

Данные табл. 52 показывают известное районирование сред и минерализации растворенных веществ. К сожалению, это только ионный состав без коллоидов и органического вещества. Кремнезем показан только для р. Урала. По величине минерализации приведенные в таблице реки можно разделить на пять групп.

К первой группе относятся реки Сибири: Обь, Енисей, Лена, Пясины, Таймыра, Хатанга, Яна, Индигирка и Колыма. Средняя минерализация их (ионы) не превышает 100 мг/л, изменяясь от 28 до 94 мг/л.

**Годовой химический сток некоторых рек СССР**  
(по О. А. Алекину, 1948, 1949)

| Река               | Сток воды, в км <sup>3</sup> | Сток растворенных веществ, в тысячах т |         |        |                 |                 |                 |        |         | Средняя сумма ионов, в мг/л |
|--------------------|------------------------------|--|---------|--------|-----------------|-----------------|-----------------|--------|---------|-----------------------------|
|                    |                              | SiO <sub>2</sub>                       | Ca      | Mg     | Na+K            | CO <sub>3</sub> | SO <sub>4</sub> | Cl     | всего   |                             |
| I группа           |                              |  |         |        |                 |                 |                 |        |         |                             |
| Обь                | 394,0                        |  | 6786,0  | 1812,0 | 2556,0          | 13795,0         | 3202            | 2111,0 | 30262,0 | 77                          |
| Енисей             | 548,0                        |  | 6070,0  | 1320,0 | 3580,0          | 11990,0         | 4460            | 2060,0 | 29480,0 | 54                          |
| Лена               | 511,0                        |  | 7572,0  | 2147,0 | 4531,0<br>799,0 | 13756,0         | 4182            | 8350,0 | 41337,0 | 81                          |
| Пясины             | 80,0                         |  | 632,0   | 360,0  | 368,0           | 912,0           | 776             | 520,0  | 3568,0  | 45                          |
| Таймыра            | 20,0                         |  | 118,0   | 24,0   | 64,0            | 238,0           | 60              | 66,0   | 570,0   | 28                          |
| Хатанга            | 101,0                        |  | 1580,0  | 657,0  | 1030,0          | 2670,0          | 1520            | 2040,0 | 9497,0  | 94                          |
| Яна                | 31,0                         |  | 254,0   | 65,0   | 28,0            | 484,0           | 87              | 47,0   | 965,0   | 31                          |
| Индигирка          | 57,0                         |  | 815,0   | 114,0  | 257,0           | 1317,0          | 513             | 262,0  | 3278,0  | 57                          |
| Колыма             | 120,0                        |  | 576,0   | 192,0  | 456,0           | 816,0           | 1030            | 480,0  | 3550,0  | 30                          |
| II группа          |                              |  |         |        |                 |                 |                 |        |         |                             |
| Волга, у Астрахани | 256,0                        |  | 12020,0 | 2236,0 | 3221,0          | 19507,0         | 13130           | 2886,0 | 53000,0 | 207                         |
| Урал               | 11,0                         | 70                                     | 478,0   | 146,0  | 546,0 +23,0     | 861,0           | 502             | 698,0  | 3324,0  | 302                         |
| Прут, у м. Унгени  | 2,4                          |  | 139,0   | 27,0   | 56,0            | 209,0           | 165             | 33,0   | 629,0   | 262                         |

| Река                           | Сток воды,<br>в км <sup>3</sup> | Сток растворенных веществ, в тысячах т |         |         |         |                 |                 |         |                     | Средняя<br>сумма<br>ионов,<br>в мг/л |
|--------------------------------|---------------------------------|--|---------|---------|---------|-----------------|-----------------|---------|---------------------|--------------------------------------|
|                                |                                 | SiO <sub>2</sub>                       | Ca      | Mg      | Na+K    | CO <sub>3</sub> | SO <sub>4</sub> | Cl      | всего               |                                      |
| Днестр, у Бендер               | 10,0                            |  | 758,0   | 162,0   | 170,0   | 1241,0          | 469             | 240,0   | 3040,0              | 332                                  |
| Южный Буг, у с. Александровна  | 2,6                             |  | 155,0   | 36,0    | 41,0    | 319,0           | 55              | 22,0    | 628,0               | 241                                  |
| Днепр, у с. Лоцманская Каменка | 51,0                            |  | 2402,0  | 447,0   | 311,0   | 4267,0          | 368             | 333,0   | 8128,0 <sup>1</sup> | 160                                  |
| Дон, у Аксяя                   | 28,0                            |  | 1425,0  | 321,0   | 483,0   | 4406,0          | 105             | 688,0   | 8428,0              | 301                                  |
| III группа                     |                                 |  |         |         |         |                 |                 |         |                     |                                      |
| Кубань                         | 11,0                            |  | 519,3   | 59,7    | 131,4   | 772,5           | 394,7           | 70,7    | 1948,3              | 177                                  |
| Терек                          | 11,0                            |  | 737,9   | 130,9   | 198,3   | 962,1           | 880,7           | 182,6   | 3092,5              | 281                                  |
| Кура                           | 18,0                            |  | 775     | 224,5   | 577,5   | 1489,2          | 902,8           | 422,2   | 4391,2              | 244                                  |
| Рион                           | 13,0                            |  | 615,3   | 71,5    | 119,6   | 891,2           | 377,8           | 86,8    | 2162,2              | 166                                  |
| IV группа                      |                                 |  |         |         |         |                 |                 |         |                     |                                      |
| Аму-дарья                      | 42,0                            |  | 3378,8  | 573,8   | 2418,5  | 4157,9          | 3905,8          | 3308,0  | 17742,8             | 422                                  |
| Сыр-Дарья                      | 13,5                            |  | 1182,7  | 278,1   | 591,5   | 1235,3          | 12219           | 544,2   | 6050,8              | 448                                  |
| V группа                       |                                 |  |         |         |         |                 |                 |         |                     |                                      |
| Амур                           | 346,0                           |  | 3460,0  | 1380,0  | 1700,0  | 6300,0          | 4150            | 1730,0  | 18720,0             | 54                                   |
|                                | 2677,5                          |  | 52449,0 | 12784,5 | 24256,8 | 92596,2         | 44454,8         | 27180,5 | 993919,8            | 110                                  |

<sup>1</sup> В подлиннике 8629, Нами взята цифра, полученная от сложения компонентов

Вторую группу составляют реки европейской части СССР текущие с севера на юг в Черное, Азовское и Каспийское моря Прут, Днестр, Южный Буг, Днепр, Дон, Волга и Урал. Средняя минерализация их изменяется от 160 до 332 мг/л. При этом воды Днепра и Волги, имеющих истоки в лесной зоне, характеризуются минерализацией от 160 до 207 мг/л, а остальные более 207 мг/л. В увеличении минерализации большую роль играют грунтовые и другие подземные воды степной зоны, которые более минерализованы. В качестве интересного примера можно взять изменения структуры годового химического стока Волги у Саратова и Астрахани (табл. 53).

Таблица 53

| Годовой химический сток Волги        |            |             |
|--------------------------------------|------------|-------------|
|                                      | У Саратова | У Астрахани |
| Сток воды, в км <sup>3</sup>         | 257,01     | 255,72      |
| Химический сток, в 10 <sup>3</sup> т |            |             |
| Cl                                   | 1633       | 2886        |
| SO <sub>4</sub>                      | 10537      | 13130       |
| CO <sub>3</sub>                      | 14239      | 19507       |
| Ca                                   | 10514      | 12020       |
| Mg                                   | 2149       | 2236        |
| Na+K                                 | 1058       | 3221        |
| Сумма ионов                          | 40128      | 53000       |

Гидрохимическая фация стока Волги у Саратова – HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-Mg-Cl-Na, у Астрахани – HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-Na-Cl-Mg.

Гидрохимическая фация, если взять 6 компонентов, характеризуется изменением положения последних трех. Хлор и натрий, занимавшие у Саратова последние два места (пятое и шестое), у Астрахани занимают уже четвертое и пятое места. На последнем месте оказывается магний. Из сопоставления химического стока у Саратова и Астрахани видно, что в выносимых растворимых веществах Волги ниже по течению наблюдается увеличение содержания CO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub>, Ca, Cl и Na. Это сказывается и на общем химическом стоке, который значительно увеличивается, что связано с испарением вод и обогащением за счет подземного стока хлористым натрием, сульфатом кальция и гидрокарбонатным ионом. Полученные выводы, вероятно, мало изменятся, если учесть замечания О. А. Алехина (1948) о том, что цифры стока у Саратова надо увеличить, а у Астрахани уменьшить.

Третью группу составляют реки, стекающие с Кавказского хребта, – Кубань, Рион, Терек, Кура. Минерализация и химический состав растворенных в них веществ различны.

| Гидрохимическая фация |   | Средняя сумма ионов<br>в мг/л |
|-----------------------|---|-------------------------------|
| Кубань                | HCO <sub>3</sub> - Ca- SO <sub>4</sub> - Na- Cl- Mg | 177                           |
| Рион                  | HCO <sub>3</sub> - Ca- SO <sub>4</sub> - Na- Cl- Mg | 166                           |
| Терек                 | HCO <sub>3</sub> - SO <sub>4</sub> - Ca- Na- Cl- Mg | 281                           |
| Кура                  | HCO <sub>3</sub> - SO <sub>4</sub> - Ca- Na- Cl- Mg | 244                           |

Ближе к Черному морю, где выпадает больше осадков, речные воды менее минерализованы. Наименее минерализованы воды Риона, в питании которого принимают участие обильные осадки. Впадающие в Каспийское море Терек и Кура протекают в менее водообильных районах и поэтому более минерализованы.

Четвертую группу составляют реки Средней Азии – Аму-дарья и Сыр-Дарья. Средняя сумма ионов их близка 422–448 мг/л, хотя сток воды весьма различен. Более водообильная Аму-дарья характеризуется следующим расположением ионов: HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-Cl-Na-Mg, Сыр-Дарья – SO<sub>4</sub>-HCO<sub>3</sub>-Ca-Na-Cl-Mg.

Наконец, пятую группу составляет Амур. Минерализация вод его невелика и средняя сумма ионов составляет 54 мг/л, а химический сток представлен HCO<sub>3</sub>-SO<sub>4</sub>-Ca-Cl-Na-Mg. Не вполне ясно, почему в подсчете О. А. Алекина (1949), данными которого по химическому стоку пользовался автор, такая сравнительно большая роль отводится иону SO<sub>4</sub>.

В последнее время О. А. Алекин (1951) опубликовал сводную работу по ионному стоку СССР в моря и океаны, а также в бессточные бассейны (табл. 54). Как мы видим, выносимые растворенные вещества (без коллоидов и органических веществ) распределяются по весу в следующем порядке: HCO<sub>3</sub>-Ca-SO<sub>4</sub>-Cl-Na-Mg, т. е. так же, как в табл. 52.

Интересно сопоставить приведенные средние содержания ионов в речных водах с коэффициентами стока для СССР (отношение стока к осадкам), опубликованными П. С. Кузиным<sup>1</sup>.

| Группы | Бассейны морей                  | Коэффициент<br>стока | Средняя сумма ионов<br>для рек, в мг/л |
|--------|---------------------------------|----------------------|--|
| I      | Лаптевых и ВосточноСибирского   | 0,66                 | 30–81                                  |
| V      | Охотского                       | 0,53                 | 54                                     |
| I      | Карского                        | 0,45                 | 45–77                                  |
| III–IV | Черного, Азовского, Каспийского | 0,24                 | 166–332                                |
| V      | Аральского                      | 0,21                 | 422–448                                |

В общем с уменьшением коэффициента стока (и ростом испарения) увеличивается средняя сумма ионов для речных вод. Это еще лишний раз показывает зависимость химического состава речных вод от географической зоны.

<sup>1</sup> П. С. Кузин, Водный баланс Советского Союза, Природа, ЛЬ 11, 1950, стр. 22–24.

## Ионный сток с территории СССР

(по О. А. Алекину, 1951)

| Бассейн  | Площадь, в тыс. км <sup>2</sup> | Сток воды, в км <sup>3</sup> | Ионный сток, в 10 <sup>6</sup> т |      |       |                 |                 |       |              | Показатель солевого стока, в т/км <sup>2</sup> |
|--|---------------------------------|------------------------------|----------------------------------|------|-------|-----------------|-----------------|-------|--------------|--|
|  |                                 |                              | Ca                               | Mg   | Na+K  | CO <sub>3</sub> | SO <sub>4</sub> | Cl    | Всего        |  |
| <b>Северный Ледовитый океан</b>                  |                                 |                              |                                  |      |       |                 |                 |       |              |  |
| Баренцева и Белого морей                         | 1000                            | 345                          | 4,41                             | 1,50 | 3,09  | 9,93            | 6,72            | 2,38  | 28,03        | 28,0   |
| Карского моря                                    | 6100                            | 1166                         | 13,92                            | 3,62 | 6,93  | 27,75           | 8,76            | 4,90  | 65,88        | 10,8   |
| Лаптевых, Восточно-Сибирского и Чукотского морей | 4600                            | 882                          | 11,60                            | 3,41 | 7,94  | 20,46           | 7,88            | 12,00 | 63,29        | 13,8   |
| Итого  | 11700                           | 2393                         | 29,93                            | 8,53 | 17,96 | 58,14           | 23,36           | 19,28 | 157,20       | 13,4   |
| <b>Атлантический океан</b>                       |                                 |                              |                                  |      |       |                 |                 |       |              |  |
| Балтийского моря                                 | 600                             | 158                          | 1,92                             | 0,53 | 0,39  | 2,75            | 0,96            | 0,57  | 7,12         | 11,9   |
| Черного и Азовского морей                        | 1200                            | 158                          | 8,16                             | 1,52 | 1,75  | 13,47           | 3,85            | 2,00  | 30,75        | 25,6   |
| Итого  | 1800                            | 316                          | 10,08                            | 2,05 | 2,14  | 16,22           | 4,81            | 2,57  | 37,87        | 21,0   |
| <b>Тихий океан</b>                               |                                 |                              |                                  |      |       |                 |                 |       |              |  |
| Берингова, Охотского и Японского морей           | 3200                            | 850                          | 7,16                             | 2,85 | 3,52  | 13,03           | 8,58            | 3,58  | 38,72        | 12,1   |
| <b>Бессточные бассейны</b>                       |                                 |                              |                                  |      |       |                 |                 |       |              |  |
| Каспийского моря                                 | 2900                            | 305                          | 13,83                            | 2,81 | 3,64  | 21,06           | 14,73           | 3,72  | 59,79        | 20,6   |
| Аральского моря                                  | 445                             | 56                           | 4,56                             | 0,85 | 3,01  | 5,39            | 6,13            | 3,85  | 23,79        | 53,5   |
| Прочие бессточные районы                         | 1500                            | 48                           | –                                | –    | –     | –               | –               | –     | 15–20        | –  |
| Всего  | 4845                            | 409                          | 18,39                            | 3,66 | 6,65  | 26,45           | 20,86           | 7,57  | 98,58–103,58 | 25,0   |
| Всей территории СССР                             | 21545                           | 3969                         | 65,6                             | 17,1 | 30,3  | 113,8           | 57,6            | 33,0  | 332–337      | 16,6–16,9                                      |

---

## Глава пятая

### ХИМИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ ОЗЕРНЫХ ВОД<sup>1</sup>

Озера являются весьма важной частью гидросферы. Площадь их равна 2682000 км, что составляет около 1,8 % суши и 0,75 % площади Мирового океана, а объем воды – 250000 км, или 0,02 % объема Мирового океана.

Если воду озер распределить по всей поверхности земного шара, то она покроет его слоем около 2 м. Средняя глубина озер, получающаяся при делении объема на площадь, составляет около 93 м. Такая несколько повышенная глубина объясняется тем, что в общий объем включены большие и глубокие озера.

Озера вызывают большой интерес с гидрохимической точки зрения. Минерализация их вод меняется в весьма широких пределах. Количество растворенных минеральных веществ в озерах колеблется от  $6 \cdot 10^{-5}$  % до 37,15 % или в  $6,19 \cdot 10^6$  раз.

Широкая амплитуда изменения минерализации делает химический состав озерных вод весьма разнообразным, «его мы не наблюдаем в речных водах. Такое разнообразие известно только для подземных разностей гидросферы.

Озерная вода в общем значительно менее подвижна, чем речная. В реке благодаря течению в каждой точке происходит непрерывная смена воды – она быстро уносится из пределов данного участка русла. Воды даже проточных озер значительно менее подвижны и состав их меняется только в продолжение нескольких лет. Например, Женевское озеро сменяет весь объем своей воды за 11,2 года. В непроточных озерах смена происходит в специфической форме, состоящей из убыли в виде испарения и прихода за счет метеорного, поверхностного и подземного притока.

Концентрация минеральных веществ, которые не могут быть унесены из пределов данного водоема, обуславливает выпадение наименее растворимых веществ, а жизнедеятельность

---

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович, Гидрохимические фации вод озер (и морей), Доклады АН СССР, т. 47, № 8, стр. 582–585, 1945; Известия АН СССР, серия геогр. и геофиз., т. 8, №4, стр. 212–225, 1944, Здесь публикуется с дополнениями.

организмов – усвоение и выпадение некоторых из них в органогенной форме. Таковы кремнеземистые сапропели (диатомиты) известковистые сапропели и озёрные железные руды слабо концентрированных озёрных вод, а также галит, мирабилит, сода гипс и другие соли минеральных озёр.

Таким образом, для озёрных вод можно говорить о стадиях концентрации или, как их иногда называют, степенях минерализации. Такое представление не всегда применимо или, во всяком случае, применимо не для всяких озёр. Вода, заполняющая озёрную ванну, неоднородна по своему составу. Помимо иловых вод, которые относятся к подземным водам, в озере всегда имеются минимум две основные разности – придонные и поверхностные (или основные) воды. Газовый и минеральный состав основных и придонных озёрных вод различен.

Так, Могильное озеро на острове Кильдин, по В. И. Вернадскому (1936), характеризуется следующим изменением плотного остатка (а следовательно и минерализации), в процентах.

**Изменение плотного остатка и газового состава вод  
оз. Могильного на о-ве Кильдин**

| Глубина, в м | Плотный остаток, в % |         | В % по весу          |                      | pH  |
|--------------|----------------------|---------|----------------------|----------------------|-----|
|              | 1901 г.              | 1921 г. | O <sub>2</sub>       | H <sub>2</sub> S     |     |
|              | 0,97                 | 0,07    | 1,1·10 <sup>-3</sup> | 0                    | 8,3 |
| 5–9          | 3,12                 | 0,25    | 2,8·10 <sup>-7</sup> | 2,0·10 <sup>-5</sup> | –   |
| 10–16        | 3,20                 | 2,20    | 0                    | 4,0·10 <sup>-3</sup> | 7,0 |

Подобная стратификация имеет место и в более крупных водоемах с сильно концентрированными водами. Хорошим примером может являться Мертвое море (Ф. Кларк, 1924).

Таблица 55

**Изменение химического состава вод Мертвого моря с глубиной  
(по Ф. Кларку, 1924)**

| Глубина,<br>в м | Остаток,<br>в % | Растворенных веществ, в % |      |                 |                 |       |      |      |       |                  |
|-----------------|-----------------|---------------------------|------|-----------------|-----------------|-------|------|------|-------|------------------|
|                 |                 | Cl                        | Br   | SO <sub>4</sub> | CO <sub>3</sub> | Na    | K    | Ca   | Mg    | SiO <sub>2</sub> |
| 0               | 19,215          | 65,81                     | 2,57 | 0,31            | Следы           | 11,65 | 1,85 | 4,72 | 13,28 | Следы            |
| 20              | 20,709          | 70,25                     | 1,53 | 0,21            | То же           | 6,33  | 1,70 | 5,54 | 14,42 | То же            |
| 42              | 24,263          | 68,16                     | 1,90 | 0,92            | »               | 10,21 | 1,00 | 1,53 | 16,89 | »                |
| 120             | 24,573          | 67,66                     | 1,98 | 0,22            | »               | 10,22 | 1,62 | 1,51 | 16,81 | »                |
| 200             | 25,100          | 67,84                     | 1,75 | 0,22            | »               | 10,00 | 1,79 | 1,68 | 16,72 | »                |
| 300             | 25,998          | 67,30                     | 2,72 | 0,24            | »               | 5,50  | 1,68 | 6,64 | 15,92 | »                |

С глубиной здесь растут минерализация и удельный вес. Изменяется и состав преобладающих компонентов. До глубины 200 м преобладают хлор, магний и натрий, а на глубине 300 м – хлор, магний и кальций. Это побудило автора ввести понятие о гидрохимических фациях и для озерных вод.

### **Гидрохимические фации озерных вод**

Гидрохимическая фация для озера – это водоем или такой его участок, воды которого на всем протяжении обладают одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяемыми по преобладанию одних и тех же растворенных веществ (ионов, коллоидов). Концентрация и минеральный состав вод такого водоема или его участка могут изменяться в известных пределах, однако преобладание одних и тех же веществ сохраняется.

Так же как и речные, озерные воды относились нами к гидрохимическим фациям по трем первым преобладающим по весу компонентам, а название давалось в порядке убывания их значения.

На основании химических анализов озерных вод, взятых в работах, приведенных в списке литературы в конце книги, выделена 51 гидрохимическая фация озерных вод (табл. 56).

Гидрохимические фации по первому преобладающему растворенному компоненту объединены в следующие группы или гидрохимические формации: кремнеземную, гидрокарбонатную, сульфатную, натриевую и хлоридную. Совершенно отсутствует формация, имевшая единичные примеры для рек, – кальциевая. Приведенные в таблице гидрохимические фации, конечно, не охватывают всего их разнообразия. Мы не ставили своей задачей рассмотрение всех химически изученных озерных водоемов, но даже те данные, которые нами использованы, позволяют вскрыть интересные закономерности.

Кремнеземная гидрохимическая формация озерных вод представлена всего двумя озерами США – Кратер (штат Орегон) и Иеллоустонским. Вероятно, она должна иметь место среди менее концентрированных вод озер севера и горных.

Гидрокарбонатная гидрохимическая формация среди рассмотренных анализов представлена разнообразными гидрохимическими фациями. При этом здесь встречаются сильно концентрированные гидрокарбонатно-натриевые и гидрокарбонатно-кальциевые гидрохимические фации, которых не было среди речных.

Гидрокарбонатно-сульфатные гидрохимические фации почти отсутствуют. По-видимому, в этом играют роль восстановительные процессы, наблюдающиеся в более глубоких частях озер. Преобладает среди гидрокарбонатно-кальциевых вод, как и у рек, гидрокарбонатно-кальциево-сульфатная гидрохимическая фация. Большинство озер этой гидрохимической фации характеризуется минерализацией в  $7 \cdot 10^{-3}$ – $2,3 \cdot 10^{-2}$  %. Многие из них

## Гидрохимические фации озерных вод

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                  | Минерализация, в мг/л <sup>1</sup> | Количество озер, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Озера или районы, где находятся эти озера   |
|--------------------------|--|------------------------------------|---|----------------|---|
| 1                        | 2                                      | 3                                  | 4   | 5              | 6   |
| Кремнеземная             | SiO <sub>2</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na | 80–118                             | 2   | 2              | Иеллоустон и Кратер (штат Орегон)   |
| Гидрокарбонатная         | HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> -Ca | 73                                 | 1   | 1              | Тахо (Калифорния)   |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Ca-Si-O <sub>2</sub> | 16–118                             | 7   | 36             | Таватуй, Верхнее, Гурон, Мичиган, Минетонка, Рангелей (штат Мэн), Чемпекс, озера Альп,  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>   | 14–280                             | 24  | 54             | Байкал, Исетское, Иртыш, Большая Нанюга, Увильды, Тургояк, Бабит (Латв. ССР) Эри, Мушид (США), Виннипег, Ред (Канада), Цюрих, Женевское, Таной, Амальдиген (Альпы), Кенигзее, Вальхензее, Шлирзее, Химзее, Кю хельзее, Тегернзее (Германия) |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg                | 106–742                            | 17  | 28             | Онежское, Псковское, Аракуль, Сунгуль, Большие Касли, Иртыш, Кызылташ, Увильды, Шарташ, Виргаши, Ангернзее, Вюрмзее (Германия), Д'Аннеси (Франция), Лаго де Гуардия (Италия), Миллакс (США)   |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Ca-Na                | 61–253                             | 11  | 20             | Таватуй, Балтым, Иткуль, Синара, Большой Кисегач, Чебаркуль, Кундравинское, Большая Акуля, Белое, Багаряк (Космаковское), Щелкун  |

<sup>1</sup> Натриевая и хлоридная формации даны в процентах.

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                 | Минерализация, в мг/л | Количество озер, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов       | Озера или районы, где находятся эти озера   |
|--------------------------|---------------------------------------|-----------------------|---|----------------------|---|
| 1                        | 2                                     | 3                     | 4   | 5                    | 6   |
| Гидрокарбонатная         | HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl               | 137–291               | 9   | 28                   | Сурок, Мало-Луженское, Шарташ, Большо Миассово, Чебаркуль, Заболоченное, Губно (СССР), Хальстетзее (Германия), Окичаб (Флорида)                     |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Na-SiO <sub>2</sub> | 77–379                | 2   | 2                    | Окункуль (СССР), Сильвер (штат Орегон)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Na-Mg               | 315–1223              | 4   | 6                    | Алабуга, Теренкуль, Калды, Кисыкуль   |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Mg-SO <sub>4</sub>  | 49                    | 1   | 1                    | Шарташ (иловые воды)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 160–512               | 3   | 10                   | Платтензее (Венгрия), Виннипег, Ред (Канада)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Na | 85–832                | 2   | 2                    | Шарташ, Тахталым  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Cl-Ca               | 169–267               | 3   | 8                    | Шарташ, Максимково, Барыкуль  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Cl-SO <sub>4</sub>  | 514                   | 1   | 1                    | Селезян   |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Cl-Na               | 49–4193               | 17  | 22                   | Онежское, Маян, Урускуль, Шарташ, Кара гайкуль, Каинкуль, Агачкуль, Сугояк, Ачкуль, Травное, Маньяс, Бездонное, Макушино, Байдар, Кораблево, Еткуль |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Na-Ca               | 63–2966               | 5   | 8                    | Аятское, Иткуль, Улагач, Шарташ, Мозе (штат Вашингтон)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Na-SO <sub>4</sub>  | 484–5704              | 5   | 5                    | Большие Донки, озера штатов Орегон и Вашингтон  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Na-K                | 51700                 | 1   | 1                    | Филан (штат Небраска)   |
| HCO <sub>3</sub> -K-Na   | 27300–71200                           | 3                     | 3   | Озера штата Небраска |   |

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                               | Минерализация, в мг/л | Количество озер, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Озера или районы, где находятся эти озера  |
|--------------------------|---|-----------------------|---|----------------|--|
| 1                        | 2   | 3                     | 4   | 5              | 6  |
| Гидрокарбонатная         | HCO <sub>3</sub> -K-SO <sub>4</sub>                 | 53600                 | 1   | 1              | Флейд (штат Небраска)  |
|                          | HCO <sub>3</sub> -Na-Cl                             | 135–103470            | 14  | 20             | Ладожское, Севан, Карагуз, Куяш, Кажаккуль, Калды, Урукуль, Мисяш, Иткуль, Чаша, Лихачево, Мелкие Донки (СССР), Виктория-Ньясса, Натровое (Египет), Гуднун (Британская Колумбия) |
|                          | Итого 20 гидрохимических фаций                      | 14–103470             | 131   | 257            |  |
| Сульфатная               | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> | 554                   | 1   | 1              | Бигстон (штат Миннесота)   |
|                          | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca               | 224–568               | 3   | 5              | Дрягино, Юта (штат Юта), Виннипег (Канада)   |
|                          | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na               | 1261–1285             | 1   | 2              | Балхаш   |
|                          | SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>                | 122–2336              | 5   | 9              | Нуар, Ритом (Альпы), Вад (около Пензы), Голубое (Тат. АССР), Кунгурское  |
|                          | SO <sub>4</sub> -Ca-Mg                              | 2373                  | 1   | 1              | Ритом (Альпы)  |
|                          | SO <sub>4</sub> -Ca-Na                              | 4446                  | 1   | 1              | ЧехенКанат (Юкатан)  |
|                          | SO <sub>4</sub> -Cl-Na                              | 1165–20900            | 2   | 6              | Юта (штат Юта), Тагар (Сибирь)   |
|                          | SO <sub>4</sub> -Na-HCO <sub>3</sub>                | 1389–1667             | 1   | 2              | Балхаш   |
|                          | SO <sub>4</sub> -Na-Cl                              | 2843–145500           | 14  | 17             | Горькое, Еткульское, Балхаш, озера Абакана, штатов Уайоминг, Северной Дакоты, Каналы, Румынии  |

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                | Минерализация, в мг/л | Количество озер, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Озера или районы, где находятся эти озера  |
|--------------------------|--------------------------------------|-----------------------|---|----------------|--|
| 1                        | 2                                    | 3                     | 4   | 5              | 6  |
| Сульфатная               | SO <sub>4</sub> -Na-Mg               | 6708                  | 1   | 1              | Озера штата Уайоминг   |
|                          | SO <sub>4</sub> -Mg-Cl               | 193500                | 1   | 1              | Мускуки (Канада)   |
|                          | Итого 11 гидрохимических фаций       | 120–145500 в %        | 32  | 46             |  |
| Натриевая                | Na-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> | 1,85–11,97            | 1<br>5  | 1<br>5         | Виннипег (Канада), озера Перу, штатов Небраски, Вашингтона, Уайоминга и Калифорнии |
|                          | Na-HCO <sub>3</sub> -Cl              | 0,09–5,12             | 3   | 5              | Озера штатов Орегона и Калифорнии  |
|                          | Na-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> | 0,63                  | 1   | 1              | Рисцанда (Венгрия)   |
|                          | Na-SO <sub>4</sub> -Cl               | 0,49                  | 1   | 1              | Туляр (штат Калифорния)  |
|                          | Na-Cl-SO <sub>4</sub>                | 0,25                  | 1   | 2              | Балькер (штат Невада)  |
|                          | Итого 6 гидрохимических фаций        | 1,05–21,37            | 5   | 9              | Ван, Гарней, Аберт (штат Орегон), озера Калифорнии                                 |
|                          |                                      |                       | 17  | 24             |  |

| Гидрохимические формации | Гидрохимические фации                | Минерализация, в мг/л | Количество озер, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов  | Озера или районы, где находятся эти озера  |
|--------------------------|--------------------------------------|-----------------------|---|---|--|
| 1                        | 2                                    | 3                     | 4   | 5   | 6  |
| Хлоридная                | Cl-Ca-Na                             | в %<br>0,366          | 1   | 1   | Чархал (Северный Казахстан)  |
|                          | Cl-HCO <sub>3</sub> -Mg              | 0,149                 | 1   | 1   | Большой Камаган  |
|                          | Cl-Mg-HCO <sub>3</sub>               | 0,237                 | 1   | 1   | Салтосарай   |
|                          | Cl-HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> | 0,178                 | 1   | 1   | Птичьё   |
|                          | Cl-HCO <sub>3</sub> -Na              | 0,043–5,336           | 5   | 7   | Большой Сунгул, Черное, Круталь, Горькое, Чебаркуль  |
|                          | Cl-Na-HCO <sub>3</sub>               | 0,09–21,14            | 13  | 16  | Червяное, Урускуль, Чебаркуль, Щучье, Карасьё, Лебяжье, Гусиное, озера штата Невады, Индии, Южной Африки |
|                          | Cl-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> | 0,322                 | 1   | 1   | Губаново   |
|                          | Cl-SO <sub>4</sub> -Na               | 0,089–28,900          | 6   | 7   | Аткуль, Арал, Тинецкое (Киргизия), Рыбное, Чархал (Северный Казахстан)                                   |
| Cl-Na-SO <sub>4</sub>    | 0,362–31,000                         | 25                    | 208   | Травыкуль, Ахтабан, Горькое (у Лебяжьёго), Капкуль, Горькое (у с. М. Кривинское), Горькое (у с. Б. Кривинское), Горькое (у с. Варгаши), Б. Кривинское, Курунор, Каспий, КараБогазгол, Илецкое, Большое солёное озеро в штате Юта, озера Ирана, Чили, Аргентины, Африки, Индии |  |

| Гидрохимические формации       | Гидрохимические фации  | Минерализация, в мг/л | Количество озер, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Озера или районы, где находятся эти озера            |
|--------------------------------|------------------------|-----------------------|---|----------------|--|
| 1                              | 2                      | 3                     | 4   | 5              | 6  |
| Хлоридная                      | Cl-SO <sub>4</sub> -Mg | –                     | 1   | 1              | Кара-Богаз-гол                                       |
|                                | Cl-Na-Mg               | 4,60–30,01            | 5   | 9              | Мертвое, Сиваш, Индерское, озера Румынии и Австралии |
|                                | Cl-Mg-Na               | 19,26–26,50           | 9   | 2              | Мертвое море, Эльтон                                 |
|                                | Cl-Mg-Ca               | 25,99                 | 1   | 1              | Мертвое море, на глубине 300 м (Палестина)           |
| Итого 13 гидрохимических фаций |                        | 0,04–31,00            | 70  | 256            |  |
| Итого 51 гидрохимическая фация |                        | 14,10–31,00           | 252   | 585            |  |

проточны. Гидрокарбонатно-натриевые озера характеризуют выпадением из раствора соды.

Сульфатная гидрохимическая формация представлена почти тем же числом гидрохимических фаций, что и у рек. Однако здесь появляются концентрированные сульфатно-натриевые и сульфатно-магниево-натриевые воды. При достижении предела насыщения в некоторых озерах из воды выпадает гипс (Юкатан), а еще чаще – мирабилит и сернокислый магний.

Хлоридная гидрохимическая формация озер несколько более разнообразна, чем в реках. Это наиболее концентрированные воды, в том числе и рассолы. Наибольшее значение имеют хлоридно-натриево-гидрокарбонатная, хлоридно-сульфатно-натриевая, хлоридно-натриево-сульфатная, хлоридно-натриево-магниево-натриевая и хлоридно-магниево-натриевая гидрохимические фации.

В одном озере может быть несколько гидрохимических фаций. Озеро Мюрю в центральной Якутии в верхней части отличается гидрокарбонатно-натриево-сульфатной, а в нижней части, имеющей больший объем, гидрокарбонатно-натриево-магниево-натриевой гидрохимической фацией. Озеро Сырдах, в том же районе, вблизи поверхности имеет гидрокарбонатно-натриево-кальциевую, а на глубине 10 м – гидрокарбонатно-натриево-магниево-натриевую гидрохимические фации. Озеро Ритом в кантоне Тичино в Альпах относится в верхней своей части к сульфатно-кальциевому-гидрокарбонатной гидрохимической фации, а нижняя часть – к сульфатно-кальциевому-магниево-натриевой. Воды Могильного озера также относятся к двум гидрохимическим фациям. На Новой Земле у Черной Губы в «Ковши становища» у озера № 9 минерализация меняется по вертикали, а содержание хлора растет от 1,7 % у поверхности до 2,4 % в придонном слое. В Мертвом море для поверхности известны хлоридно-натриево-магниево-натриевая и хлоридно-магниево-натриевая гидрохимические фации, а на глубине 300 м – хлоридно-магниево-кальциевая.

Впадение в озера рек и различная климатическая обстановка морских побережий приводят к разнообразию гидрохимических фаций в поверхностном слое. Примером наличия трех гидрохимических фаций подлинно может служить оз. Балхаш. Вблизи впадения р. Или, где происходит опреснение озера, развита сульфатно-гидрокарбонатно-натриевая гидрохимическая фация с минерализацией 1261–1285 мг/л. По мере удаления от устья реки наблюдается сульфатно-натриево-гидрокарбонатная гидрохимическая фация с минерализацией 1389–1667 мг/л. Еще дальше вследствие концентрации за счет испарения мы видим уже сульфатно-натриево-хлоридную гидрохимическую фацию, а минерализация по мере удаления от устья растет от 2843 до 5243 мг/л (рис. 15). Химические анализы вод озера приведены в табл. 57. Изменение химического состава наблюдается и для небольших озер в местах крупных поселений и спуска сточных и промышленных вод.

## Состав воды оз. Балхаш, в мг/л (июнь–август 1941 г.)

(по В. Д. Коншину, 1945)

| № станций | Гидрохимическая фация                 | CO <sub>3</sub> | HCO <sub>3</sub> | SO <sub>4</sub> | Cl    | Ca   | Mg    | Na+K | Сумма |
|-----------|---------------------------------------|-----------------|------------------|-----------------|-------|------|-------|------|-------|
| 112       | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na | 20,5            | 280,5            | 354             | 228   | 54,7 | 74,0  | 267  | 1261  |
| 110       | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Na | 22,8            | 270,9            | 370             | 237   | 55,7 | 77,0  | 254  | 1285  |
| 120       | SO <sub>4</sub> -Na-HCO <sub>3</sub>  | 22,2            | 292,1            | 392             | 260   | 37,4 | 81,9  | 308  | 1389  |
| 128       | SO <sub>4</sub> -Na-HCO <sub>3</sub>  | 25,2            | 334,3            | 486             | 317   | 42,2 | 99,0  | 363  | 1667  |
| 164       | SO <sub>4</sub> -Na-Cl                | 48,9            | 443,8            | 893             | 574   | 25,7 | 164,0 | 604  | 2843  |
| 150       | SO <sub>4</sub> -Na-Cl                | 86,6            | 628,4            | 1410            | 954   | 17,0 | 240,0 | 1174 | 4510  |
| 138       | SO <sub>4</sub> -Na-Cl                | 102,8           | 683,8            | 1628            | 1081  | 15,1 | 285,0 | 1315 | 5110  |
| 135       | SO <sub>4</sub> -Na-Cl                | 122,1           | 661,8            | 1685            | 11071 | 14,0 | 289,0 | 1363 | 5243  |

Озера, как и реки, могут относиться либо к одной гидрохимической фации, либо к нескольким. Первые, по-видимому, чаще встречаются среди Озер, чем среди рек. Характер имеющегося гидрохимического материала в большинстве случаев не позволяет в верхнем слое воды выделять гидрохимические фации изменяющиеся в горизонтальном направлении так же, как это удается иногда установить по вертикали.

Гидрохимические фации озер изменяются не только в пространстве, но и во времени. Изменение гидрометеорологических условий (уменьшение

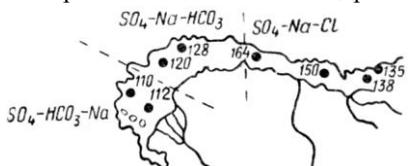


Рис. 15. Гидрохимические фации западной части оз. Балхаш (по В. Д. Коншину, 1945)

притока в озеро или увеличение испарения) приводит к увеличению концентрации и смене гидрохимических фаций. Подобные явления под влиянием изменения климатических условий происходят довольно медленно. Более быстрая смена гидрохимических фаций происходит при вмешательстве человека в ход естественных процессов.

Для оз. Шарташ, находящегося в Свердловске, для лета и осени установлены гидрокарбонатно-хлоридно-кальциевая гидрохимическая фация, а для зимы и весны – гидрокарбонатно-кальциево-хлоридная (З. М. Балабанова, 1949).

Пример такой смены зафиксирован для оз. Юта (Ф. Кларк, 1924). Озеро Юта представляло собой, так же как и Большое соленое озеро этого штата, остаток огромного плейстоценового Бонневильского озера. Озеро Юта в 1884 г., так же как и Бонневильское озеро, было пресным. Оно относилось к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации. Под влиянием отвода для ирригации притока пресных вод, питавших озеро, росла его минерализация. В 1899 г. воды озера уже относятся к хлоридно-сульфатно-натриевой гидрохимической фации, а в 1903–1904 гг. – к сульфатно-хлоридно-натриевой. Минерализация за эти 20 лет возросла с  $3,06 \cdot 10^{-2}$  до  $1,25 \cdot 10^{-1}$  ‰.

Подобные явления, не зафиксированные гидрохимическими исследованиями, несомненно, нередки.

Озеро Виннипег (Ф. Валер, 1926) является примером изменения гидрохимических фаций во времени и пространстве.

Недалеко от впадения Красной реки (Ред-ривер) озеро в течение года относится последовательно к гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой, гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной и сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимическим фациям. На большом удалении от места впадения этой реки в разное время года известны только гидрокарбонатно-кальциево-сульфатная и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая гидрохимические фации.

Красное озеро, находящееся в том же районе, сменяет за год гидрохимические фации: гидрокарбонатно-кальциево-сульфатную и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевую.

## **ЗОНАЛЬНОСТЬ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ФАЦИЙ ОЗЕРНЫХ ВОД**

Всякое озеро представляет собой сложную и весьма динамическую физико-химическую систему, соотношение элементов в которой зависит от географической (ландшафтной) зоны, концентрации растворенных веществ, состава горных пород, слагающих озерную ванну, характера донных илов и водных организмов, климатических факторов и обусловленных ими процессов выветривания и почвообразования, наличия или отсутствия протока через озеро, а нередко и от возраста озера и деятельности человека. Характер процессов миграции растворенных веществ в озере изменяется во времени и в пространстве. Изменение концентрации и состава во времени от смены питания под влиянием деятельности человека было показано выше. Миграция растворенных веществ изменяется в течение суток, года, больших отрезков времени, а также и не периодически. Изменение в пространстве, показанное нами ранее на нескольких примерах смены преобладающих растворенных компонентов, послужило основанием для выделения гидрохимических фаций озер. Гидрохимическая фация, как типовой комплекс преобладающих растворенных веществ, обусловлена прежде всего географической зоной, климатическими, почвенными, геохимическими (выветривание), гидрогеологическими, гидробиологическими условиями концентрации и формирования состава озерных вод. Гидрохимические фации озер обладают широтной и вертикальной зональностью. Зависимость озерных отложений от географических зон была отмечена В. В. Алабышевым (1932). В этой же работе он наметил и зональность концентрации, а в общих чертах и состава озерных вод.

Рассмотрим распространение гидрохимических фаций озер на земном шаре. Здесь намечается девять основных зон. Границы зон показаны на карте (рис. 2).

### **I. Зона тундр с вероятным преобладанием кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций озер**

В нашем распоряжении отсутствуют обстоятельные химические анализы вод озер этой зоны. Поэтому преобладание кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций для этой географической зоны указывается предположительно на основании всего комплекса климатических, гидрологических условий и обусловленного ими солевого баланса.

## II. Зона преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций озер лесного пояса северного полушария

В СССР к этой зоне относятся озера Псковское, Онежско Ангерн и Бабит около Риги, Кужер, Верхнее и Среднее Мужинское, Котлайер, Сурок, Окуновое, Юрдур, Ялчевское, Пужаньер, Тургойак, Байкал и другие; в Европе – это озера Д'Анниси (Франция), Шлирзее, Вальхензее, Кюхельзее, Кенигзее, Тегернзее (Германия) и другие; в Северной Америке: Верхнее, Мичиган, Гурон и Эри, а также Ред, Миль-Лакс, Миннетонка, Херон

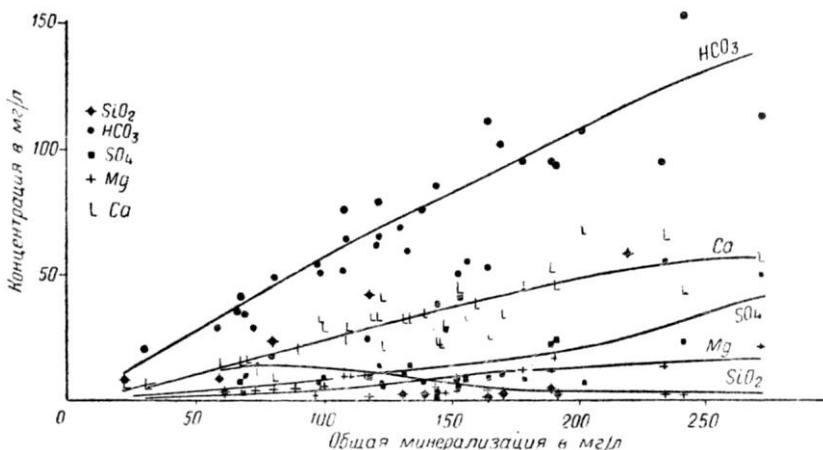


Рис. 16. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями озерных вод лесной зоны (график составлен А. В. Вишковым в 1949 г.)

Миннесота, Рангелей (штат Мен), Чамплейн (бассейн р. Св. Лаврентия).

Изменение содержания отдельных компонентов в зависимости от общей минерализации озерных вод лесной зоны приведено на диаграмме (рис. 16).

Содержание  $\text{HCO}_3$  растет почти по прямой линии. Кремнезем – второй по весу компонент до минерализации (40–45 мг/л). Здесь будет иметь место  $\text{HCO}_3$ - $\text{SiO}_2$ - $\text{Ca}$  гидрохимическая фация. От 40–45 до 120 мг/л наблюдается гидрохимическая фация  $\text{HCO}_3$ - $\text{Ca}$ - $\text{SiO}_2$ , а далее  $\text{HCO}_3$ - $\text{Ca}$ - $\text{SO}_4$ . Сопоставление с речными водами лесной зоны (табл. 44) показывает примерно те же пределы минерализации одинаковых гидрохимических фаций рек и озер.

## III. Зона преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций озер южного полушария

Эта зона развита слабо, анализами ее вод мы не располагаем

#### IV. Зона преобладания сульфатных, натриевых, гидрокарбонатно-натриевых и гидрокарбонатно-калиевых гидрохимических фаций озер степей северного полушария

В СССР к этой зоне относятся озера Сивашское, Баталпашинское Пиленкино, Большое и Малое Чебанье, Май-Балык, Балпаш, Базайбар, Молдыбайсор, Чюйруксор, озера Челябинской области, Ишимской, Барабинской, Кулундинской, Минусинской и Абаканской степей.

В Европе – Рисцанда (Венгрия). В Северной Америке – озера Британской Колумбии, Саскачеван, штатов Вашингтон (Сан, Омак), Орегон (Гарней, Аберт, Гусиное, Мамура, Пеликан, Блюджойт, Суммер), Уайоминг (Биг, Красное, Трек, Десмет, Вильмингтон), Небраска (Стоугтон, Филан, Стурджеон, Иессе, Планта), Северная Дакота (Девиле), Миннесота (Бигстон).

#### V. Зона преобладания сульфатных, натриевых и гидрокарбонатно-натриевых и гидрокарбонатно-калиевых гидрохимических фаций озер южного полушария

К этой зоне, по-видимому, относится Солёное озеро в Южной Африке, недалеко от Претории.

#### VI. Зона преобладания хлоридно-натриевых гидрохимических фаций полупустынь и пустынь северного полушария

В СССР к этой зоне относятся озера Эльтон, Баскунчак, Индерское, Каспийское, Кара-Богаз-гол. В Азии – Мёртвое море

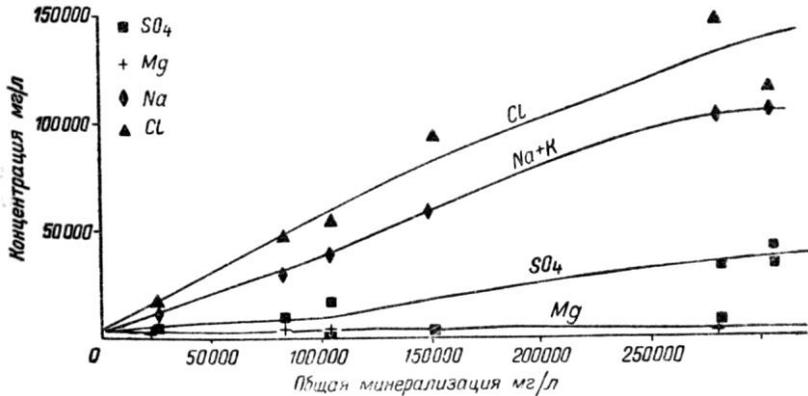


Рис. 17. Зависимость между минерализацией и гидрохимическими фациями озерных вод полупустынной и пустынной зон (график составлен И. А. Коньшиным в 1949 г.)

(Палестина), Ван (Турция), Урмия и Солёное (провинция Шираз), Гаукан (Иран), Лонар и Самбор (Индия), Куку-нор (Тибет), Озера пустынь Монголии и Китая. В Африке – Натровое

(Египет). В Северной Америке – озера штатов Невада (Б. Содовое Гумбольдт, Пирамид, Ваннемука, Валькер), Калифорния (Борное, Овенс, Тулар, Моно, Черное), Юта (Юта и Б. Соленое).

Зависимость концентрации отдельных компонентов от общей минерализации озерных вод пустынной зоны показана на рис. 17

Диаграмма показывает, что хлоридно-натриево-сульфатная гидрохимическая фация типична для пустынной зоны.

## **VII. Зона преобладания хлоридно-натриевых гидрохимических фаций пустынь и полупустынь южного полушария**

В Южной Америке к этой зоне относятся озера: Гуакачима (Перу), лагуна Чаментико (Чили), лагуна Эпекуэн (Аргентина). В Южной Австралии – Коронгамит (пустыня Виктория).

## **VIII. Зона преобладания кремнеземных (?) и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций озер тропиков и субтропиков**

Эта зона может быть выделена предположительно, по аналогии с реками. Границы ее, по-видимому, те же, что и для рек. В нашем распоряжении нет ни одного анализа озерной воды для этой зоны ни из Южной Америки, ни из Африки, ни из Индии или Малайского архипелага. Единственный имеющийся анализ оз. Окичоба (Флорида) относится к гидрокарбонатно-кальциево-хлоридной гидрохимической фации. Быть может, озера здесь частично относятся и к гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации.

## **IX. Вертикальная горная зона преобладания кремнеземных и гидрокарбонатно-кремнеземных гидрохимических фаций высокогорных озер**

Эта зона имеет довольно широкое развитие. Горное озеро Тахо в Калифорнии относится к гидрокарбонатно-кремнеземно-кальциевой гидрохимической фации. Озеро Йеллоустон, относящееся к кремнеземно-гидрокарбонатно-натриевой гидрохимической фации, содержит много кремнезема благодаря температурным и геологическим условиям.

Вертикальная зональность гидрохимических фаций озер выражается не только в появлении горной зоны пресных озер, но и в росте минерализации и смене гидрохимических фаций от более высоких точек к расположенным ниже. Такое проявление геоморфологической зональности известно, например, для восточного склона Южного Урала.

Озера осевой горной зоны, обладают пресной водой, с сухим остатком 54–380 мг/л и имеют гидрохимические фации:  $\text{HCO}_3\text{-Ca-SiO}_2$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Na-SiO}_2$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Na}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Ca-SO}_4$ .

$\text{HCO}_3\text{-Ca-Mg}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Ca-Cl}$  и  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ . Это озера Аятское, Таватуй, Балтым, Исетское, Шарташ, Окункуль, Иткуль, Аракуль, Синара, Силач, Киреты, Большие Касли, Большая Наного, Иртыш, Кизылташ, Большая Акуля, Алагач, Акакуль, Увильды, Аргазы, Большое Миассово, Большой Кисегач, Чебаркуль, Кундравинское.

В озерах абразионной платформы наблюдается большая минерализация. Здесь преобладает сухой остаток от 528 до 9 036 мг/л. Относятся они главным образом к гидрохимическим фациям:  $\text{HCO}_3\text{-Na-Cl}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Na-Mg}$ ,  $\text{Cl-Na-HCO}_3$ ,  $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ . Это озера Мисяш, Сугояк, Агачкуль, Чебаркуль, Калды, Каинкуль, Карагайкуль, Уруккуль, Кажаккуль, Куяш, Урукуль, Алабуга, Карагуз, Щелкун, Червяное, Большой Сунгул и др.

Западно-Сибирская низменность характеризуется уже другими гидрохимическими фациями. Типичными здесь будут хлоридные гидрохимические фации:  $\text{Cl-Mg-HCO}_3$ ,  $\text{Cl-HCO}_3\text{-Mg}$ ,  $\text{Cl-HCO}_3\text{-Na}$ ,  $\text{Cl-Na-HCO}_3$ ,  $\text{Cl-SO}_4\text{-Na}$ ,  $\text{Cl-HCO}_3\text{-SO}_4$ ,  $\text{Cl-SO}_4\text{-HCO}_3$  и  $\text{Cl-Na-SO}_4$ .

Сульфатная гидрохимическая формация представлена сульфатно-натриево-хлоридной гидрохимической фацией. Гидрокарбонатная гидрохимическая формация представлена следующими гидрохимическими фациями:  $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Na-Cl}$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Cl-Mg}$  и  $\text{HCO}_3\text{-Na-SO}_4$ . Сюда относятся озера Большие Донки, Малые Донки, Птичье, Еткуль, Губаново, Аткуль, Кораблево, Селезян, Макрушинское, несколько озер, имеющих название «Горькое», Круталь, Капкуль, Гусиное, Лебяжье, Бездонное, Карасье, Черное, Чаша, Щучье, Травяное, Ахтабан, Салтосарай и др. Этими данными мы обязаны работам К. Б. Жаггара (1949) и З. М. Балабановой (1949).г

Формирование состава озерных вод, как мы указывали выше, зависит от целого ряда факторов. Ведущим фактором, определяющим состав озерных вод, является географическая (ландшафтная) зона. Каждая географическая зона, отличаясь особым климатом, сказывается на особенностях питания озерных вод в виде типов почвенного покрова, в виде особенностей рельефа и на биоценозах. В свою очередь эти факторы влияют на географическую зону. Роль географической зоны была показана выше и графически изображена на карте (рис. 2). Каждой географической зоне соответствуют свои преобладающие гидрохимические фации озерных вод. Однако так как химический состав озерных вод зависит от ряда перечисленных основных и других факторов то в пределах каждой географической зоны могут иметь место и другие гидрохимические фации. Появление их связано со значительной ролью ряда других факторов.

Озёра питаются дождевыми, тальными снеговыми, речными, грунтовыми и разнообразными подземными и другими водами. Дождевые и талые снеговые воды, как было показано в главе I, имеют минерализацию от 10 до 100 мг/л, в зависимости от

географической зоны, близости моря, наличия крупных поселений и промышленных предприятий и других факторов. При этом было установлено, что химический состав атмосферных осадков в общих чертах зависит от географической зоны.

Проточные озера чаще обладают химическим составом вод, не являющихся преобладающими в данной зоне. Так, например в оз. Виннипег, находящееся в пределах зоны гидрокарбонатно-кальциевых вод северного полушария, впадает Красная река (Ред-Ривер), питающаяся в зоне сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций. Озеро вблизи впадения реки в июле относится к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, а в июне – к натриево-гидрокарбонатно-сульфатной, в августе и октябре – к переходной гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой и только в сентябре относится к типичной для данной зоны гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной. Дальше от устья в озере наблюдается в течение года зональная гидрокарбонатно-кальциево-сульфатная или переходная гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевая гидрохимическая фация.

Когда в озеро впадают минеральные источники значительного дебита, в нем появляются различные гидрохимические фации, зависящие от состава вод источников. Много примеров этого явления приведено у В. В. Алабышева (1932).

В Прикаспийской низменности озера в долинах рек Урала, Эмбы, Сагиза и других, заливаемые внешними речными водами в половодье, в зоне преобладания хлоридных гидрохимических фаций характеризуются гидрокарбонатными водами.

Состав почв и пород, естественно, оказывает влияние на концентрацию и состав озерных вод. Озера Центральной Якутии, находящиеся в зоне преобладания гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций, вследствие специфических местных почвенных, геологических, климатических и других условий, в большинстве случаев относятся к гидрокарбонатно-натриево-высоким гидрохимическим фациям и образуют особую провинцию.

Наиболее часто сказывается на составе озерных вод наличие легко растворимых пород. Карстовые озера Кунгурского района, в том числе подземные в Ледяной пещере (Г. А. Максимович, 1941), в пределах зоны гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций характеризуются сульфатно-кальциевой гидрокарбонатной гидрохимической фацией. В Казанском районе по той же причине к этой гидрохимической фации относится оз. Голубое, а в районе Пензы – оз. Вадское. Такие же явления наблюдаются и в Башкирии, где также имеются не только поверхностные, но и подземные озера.

Озера, приуроченные к выработкам каменной соли, относятся к хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации и наиболее минерализованы. Таким составом обладает оз. Развал в Илецке.

Весьма важным фактором, определяющим химический состав озерных вод, является стадия их развития. Эти стадии получили в гидробиологии свои наименования (С. А. Зернов, 1949). Принято различать озера олиготрофные, эвтрофные и дистрофные. Хотя эти названия возникли от подразделения по степени трофности или трофичности, которая понимается главным образом в смысле наличия пищи для организмов, но этим делением можно воспользоваться, так как состав вод входит в пищевые условия.

Олиготрофные озера глубокие, с узкой литоральной областью. Минерализация менее 200 мг/л. Содержание Са от менее 25 до 100 мг/л. Гумуса малое или среднее количество. Донный ил беден органическими веществами. Эти озера относятся к гидрокарбонатно-кальциевым гидрохимическим фациям.

Эвтрофные озера более мелкие, с широкой литоральной областью. Минерализация больше 200 мг/л. Содержание Са большей частью 25–100 мг/л. Гумуса малое и среднее количество. Озера богаты автохтонным гниющим органическим веществом. Кроме гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций эти озера могут относиться и к гидрокарбонатно-сульфатным.

Дистрофные озера глубокие и мелкие, находящиеся в болотистых местностях или в областях развития изверженных пород. Минерализация менее 200 мг/л. Содержание Са менее 25 мг/л. Гумуса много, благодаря чему донный ил богат аллохтонными гумусными веществами.

Дистрофные озера Карельского перешейка (П. П. Воронков и О. К. Соколова, 1949) относятся по ионному составу к гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной и гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой гидрохимическим фациям, а в ряде случаев первое место (по весу) занимает органическое вещество и они относятся к гидрохимическим фациям  $C-HCO_3-SO_4$  и  $C-HCO_3-Ca$ . Кремнезем иногда является третьим по весу компонентом, и тогда имеют место гидрохимические фации  $C-HCO_3-SiO_2$  или  $C-SO_4-SiO_2$ . В болоте Ламмин-Суо среди ионов преобладает  $SO_4$ , образующийся в процессе разложения растительных белков. Окисление этого иона сопровождается образованием сероводорода. Болото Ламмин-Суо относится к гидрохимической фации  $C-SO_4-SiO_2$ .

Температура озерных вод, зависящая от географической зоны и наличия рек, влияет на химический состав озерных вод. Количество и состав растворенных газов зависят от температуры, газовый состав сказывается на растворяющей способности воды, озере, по В. И. Вернадскому, наблюдаются минимум две зоны, тличающиеся по газовому составу. В верхней, где есть кислород, имеет место окислительная среда, а ниже, в придонной части, где кислород отсутствует, – восстановительная среда. Это в сильной степени сказывается на составе растворенных в озерной воде веществ.

Большую роль играют и водные организмы. Они поглощают воды, в зависимости от условий, кремнезем, карбонат

кальция, фосфаты и другие биогенные элементы и в свою очередь при отмирании и в процессе жизнедеятельности, выделяют растворенные вещества и газы,

Кроме естественных озер, в нашей стране все в больших размерах и масштабах создаются искусственные озера и пруды.

В прошлом плотины на реках сооружались для водяных мельниц. Первые упоминания о них содержатся в документах XIII в. До XVI в. сила вод использовалась мельницами, крупорушками и сукновальнями. В XVI в. уже имелась плотина, обслуживающая железоплавильню. Большое число плотин было построено в XVIII в.

После Великой Октябрьской социалистической революции создание искусственных водоемов, в том числе и крупных, получило невиданный размах.

Химический состав созданных на реках новых крупных водоемов освещен в работах С. А. Гусинской (Днепровское водохранилище, 1938), Д. А. Ласточкина (Московское море, 1939), Д. Д. Кудрявцева (Рыбинское море, 1950). Имеются данные и о меньших водохранилищах – Лозоватковском (А. Т. Давыдов и М. С. Новаковский, 1939), прудах Сальской степи (С. А. Дуров, 1950), прудах Молотовской области (А. О. Таусон, 1947).

Для волжского отрога Рыбинского водохранилища, по данным наблюдений в 1943–1946 гг., Д. Д. Кудрявцев установил следующие особенности режима.

В первые годы, когда происходило формирование водохранилища, большое влияние оказывали залитые водой почвы, растительность, болота. Было установлено, что вода волжского отрога водохранилища после затопления, так же как и р. Волги на этом же участке до затопления, относится к гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации. Однако благодаря разложению затопленного органического вещества минерализация вод возросла и среднегодовое содержание  $\text{HCO}_3$  сначала увеличилось до 200 мг/л, а начиная с 1944 г. оно постепенно уменьшалось и составило в 1946 г. 130 мг/л, т. е. стало меньше, чем до сооружения плотины. Таким же образом изменялось содержание кальция. Окисляемость и содержание  $\text{CO}_2$  после затопления стало выше, а содержание кислорода меньше, что связано с накоплением органического вещества и усилением процессов разложения.

Данные по Рыбинскому водохранилищу показывают рост минерализации в первые годы его существования и, по достижении некоторого максимума, постепенное уменьшение. Минерализация в водохранилище за счет осаждения карбонатного ила будет и дальше уменьшаться. Эти данные весьма важны для прогноза гидрохимических изменений, которые должны произойти в Цимлянском и многих других недавно созданных, сооружаемых и проектируемых водохранилищах,

в небольших карстовых озерах в районах с населенными: пунктами (озера Поганое, Камайское и Яма в Кишертском районе Молотовской области), вследствие загрязнения, в качестве второго или третьего компонента гидрохимических фаций появляются ионы натрия и хлора. Однако указанные факторы мало нарушают общую картину, изображенную на рис. 2. Их влияние сказывается в появлении в пределах зоны провинций, областей и районов с гидрохимическими фациями озерных вод, отличными от преобладающих, но последние остаются наиболее распространенными. Естественно, что границы зон преобладающих гидрохимических фаций озерных вод не являются неизменными. Со сменой условий они перемещаются.

## ЗОНАЛЬНОСТЬ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

В каждой из выделенных широтных зон преобладающих гидрохимических фаций, благодаря разному химическому составу вод и различию в характере и обилии организмов, вследствие испарения, сопровождающегося выпадением преобладающих растворенных веществ, и отмирания организмов наблюдаются свои типичные по составу и мощности озерные отложения. Зоны эти, выделенные В. В. Алабышевым (1932), следующие:

I и II – зоны тундр с маломощными сапропелями пресноводных озер (мощность до 0,5 м);

III и IV – зоны таежноподзолистые мощных пресноводных сапропелей (мощность до 30 м);

V и VI – зоны солоноватоводных сапропелитов и минеральных лечебных грязей степей (сода, глауберова соль, гипс);

VII и VIII – зоны солончаков с самосадочными озерами полупустынь (и пустынь) и месторождений поваренной соли;

IX зона субтропических и тропических пресноводных озерных сапропелей;

X горная (вертикальная) зона пресноводных сапропелей (мощность до 10 м).

В. П. Гричук (1949) изучил структурнолитологические типы озерных илов. Он различает три генетические группы:

1. Минеральные а л л о х т о н н ы е к о м п о н е н т ы. Это зерна кварца и различных силикатов, принесенных в озеро извне.

2. М и н е р а л ь н ы е а у т о х т о н н ы е к о м п о н е н т ы. Это карбонаты, сульфаты, сульфиды и хлориды, образо авшиеся в озере в результате химического осаждения и биохимических процессов.

3. О р г а н и ч е с к и е а у т о х т о н н ы е к о м п о н е н т ы. Это почти все органические вещества илов, за исключением гумуса и пыльцы наземных растений.

На территории европейской и частично азиатской части СССР В. П. Гричуком установлено четыре типа илов: 1) сапропелевые,

2) силикатно-карбонатные, 3) карбонатно-силикатные, 4) силикатно-карбонатно-сапропелевые.

Сапропелевые (органические) илы характеризуются преобладанием органических компонентов, составляющих 85–99,5 % вещества. Минеральные компоненты, главным образом силикаты, составляют всего несколько процентов. Содержание их повышается в крупных озерах за счет абразии и притоков. Иловый раствор составляет 85–95 % объема и имеет минерализацию 0,01–0,20 %.

Илы сапропелевого типа характерны для зоны гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций озерных вод лесной зоны. В качестве примера приведены данные по озерам Селигер, Галичскому и Рясивому.

Силикатно-карбонатные илы характеризуются преобладанием кварца и силикатов (от 60 до 80 %) и постоянным присутствием сравнительно небольших количеств кальцита (до 18 %). Эти илы представляют собой черную вязкую массу с запахом сероводорода. Цвет их обусловлен постоянным присутствием гидротроилита, составляющего до 3 %. В озерах с питанием морской водой значительное количество кристаллов гипса. Содержание органического вещества невелико – 2–5 % и только в специфических условиях превышает 10 %. Иловый раствор составляет 40–60 % и имеет минерализацию 5–30 %.

Силикатно-карбонатные илы характерны для зоны преобладания сульфатных, натриевых и гидрокарбонатно-натриевых гидрохимических фаций степей и отчасти зоны преобладания хлоридно-натриевых гидрохимических фаций полупустынь. В качестве примера приведены данные по озерам Саки, Тинаки, а также Хаджибейскому и Куяльницкому лиманам.

Силикатно-карбонатные илы могут встречаться и в зоне преобладания сапропелевых илов. Они наблюдаются в озерах, питающихся минеральными источниками (Старая Русса), и некоторых озерах старицах (р. Ивкина в районе г. Кирова) там, где поступление органического вещества незначительно.

Карбонатно-силикатные илы характеризуются преобладанием карбонатов (кальцита), составляющих 87 % вещества, постоянным присутствием значительного количества силикатов (до 44 %) и довольно малым содержанием органического вещества (4–15 %). Гидротроилит встречается редко и в небольших количествах (десятые доли процента), что часто связано с отсутствием в илах железа. Сероводород же, образующийся за счет восстановления сульфатов и распада белков, обычен. Иловый раствор составляет 60–73 % объема ила и характеризуется (по данным двух анализов) минерализацией 0,1–0,4 %.

Образование карбонатно-силикатных илов связано с местными причинами. Они встречаются в озерах, находящихся в различных географических зонах. Их наличие установлено в некоторых мелких озерах окрестностей г. Владимира, на юге

Горьковской области в Липецком озере, в оз. Сомино, в некоторых озерах Урала и в Прибалхашье в оз. Талдыб.

С и л и к а т н о - к а р б о н а т н о - с а п р о п е л е в ы е и л ы характеризуются значительным содержанием силикатов (42–52 %), карбонатов (15–35 %) и органического вещества (20–32 %). В этих илах установлена микрizonaльность. Зоны, образованные силикатным и органическим веществом, чередуются с карбонатными зонами кальцита. По-видимому, здесь наблюдается сезонная смена выпадающих осадков – силикатных и органогенных в весенне-летний период и карбонатных в осенне-зимний. Иловый раствор составляет 70–82 % объема ила и характеризуется минерализацией 4–16 %. Силикатно-карбонатно-сапропелевые илы установлены для озер в области Западно-Сибирской лесостепи.

### ИЛОВЫЕ ВОДЫ ОЗЕРНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Иловые воды, пропитывающие донные илы озер, относятся уже к подземным. Они являются подводным аналогом почвенных вод. Таким образом, в озерных водоемах необходимо различать три разности вод – основные, придонные и иловые. Иловая вода, соприкасаясь с придонной, находится с ней в непрерывном химическом взаимодействии. Пористость озерных илов зависит от размера слагающих его частиц и степени уплотнения. По немногочисленным определениям она изменяется от 90 до 19,83 % (Г. А. Максимович, 1942, 1943, 1948). По С. А. Щукареву и С. и О. Косман, объем воды в таких илах доходит до 4–19 объемов сухого ила (Н. Н. Славянов, 1948). А. И. Дзенс-Литовский (1950) для соляных озер указывает пористость илов в 25–35 %. К. К. Вотинцев (1950) для илов оз. Байкал установил следующую естественную влажность (в %):

| Глубина, в м           | Характер илов                                     | Естественная влажность, в % |
|------------------------|---|-----------------------------|
| 2–14                   | Пески крупнозернистые и мелкозернистые            | 19,5                        |
| 3–6                    | Пески крупнозернистые и мелкозернистые с детритом | 28,3                        |
| 40–300                 | Иловые пески                                      | 43,7                        |
| 370–430                | Глубоководные илы                                 | 62,9                        |
| 400, горизонт 0–10 см  | » »   | 62,9                        |
| 400, горизонт 10–23 см | » »   | 51,1                        |

Илы озерных водоемов подразделяются на два слоя, которые различаются по газовому составу и водам. Верхний, обычно

очень тонкий слой называется пелогеном. Он часто содержит кислород. Газовый состав верхнего слоя (преобладающие газы) ( $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-O}_2$ ). Более глубокие части илов, лишенные кислорода имеют состав  $\text{CO}_2\text{-N}_2$ ,  $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-CH}_4$ ,  $\text{CO}_2\text{-N}_2\text{-H}_2\text{S}$ .

Илы озерных водоемов обогащены органической жизнью. Так как они характеризуются широтной климатической зональностью и различным химическим составом, то и воды их, несомненно, различны. К сожалению, иловые воды изучены слабо.

В зависимости от происхождения озера, геологического строения и геоморфологии района иловые воды образуются различными путями.

Обычно основным источником формирования иловых вод является придонная вода, которая при накоплении осадков заполняет их поры. В процессе диагенеза эти погребенные придонные воды видоизменяются. Большую роль при этом играет взаимодействие вод и илов.

Диагенезу способствуют и микроорганизмы, находящиеся в условиях восстановительной среды. Здесь происходит, при наличии соответствующих условий, десульфатизация иловых вод.  $\text{SO}_4$  восстанавливается с образованием сероводорода. Сероводород, соединяясь с железом илов, дает коллоидное сернистое железо-гидротроилит. Последний превращается в пирит или марказит.

Вторым источником формирования иловых вод озер являются подземные воды. В зависимости от путей поступления они разделяются на боковые и подозерные. Боковые воды – это грунтовые, пластовые, реже карстовые и другие подземные воды, инфильтрирующиеся в илы.

Грунтовые воды гидрокарбонатно-кальциевой и гидрокарбонатно-сульфатной гидрохимических фаций, питающие иловые воды оз. Кислого в Молотовской области, были изучены автором. А. И. Дзенс-Литовский (1950) приводит схему питания иловых вод Индерского озера карстовыми водами сульфатно-кальциевой гидрохимической фации, циркулирующими в гипсах.

Подозерные воды поступают в озерную котловину через озерные илы. При обильном притоке они фильтруются через илы и поступают в озерную котловину в придонные и даже основные воды. При малом поступлении и плохой водопроницаемости иловых отложений озер они только пополняют иловые воды. Подозерные воды представлены трещинными, карстовыми, пластовыми, реже другими подземными водами. А. И. Дзенс-Литовский в указанной выше работе приводит схемы поступления подземных вод. В Индерском озере это воды замедленной циркуляции гипсового и соляного карста. В оз. Бурла подозерные воды поступают по карстовым промоинам и трещинам. Выходы подозерных вод образовали на поверхности донной толщи галита оз. Индер узюки – «окна» округлой формы. В упомянутом выше оз. Кислом, помимо питания боковыми грунтовыми водами, нами был установлен

приток вод сульфатно-кальциевой гидрохимической фации, поступающих из гипсоносной толщи через карстовую воронку на дне. Иловые воды этого озера относятся к сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной гидрохимической фации с минерализацией в 1 374 мг/л.

Обмен между иловыми, придонными и основными водами озера может быть в двух направлениях. С одной стороны, это рассмотренная выше фильтрация иловых вод в озеро за счет подпора и напора боковых и подозерных вод. Для соляных озер возможно, как это указывает А. И. Дзенс-Литовский (1950), и движение в обратном направлении – проникновение и углубление придонной рапы в илы. Он же пытается для озерных бассейнов выделить три гидродинамические зоны, стекающие в озеро боковых околоозерных и подозерных подземных вод.

1. Верхняя – зона интенсивного стока, нисходящим движением околоозерных вод, стекающих в озерную котловину с разных сторон. Уровень воды в озере ниже уровня подземных околоозерных вод.

2. Средняя – зона замедленного стока, нисходящего только во время низкого стояния уровня воды в озере и восходящего при высоком стоянии.

3. Нижняя – зона относительно застойных вод околоозерных или подозерных, имеющих всегда восходящее движение в озерные илы.

Как погребенные иловые воды, так и фильтрующиеся через илы в озеро растворы изменяют свой химический состав.

Образовавшийся в результате дисульфатизации сероводород либо выделяется из илов в озерные воды, как это имело место в оз. Кислом, либо соединяется с железом и образуем в конечном итоге пирит. Концентрация иловых вод может привести к выпадению из вод гидрокарбонатно-кальциевых гидрохимических фаций – карбоната кальция, из сульфатно-кальциевых вод – гипса; из вод хлоридно-натриевых гидрохимических фаций – галита и т. д.

Рассмотрим имеющиеся немногочисленные данные об иловых водах различных географических зон.

В тундре и лесной зоне торфяные иловые воды характеризуется сложным составом. Это кислые, богатые кальцием, железом и гумусом сульфатные воды.

Для оз. Шарташ в г. Свердловске изучение химического состава выжимок показало для центральной станции общую минерализацию 923,8 мг/л и хлоридно-гидрокарбонатно-натриевую гидрохимическую фацию. Грубодетритный сапропель западной литорали дал выжимку, относящуюся к гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой гидрохимической фации при минерализации 1109,4 мг/л. Основные воды озера, по данным анализов 1935–1943 гг., имеют минерализацию 170–267 мг/л и относятся гидрокарбонатно-кальциево-хлоридной гидрохимической

фации (З. М. Балабанова, 1949). Таким образом, в иловых вол наблюдается увеличение минерализации и изменение, гидрохимической фации.

Анализы водных вытяжек из грунтов, произведенных в 1940–1941 гг., показали следующие гидрохимические фации (З. М. Балабанова, 1949).

|                | Западная литораль                    | Центр  | Восточная литораль                  |
|----------------|--------------------------------------|--|-------------------------------------|
| 31/III 1940 г. | HCO <sub>3</sub> -Na-Ca – 85,9 мг/л  | HCO <sub>3</sub> -Na-Ca – 399,5 мг/л             | –                                   |
| 25/V 1941 г.   | HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg – 264,1 мг/л | HCO <sub>3</sub> -Mg-SO <sub>4</sub> – 49,2 мг/л | HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg – 40,1 мг/л |

К. К. Вотинцев (1950) для оз. Байкала для глубин 2–430 м в августе – сентябре 1948 г. изучал иловые воды, отделенные отсасыванием. Одновременно с отбором илов отбирались пробы придонной и поверхностной воды. В результате установлено некоторое увеличение содержания HCO<sub>3</sub> с 67,64 до 73,20 мг/л и с 68,03 до 73,51 мг/л. Это связано с увеличением содержания CO<sub>2</sub>, образующегося при разложении органического вещества.

Наблюдается резкое увеличение биогенных элементов, по сравнению с содержанием их в придонных и, тем более, в поверхностных слоях воды.

Приведем данные о содержании биогенных элементов в оз. Байкал (в мг/л).

|              | Поверхностная вода | Иловая вода на глубинах |          |
|--------------|--------------------|-------------------------|----------|
|              |                    | 0–10 см                 | 10–23 см |
| N аммонийный | 0                  | 0,136–0,331             | 0,000    |
| N нитратный  | 0,007–0,045        | 0,061–0,102             | 0,113    |
| P фосфатный  | 0,011–0,075        | 0,140–0,372             | 0,315    |
| Si           | 0,370–1,080        | 2,020–10,960            | 12,000   |
| Fe           | 0,031–0,041        | 0,090–0,130             | 0,175    |

Аммонийный азот имеется в иловых водах до глубины 10 см, а также в придонных слоях на больших глубинах, в местах скопления детрита.

Процесс нитрификации азотсодержащих соединений завершается в толще донных отложений. По данным анализов двух проб, аммонийный азот в илах глубже 10 см отсутствует.

Содержание биогенных элементов зависит от состава илов. Оно увеличивается от песков к глубоководным глинистым и алевритовым илам, в которых преобладают частицы размером в 0,05–0,005 мм. Наиболее значительное содержание аммонийного азота и фосфатов наблюдается в песках с детритом. Следовательно, обогащение иловых растворов этими биогенными элементами происходит за счет разложения детрита.

Интересные данные об иловых водах по водным вытяжкам оиводит Д. Д. Кудрявцев (1950) для Рыбинского водохранилища, сооруженного в первой половине 1941 г. Площадь его более 4550 км<sup>2</sup>. Вследствие незначительной проточности здесь происходит оседание на дно минеральных и органических веществ. Благодаря интенсивному разложению затопленной органической массы в летнее время наблюдается сильное развитие планктона, который затем отмирает и служит материалом для образования ила. Изучение илов Волжского водохранилища было произведено в 1946 г.

Результаты анализов водных вытяжек илов в основном следующие (в мг/кг):

|              | Илы, бедные органическим веществом | Илы, богатые органическим веществом |
|--------------|------------------------------------|-------------------------------------|
| Окисляемость | 40–80                              | 137–253                             |
| Ca+Mg        | 190–755                            | 857–1428                            |
| Железо       | 0,70–1,35                          | 2,80–6,40                           |
| Хлор         | 70–160                             | 200–460                             |
| Сульфаты     | 22,5–442,0                         | 240–720–1950                        |
| Фосфаты      | 1,0–8,5                            | 10,0–20,0                           |
| Нитраты      | 3,6–20,0                           | до 32–80                            |

Как и для оз. Шарташ, в иловых водах (правда, по данным водных вытяжек) наблюдается значительная минерализация, причем из определенных анализами компонентов преобладают сульфаты, хлориды и кальций (+магний). Таким образом, иловые воды более минерализованы, чем основные воды водоема.

Минеральные озера в СССР, по А. И. Дзенс-Литовскому (1951), образуют зону, приуроченную к полосе степей, полупустынь и пустынь, где распространены многочисленные озера, разнообразные по размерам, различные по составу, концентрации растворов. Здесь известны карбонатные (содовые), сульфатные (горько-серноокислонатриевые и серноокисломагниевые) и хлоридные (соленые). По происхождению вод эти озера морские, континентальные и смешанные.

Озера морского типа характеризуются поступлением морских вод или отшнурованием морских заливов, бухт, лагун, а минеральные озера континентального типа – питанием атмосферными, поверхностными и подземными водами. Озера смешанного типа вод питаются не только морской водой, но речными и подземными водами.

Некоторые данные об иловых водах соляных озер приводит А. И. Дзенс-Литовский (1950). Как и для других озер, иловые воды соляных озер характеризуются большей концентрацией рассолов, чем основная озерная вода, и другим химическим

составом. Здесь наблюдается низкое содержание сульфатов (за счет биохимического восстановления сернокислых солей), высокое содержание магния, повышенная концентрация брома, меньшее, чем в озере, количество натрия, полное отсутствие йода и большой удельный вес вод. Эти изменения связаны с процессами обменной реакции катионов между ионами, поглощенным составом ила, и ионами иловых вод.

В соленых озерах и лиманах иловые воды отличаются от воды (рапы) этих водоемов. В лиманной грязевой воде наблюдаются в растворенном состоянии своеобразные органические соединения, в том числе соединения азота (амины), а также коллоидные соединения сернистого железа (гидротроилит).

В качестве примера отличия иловых вод от рапы приведем данные по оз. Эльтон и Хаджибейскому лиману около Одессы (табл. 58).

Таблица 58

Состав воды оз. Эльтон и Хаджибейского лимана, в процентах от содержания хлора  
(по Е. А. Бурксеру)

|                                 | Озеро Эльтон             |             | Хаджибейский лиман        |   |
|---------------------------------|--------------------------|-------------|---------------------------|---|
|                                 | Рапа                     | Иловая вода | Рапа                      | Иловая вода                             |
| Na                              | 33,10                    | 45,80       | 56,40                     | 57,10                                   |
| Ca                              | 0,02                     | 23,00       | 1,50                      | 1,20                                    |
| Mg                              | 19,50                    | 10,90       | 8,00                      | 6,00                                    |
| K                               | 0,70                     | 0,90        | —                         | —                                       |
| SO <sub>4</sub>                 | 10,90                    | 5,96        | 14,80                     | 11,90                                   |
| HCO <sub>3</sub>                | 0,80                     | 0,005       | 2,60                      | 8,20                                    |
| Летучие и органические вещества | 8,00                     | 22,50       | —                         | —                                       |
| Гидрохимические фации           | Cl-Na-Mg-SO <sub>4</sub> | Cl-Na-Ca-Mg | Cl-Na-SO <sub>4</sub> -Mg | Cl-Na-SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> |

Концентрация иловых вод изменяется очень сильно. Примером может служить Сакское озеро, для которого С. А. Шукарев и С. А. Пастак получили следующие данные, в %:

| Твердый остаток | Cl   | SO <sub>4</sub> | CO <sub>3</sub> | Na  | Mg   | K    | Ca    |
|-----------------|------|-----------------|-----------------|-----|------|------|-------|
| 24,1            | 12,6 | 2,2             | 0,027           | 6,8 | 1,9  | 0,24 | 0,110 |
| 15,6            | 8,3  | 1,2             | 0,014           | 4,1 | 0,87 | 0,23 | 0,011 |

Эти иловые воды относятся к хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации. О том, что состав иловых вод Сакского озера изменяется по сезонам, свидетельствует разрез илов Сакского озера. Здесь на 10 см ила оказалось девять прослоек. Пять из них были черные от сернистого железа и четыре белые от гипса.

Иловые воды соленых озер степной зоны относятся к карбонатно-натриево-хлоридной гидрохимической фации. Состав их сильно изменяется. Для Доронинского озера в Сибири имеем (в %) твердый остаток 7,9–5,1, карбонат 3,0–1,9, хлор 1,10–0,91, сульфат 0,36–0,22, натрий 3,2–2,0, кальций+магний 0,130–0,083.

Для оз. Горького (Виктория) в Курганской области, где за 2500 лет накопилось 2 м илов, Н. П. Палей (1948) установил, что концентрация иловых вод закономерно изменяется от 70 г/л в верхнем слое до 2 г/л в нижнем слое. В подстилающей глине она до 25 г/л. Это сгущение подземных растворов он рассматривает как результат осмотического процесса.

В весьма обстоятельной работе Д. Г. Сапожникова (1951) о современных осадках оз. Балхаш, к сожалению, приведены только многочисленные солянокислые вытяжки илов.

Заканчивая раздел, можно отметить, что иловые воды озер более минерализованы и по своему составу отличаются от озерных вод. Для них установлены гидрокарбонатная, сульфатная и хлоридная гидрохимические формации.

Установление состава иловых вод необходимо для понимания процессов образования озерных отложений и формирования состава озерных вод. Химическая география иловых озерных вод еще не может быть написана за отсутствием фактических данных.

---

*Глава шестая*

**НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ  
ЛЬДОВ СУШИ<sup>1</sup>**

Твердая фаза воды в атмосфере представлена снегом и градом, которые периодически образуются из паров воды. Большая же часть геосферы твердой фазы воды или криосферы сосредоточена главным образом в виде снега и льда на поверхности земли, озер, рек и морей, а также в виде подземных разностей. Последние представлены вечной и сезонной мерзлотой и пещерным льдом. Химический состав снега (и града) был охарактеризован в главе I. Поэтому здесь мы ограничимся краткими данными о гидрохимических фациях льда водоемов суши и подземных льдов.

Вопрос о происхождении пористости льдов морей будет рассмотрен в настоящей главе, а химическая их характеристика в главе XI.

Лед на земле образуется тремя путями. Часть его – атмосферного происхождения и образуется за счет сублимации. Другая часть представляет результат перехода воды в твердую фазу. Это так называемый гидрогенный лед. Наконец, имеются смешанные или гетерогенные льды.

Атмогенный лед представлен снегом, градом, глетчерным льдом и ледяными кристаллами пещер. Донный лед рек и озер, лед вечной мерзлоты и пещерных озер гидрогенен. Покровный лед рек, озер и морей смешанного происхождения, так как верхняя часть его образуется из атмогенного снега, а нижняя представляет собой результат замерзания воды.

Пористость различных проявлений криосферы изменяется в широких пределах (Г. А. Максимович, 1946). Она составляет в среднем для снега 0,75, для фирна 0,4 и льда ледников 0,03. Морской лед также имеет среднюю пористость 0,03. Наличие пористости обуславливает возможность проникновения газов в лед с образованием слабо изученных химически атмосфер криосферы.

---

<sup>1</sup> Вкратце опубликовано: Г. А. Максимович, Основы учения о гидрохимических фациях, Сборник памяти С. А. Зернова, 1948 стр. 24, 25. Здесь печатается с дополнениями.

Газовый состав (преобладающие газы) снега и града характеризуется большим содержанием азота, кислорода и бедностью углекислотой ( $N_2-O_2$ ), а иногда  $N_2-O_2-CO_2$ , а для ледяных покровов материков он также  $N_2-CO_2-O_2$ . Внутри ледников и в нижних частях кислород, возможно, отсутствует. В ледяных пещерах льду свойственен газовый состав  $CO_2-N_2-O_2$ .

Химический состав льдов слабо изучен. Речные льды обычно вносятся к двум различным гидрохимическим фациям. Данными о составе верхней его части, образовавшейся из снега, мы не располагаем. Нижняя часть речных льдов, образовавшаяся при замерзании воды, характеризуется составом, зависящим от речной воды. Для лесной зоны наиболее распространена гидрокарбонатно-кальциевая гидрохимическая фация.

Озерные льды также почти не изучены. Состав нижней гидрогенной части обусловлен составом озерной воды, от замерзания которой он образовался. Лед глауберового Тамбуканского озера, отличающийся большой минерализацией, содержит  $Cl - 0,5-1,0 \%$ ;  $SO_3 - 2,0-2,8 \%$  (Н. Н. Славянов, 1948).

Лед континентальных ледников пресный. Он несколько обогащен сульфатами, азотистыми соединениями, а за счет принесенных ветрами морских солей – хлором и натрием.

Для характеристики льдов вечной мерзлоты приведем данные о гидрохимических фациях погребенных льдов Центральной Якутии. В табл. 59 гидрохимические фации охарактеризованы количественно. Вначале дается общая минерализация в мг/л, а после каждого преобладающего компонента в виде дроби

Таблица 59

**Гидрохимические фации погребенных льдов Центральной Якутии**

| Место взятия пробы         | Гидрохимические фации   | Аналитик   |
|----------------------------|---|------------|
| Оз. Мюрю                   | $138 HCO_3 \frac{62}{85} SO_4 \frac{22}{30} Mg \frac{12}{16}$   | Граве      |
| Алдан                      | $324 HCO_3 \frac{78}{256} Mg \frac{9}{30} Ca \frac{8}{27}$      | »          |
| Оз. Абалах                 | $229 HCO_3 \frac{55}{125} SO_4 \frac{16}{37} Ca \frac{13}{29}$  | Бахман     |
| Оз. Абалах, глубина 2,6 м  | $820 HCO_3 \frac{75}{611} Ca \frac{19}{157} Mg \frac{3}{27}$    | Фригус     |
| Оз. Абалах, глубина 6,6 м  | $1050 HCO_3 \frac{76}{795} Ca \frac{18}{191} Mg \frac{4}{42,3}$ | »          |
| Оз. Абалах, глубина 10,5 м | $856 HCO_3 \frac{76}{652} Ca \frac{10}{86} Mg \frac{9}{76}$     | »          |
| Оз. Абалах (Булгуннях)     | $556 HCO_3 \frac{71}{395} Ca \frac{15}{86} Mg \frac{5}{27}$     | »          |
| Река Сола                  | $475 HCO_3 \frac{64}{303} Ca \frac{20}{96} SO_4 \frac{9}{42}$   | Овчинников |

**Анализы льда из Кунгурской ледяной пещеры**  
(аналитик Г. Г. Кобяк)

|                                | Кристаллы льда | Покровный лед (с пола пещеры) | Покровный лед (ледопад) | Лед на стенках, высота 1,2 м | Лед на стенках, высота 0,85 м | Лед на стенках, высота 0,50 м | Лед сталагмитовый и сталактитовый | Вода, капающая с потолка |
|--------------------------------|----------------|-------------------------------|-------------------------|------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|--------------------------|
| Дата взятия пробы              | 6/IV–1940      | 29/III–1940                   | 6/IV–1940               | XII–1934                     | XII 1934                      | XII–1934                      | 29/III–1940                       | XII–1934                 |
| Удельный вес при 20°           | 1,00014        | 1,00079                       | 1,00158                 | –                            | –                             | –                             | 1,00191                           | –                        |
| В 1 л содержится:              |                |                               |                         |                              |                               |                               |                                   |                          |
| сухой остаток при 110°         | 1,0441         | 0,7966                        | 0,4120                  | 1,2832                       | 1,2348                        | 0,8440                        | 2,0498                            | 1,1732                   |
| сухой остаток при прокаливании | 0,0333         | 0,7502                        | 1,3300                  | 1,1872                       | 1,1386                        | 0,7739                        | 1,9396                            | 1,0766                   |
| потеря при прокаливании        | 0,0108         | 0,0464                        | 0,0820                  | 0,0960                       | 0,0962                        | 0,0701                        | 0,1102                            | 0,0968                   |
| Na                             | 0,0002         | 0,0007                        | 0,0016                  | 0,0005                       | 0,00024                       | 0,0003                        | 0,0023                            | 0,0006                   |
| K                              | Нет            | Нет                           | Следы                   | Следы                        | Следы                         | Следы                         | Следы                             | Следы                    |
| Ca                             | 0,0099         | 0,2192                        | 0,3959                  | 0,3480                       | 0,3238                        | 0,2234                        | 0,5102                            | 0,2654                   |
| Mg                             | 0,0009         | 0,0017                        | 0,0022                  | 0,0030                       | 0,0015                        | 0,00126                       | 0,0404                            | 0,0346                   |
| Cl                             | 0,0003         | 0,0012                        | 0,0027                  | 0,0013                       | Следы                         | Следы                         | 0,0036                            | Следы                    |

|                                | Кристаллы льда   | Покровный лед (с пола пещеры) | Покровный лед (ледопад) | Лед на стенках, высота 1, 2 м | Лед на стенках, высота 0,85 м | Лед на стенках, высота 0,50 м | Лед сталагмитовый и сталактитовый | Вода, капающая с потолка |
|--------------------------------|--|-------------------------------|-------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------------------------|--------------------------|
| SO <sub>4</sub>                | 0,0107   | 0,4985                        | 0,8713                  | 0,8160                        | 0,7598                        | 0,5280                        | 1,3117                            | 0,7220                   |
| HCO <sub>3</sub>               | 0,0211   | 0,0430                        | 0,1098                  | 0,0360                        | 0,0300                        | 0,0246                        | 0,0886                            | 0,0546                   |
| SiO <sub>2</sub>               | 0,0008   | 0,0002                        | 0,0002                  | 0,0019                        | 0,0012                        | 0,0012                        | 0,0194                            | 0,0078                   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,00002  | 0,0007                        | 0,0006                  |                               |                               |                               | 0,0008                            |                          |
|                                |  |                               |                         | 0,0021                        | 0,0008                        | 0,0008                        |                                   | 0,0017                   |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,00008  | 0,0001                        | 0,0002                  |                               |                               |                               | 0,0001                            |                          |
| Жесткость воды общая Н°        | 1,59   | 31,07                         | 55,93                   | 49,40                         | 46,65                         | 31,55                         | 80,73                             | 45,14                    |
| Жесткость воды устранимая      | 0,97   | 1,98                          | 5,15                    | 1,65                          | 1,38                          | 1,13                          | 4,07                              | 2,51                     |
| Жесткость воды постоянная      | 0,62   | 29,09                         | 50,78                   | 47,75                         | 45,27                         | 30,42                         | 76,66                             | 42,63                    |
| Гидрохимическая фация          | SO <sub>4</sub> - Ca- HCO <sub>3</sub> С ульфатно - кальциево - гидрокарбонатная |                               |                         |                               |                               |                               |                                   |                          |

показывается в числителе процент от общей минерализации а в знаменателе – содержание в мг/л.

Пещерные льды мало изучены. В качестве примера приведем данные о гидрохимических фациях льдов Кунгурской пещеры (Г. А. Максимович и Г. Г. Кобяк, 1941). Атмогенный лед кристаллов этой пещеры принадлежит к гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой гидрохимической фации. Покровный, в основном гидрогенный, лед относится к сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной гидрохимической фации. К этой же гидрохимической фации относится гидрогенный лед сталактитов и сталагмитов а также гетерогенный – коры оледенения стен. Это обусловлено приуроченностью пещеры к гипсам и ангидритам (табл. 60) Гидрогенный и гетерогенный лед пещер в известняках относится к гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной и гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземной гидрохимическим фациям.

---

---

*Глава седьмая*

**ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ  
ФАЦИЙ ВОД, СВЯЗАННЫХ С КОРОЙ ВЫВЕТРИВАНИЯ<sup>1</sup>**

Выше были рассмотрены гидрохимические фации различных вод, в той или иной степени связанных с корой выветривания. Это почвенные, грунтовые, речные, озерные воды и отчасти льды. Относительно состава атмосферных осадков автор, следуя В. И. Вернадскому, указывал (1948), что они хлоридно-натриевые. Новые, более обстоятельные химические анализы, произведенные в СССР, результаты которых опубликованы в 1949 г., значительно изменили картину.

В атмосферных осадках, выпадающих в лесной зоне, преобладают  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$ , в степной зоне  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4$ , в сухих степях и полупустыне  $\text{HCO}_3\text{-SO}_4\text{-Cl-Na}$ . Вблизи морских побережий (Франция) появляются хлоридно-сульфатно-натриевые осадки. Данных о химическом составе осадков в тундре, тропической зоне и в горах у нас нет.

Предварительно, по данным 25 более полных химических анализов атмосферных осадков, намечается связь их состава с составом коры выветривания той или иной географической зоны. Это связано, по-видимому, с тем, что в тропосферу с восходящими воздушными течениями поднимаются пылевые частицы. Атмосферные осадки, очищая воздух от пылевых частиц, обогащаются растворимыми солями. Пылевые и другие частицы, поднятые в тропосферу с поверхности коры выветривания, являются главным образом почвенными образованиями. Так как последние тесно связаны с географическими зонами, то состав атмосферных осадков характеризуется зональностью.

Это положение требует еще проверки путем большого числа химических анализов проб атмосферных осадков, взятых во многих пунктах в разных географических зонах. Для анализов необ-

---

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович, Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны, Доклады АН СССР, т. 58, № 5, 1947, стр. 831–834 и Г. А. Максимович, Основы учения о гидрохимических фациях, Сборник памяти С. А. Зернова, 1950, стр. 13–26; Гидрохимические материалы, т. 18, 1950, стр. 75–85 Здесь дается в сокращенном и переработанном виде.

ходимо пользоваться дождевой водой или снегом, отобранном с определенными предосторожностями<sup>1</sup>.

В снеге, лежавшем некоторое время на земле, особенно после ветра, могут быть пылеватые частицы, попавшие с земли. При растапливании снега для химического анализа в воду могут попасть растворимые вещества этой наземной пыли.

Для морских побережий также не всегда в осадках будут преобладать хлор,  $SO_4$  и натрий, как это имело место в одном из анализов с атлантического побережья Франции, который обычно приводился. Единичные химические анализы дождевых вод, выпавших вблизи берега Черного и Азовского морей, указывают, что они гидрокарбонатно-кальциево-хлоридные (Одесса) и гидрокарбонатно-сульфатно-натриевые (Осиленко).

Вопрос о происхождении растворенных компонентов атмосферных осадков представляет весьма большой теоретический и практический интерес. Ранее, в главе I, было установлено, что на землю с атмосферными осадками поступает  $0,75-1,45 \text{ км}^3$  в год растворенных веществ. Реки же выносят в океан (химическая денудация в бессточных областях исключена)  $1,2 \text{ км}^3$ . По этим расчетам получается, что химической денудации на земле почти нет, так как реки выносят только растворенные вещества, принесенные атмосферными осадками. Между тем при подземном питании рек выносятся не только растворенные вещества атмосферных осадков, но и продукты выщелачивания пород коры выветривания. Установление зональности химизма атмосферных осадков и формирования их состава не только за счет солей, приносимых с моря, а главным образом за счет поднятых в атмосферу продуктов выветривания позволяет считать, что выносимые реками в океан растворенные вещества в значительной мере являются результатом химической денудации. Если же учесть, что выпавшие с осадками растворенные вещества при испарении остаются на земной поверхности и, высохнув, вновь могут быть подняты в воздух, то роль химической денудации как пути переноса вещества с суши в океаны будет значительной. Часть веществ, выпадающих с атмосферными осадками, составляет звено внутреннего солеоборота. Следовательно, подсчет по количеству вещества, приносимого атмосферными осадками на  $1 \text{ км}^2$  земной поверхности, дающий для суши  $0,75 \text{ км}^3$ , более близок к истине, чем цифра  $1,45 \text{ км}^3$ , которая больше химической денудации в сточных областях, составляющей  $1,2 \text{ км}^3$ . С учетом бессточных областей реки переносят  $1,5 \text{ км}^3$  растворенных веществ к своим устьям. Следовательно, внутриконтинентальный перенос составляет  $1,5-1,2=0,3 \text{ км}^3$ .

Приведенные рассуждения показывают, как важно исследование химического состава атмосферных осадков. Если предпо-

---

<sup>1</sup> Для химических анализов свежевыпавший снег надо собирать вдали от населенных пунктов путем сметания со специально подготовленных, щитов.

ложение автора о том, что растворенные вещества поступают в атмосферу главным образом с поверхности коры выветривания, подтвердится новыми химическими анализами, то это уменьшит роль солей, поступающих с осадками с морей на континенты, количество которых для Земли определено (см. главу I) в  $0,25 \text{ км}^3$ , (Г. А. Максимович, 1953).

О роли атмосферных осадков в химической денудации можно судить по тому, что от слоя в 12 микронов в год в среднем для сточных областей Земли, при поступлении  $12 \text{ т/км}^2$  из атмосферы, мы будем иметь (при удельном весе 2,5) 5 микронов, или около 40 %.

Растворенные вещества, принесенные на земную поверхность осадками, если они являются в основном продуктами «внутреннего солеоборота», не могут засолять почвы, с поверхности которых они ранее попали в атмосферу. Между тем часто подсчитывали, что за несколько сот лет может поступить из атмосферы  $n \cdot 100 \cdot 12 \text{ т/км}^2$ , или  $n \cdot 1200 \text{ т/км}^2$ , солей или за 800 лет около  $10000 \text{ т}$  растворимых веществ на  $1 \text{ км}^2$ .

Конечно, нельзя все сводить к внутреннему солеобороту. С атмосферными осадками поступают соли с поверхности пустынь и из морей. Так, в низовое Поволжье и на Восточную Украину могут приноситься соли с поверхности пустынь Средней Азии, а на северные берега Средиземного моря из Сахары. В этом случае засоление почвы, конечно, может иметь место.

Рассмотрение преобладающих гидрохимических фаций почвенных, грунтовых, речных и озерных вод позволяет наметить некоторые общие закономерности, являющиеся следствием широтных и вертикальных зональностей. Соотношение выпадающей и испаряющейся влаги в различных географических зонах определяет наличие стока избыточной воды в жидкой или твердой фазе или его отсутствие. Как было показано для СССР в разделе химической денудации рек (табл. 48 и далее), химический сток зависит от коэффициента стока и географической зоны. Географические зоны отличаются различной интенсивностью выноса солей из коры выветривания или их накоплением.

Если обратиться к Земле в целом, то примером наиболее интенсивного выноса солей может служить тропический пояс с его полноводными реками, где в коре выветривания сохраняются только такие наиболее труднорастворимые соединения, как кремнезем и полуторные окислы ( $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Благодаря этому почвенные, грунтовые, озерные и речные воды слабо минерализованы, а обильный растительный покров обогащает воды рек органическими веществами. Химическая денудация (табл. 48) здесь составляет  $12 \text{ м/год}$ .

В качестве примера накопления солей можно привести зону пустынь. Вследствие резкого преобладания испаряемости над осадками и отсутствия постоянного поверхностного стока здесь накапливаются продукты выветривания, вплоть до наиболее

легко растворимых солей (поваренная соль и другие). Грунтовые воды зоны пустынь представляют собой соленые воды, или рассолы, относящиеся к хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации. Атмосферные осадки здесь переносят растворенные вещества из более высоких точек рельефа в понижения (озера, сухие депрессии). Несмотря на малое количество осадков благодаря высокой минерализации вод, химическая денудация в указанном своеобразном «внутриобластном» виде составляет 11  $\mu$ /год (табл. 48). Таким образом, по интенсивности она почти равна перемещению химического вещества в коре выветривания в тропическом поясе.

И. П. Герасимов и Е. Н. Иванова (1936) указывают на довольно тесную связь процессов солеобмена в системе «почва – порода – вода» от географических условий. Для территории СССР они выделяют три основных климатических типа солеобмена: аридный, экстрааридный и гумидный. В. А. Ковда (1946) различает три основных направления солеобмена почв: увеличение степени засоленности; уменьшение степени засоленности; неизменная засоленность. Вслед за И. П. Герасимовым и Е. Н. Ивановой он говорит о солевом балансе, который рассматривает для почв и территорий. В качестве примера приведем солевой баланс северной части Каспийской низменности (в т).

| Приток солей  |                        | Вынос солей   |                         |
|---|------------------------|---|-------------------------|
| 1. Оставлено в наносах хвалынской и последующими трансгрессиями | 2,5·10 <sup>9</sup>    | 1. Ежегодно выносятся открытым речным стоком через Волгу и Урал | 1,35·10 <sup>6</sup>    |
| 2. Ежегодно выщелачивается из соляных куполов открытого типа    | 3,5·10 <sup>6</sup>    | 2. Ежегодно выносятся подземным стоком в Каспий                 | 26·10 <sup>6</sup>      |
| 3. Ежегодно приносится водами поверхностного речного стока      | 3,5·10 <sup>5</sup>    |   |                         |
| Ежегодный приток солей  | 3,85·10 <sup>6</sup> т | Ежегодный вынос солей   | 27,35·10 <sup>6</sup> т |

Каспийская низменность в целом находится в состоянии геологического рассоления, так как вынос солей около 27 млн. т/год больше притока, составляющего около 4 млн. т/год. Г. Н. Каменский (1949) для грунтовых вод СССР выделяет два генетических типа: воды выщелачивания и воды континентального засоления.

Химические отложения, связанные с корой выветривания почвенных и озерных вод (почвенные новообразования), определяются преобладающими растворенными компонентами, которые

выпадают при пересыщении ими растворов. Естественно, что ранее могут выделиться менее растворимые соединения, которые не характерны для данной зоны.

Данные о химическом составе связанных с корой выветривания почвенных, грунтовых, озерных и ручных вод, а также почвенных новообразований и озерных отложений, сведены в табл. 61.

Гидрохимические фации вод, связанных с корой выветривания, примерно одни и те же; некоторым своеобразием отличаются только реки, для которых, благодаря подвижности их вод, ряд



Рис. 18. Преобладающие гидрохимические фации географических зон

гидрохимических фаций неустойчив, а также иловые воды озер, состав которых видоизменен десульфатизацией, катионным обменом и другими процессами.

Изучение химической географии вод позволяет установить, что каждая широтная географическая зона характеризуется определенным преобладающим составом вод различных водных объектов, связанных с корой выветривания. Комплекс природных условий данной географической зоны обуславливает специфический ход физико-химических процессов. Настало время, когда можно и должно в физической географии давать гидрохимическую характеристику географических зон.

Каждая географическая зона отличается одной или несколькими преобладающими гидрохимическими фациями, составляющими ее особенность. Наземная и подземная гидросфера коры выветривания Земли разделяется на зоны, отличающиеся по концентрации и составу растворенных веществ. Они зависят от солевого баланса. Изменение преобладающих гидрохимических вод коры выветривания по географическим зонам может быть представлено графиком (рис. 18).

Это графическое изображение табл. 61 отражает, конечно, химический состав озерных и речных вод, имеющих питание в пределах данной географической зоны. Состав вод транзитных

**Гидрохимические фации вод,  
континентов**

| Зоны     | Географические зоны    | Преобладающие компоненты атмосферных осадков | Преобладающие гидрохимические фации                      |  |  |
|----------|------------------------|--|--|--|--|
|          |                        |  | почвенных  | грунтовых  | озерных  |
| I-II     | Тундра                 | Нет данных                                   | SiO <sub>2</sub> ,<br>HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> | SiO <sub>2</sub> ,<br>HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> | SiO <sub>2</sub> ,<br>HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> ,<br>органическое<br>вещество   |
| III-IV   | Леса                   | HCO <sub>3</sub> -Ca                         | HCO <sub>3</sub> -Ca                                     | HCO <sub>3</sub> -Ca                                     | HCO <sub>3</sub> -Ca   |
| V-VI     | Степи                  | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub>            | SO <sub>4</sub> , Na,<br>HCO <sub>3</sub> -Na            | SO <sub>4</sub> , Na,<br>HCO <sub>3</sub> -Na            | SO <sub>4</sub> , Na,<br>HCO <sub>3</sub> -Na,<br>HCO <sub>3</sub> -K  |
| VII-VIII | Пустыни                | SO <sub>4</sub> , Cl                         | Cl   | Cl   | Cl(SO <sub>4</sub> )   |
| IX       | Тропики (и субтропики) |  | SiO <sub>2</sub> ,<br>HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> | SiO <sub>2</sub> ,<br>HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> | SiO <sub>2</sub> (?),<br>HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub>  |
| X        | Горы                   |  | В зависимости<br>от высотной<br>ступени                  | Слабо<br>развиты   | Высокогорные<br>озера<br>SiO <sub>2</sub> ,<br>HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> .<br>ниже в<br>зависимости<br>от высотной<br>ступени |

## связанных с корой выветривания

| и гидрохимические формации вод  |  | Отложения вод  |  |  |
|---|--|--|--|--|
| иловых и озерных  | речных   | почвенных (новообразования)  | озерных  |  |
| Данных мало. Характеризуются минерализацией большей, чем у озерных вод и часто отличными от них гидрохимическими фациями. | Бурые воды, богатые органическим веществом<br>C-SiO <sub>2</sub> ,<br>SiO <sub>2</sub> -C                | SiO <sub>2</sub> , перегнойные вещества (C),<br>Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> ·n·H <sub>2</sub> O | SiO <sub>2</sub> (маломощные сапрелиты до 0,5 м)   |  |
|   | HCO <sub>3</sub> -Ca   | CaCO <sub>3</sub>  | CaCO <sub>3</sub><br>(сапрелиты до 30 м)   |  |
|   | SO <sub>4</sub> ,<br>Cl  | CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O,<br>Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·10H <sub>2</sub> O       | CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O,<br>Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·10H <sub>2</sub> O | CaSO <sub>4</sub> ·2H <sub>2</sub> O,<br>Na <sub>2</sub> SO <sub>4</sub> ·10H <sub>2</sub> O,<br>Na <sub>2</sub> CO <sub>3</sub> ·10H <sub>2</sub> O |
|   |  | NaCl   | NaCl   | NaCl<br>(солончаки)  |
|   | Черные реки, богатые органическим веществом<br>C-SiO <sub>2</sub> , HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub>   | Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , SiO <sub>2</sub>                 | SiO <sub>2</sub> (пресноводные сапрелиты)  |  |
|   | Для истоков: SiO <sub>2</sub> ,<br>HCO <sub>3</sub> -SiO <sub>2</sub> ,<br>ниже вертикальная зональность | SiO <sub>2</sub>   | SiO <sub>2</sub><br>(сапрелиты до 10 м)  |  |

рек и проточных озер может относиться к другим гидрохимическим фациям.

Вследствие развития легко растворимых или сильно проницаемых горных пород, местных гидрологических и гидрогеологических особенностей, а также деятельности человека, гидрохимические зоны преобладания гидрохимических фаций подразделяются на провинции, области и районы. Провинции в степях, где несколько гидрохимических формаций, выделяются по первому и второму, а в остальных зонах по второму преобладающему компоненту гидрохимических фаций. Области различаются по третьему преобладающему компоненту.

Районы в большинстве случаев отличаются нетипичными для данной зоны гидрохимическими формациями, появление которых обусловлено местными причинами. Наиболее обычно для грунтовых, речных и озерных вод развитие растворимых горных пород (гипсов, солей) или впадение в реки и озера соляных источников. Большую роль играет сельскохозяйственная и промышленная деятельность человека. Состав почвенных вод изменяется удобрениями. Воды населенных пунктов, рудников, промышленных предприятий видоизменяют состав грунтовых, речных и озерных вод.

Снабжение питьевой водой в степной и пустынной зонах возможно только благодаря развитию более проницаемых покровных песков. Растворимые соли из них вымываются быстрее, чем из суглинков и глинистых отложений. Появляются грунтовые воды гидрокарбонатной гидрохимической формации, пригодные для питья.

На составе вод коры выветривания сказывается также длительность пребывания данной территории в субэаральных условиях. Участки суши, бывшие недавно морским дном, в зоне избыточного увлажнения могут содержать в водах коры выветривания не свойственные зоне хлориды, которые в дальнейшем в результате вымывания уже не будут преобладать. Разнообразие второго и третьего компонентов гидрохимических фаций в пределах зоны обычно обусловлено местными особенностями. Они проявляются, например, в виде изменения количества выпадающей и испаряющейся влаги. На побережьях морей и океанов воздушные течения приносят соль, которая иногда проявляется в виде хлора в качестве третьего компонента гидрохимических фаций рек.

Значительную роль играет и гравитационная (геоморфологическая) зональность, проявляющаяся в макро-, мезо- и микрizonaльности гидрохимических фаций почвенных, грунтовых, речных и озерных вод. Однако несмотря на наличие перечисленных выше местных причин, приведенные в табл. 61 гидрохимические фации для вод, которые связаны с корой выветривания, являются характерными, преобладающими для географических зон.

Изменение характерных для различных географических зон образований коры выветривания показано на рис. 19.

Наименее растворимые вещества в виде  $\text{SiO}_2$  силикатов здесь находятся внизу, а наиболее растворимый галит –верху. Приводимая схема несколько упрощена. Между галитом и гипсом следовало бы поместить еще соду и сульфат натрия.

График отражает смеию типичных (находящихсяверху) минералов коры выветривания по географическим зонам. В каждой зоне, помимо характерных для нее, наиболее растворимых веществ, имеют место и менее растворимые, которые на графике находятся ниже. Отсюда и условное название графика – «глубины вымывания», на самом деле мы имеем зоны вымывания и зоны накопления солей.

Данные этого графика совпадают в общем с показателями величины миграции элементов Б. Б. Польшова, которые мы уже охарактеризовали во введении (гравитационная зональность). Это отражено в следующей таблице.

| Преобладающее направление гидрохимического процесса | Степень проявления процесса | Географические зоны | Преобладающие гидрохимические формации, фации и растворимые вещества    | Миграционный ряд элементов   |
|---|-----------------------------|---------------------|---|------------------------------|
| Накопление солей                                    | Сильное                     | Пустыня             | $\text{Cl-Na}$  | Энергично и легко вымываемые |
| Выщелачивание солей                                 | Слабое                      | Степь               | $\text{SO}_4, \text{Na}, \text{HCO}_3\text{-Na}, \text{SO}_4\text{-Ca}$ | Легко вымываемые             |
|   | Повышенное                  | Лесная зона         | $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  | Легко вымываемые             |
|   | Сильное                     | Тундра              | $\text{SiO}_2$ (силикатов)  | Подвижные                    |
|   | Весьма сильное              | Экваториальная зона | $\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{Al}_2\text{O}_3$                          | Инертные (слабо подвижные)   |

Таким образом, преобладающие гидрохимические формации и фации географических зон составлены химическими элементами различных миграционных рядов.

Границы зон гидрохимических фаций изменяются во времени в соответствии со сменой физико-географических условий. В природе этот процесс протекает весьма медленно. Вмешательство

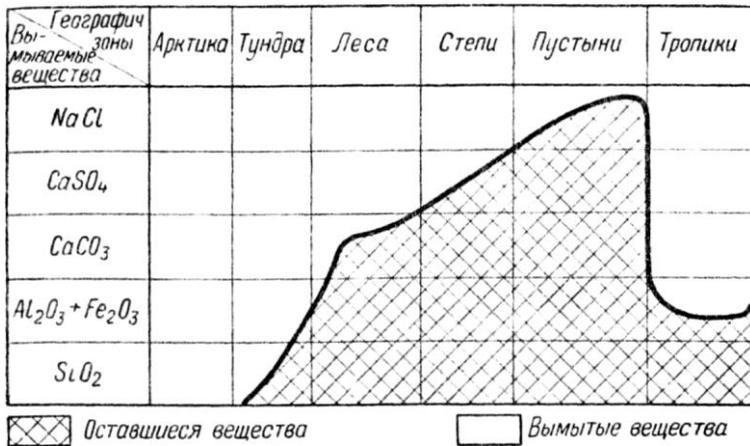


Рис. 19. График «глубины вымывания» основных растворимых веществ по географическим зонам

человека перемещает границы географических зон на наших глазах, что вызывает как следствие изменение характера солевого баланса и перемещение границ зон преобладающих гидрохимических фаций.

---

*Глава восьмая*

**К ХАРАКТЕРИСТИКЕ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ФАЦИЙ  
КАРСТОВЫХ ВОД<sup>1</sup>**

Карстовые, термокарстовые и псевдокарстовые (кластокарстовые) явления широко развиты на Земле. Ввиду отсутствия сводной работы мы вначале рассматриваем географическое распространение этих явлений, а затем химизм связанных с ними вод.

Наиболее распространен карст карбонатных пород и в особенности известняков (и доломитов). Это связано с их значительной ролью в разрезе земной коры.

Весьма значительная литература о карстовых явлениях посвящена главным образом характеристике отдельных карстовых форм и районов. В январе 1947 г. на Молотовской карстовой конференции автор демонстрировал приводимую здесь схематическую карту (рис. 20) развития карстующихся известняков (и доломитов) и основных карстовых областей Земного шара. Эта карта, несколько дополненная впоследствии, позволяет сделать выводы о географическом распространении карста, которое связано в основном с геотектонической и географической зональностями. Кроме того, распределение карстующихся карбонатных пород обусловлено геоморфологической и геотектонической зональностями прошлых геологических эпох.

В восточном полушарии карст наиболее интенсивно развит в Альпийской складчатой зоне. Он представлен здесь средиземноморским типом и чаще всего связан с горным рельефом. Мы наблюдаем здесь карстовые области и районы Пиреней, гор северо-западной Африки, Альп, Апеннин, Динарид, Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа, Малой Азии, гор, окаймляющих Иранское нагорье, Гималаев, южного Китая, Индо-Китая и Малайского архипелага. В зависимости от площади распространения известняков и доломитов, их растворимости, рельефа,

---

<sup>1</sup> Кратко опубликовано: Г. А. Максимович, Типы карстовых явлений, Тезисы доклад. Молотовской карст, конфер. в 1947 г.; Г. А. Максимович и Л. В. Голубева, К характеристике гидрохимических фаций карстовых вод, Тезисы доклад, конфер. по химич. геогр. вод, Молотов, 1949. Здесь дается в значительно переработанном виде.

климатических условий и других факторов, карстовые явления характеризуются разным развитием и интенсивностью. В западном полушарии более интенсивное проявление средиземноморского типа карста в горных условиях наблюдается в Средней Америке – Мексике, Гватемале, Гондурасе, на островах – Куба, Ямайка, Гаити. Здесь оно также частично связано с Альпийской складчатой зоной.

Значительно слабее развиты карстующиеся карбонатные отложения в альпидах Тихоокеанского кольца – Кордильерах, в Северной Америке, Андах, Колумбии, Боливии, Перу, Чили и Аргентине. Возможно, что такая картина для Южной Америки обусловлена и недостаточной изученностью карстовых явлений в этом районе.

В западной части кольца карст развит на о. Тайвань, Филиппинских островах (о. Люсон) и Новой Зеландии.

Платформы, где мы имеем как дислоцированные герцинские, каледонские и докембрийские структуры, морфологически выраженные остаточными хребтами или складчато-сбросовыми горами, так и равнинные области, сложенные залегающими горизонтально известняками и доломитами покрова платформ, также характеризуются развитием карстовых явлений разной интенсивности.

В Северной Америке карстовые явления известны для Мидконтинента и Аппалачей, а в Южной Америке – для Бразилии и Аргентины (Патагония).

В Европе карстовые области и районы известны для Британских островов, Франции, Дании, Чехословакии, Скандинавии, Польши, Румынии (Трансильвания), Венгрии, европейской части СССР (Эстония, Тульский карстовый район, Донбасс, Самарская Лука, Западное Приуралье, западный склон Урала и др.).

В Азии в СССР карст отмечен для восточного склона Урала, Кустанайской области, Кузнецкого бассейна, Алтая, Саян, Дальнего Востока и других районов Сибири. Вне СССР это карст Сирии, Ливана, Иордании и Синайского полуострова.

В Африке карстовые области и районы находятся в Киренаике, Ливии, Египте, Абиссинии, Сомали, Родезии, Южно-Африканском Союзе и других местах, а также на Мадагаскаре.

В Австралии карст развит на ее южной, восточной, северной и юго-восточной частях, а в Тасмании на западной береговой цепи.

Особую зону представляют современные коралловые известняки островов тропического пояса Атлантического (Багамские, Бермудские и другие), Индийского (Занзибар и другие) и Тихого океанов, характеризующиеся разнообразными формами выщелачивания.

Площади, сложенные карбонатными породами, выходящими на дневную поверхность и с незначительным покровом четвертичных и других образований, а также погребенные мощными

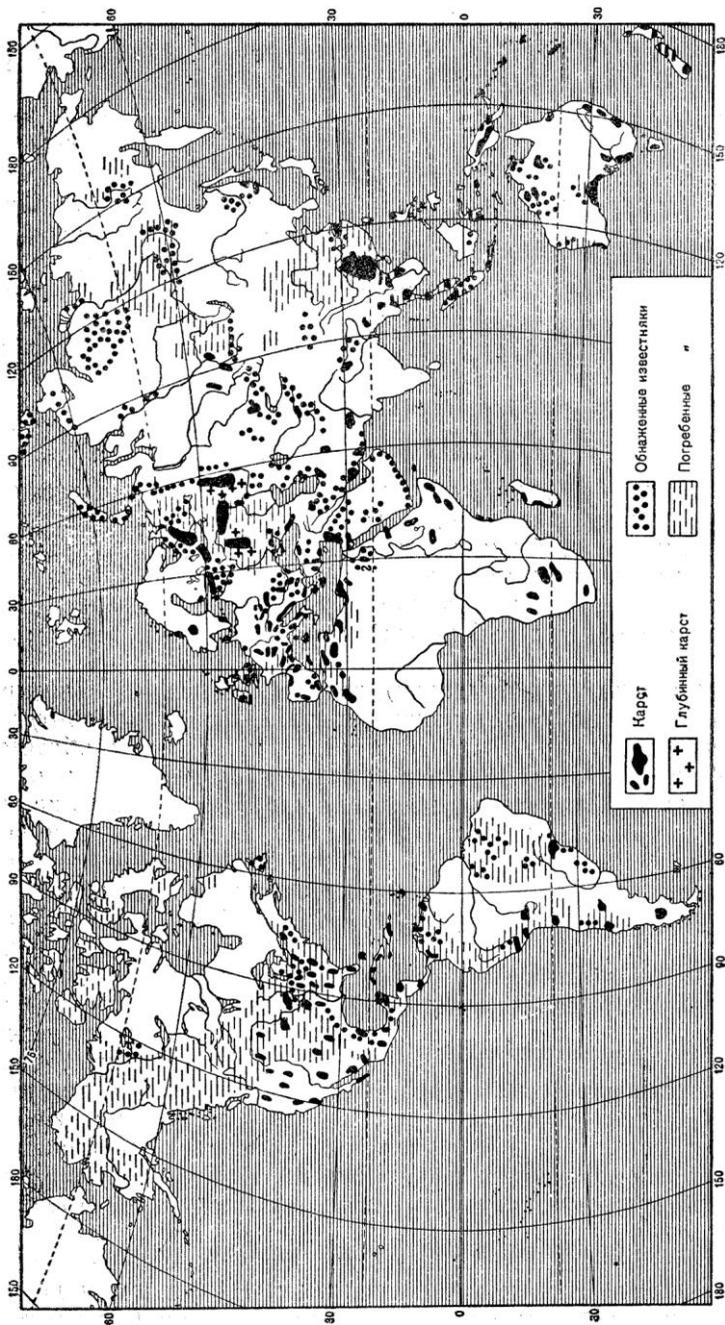


Рис. 20. Схематическая карта распространения карбонатных отложений и их закарстованности  
 (составлена Г. Л. Максимовичем и Л. С. Кузнецовой в 1946 г.)

толщами разновозрастных отложений, весьма значительны. Для Урала, по подсчетам автора, они составляют в пределах геологической карты около 45 %.

Для СССР в целом обнаженные и погребенные карбонатные породы составляют, по нашим подсчетам, до 40 % площади. Если же учесть суммарную площадь поверхностей возможного карстования (на платформах имеется несколько ярусов погребенного карста), то она составит не менее 18 млн. км<sup>2</sup>.

Для Земли, в пределах континентов, суммарная площадь, занятая обнаженными и погребенными карбонатными породами (известняками, доломитами), по приблизительному подсчету автора, составляет до 40 млн. км<sup>2</sup> (рис. 20). Карст мела, весьма слабо изученный, на схематической карте не показан.

Приведенные цифры указывают на весьма широкое развитие карстовых процессов в карбонатных породах. Наличие ряда эпох карстообразования платформенной и геосинклинальной формаций, разнообразие геоморфологической и климатической обстановки, различие литологического состава (известняки чистые, битуминозные, кремнеземные, с примесью вулканического и пластического материала, доломитизированные известняки, доломиты, мергели, мраморы, мел и т. д.) и мощности карбонатных слоев и толщ, местные тектонические особенности (структура, трещиноватость), разные стадии карстового цикла обуславливают появление многообразных макро-, мезо- и микроформ карста.

Карст в гипсах (и ангидритах), который мы будем сокращенно называть гипсовым, развит значительно. Гипс (и ангидрит) типичен для платформенных формаций, а в складчатых областях имеет малое значение. Примером гипсово-ангидритовых отложений геосинклинальных формаций могут быть мезокаинозойские Средней Азии, верхнеюрские Северного Кавказа и неогеновые в Румынии. Гипсы платформенной формации развиты в лагунных обстановках, имевших место в теократические эпохи, и зачастую приурочены к переходным зонам (от платформ к геосинклиналям). Наиболее крупные площади заняты верхнекембрийскими гипсами Сибирской платформы (Ленско-Алданское, Анабаро-Хаганское и Усольское), Ирана и месторождениями Соляного хребта, пермскими гипсами северо-востока Русской платформы и Восточно-Европейской впадины, а также Северо-Европейского соленосного бассейна, побережья Мексиканского залива, Канзаса и др., третичными гипсами Аравии, Ирака, Ирана, Египта, севера Франции и др. и верхнесилурийскими гипсами области Великих озер. Площадь, занятая обнаженными и погребенными гипсами и ангидритами, по подсчету автора, составляет около 7 млн. км<sup>2</sup> (рис. 21). Карст в гипсах (и известняках) широко развит в Онего-Двинском, Пинего-Кулойском, Западно-Предуральском, Прикаспийском, Иркутском и других районах, на Северном Кавказе, в Средней Азии (Узбекистан,

Казахстан – Сара-Суй), в Германии (Южный Гарц), Италии (Апеннины, Сицилия), Швейцарии, Румынии, Южном Иране, в ряде районов Северной Америки (Нью-Йорк, Мичиган, Западный Техас) и других областях.

Карст служит причиной появления экзогенных структур. Гипсы и ангидриты не образуют столь мощных толщ, как известняки. Они большей частью чередуются с пластами и залежами известняков или соли.

Карст солей (галита, сильвинита и др.) мы будем в дальнейшем сокращенно называть карстом соли. Подобно гипсам, соли типичны главным образом для платформенных формаций, для лагунных обстановок теократических эпох. Значительные скопления солей известны в пермских и третичных отложениях, меньшие в кембрийских, силурийских, каменноугольных и мезозойских.

Залежи солей платформенной формации встречаются в Восточной Европе (Урало-Волжской области), Западной Европе (Германия, Англия), Восточной Сибири (Хатанга), Западном Техасе, по побережью Мексиканского залива, в Канаде, в Аравии, Египте, Палестине. Соляные залежи геосинклинальных формаций известны в Средней Азии, Армении, Донбассе, Карпатах, Балканах, Пиренеях, Аппалачах, Кордильерах, Андах, Алжире Иране и других районах.

Площадь, занятая обнаженными и погребенными солями, составляет, по подсчету автора, до 4 млн. км<sup>2</sup> (рис. 22). Карст соли известен на Хатанге, Якутии, Средней Азии, у Илецкой Защиты, в Прикаспийской низменности, в Башкирии, Прикамье, Донбассе, в Западном Прикарпатье и Закарпатье, в Румынии, Китае, Иране, Алжире и других районах.

Рассмотрим особенности химического состава вод карста известняков, гипса и соли.

Карстовые воды – одна из интереснейших проявлений подземной гидросферы.

Атмосферные осадки, а при соответствующих условиях речные, озерные и грунтовые воды, реже морские, проникая в трещины и пустоты в растворимых горных породах, циркулируют по ним. В результате выщелачивания растет минерализация карстовых вод.

Карстовые воды по условиям распространения подразделяются на две основные разности. В одних случаях это отдельные изолированные подземные потоки, а в других – системы сообщающихся трещин и карстовых пустот. Первая разность характерна для зоны вертикальной циркуляции и для некоторых участков и этапов развития зоны горизонтальной. Вторая разность развита в зоне горизонтальной циркуляции. Отдельные участки карстовых потоков и карстовых водоносных зон характеризуются различным химическим составом, что позволяет ввести понятие о гидрохимических фациях карстовых вод.

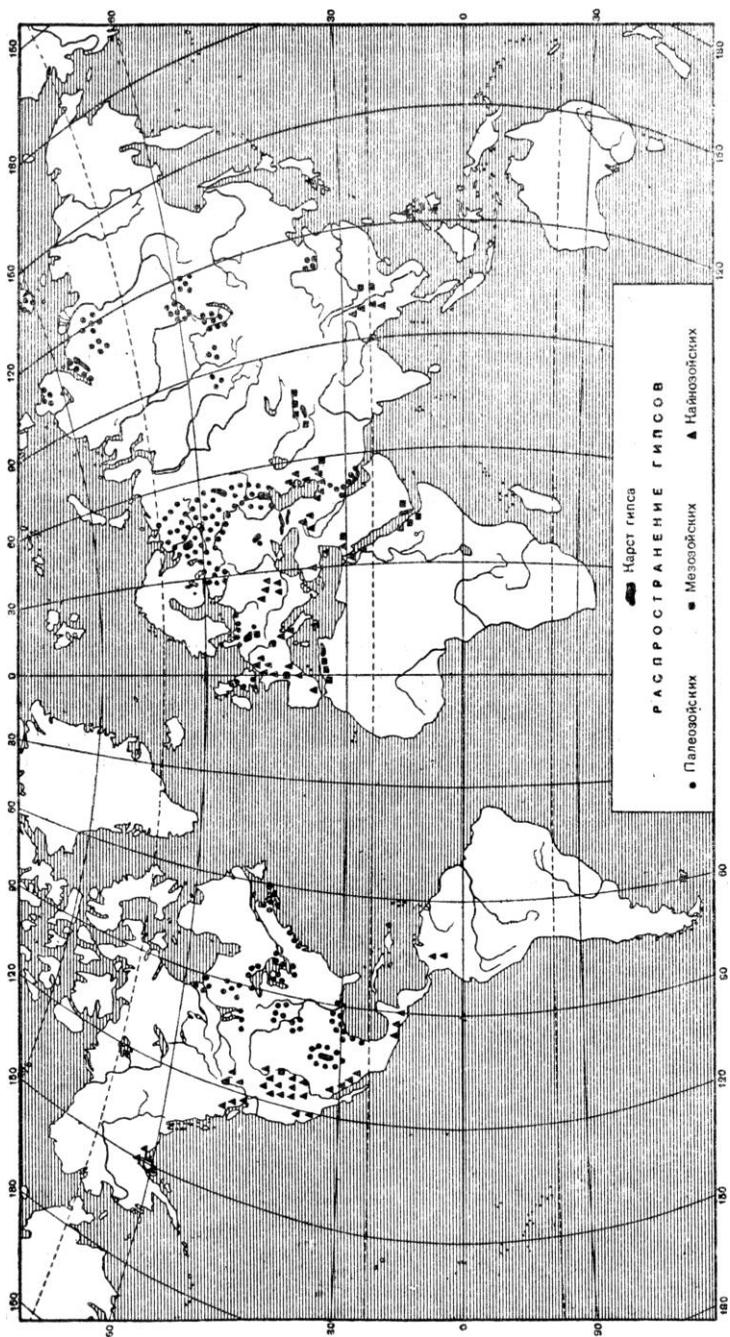


Рис. 21. Схематическая карта распространения гипсов и ангидритов и их закарстованности  
(составлена в 1947 г.)

Гидрохимическая фация – это часть карстового потока, или карстовой водоносной зоны, воды которых характеризуются одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяющимися по преобладанию одних растворенных веществ (ионов, коллоидов). Гидрохимические фации объединены в группы или гидрохимические формации по первому преобладающему растворенному компоненту.

Химический состав карстовых вод зависит от ряда факторов. Гидрохимические фации карстовых вод определяются: химическим составом вод, их питающих (атмосферные осадки, речные, озерные, грунтовые, иногда морские), составом карстующихся пород, подвижностью карстовых вод или геогидродинамической зоной, географической зоной, воздействием человека на карстовые воды и другими, имеющими меньшее значение факторами.

Карстовые воды трех основных типов карста (известнякового, гипсового и соляного) в условиях свободной циркуляции отличны по своему химическому составу. Наименее минерализованы воды известнякового карста, большую минерализацию имеют воды гипсового и наибольшую – соляного карста. Это связано с различной растворимостью пород, как было указано во введении.

Для известнякового карста характерна гидрокарбонатная гидрохимическая фация. Она представлена гидрокарбонатно-кальциево-кремнеземной, гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной, гидрокарбонатно-кальциево-магниевой, гидрокарбонатно-кальциево-хлоридной, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой гидрохимическими фациями.

Гипсовый карст характеризуется сульфатной гидрохимической фацией. Она представлена сульфатно-гидрокарбонатно-хлоридной, сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной, сульфатно-кальциево-хлоридной, сульфатно-натриево-хлоридной гидрохимическими фациями.

Для соляного карста характерна хлоридная гидрохимическая фация. Здесь находятся хлоридно-натриево-сульфатная и хлоридно-натриево-калиевая гидрохимические фации.

Минерализация карстовых вод известняков зависит не только от состава карстующихся пород, но и от геогидродинамической зоны (Г. А. Максимович, 1947, 1948, 1950), к которой они приурочены.

В верхней зоне, где наблюдается интенсивная циркуляция подземных вод, карстовые воды обычно мало минерализованы. Здесь распространена указанная ранее гидрокарбонатная, гидрохимическая фация. В средней зоне происходит более медленное движение подземных вод. Концентрация их растет и гидрокарбонатная гидрохимическая фация сменяется сульфатной или хлоридной. Это установлено для хребта Каратау (А. А. Коноплянец, 1946), Хилловских скважин (М. Ф. Шитиков, 1932). Последним свойственна сульфатно-гидрокарбо-

натно-кальциевая гидрохимическая фация. Сергиевский источник (Куйбышевская обл.) характеризуется сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной гидрохимической фацией. Наконец, в нижней зоне, где движение вод почти отсутствует, будет иметь место хлоридная гидрохимическая формация, представленная солеными водами и рассолами. Так, для Мацестинских и Талгинского источников (А. М. Овчинников, 1947; А. Н. Огильви, 1918), а также Запорожских минеральных источников на Кубани (Н. Н. Славянов, 1928) характерны хлоридно-натриево-гидрокарбонатная, хлоридно-натриево-сульфатная, хлоридно-натриево-кальциевая гидрохимические фации.

У карстовых вод в гипсах и ангидритах в верхней зоне распространена сульфатная гидрохимическая формация, а в средней и нижней зонах хлоридная, причем последней часто свойственны рассолы. Карстовые воды солей всех трех геогидродинамических зон характеризуются хлоридной гидрохимической формацией (табл. 62).

Таблица 62

**Гидрохимические формации геогидродинамических зон**

| Геогидродинамические зоны | Карстовые воды           |                     |           |
|---------------------------|--------------------------|---------------------|-----------|
|                           | известняков              | гипсов и ангидритов | солей     |
|                           | Гидрохимические формации |                     |           |
| Верхняя                   | Гидрокарбонатная         | Сульфатная          | Хлоридная |
| Средняя                   | Сульфатная               | Хлоридная           | Хлоридная |
| Нижняя                    | Хлоридная                | Хлоридная           | Хлоридная |

Гидрохимические фации карстовых вод приведены в табл. 63.

В пределах одной водоносной зоны, характеризующейся горизонтальным потоком, в карстовых пустотах в трещинах могут быть различные гидрохимические фации. Это обусловлено большей быстротой движения карстовых вод в значительных карстовых пустотах и малой подвижностью их в незначительных трещинах.

Химический состав карстовых вод эпизоны зависит от географических зон. Солевой баланс (И. П. Герасимов, 1936) находит свое выражение в разнообразии гидрохимических фаций карстовых вод известняков.

На составе карстовых вод эпизоны сказывается и деятельность человека. Сточные воды городов и промышленных предприятий вносят нитраты и другие компоненты, изменяющие гидрохимический облик. Воды ряда источников, вытекающих из каменноугольных известняков в Кизеловском районе, относятся

Гидрохимические фации карстовых вод

| Гидрохимические фации | Гидрохимические фации                 | Минерализация, в мг/л | Количество объектов, в которых наблюдаются данные фации | Число анализов | Местонахождение объекта (и. – источник, о. – озеро)                             |
|-----------------------|---------------------------------------|-----------------------|---|----------------|---|
| 1                     | 2                                     | 3                     | 4   | 5              | 6   |
| HCO <sub>3</sub>      | HCO <sub>3</sub> -Ca-SiO <sub>2</sub> | 288                   | 1   | 1              | и. р. Тура  |
|                       | HCO <sub>3</sub> -Ca-SO <sub>4</sub>  | 33–454                | 23  | 28             | и. Кизеловский р-н, и. Цхалтубо   |
|                       | HCO <sub>3</sub> -Ca-Mg               | 143–392               | 19  | 27             | и. Кизеловский р-н, и. Заповедник «Предуралье», и. Цхалтубо                     |
|                       | HCO <sub>3</sub> -Ca-Cl               | 83–217                | 3   | 3              | и. Кизеловский р-н  |
|                       | HCO <sub>3</sub> -SO <sub>4</sub> -Ca | 27–585                | 9   | 11             | и. Кизеловский р-н., и. Кисловодск  |
|                       | HCO <sub>3</sub> -Cl-Na               | 2056–4352             | 3   | 3              | источники Запорожские (Кубань), о. Провал (Пятигорск)                           |
| SO <sub>4</sub>       | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Ca | 141–2359              | 7   | 7              | и. Кизеловский р-н, скважина Хиолово  |
|                       | SO <sub>4</sub> -HCO <sub>3</sub> -Cl | 1530                  | 1   | 1              | и. Арчман (Копетдаг)  |
|                       | SO <sub>4</sub> -Ca-HCO <sub>3</sub>  | 150–2690              | 8   | 12             | и. Кизеловский р-н, о. Кунгурская пещера, и. Сергиевский (Куйбышевская область) |
|                       | SO <sub>4</sub> -Ca-Mg                | 240–717               | 9   | 23             | и. Кизеловский р-н  |

Таблица 63 (продолжение)

| 1  | 2                              | 3              | «  | 5   | 6   |
|----|--------------------------------|----------------|----|-----|---|
|    | SO <sub>4</sub> -Na-Cl         | 2770           | 1  | 1   | Бахарденское озеропещера (Копет-даг)              |
|    | SO <sub>4</sub> -Ca-Cl         | 135–2902       | 4  | 6   | и. Кизеловский р-н, и. р Чанты-Аргун              |
| Cl | Cl-Na-HCO <sub>3</sub>         | 1812–11000     | 4  | 4   | источники Запорожские (Кубань), и. Мацеста        |
|    | Cl-Na-SO <sub>4</sub>          | 3992           | I  | 1   | Скважина Талги                                    |
|    | Cl-Na-Ca                       | 4183–10865     | 3  | 3   | и. скважина Мацеста, и. Южно-Дербентский (Кубань) |
|    | Cl-Na-K                        | в % 29,6       | 1  | 1   | и. Бонневиль (каменная соль)                      |
|    | Всего 16 гидрохимических фаций | 27 мг/л–29,6 % | 97 | 132 |   |

к сульфатно-гидрокарбонатно-кальциевой, сульфатно-кальциево-гидрокарбонатной, сульфатно-кальциево-магниево-сульфатно-кальциево-хлоридной гидрохимическим фациям. Такой гидрохимический облик, по-видимому, зависит не от геогидродинамической зоны, а обусловлен кислыми рудничными водами.

Приведенные данные показывают, что химический состав карстовых вод зависит от состава карстующихся пород, географической и геогидродинамической зон, деятельности человека. На других второстепенных факторах мы не останавливаемся. В целом еще мало материалов для познания химической географии карстовых вод. Необходимо дальнейшее изучение карста и его вод.

### Термокарст

Термокарстовыми называют явления в ледниках и вечной мерзлоте, морфологически сходные с карстовыми, но отличные от них генетически. Образование этих, главным образом поверхностных и частично подземных (внутри льда) форм связано с таянием льда под влиянием теплового воздействия солнца, вод, а для районов вечной мерзлоты – и других факторов.

Площадь современного оледенения составляет 16 млн. км<sup>2</sup>, а общий объем континентального льда 21 млн. км<sup>3</sup> (рис. 23).

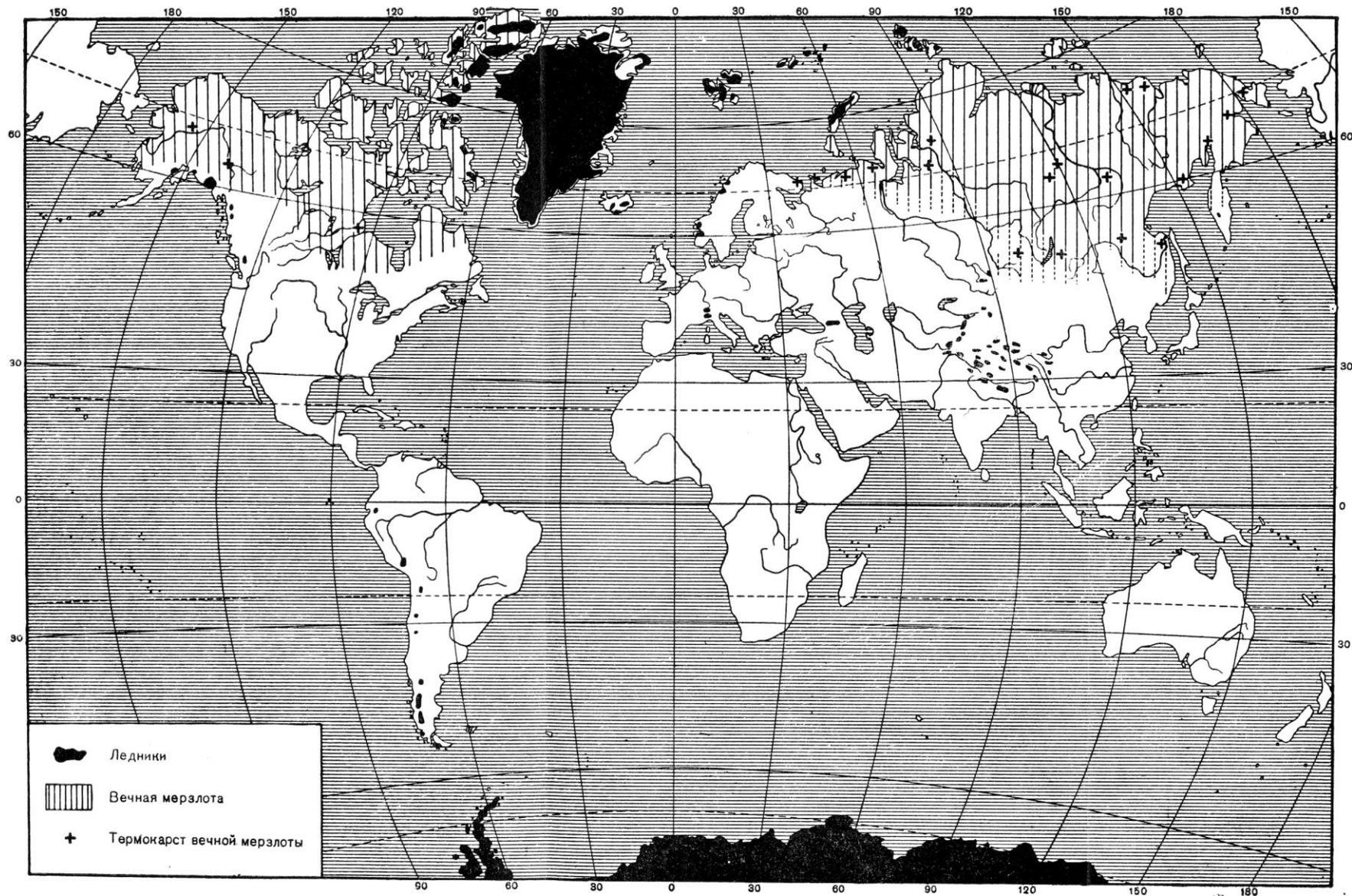


Рис. 23. Схематическая карта распространения ледников, вечной мерзлоты и термокарста  
(составлена в 1947 г.)

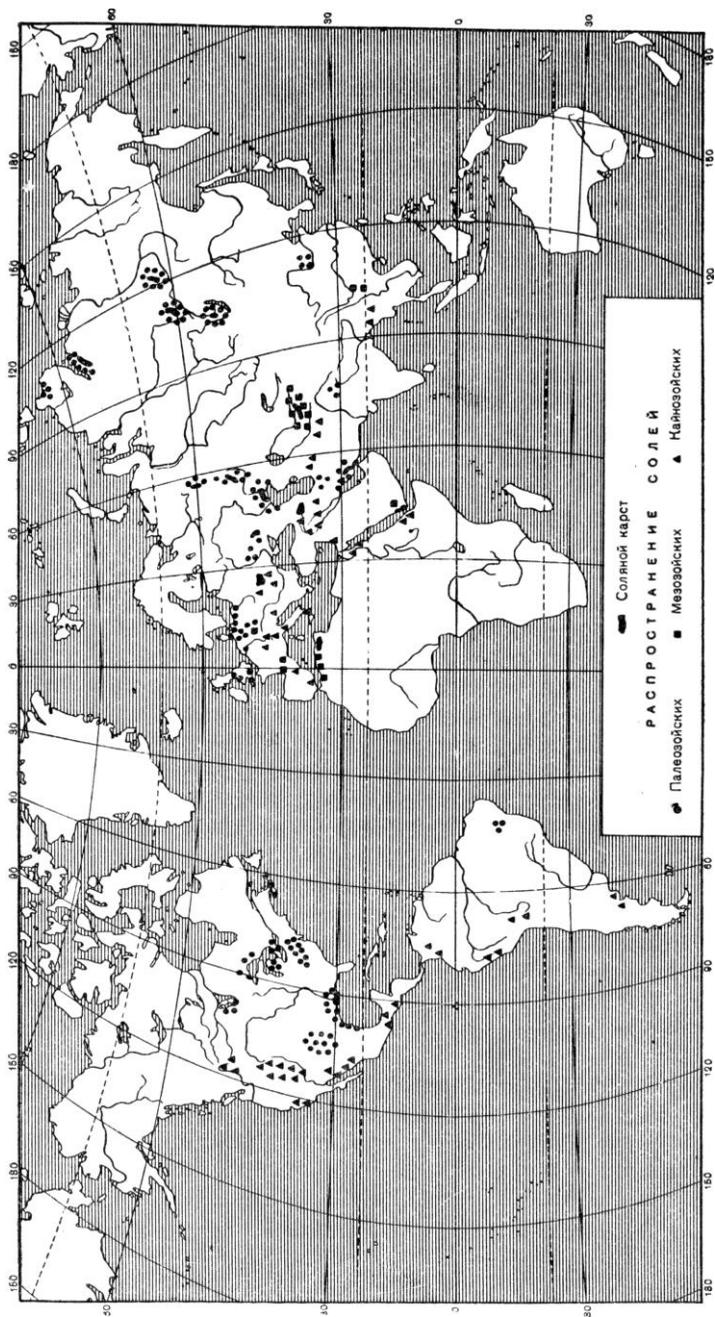


Рис. 22. Схематическая карта распространения солей и их закарстованности (составлена в 1947 г.)

Термокарст ледников встречается не только на горных глетчерах, но и в районах покровного приполярного оледенения.

Термокарст в районах вечной мерзлоты также широко развит. Площадь вечной мерзлоты составляет от 20 до 25 % суши. В СССР она известна на севере европейской части и в Сибири, составляя около 47 % (10 млн. км<sup>2</sup>) всей территории страны. В Северной Америке вечная мерзлота занимает более половины Аляски и Канады. Таким образом, в северном полушарии она занимает 20 млн. км<sup>2</sup> (рис. 23).

Термокарст представлен просадочными и провальными формами земной поверхности, обусловленными вытаяванием льда. Причинами, вызывающими вытаивание, могут быть уничтожение леса рубкой или пожаром, уничтожение мохового покрова, распахивание земли и т. д.

Термокарст широко распространен на севере европейской части СССР, на Чукотке, в центре Якутии, к востоку от Енисея, на Дальнем Востоке, на Аляске, в Канаде и в других районах, где термокарстовые явления представлены в виде мелких и единичных форм или имеют сплошное развитие на площадях в десятки квадратных километров.

Химический состав вод термокарстовых впадин и пустот определяется составом поступающих в них вод и составом льда.

Воды термокарста ледников почти не изучены. Близость моря, как было показано в главе I, сказывается в виде обогащения снега (и дождя) хлоридами натрия. На состав подледниковых вод влияют и породы, по которым они перемещаются.

Воды термокарста районов вечной мерзлоты более разнообразны по своему химическому составу, чем термокарста ледников. В поверхностных термокарстовых формах воды образуются за счет атмосферных осадков, стекающих по поверхности, таяния льда, а иногда межмерзлотных и подмерзлотных вод. Наиболее разнообразен состав вод термокарстовых пустот внутри толщ вечной мерзлоты, который формируется за счет подземных (межмерзлотных и подмерзлотных) вод и вод от таяния подземного льда. Эти воды химически почти не изучены.

### **Карст обломочных горных пород (кластокарст)**

Отечественным исследователям принадлежит заслуга установления карста в обломочных горных породах. Степные блюдца были давно подмечены русскими почвоведом и геологами. Они указываются в работах И. Леваковского (1867), Д. Л. Иванова (1887), В. В. Докучаева (1883, 1892), П. В. Тутковского (1899, 1910) и других. Л. С. Берг еще в 1915 г. описал своеобразные карстовые явления в лёссах и лёссовидных глинах.

Глиняный карст был установлен А. Д. Нацким в 1916 г., а затем изучался И. С. Щукиным (1928, 1933), Ф. П. Саваренским (1931, 1939, 1944) и другими.

Карст в конгломератах был описан Л. И. Маруашвили (1947), а в вулканическом материале был установлен В. И. Влодавцем (1940, 1944).

Чтобы отличать формы, образованные водой в растворимых породах, или собственно карстовые от явлений в обломочных породах, автор предложил называть явления в кластических горных породах кластокарстом (1947, 1948)<sup>1</sup>.

Кластокарстовые явления характеризуются преобладанием механической суффозии. Меньшую роль играет химическая суффозия, выражающаяся в зависимости от породы, подвергающейся кластокарсту, в растворении цемента, включений солей или же в разбавлении растворов. Оседание и обрушение здесь также имеют место.

Кластокарст, характеризующийся преобладанием перемещения и выносом кластического материала, отличается рядом морфологических особенностей, обусловленных отличием карстового процесса в обломочных породах от карстового процесса в растворимых горных породах.

Кластокарст в конгломератах с растворимым цементом довольно редок. Цементом конгломерата являются обычно кальцит или гипс с различной примесью глинистого и песчаного материала. Растворение цемента, сопровождающееся выносом галечника, гравия и песчаноглинистого материала, обуславливает образование пещер с террасами, а также воронок и провалов. Кластокарст конгломератов известен в Западной Грузии (Абхазия, Мегрелия – Л. И. Маруашвили, 1947; А. А. Ломаев, 1947), Румынии (Южные Карпаты). Воды кластокарста конгломератов гидрохимически не охарактеризованы. В зависимости от растворяемого цемента они относятся к гидрокарбонатным или сульфатным гидрохимическим фациям.

Несколько шире распространен кластокарст песчаников. Как и в конгломератах, здесь растворяется известковый или гипсовый цемент и выносятся песчаные частицы. Кластокарст описан в артинских песчаниках с гипсовым цементом в Западном Приуралье (М. О. Клер), на Северном Кавказе в западной области куэст для нижнемеловых и лейасовых песчаников с известковым (и гипсовым) цементом (Н. А. Гвоздецкий, 1947), в Бельгийском Конго.

В лесостепной и степной зонах, а также в зоне, переходной от степей к пустыням, широко развиты степные блюдца. Вначале эти просадочные явления объясняли иллювиальными

---

<sup>1</sup> Этот термин предложен по аналогии с уже укоренившимся термином – термокарст. Он подчеркивает основную особенность процесса – морфологически сходного с карстовым, а генетически отличного, так как здесь основную роль играет вынос или перемещение обломочного материала, а растворение играет подчиненную роль. Учитывая, что понятия «глинистый карст», «карст лёссов», «карст конгломератов» уже укоренились, то следует их только называть не карстом, а кластокарстом.

процессами. Особенно ярко просадки выражены в лёссах и лёссовидных суглинках. Изучение их в связи с промышленным и гидротехническим строительством показало, что здесь, помимо иллювиальности, имеет место процесс, подобный карстовому. Поступающая с поверхности атмосферная вода разбавляет почвенногрунтовые растворы. Трение между частицами высокопористых пород уменьшается и происходит просадка (Н. Я. Денисов, 1934–1946). Отличие от карстового процесса состоит в том, что растворяется не твердая порода, а раствор – происходит разбавление его. Подземные воды здесь действуют в обломочных породах. Размеры пор уменьшаются и подобно карсту процесс сопровождается просадкой. Здесь отмечены все три стороны карстового процесса – химическая и механическая суффозия и перемещение под влиянием силы тяжести.

Сходство с карстовым процессом усиливается еще тем, что почвенногрунтовые растворы относятся к трем основным гидрохимическим фациям: гидрокарбонатно-кальциевой, сульфатно-кальциевой и хлоридно-натриевой. Кластокарст алевролитов (лёссов и лёссовидных суглинков) характеризуется разбавлением известкового, гипсового и соляного растворов, подобно растворению известняков, гипсов и солей в обычном карсте. Подземные воды здесь растворяют (разбавляют) воды состава, аналогичного типичным карстующимся породам. При этом интенсивность кластокарстовых процессов зависит от концентрации растворов. В лёссовидных суглинках, встречающихся в экстремально гляциальной области Евразии (Г. А. Максимович, 1941, 1948), при  $\text{HCO}_3\text{-Ca}$  гидрохимической фации раствора наблюдаются только эмбриональные формы кластокарста – блюдца. В засушливых областях с  $\text{SO}_4\text{-Ca}$  гидрохимической фацией растворов известны колодцы, овраги, мосты и другие формы кластокарста алевролитов (М. М. Решеткин, 1929, 1931, 1932, 1933). Вероятно среди растворов и наличие  $\text{Cl-Na}$  гидрохимической фации. Интенсивность кластокарста зависит от концентрации разбавляемого раствора. Кластокарстовые явления при гипсовом и соляном растворе происходят интенсивнее, чем при известковом.

Кластокарст алевролитов широко развит в Венгрии, Румынии, на Украине, Северном Кавказе, в Закавказье, Сибири, Средней Азии, Китае, в степях Северной Америки, в пампасах Южной Америки и в австралийских сухих низменностях. Площадь развития кластокарста алевролитов составляет до 30 млн. км<sup>2</sup> (рис. 24).

Кластокарст глини описан для глинистых и других глинистых образований под названием рельефа б е д л е н д . Его называют также глинистым, или глиняным, карстом. Он образуется в условиях аридного и семиаридного климатов. Вынос растворимых солей здесь играет уже небольшую роль. Преобладают механическая суффозия, денудация и провальные явления, сопровождающиеся образованием воронок, слепых оврагов, пещер и

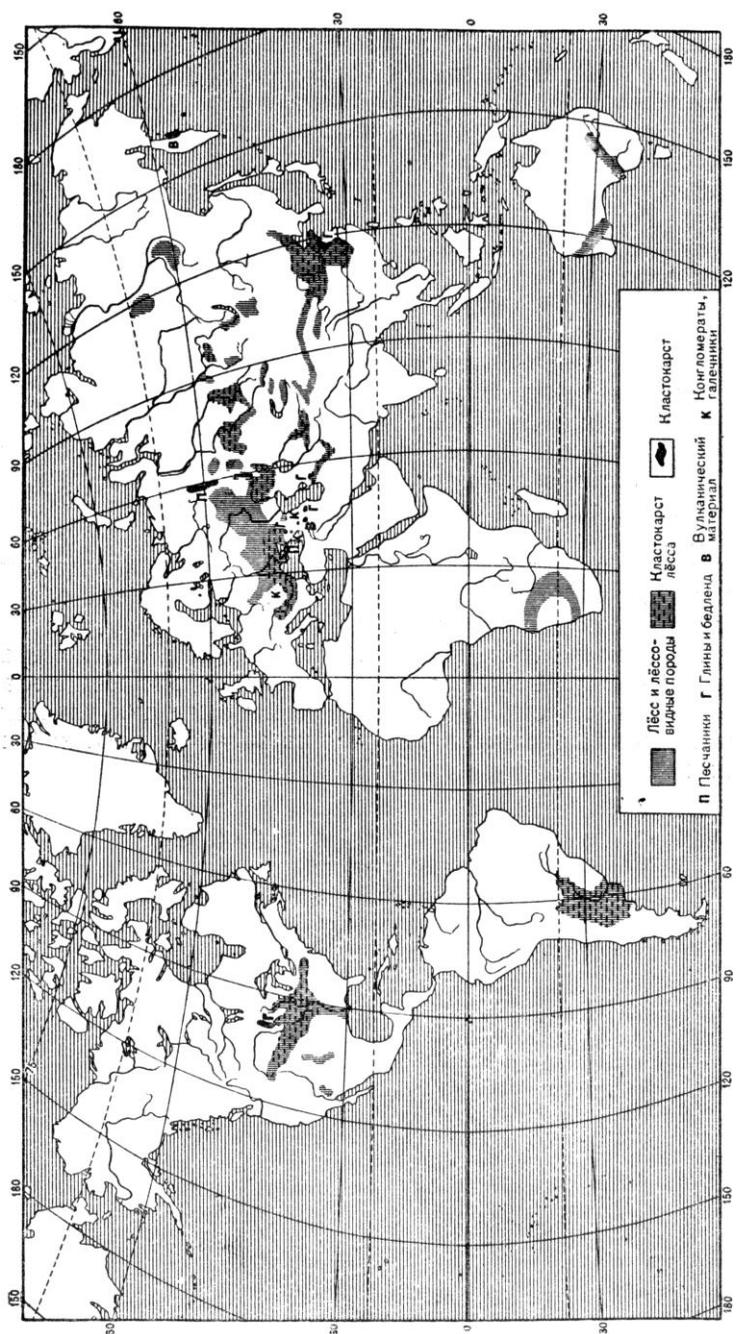


Рис. 24. Схематическая карта распространения кластокарста (карста в обломочных породах)

других форм. Кластокарст глин описан на Северном Кавказе (р. Чегем), в Восточном Закавказье (р. Кура), в Средней Азии (Балханы, Копет-даг) и в Северной Америке (Южная Дакота, Небраска) (А. Д. Нацкий, 1916; И. С. Щукин, 1928, 1933; Ф. П. Саваренский, 1939). Воды здесь текут периодически, во время выпадения осадков. Состав их не изучен.

Малое распространение имеет кластокарст пирокластического материала. Он описан для туфогенных палеогеновых отложений Армении – Даралагез (И. С. Щукин, 1933), и рыхлого вулканического материала Ключевского вулкана на Камчатке, где установлены поноры (В. И. Влодавец, 1940, 1944).

Сопоставляя распространение кластокарста (рис. 24), мы видим зависимость его развития от современных географических зон. Это отмечено для алевролитов, приуроченных к степной зоне, и глин, а также других образований, дающих рельеф бедленд, свойственный аридному и семиаридному климатам.

Кластокарст конгломератов и песчаников, а также современного пирокластического материала, по имеющимся в настоящее время данным, распространен вне зависимости от климатических условий.

Различна и гидрогеология разных типов кластокарста. Кластокарст алевролитов и глин вследствие безводия областей их развития и сравнительно малой мощности толщ не имеет постоянных подземных потоков. Кластокарст конгломератов характеризуется довольно значительными подземными реками.

Изучение химического состава вод, вызывающих кластокарстовые явления, представляет одну из задач химической географии вод.

---

## Глава девятая

# ХИМИЧЕСКАЯ ГЕОГРАФИЯ ПЛАСТОВЫХ ВОД<sup>1</sup>

С углублением в земную кору пластовые воды становятся все более концентрированными.

*В. И. Вернадский.*

Слоистая геосфера Земли, или стратисфера, характеризуется наличием трех основных типов пластовых вод, приуроченных к пористым коллекторам, среди которых наиболее распространены песчаники, известняки и конгломераты. Это безнапорные, напорные эпигенетические и напорные сингенетические пластовые воды.

Безнапорные пластовые воды находятся выше поверхности эрозионного вреза. Это воды той части стратисферы, водоносные горизонты которой вскрыты эрозией. Они представляют весьма важную разновидность как переходная ступень между напорными пластовыми водами стратисферы и безнапорными грунтовыми. По своим свойствам эти воды промежуточные. От стратисферы, к которой они еще относятся, они сохранили водоупорную кровлю, несовпадение области питания и области распространения. Однако благодаря вскрытию эрозией эти воды уже попали в область влияния процессов выветривания. Это отразилось в виде потери напора, а при интенсивном стоке – и в заполнении водоносного горизонта не на всю мощность. Вследствие того что пористый пласт с безнапорными водами заполнен не на полную мощность, в зависимости от условий питания, уровень воды в пласте и находящейся над ним капиллярной кайме перемещается в вертикальном направлении. Колебания уровня воды и отсутствие напора – характерные свойства грунтовых вод коры выветривания.

Денудация, сопровождающаяся размывом водоупорной кровли, вскрывая пористый водоносный горизонт, может превратить его в горизонт грунтовых вод. Безнапорные воды стратисферы достаточно обычны для мезозойского покрова Русской платформы. К сожалению, гидрохимический материал по ним очень беден. Газовый состав этих вод  $N_2$ - $CO_2$ - $O_2$ ,  $N_2$ - $CO_2$ .

---

<sup>1</sup> Кратко опубликовано: Г. А. Макашова, К характеристике гидрохимических фаций пластовых вод стратисферы, Доклады АН СССР, т. 45, № 6, стр. 268–271, 1944.

Несколько лучше обстоит дело с напорными водами стратисферы. Исследования XX в., связанные с бурением на нефть и использованием пластовых напорных вод для целей водоснабжения, показали, что концентрация и химический состав вод одного и того же пласта изменяются по мере удаления от его выходов. Такими данными мы обязаны работам В. А. Жукова (1939), А. М. Кузнецова (1939), Г. Ш. Роджерса (1917), П. Д. Торрея (1934), Л. С. Кейза (1934), У. Е. Берджера (1934), И. Женсена (1934) и других.

По данным В. А. Жукова (1930), воды нижнего карбона Подмосковского бассейна, по мере удаления от области питания, приобретают все большую минерализацию, а вместе с ростом концентрации наблюдается смена гидрокарбонатно-кальциевых вод сульфатно-кальциево-гидрокарбонатными и далее сульфатно-кальциево-магниевыми.

А. М. Кузнецов (1939) для трещинных вод кунгурских отложений в зоне выветривания установил закономерное увеличение концентрации вод с углублением горизонта, к которому приурочены трещины, и с удалением от выхода его на дневную поверхность. На протяжении 0,9–3,7 км от выхода доломитов минерализация возросла с 0,27 до 9,42 %, а сульфатно-кальциево-гидрокарбонатные воды сменились последовательно сульфатно-хлоридно-натриевыми, сульфатно-натриево-хлоридными, хлоридно-сульфатно-натриевыми и хлоридно-натриево-сульфатными. В одной из проб с минерализацией в 14,5 % были встречены хлоридно-натриево-кальциевые (сульфатные) воды.

Два приведенных примера и результаты изучения вод отечественных и американских нефтяных месторождений показали, что в одном и том же пласте (вообще в водоносном горизонте), представляющем собой поровый коллектор, систему сообщающихся трещин или трещинно-поровый горизонт, химический состав вод неоднороден. Он закономерно сменяется от выхода пласта на дневную поверхность к участкам, более удаленным от него.

Воды единого водоносного горизонта по площади изменяют свой химический состав. Получается картина, аналогичная той, которая наблюдается при осадконакоплении в море. У берега откладывается крупный обломочный материал – галечник, песок, далее глинистый материал и, наконец, на некотором расстоянии от континента, встречаются уже карбонатные илы химического происхождения. Осадки, накопившиеся в водном морском бассейне, подразделяют на участки или фации. Впоследствии это уже пласты или группы пластов, свидетельствующие на основании литологического состава флоры и фауны об условиях накопления.

Аналогичную картину мы наблюдаем и в водоносном горизонте. Пресные воды у выхода пласта сменяются на некотором удалении солеными, а далее иногда и рассолами. По мере роста минерализации меняется и химический состав вод. Концентрация

же является показателем гидродинамических условий – степени подвижности подземных вод. Это побудило автора еще в 1942 г. ввести понятие о гидрохимических фациях пластовых вод.

Гидрохимическая фация пластовых вод – это участок водоносного пласта, обладающий на всем протяжении одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяющимися по преобладанию одних и тех же растворенных компонентов (ионов, коллоидов). Концентрация и минеральный состав воды каждого такого участка изменяется в известных пределах, но преобладание одних и тех же веществ сохраняется. Так же как для поверхностных и подземных вод коры выветривания, гидрохимическая фация определяется по трем (иногда четырем) преобладающим по весу компонентам, а название дается в порядке убывания их значения.

Изменение химического состава пластовых вод зависит от концентрации и характера вмещающих толщ. Это подтверждается работами А. М. Кузнецова (1939), В. А. Жукова (1939), Г. Ш. Роджерса (1917), где каждой концентрации пластовых вод в большинстве случаев соответствует определенный состав, определенная гидрохимическая фация.

Подземные воды в пласте находятся в движении. Взаимодействуя с вмещающими их горными породами, они изменяют свой химический состав. Следовательно, гидрохимическая фация отражает черты гидрогеологического процесса химически. Гидрохимические фации – это стадии изменения химического состава подземных вод, стадии гидрогеологического процесса.

Стратисфера характеризуется не только теми же гидрохимическими фациями, что речные, озерные и грунтовые воды, но и рядом новых. Нахождение вод в порах пластов, вне сообщения с надземной атмосферой, в земной коре, характеризующейся своеобразными термодинамическими условиями, вызывает появление новых проявлений системы: порода ↔ вода ↔ газ ↔ живое вещество или гидрохимических фаций.

Гидрохимические фации объединены в группы или формации по первому преобладающему растворенному компоненту. Пластовые воды стратисферы характеризуются наличием четырех гидрохимических формаций: гидрокарбонатной, сульфатной, натриевой и хлоридной.

Гидрокарбонатные гидрохимические фации характерны для слабо концентрированных эпигенетических вод и используются обычно для целей водоснабжения. Это могут быть как безнапорные, так и напорные пластовые воды.

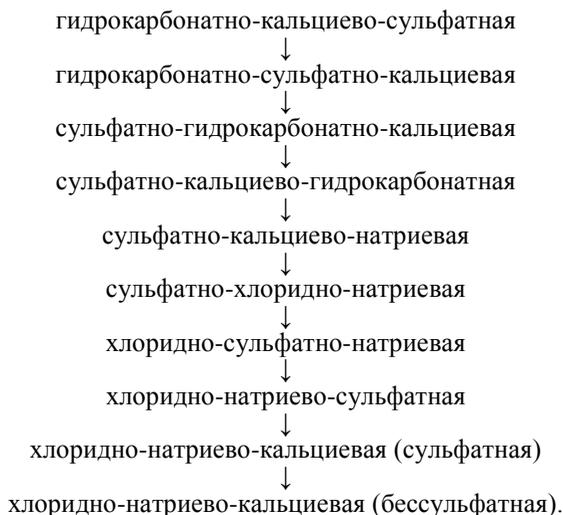
Безнапорные воды, относящиеся к гидрокарбонатно-кальцево-сульфатной гидрохимической фации, встречаются на территории г. Молотова. Вмещающие их коллекторы не всегда пластовые, а часто относятся к переходным, между пластово поровыми и жильными, русловым коллекторам, приуроченным к казанским отложениям пермской системы.

Гидрокарбонатно-кальциевые гидрохимические фации среди напорных эпигенетических вод весьма обычны. Они имеют место в юрском и сеноманском водоносных горизонтах Северо-Украинской мульды (Н. П. Плотников, 1934), в верхнекаменноугольных отложениях Подмосковной палеозойской котловины (В. А. Жуков, 1939), в Парижском, Дакотском, Уисконсинском артезианских бассейнах и других.

Гидрокарбонатные гидрохимические фации по мере удаления от выхода пласта на дневную поверхность или в менее проницаемых, т. е. менее подвижных, участках с ростом минерализации сменяются сульфатными. Такое явление установлено как в Подмосковном, так и Северо-Украинском бассейнах пластовых вод.

Наличие в составе стратисферы невыщелоченных сульфатов и хлоридов обуславливает появление среди слабо подвижных пластовых и даже трещинных вод сульфатных и хлоридных гидрохимических фаций. Таким образом, слабо концентрированные эпигенетические воды атмосферного происхождения стратисферы изменяются в общем по тем же законам, что и поверхностные.

По мере удаления от выхода пласта на дневную поверхность (от области питания) мы имеем следующую, наиболее распространенную схему постепенной смены гидрохимических фаций:



Эта смена гидрохимических фаций прослеживается в Подмосковном бассейне и в Левшинском районе около г. Молотова. Местные явления, например развитие обогащенных магнием пород, могут вызвать появление специфической гидрокарбонатно-кальциево-магниево-гидрохимической фации. Таковы, например, воды среднего карбона Подмосковной котловины. Таким

образом, возможны и другие схемы смены гидрохимических фаций по пласту. В частности, в районах нефтяных месторождений с довольно интенсивной циркуляцией вод распространена натриевая гидрохимическая формация, гидрохимические фации которой не вошли в рассмотренную выше наиболее распространенную схему смены гидрохимических фаций по пласту. Изучение других схем смены гидрохимических фаций по пласту с установлением причин их появления – задача ближайшего будущего.

Ранее, в 1932 г., В. В. Штильмарк предложил для минеральных вод термин «гидрогеохимическое поле». К такому полю относились геологические горизонты, которые характеризовались близким химическим составом заключенных в них минеральных вод, развитых на весьма широких площадях. В таком толковании термин «гидрогеохимическое поле» был весьма близок к понятию «гидрохимическая фация». Однако большей частью были выделены поля развития пластовых вод, относящихся к одной гидрохимической формации. Так, пользуясь терминологией автора, для девонских горизонтов южного крыла Подмосковского бассейна было установлено наличие провинции сульфатно-кальциевых гидрохимических фаций, в пределах которой наблюдались сульфатно-кальциевая, сульфатно-кальциево-магниевая и сульфатно-кальциево-магниевонатриевая гидрохимические фации.

В 1938 г. В. В. Штильмарк по-новому определяет гидрохимическое поле как геологический комплекс пород, для которого является типичной возможность течения в нем однородного гидрохимического процесса, могущего привести и приводящего к образованию вод близкой, но не всегда однотипной минерализации. При этом он выделяет пять типов полей: 1) поля выщелачивания хлоридов, 2) поля выщелачивания хлоридов и сульфатов, 3) поля выщелачивания хлоридов и сульфатов (с катионным обменом), 4) поля выщелачивания хлоридов и сульфатов и десульфатизации, 5) поля выщелачивания сульфатов.

Он также различает четыре стадии выщелачивания с характерными для них типами вод.

| Стадии выщелачивания  | Характерные типы вод, получающиеся при выщелачивании пород данной стадии |
|---|--|
| I стадия: породы частично отмыты от хлоридов  | хлоридно-натриевые и сульфатно-кальциевые                                |
| II стадия: породы полностью отмыты от хлоридов, но содержат поглощенный натрий          | сульфатно-кальциево-натриевые  |
| III стадия: породы почти полностью отмыты как от хлоридов, так и от поглощенного натрия | сульфатно-кальциевые воды  |
| IV стадия: породы отмыты и от хлоридов, и от сульфатов                                  | пресные гидрокарбонатно-кальциевые воды                                  |

В. В. Штильмарк дает и второе определение гидрогеохимического поля как комплекса горных пород, которые по своим первичным и вторичным геохимическим признакам могут быть выделены по принципу однородности протекающих в пределах этого комплекса гидрогеохимических процессов. Таким образом, сложные процессы, происходящие в подземных водах, сведены в основном к стадиям выщелачивания.

Автор настоящей работы также стремится выделенные им гидрохимические фации связать в генетический геохимический ряд. Однако на данной стадии наших сведений о пластовых водах это нельзя сделать с должной полнотой, так как наряду с процессами выщелачивания происходят и противоположные им процессы концентрации или засоления. Гидрохимические фации, выделенные автором, кроме того, более универсальны, так как позволяют характеризовать не только подземные, но и наземные воды.

Пластовым водам стратисферы свойственны и некоторые новые гидрохимические фации, которые отсутствуют у поверхностных и грунтовых вод. Основное отличие вод стратисферы – это их газовый состав. Подземная атмосфера пластовых вод (В. И. Вернадский, 1933–1936) отлична от состава газов речных, озерных и грунтовых вод, находящихся в значительной своей части выше уровня кислородной поверхности. Благодаря этому в ней отсутствует кислород. В составе подземной атмосферы пластовых вод преобладают (в различной гидрофациальной обстановке, на разных стадиях метаморфизации эпигенетических и сингенетических вод и их смеси) азот, углекислота, углеводороды и сероводород. Газовый состав напорных пластовых вод стратисферы:  $N_2$ ,  $N_2-CO_2$ ,  $N_2-CO_2-H_2$ ,  $N_2-CO_2-CH_4$ . Обогащение гелием позволяет по отношению его к аргону определить возраст вод (В. П. Савченко, 1935).

Воды поровых пластов стратисферы, имеющие вековую и миллионлетнюю миграцию, движутся достаточно медленно (Г. А. Максимович, 1943). В отличие от грунтовых вод, типичным представителем которых является грунтовый поток, характеризующийся, как и реки, сменой гидрохимических фаций по направлению движения, пластовые воды менее подвижны и более сходны с озерными. Находясь среди пород и перемещаясь чрезвычайно медленно, эти воды концентрируются в большей степени.

По данным А. И. Силина-Бекчурина (1949), скорость передвижения рассолов для северо-востока Русской платформы составляет в каменноугольных отложениях 0,2; 1,2; 1,6 км в  $10^9$  лет и для пермских отложений 1,5 км в  $10^9$  лет.

Этим объясняется, что наиболее концентрированные воды известны только для озер и пластовых вод стратисферы. Насыщение наиболее трудно растворимыми соединениями вызывает в породах пластов выпадение в виде цемента кремнезема, карбоната кальция и сульфата кальция. Это также сближает пластовые

воды с озерными, химический состав отложений которых был рассмотрен в главе V.

Анаэробные условия являются причиной наличия своеобразной подземной биосферы (геосферы, а не оболочки). В водах стратисферы довольно широко развиты, в соответствующих условиях, процессы десульфатизации и денитрификации. Под влиянием бактериальных процессов преобразуются сингенетические и эпигенетические воды стратисферы.

На своеобразных бессульфатных гидрохимических фациях (хлоридно-натриево-кальциевой, а также гидрокарбонатно-натриево-хлоридной, натриево-хлоридно-гидрокарбонатной, натриево-гидрокарбонатно-хлоридной и хлоридно-натриево-гидрокарбонатной) мы остановимся несколько подробнее.

Хлоридно-натриево-кальциевая гидрохимическая фация десульфированных вод широко развита вблизи нефтяных залежей. Хлоридно-натриево-кальциевая гидрохимическая фация в нефтяной литературе известна под названием хлор-кальциевых вод (В. А. Сулин, 1935; Лен, 1927; Кейз, 1934). Воды эти приурочены к нефтяным месторождениям СССР, развитым на платформе: Ухта, Верхне-Чусовские городки, Краснокамск, Ишимбай, Сызрань, Эмба (Доссор, Макат, Алимбай), полуостров Челекен, Небит-Даг.

В США к хлоридно-натриево-кальциевой бессульфатной гидрохимической фации относятся палеозойские воды Аппалачей (Торрей, 1934), Оклахомы и Канзаса (S-C) (Кейз, 1934). Эта фация имеется и среди вод в Пермском бассейне Западного Тексаса (Берджер, 1934) и Калифорнии (Дженсен, 1934).

В геантиклинальных условиях эти сингенетические хлоридно-натриево-кальциевые бессульфатные гидрохимические фации развиты в не вскрытых эрозией и тектоническими трещинами глубоких пластах. Когда свита пластов денудационными и тектоническими процессами сообщается с дневной поверхностью (не только на выходах, но и еще минимум в одной точке), начинается постепенное замещение сингенетических вод инфильтрующимися эпигенетическими. Замещение его для разных пластов протекает с различными темпами. В более проницаемых, обычно более мощных коллекторах оно протекает быстрее, а в менее проницаемых – медленнее. Поэтому складчатые области, где геотектонические и геоморфологические условия благоприятствуют вскрытию коллекторов сингенетических вод, дают весьма разнообразную картину распределения хлоридно-натриево-кальциевых бессульфатных гидрохимических фаций.

Эти гидрохимические фации известны для майкопской свиты Беноя и Датыха, сарматских отложений Ново-Грозненского района (Г. А. Максимович, 1932), а также апшеронских, акчагыльских отложений и верхнего отдела продуктивной толщи на Апшеронском полуострове. Воды этих гидрохимических фаций могут быть и в хорошо проницаемых, но не вскрытых эрозией

пластах. При сообщении их с дневной поверхностью скважинами они дают обильные притоки хлоридно-натриево-кальциевых бессульфатных вод. Таковы йодо-бромные «глубинные» воды фораминиферовых и меловых отложений в Дагестане.

Сохранение хлоридно-натриево-кальциевых бессульфатных гидрохимических фаций находится в прямой зависимости от проницаемости пластов и вскрытия их эрозией. Так, в слабо проницаемых и невыдержанных по площади майкопских и сарматских отложениях в Грозненском районе, в частности в Ново-Грозненском месторождении, сохранились бессульфатные хлоридно-натриево-кальциевые воды. В более проницаемых караганских и чокракских отложениях, находящихся между майкопскими и сарматскими, воды эти замещены эпигенетическими и смешанными натриево-гидрокарбонатно-хлоридными и натриево-хлоридно-гидрокарбонатными бессульфатными и сульфатными водами. В Вознесенском же районе, где сарматские отложения не только вскрыты, но и долго промывались поступающими с поверхности водами, сингенетические воды полностью замещены гидрокарбонатными и сульфатными гидрохимическими фациями («верхние» воды сармата в надвинутом крыле, Г. А. Максимович, 1932–1933).

На Апшеронском полуострове хлоридно-натриево-кальциевые бессульфатные или почти бессульфатные гидрохимические фации развиты в БибиЭйбатском районе в акчагыльских отложениях и в продуктивной толще в верхней ее части, где развиты наиболее глинистые и менее проницаемые пески и рыхлые песчаники. Распространены они в этом нефтяном месторождении до XIII пласта включительно, причем минерализация закономерно растет с увеличением проницаемости. Приведем данные о солености по пластам, отражающей эту минерализацию (А. Гаврилов, 1934).

|                           | Соленость, в ‰Боме |
|---------------------------|--------------------|
| Акчагыл                   | 13,0–18,0          |
| Кровля продуктивной толщи | 12,0–13,0          |
| I-a                       | 11,0               |
| II                        | 10,0–11,0          |
| IV                        | 9,5–11,5           |
| V                         | 11,0–12,5          |
| VI                        | 12,0–13,0          |
| X, низы                   | 10,0               |
| XI                        | 10,0–10,5          |
| Верх свиты XII            | 8,0–10,0           |
| Свита XIII                | 7,0–8,0            |

Из этих пластов в продуктивной толще наиболее проницаема XIII свита и наименее – V пласт. Проницаемость акчагыла еще меньше. Минерализация отражает эти зависимости. Ниже, в наиболее проницаемом XV пласте, встречается уже натриево-хлоридно-гидрокарбонатная гидрохимическая фация. В этих

водах происходит энергичный процесс десульфатизации, и они богаты сероводородом. XV пласт имеет мощность 90 м, сложен крупно и среднезернистым песком с включением гальки и связан с дневной поверхностью. Поверхностная вода, поступающая за счет инфильтрации атмосферных вод в районе Шубаны-Аташка, по мере приближения к нефтяной залежи, десульфитизируется. В пласте повсеместно развит эпигенетический марказит в виде шариков, образовавшийся в результате процессов десульфатизации. Количество его убывает от свода складки к крыльям. В прикон турной зоне, в области наибольшего застоя и неподвижности пластовых вод, местами встречаются десульфированные воды, не содержащие сероводорода, часто переходящие по мере эксплуатации на сероводородные. Наибольшее содержание эпигенетических конкреционных шариков марказита и пирита наблюдается именно в этой приконтурной зоне, где процесс десульфатизации идет наиболее интенсивно и местами обуславливает полное отсутствие в воде сероводорода.

В Бинагадинском районе, где головы всех пластов вскрыты денудацией, хлоридно-натриево-кальциевые воды, если они есть, содержат сульфаты. Преобладают же содержащие сульфаты натриево-хлоридно-гидрокарбонатные гидрохимические фации.

В Балаханском и Сураханском месторождениях хлоридно-натриево-кальциевая бессольфатная гидрохимическая фация встречается в сураханской свите и по IV горизонт продуктивной толщи. В Карачухуре эта гидрохимическая фация имеется в апшеронском ярусе, в сураханской свите и не ниже чем по VI горизонт балаханской свиты. Наконец, в НефтеЧала апшеронские отложения дают богатые йодом и бромом хлоридно-натриево-кальциевые бессольфатные воды.

Такие же воды встречаются в этом районе и в продуктивной толще.

Не только на Кавказе, но и в нефтяных месторождениях США, приуроченных к складчатым сооружениям (Скалистые горы, Калифорния) наблюдается сохранение сингенетических вод только в не вскрытых эрозией или слабо проницаемых пластах. В остальных горизонтах имеются разнообразные воды, образовавшиеся путем инфильтрации и смешения эпигенетических и сингенетических вод.

Хлоридно-натриево-кальциевая бессольфатная гидрохимическая фация характеризуется изменением концентрации от 0,3 до 35 % и даже более. Такой состав соленых вод и рассолов обусловлен в основном двумя процессами – десульфатизацией и поглощением вмещающими породами натрия с замещением его в растворе кальцием. Наличие бессольфатных вод в нефтяных месторождениях было установлено еще А. Потылицыным (1882, 1883). С открытием микробиальной жизни в водах стратисферы (Т. Л. Гинзбург-Карагичева, 1933, 1936, 1937; Е. Бастин, 1926, 1930; Гинтер, 1934) и процессов десульфатизации и денитрификации

(Э. Рейнфельд, 1936) ее приходится рассматривать как мощный фактор видоизменения состава не только вод, но и нефти.

По убыванию содержания в породах сернокислых солей делались небезуспешные попытки определения возможности наличия промышленных залежей нефти (В. Э. Левенсон, 1924, 1934; А. Кочмарев, 1933).

Концентрация хлоридно-натриево-кальциевых вод изменяется в одном и том же горизонте с глубиной. Это происходит не только из-за разбавления этих вод менее минерализованными поверхностными, поступающими через выходы пластов, но и вследствие молекулярного уплотнения растворов. Пример такого явления для нефтяных вод Аппалачского района приводит Торрей (1934). Нижнекаменноугольный нефтяной песчаник Берза, находящийся вблизи дневной поверхности, но слабо проницаемый, характеризуется наличием вод хлоридно-натриево-кальциевой бессульфатной гидрохимической фации. Концентрация воды изменяется с глубиной таким образом:

| Глубина, в м | Минерализация, в % | Число анализов |
|--------------|--------------------|----------------|
| 32           | 0,316              | 1              |
| 152          | 0,685              | 3              |
| 190          | 1,129              | 4              |
| 259          | 2,357              | 2              |
| 333          | 4,397              | 1              |
| 478          | 6,253              | 1              |
| 526          | 11,658             | 1              |

С глубиной растет содержание магния и убывает гидрокарбонатный ион. Пребывание воды в пласте в течение многих миллионов лет может обусловить для тяжелых растворов, переходящих в молекулярные соединения – в гидрат, их молекулярное уплотнение. Оно происходит в полого наклоненном природном сосуде, каким в рассматриваемом случае является песчаник Берза.

Отсутствие вертикального столба воды в осадочных толщах давало повод для отрицания возможности молекулярного уплотнения (В. А. Сулин, 1935). Между тем мы имеем не вертикально развитый, а полого наклоненный коллектор.

Хлоридно-натриево-кальциевая бессульфатная гидрохимическая фация представляет собой, как и углеводородные соединения, измененное диагенезом и метаморфизмом сингенетическое образование, бывшее некогда в илах. Воды, как и нефть, благодаря особым геотектоническим и литологическим условиям, сохранились до наших дней. Воды и нефть представляют собой диагенетически измененное органическое вещество и воду илов. Вода илов была десульфирована и обогащена кальцием. Синге-

нетичность этой воды подтверждается обогащением ее йодом и бромом, свойственным органогенным илам и накапливающимся наиболее обильно в глинистых отложениях (А. П. Виноградов, 1939). Подтверждается это и по возрасту, определенному методом В. П. Савченко (1935), по которому газы девонских вод Ухты, пермских Ишимбаева, мезозойских Эмбы, нижнетретичных Дагестана и верхнетретичных Челекена характеризуются тем же возрастом, что и вмещающие их породы. Палеозойский возраст газов Канзаса также указывает на сингенетичность хлоридно-натриево-кальциевых бессульфатных гидрохимических фаций. В некоторых случаях, судя по вмещающим коллекторам и геологической истории данного участка земной коры, имеют место морские воды, проникшие во вмещающую толщу после ее образования во время трансгрессии, следовавшей за континентальным перерывом, т. е. с палеоэпигенетическими водами.

Таким образом, сингенетические воды стратисферы, образовавшиеся из иловых и характеризующиеся хлоридно-натриево-кальциевой бессульфатной гидрохимической фацией, сохраняются в покрове, а иногда и в палеозойском основании платформ (США). В геосинклинальных участках воды этой гидрохимической фации сохраняются в хорошо проницаемых коллекторах только тогда, когда они не вскрыты эрозией и тектоническими трещинами. При вскрытии они сохраняются известное время в слабо проницаемых пластах, а при интенсивном промывании замещаются эпигенетическими.

В районах развития загипсованных толщ вместо хлоридно-натриево-кальциевой бессульфатной гидрохимической фации появляются хлоридно-натриево-сульфатная или хлоридно-натриево-кальциевая сульфатная гидрохимическая фация сероводородных вод. Такие воды имеют место в районе Верхне-Чусовских городков, Ишимбаева, в кунгурских отложениях Краснокамска и пермском бассейне Западного Техаса. Эти воды представляют большей частью палеоэпигенетические разности. Подобная гидрохимическая фация известна для древнекаспийских отложений Нефте-Чала.

Здесь не завершен процесс десульфатизации вследствие недостаточного количества органического вещества в виде углеводов. Воды эти встречаются над нефтесодержащими залежами или даже вместе с нефтью. Содержание сульфатов тем меньше, чем больше нефти.

В. В. Штильмарк (1938) обратил внимание еще на одно важное обстоятельство. Образующийся от восстановления сульфатов сероводород, соединяясь с железом осадочных пород, превращается в пирит и марказит. Это было подробно рассмотрено для вод нефтяного месторождения Биби-Эйбат. В осадочных толщах Железо в виде лимонита встречается главным образом в обломочных породах – песчаниках и особенно в глинах. В карбонатных отложениях железа обычно мало. Еще меньше его в гипсах.

Таким образом, сохранение сероводорода в водах загипсованных толщ связано преимущественно с бедностью их железом. Вода, залегающая в одном коллекторе с промысленной залежью нефти, обычно содержит ничтожное количество сульфата. Воды кунгурских отложений Краснокамска и Усть-Качки, относящиеся к сероводородной хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации, моложе верхнего палеозоя, что установлено по газовому составу методом В. П. Савченко (1935).

Таким образом, хлоридно-натриево-сульфатная гидрохимическая фация может образоваться несколькими путями: инфильтрацией морских вод, в результате размывания соляных залежей, инфильтрацией и последующим изменением диагенезом атмосферных вод (Левшино), за счет сингенетических иловых вод.

При длительном пребывании в осадочной толще происходит обменная реакция между натрием вод и кальцием пород. В результате в водном растворе кальций становится третьим по весу компонентом и хлоридно-натриево-сульфатная гидрохимическая фация превращается в хлоридно-натриево-кальциево-сульфатную. Уменьшение содержания сульфата и калия, а также, частично, натрия наблюдается в водах морских илов (А. Д. Архангельский, 1932). Иловые воды также обогащены йодом и бромом (А. П. Виноградов, 1934, 1939). Такой ход изменения иловых вод преобразует их в хлоридно-натриево-кальциевые (сульфатные). Подобные воды отмечены в древнекаспийских отложениях в Нефте-Чала, где они образовались за счет инфильтрации морских и частично атмосферных.

Инфильтрация атмосферных вод в кунгурские трещиноватые доломиты Левшина дает после ряда предшествующих стадий хлоридно-натриево-сульфатную и, наконец, хлоридно-натриево-кальциевую сульфатную гидрохимические фации. Морские воды, относящиеся к хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации, в результате длительного пребывания в толще осадочных пород, всегда содержащих кальций, и в результате обменной реакции переходят в хлоридно-натриево-кальциевую сульфатную гидрохимическую фацию. Эта гидрохимическая фация, образовавшаяся различными путями, при восстановлении сульфатов дает сероводородную хлоридно-натриево-кальциевую гидрохимическую фацию сульфатных вод. Она известна не только в перечисленных нефтяных районах, но и в районе Мацесты.

Основным критерием для отличия вод различного происхождения, как уже указывалось, является состав газов, гелие-аргоновый коэффициент и отношение хлора к йоду. Последнее отношение в иловых водах в тысячи раз больше, чем в морской воде (А. П. Виноградов, 1939).

Своеобразными гидрохимическими фациями стратисферы являются натриевые. Среди поверхностных вод они наиболее распространены в озерах. Наиболее изучены натриевые гидрохимические фации в нефтяных районах. В более проницаемых

пластах нефтяных месторождений складчатых областей, имеющих выход на дневную поверхность, где сингенетические воды замещены инфильтрировавшимися с поверхности атмосферными, развиты воды натриевой гидрохимической фации. Они имеются в месторождениях Оха на Сахалине, в верхних пластах месторождений Дагестана, в средней и нижней частях продуктивной толщи в месторождениях Апшеронского полуострова, в караганских и чокракских отложениях месторождений Грозненского района и месторождениях Калифорнии и Скалистых гор в США.

Горизонты, к которым приурочены натриево-гидрокарбонатно-сульфатная, натриево-гидрокарбонатно-хлоридная (сульфатная), натриево-гидрокарбонатно-хлоридная (бессульфатная), натриево-сульфатно-гидрокарбонатная, натриево-сульфатно-хлоридная, натриево-хлоридно-гидрокарбонатная сульфатная, натриево-хлоридно-гидрокарбонатная бессульфатная, натриево-хлоридно-сульфатная гидрохимические фации, а также из хлоридной гидрохимической формации хлоридно-натриево-гидрокарбонатная сульфатная, хлоридно-натриево-гидрокарбонатная бессульфатная и из гидрокарбонатной гидрохимической формации гидрокарбонатно-натриево-сульфатная, гидрокарбонатно-натриево-бессульфатная и другие гидрохимические фации, вскрыты денудацией и имеют выход на дневную поверхность. Во многих районах, где метеорологические условия этому благоприятствуют, излишки инфильтрированных вод изливаются в виде источников. Таковы источники Горячеводска, Брагунов, Серноводска в Грозненском районе, многочисленные источники Дагестана, Скалистых гор и Калифорнии. Инфильтрированные атмосферные воды, относящиеся к гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации, в областях альпийского вулканизма, где в составе газов преобладает углекислота, обогащаются в стратиферии ионами кальция, за счет растворения цементирующего углекислого кальция и горных пород, вмещающих водоносный пласт. Ионы кальция вытесняют из поглощенных оснований пород ионы натрия. Это обуславливает появление гидрокарбонатно-кальциево-натриевой и далее гидрокарбонатно-натриево-кальциевой гидрохимических фаций.

Воды последней гидрохимической фации, при смешении с измененными диагенезом сингенетическими хлоридно-натриево-сульфатными водами, дают смешанную гидрокарбонатно-натриево-хлоридную гидрохимическую фацию (сульфатную). Она известна для Дагестана, Скалистых гор (В. А. Сулин, 1935; Коффин, 1934). Дальнейшее увеличение концентрации этой смеси приводит к появлению гидрокарбонатно-натриево-хлоридной гидрохимической фации, содержащей сульфаты. Она известна для Скалистых гор. Там же для структуры Габо установлены переливающиеся воды гидрокарбонатно-натриево-хлоридной бессульфатной гидрохимической фации, образовавшейся за счет процессов десульфатизации.

Большие концентрации смеси инфильтрировавших атмосферных и сингенетических метаморфизированных иловых вод, сохранившихся не только в поровом коллекторе, но и в субкапиллярных пустотах вмещающих его глин, дают другие гидрохимические фации. Наличие сингенетических вод в третичных глинах Грозненского района подтверждено (по водным вытяжкам) работами А. Д. Архангельского (1932), причем концентрация их зависит от промытости толщ. Эти гидрохимические фации будут весьма разнообразны, в зависимости от характера коллектора и вмещающих его пород, состава сингенетических метаморфизированных иловых вод субкапиллярных пор, наличия органического вещества, деятельности микроорганизмов, а также соотношения сохранившихся в самом поровом коллекторе сингенетических вод и инфильтрировавших атмосферных. Это могут быть: сульфатно-кальциево-натриевая, сульфатно-кальциево-хлоридная, сульфатно-натриево-гидрокарбонатная или сульфатно-натриево-хлоридная гидрохимические фации, известные для нефтяных месторождений Скалистых гор.

В других районах для более концентрированных смесей мы имеем натриево-гидрокарбонатно-хлоридную (сульфатную), натриево-хлоридно-гидрокарбонатно-сульфатную гидрохимические фации или вблизи нефти их бессульфатные разности. Эти гидрохимические фации известны для Сахалина (Оха), Дагестана, Серноводска, Старо-Грозненского и Ново-Грозненского районов, нижних горизонтов продуктивной толщи в нефтяных месторождениях Апшеронского полуострова, а также для нефтяных месторождений Калифорнии и Скалистых гор.

Наконец, для этих же районов известны хлоридно-гидрокарбонатно-натриевая, хлоридно-натриево-гидрокарбонатная (сульфатная), хлоридно-натриево-гидрокарбонатная бессульфатная гидрохимические фации.

На этом мы и закончим рассмотрение гидрохимических фаций пластовых вод стратисферы.

Пластовые воды стратисферы формируются за счет двух основных источников – сингенетических-пелогенных (преобразованных иловых) вод и эпигенетических, образовавшихся за счет инфильтрации атмосферных, речных, морских и озерных вод. В зависимости от геологической истории данного участка земной коры в пласте либо сохраняются сингенетические пелогенные воды, либо они постепенно вытесняются эпигенетическими того или иного происхождения. На различных этапах развития структуры земной коры наблюдаются различные стадии замещения сингенетических вод эпигенетическими. Эти стадии замещения находят свое отражение в степени концентрации пластовых вод и в разнообразии гидрохимических фаций.

Пластовые воды могут относиться к одной гидрохимической фации. Таковы сингенетические воды песчаника Берза в Аппалачах, представленные хлоридно-натриево-кальциевой бессоуль-

фатной гидрохимической фацией. Одногидрофациальны зачастую и безнапорные пластовые воды стратисферы, относящиеся к гидрокарбонатно-кальциевой гидрохимической фации.

В большинстве случаев пластовые воды стратисферы относятся к нескольким гидрохимическим фациям. Как эпигенетические воды, инфильтрировавшие в пласт, так и смесь эпигенетических

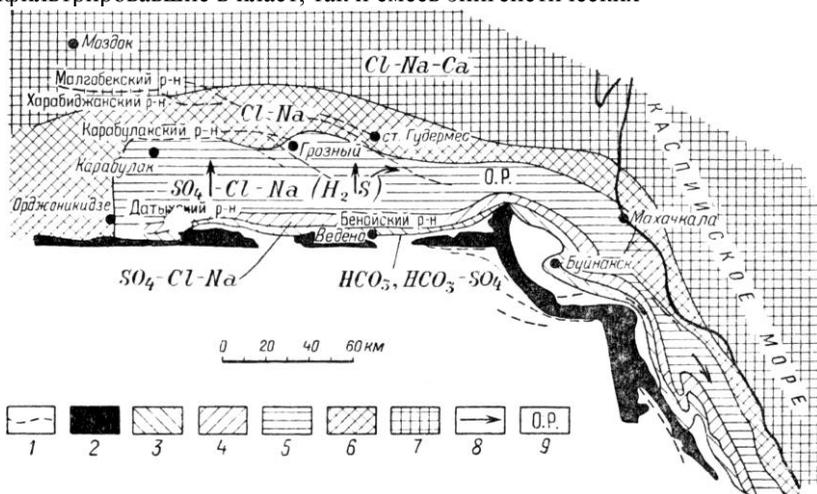


Рис. 25. Гидрохимическая схема по пласту чокракского горизонта Тарско-Дагестанской провинции (по Г. М. Сухареву, 1946)

1 – антиклинальные линии; 2 – граница меловых и третичных отложений; 3 – гидрокарбонатные и гидрокарбонатно-сульфатные гидрохимические фации в зоне открытого залегания пласта и активного водообмена; 4 – слабо минерализованные воды сульфатно-хлоридно-натриевой гидрохимической фации в зоне полураскрытого залегания пласта и активного водообмена; 5 – минерализованные воды, содержащие  $H_2S$ , сульфатно-хлоридно-натриевой гидрохимической фации в зоне закрытого залегания пласта и затрудненного водообмена (проницаемость пород значительная – структуры проточные); 6 – минерализованные воды хлоридно-натриевой гидрохимической фации в зоне закрытого залегания пласта и весьма затрудненного водообмена (проницаемость пород слабая – структуры не проточные). В воде содержатся йод и бром; 7 – сильно минерализованные воды хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации в зоне закрытого залегания и застойного водного режима (породы не промываемые). В воде содержится йод и бром; 8 – направление подземного стока; 9 – область разгрузки

и сингенетических вод, дают сравнительно большое разнообразие гидрохимических фаций, закономерно сменяющихся по мере продвижения от выходов пласта в глубь земной коры. Примеры такой смены гидрохимических фаций для Подмосковского бассейна и района Левшино были приведены выше.

За последнее время опубликован ряд работ, которые подтверждают целесообразность выделения гидрохимических фаций особенно для пластовых вод.

Г. М. Сухарев (1946, 1947) приводит ряд гидрогеохимических карт для нефтяных месторождений Восточного Предкавказья. как, например, для чокракского горизонта наблюдается смена

гидрокарбонатных и гидрокарбонатно-сульфатных гидрохимических фаций вблизи выходов пластов на дневную поверхность на сульфатно-хлоридно-натриевые. Последние сменяются хлоридно-натриевыми и, наконец, в застойной зоне, наиболее удаленной от выходов, сильно минерализованными водами хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации (рис. 25).

С. А. Шагоянц (1948) приводит подобную смену химического состава для Терско-Кумского артезианского бассейна. На карте для древнекаспийских и апшеронских водоносных горизонтов

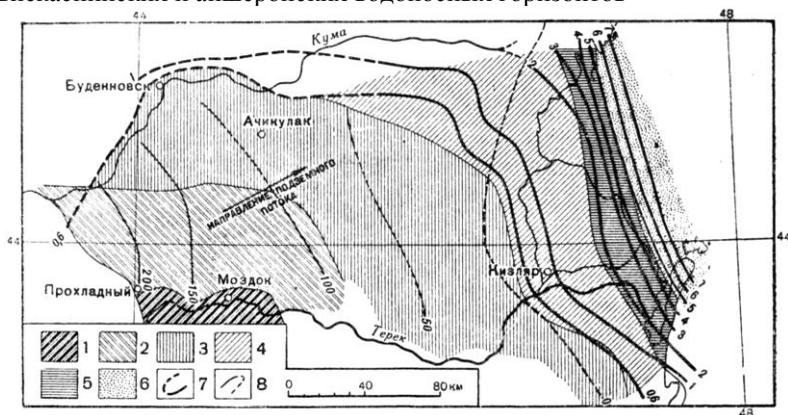


Рис. 26. Схематическая карта гидрохимических фаций подземных вод древнекаспийских отложений (по С. А. Шагоянцу, 1948)

1 – гидрокарбонатно-кальциевые гидрохимические фации; 2 – сульфатно-кальциевые гидрохимические фации; 3 – сульфатно-натриевые и другие гидрохимические фации; 4 – гидрокарбонатно-натриевые гидрохимические фации; 5 – хлоридно-гидрокарбонатно-натриевая гидрохимическая фация; 6 – хлоридно-натриевая гидрохимическая фация; 7 – изолинии сухого остатка, в г/л; 8 – пьезоизогипсы, в абсолютных отметках

четко выделяются гидрохимические фации. Гидрокарбонатно-кальциевые гидрохимические фации вблизи выхода на дневную поверхность сменяются сульфатно-натриевыми, гидрокарбонатно-натриевыми, хлоридно-гидрокарбонатно-натриевыми и хлоридно натриевыми. В апшеронском водоносном горизонте имеется и хлоридно-натриево-кальциевая гидрохимическая фация. На этой же карте нанесены изолинии сухих остатков в граммах на литр. Минерализация растет в направлении подземного потока. В этом же направлении изменяются и гидрохимические фации (рис. 26).

А. М. Овчинников сначала для минеральных вод Кавказа (1941), а затем для альпийской области Европы (1947) показал зональность их газового и минерального состава.

Помимо смены гидрохимических фаций в горизонтальном направлении наблюдается их смена и по вертикали. Характер этой смены зависит от геотектонической обстановки, геоморфоло-

гических условий, развития денудационных процессов, дизъюнктивных дислокаций и проницаемости пластов. Последняя часто не учитывалась.

В платформенной обстановке интенсивность движения вод падает с глубиной и по вертикали отмечается увеличение концентрации растворов, с соответствующей закономерной сменой гидрохимических фаций. Различают три основные гидродинамические зоны. Они были выделены Г. А. Максимовичем (1943, 1947), Н. К. Игнатовичем (1944, 1945), В. А. Сулиным (1945, 1946, 1948) и подтверждены для ряда районов.

Верхняя зона, или зона циркуляции (эпизона), характеризуется интенсивным движением подземных вод. К ней относятся, в зависимости от местных геологических, геоморфологических и климатических условий, пластовые, ненапорные, а иногда и верхние горизонты пластовых напорных вод. В условиях избыточного увлажнения воды этой зоны характеризуются большей частью гидрокарбонатной гидрохимической формацией и используются обычно для питьевых целей. Разнообразие химического состава подземных вод этой зоны показано В. А. Сулиным (1948).

Ниже находится средняя зона (мезозона), или зона обмена. Движение пластовых вод здесь медленнее. Темпы передвижения их изменяются от векового до миллионлетнего. В зависимости от быстроты движения здесь развиты пресные или соленые воды, представленные сульфатными, гидрокарбонатно-натриевыми, натриевыми и даже хлоридными гидрохимическими фациями.

Для нижней зоны (гипозона) застойных пластовых вод свойственны рассолы с минерализацией до 349 г/л. Этот своеобразный подземный океан рассолов характеризуется наибольшим числом гидрохимических фаций: хлоридно-натриево-сульфатной и хлоридно-натриево-кальциевой сульфатной и бессульфатной.

Приведем некоторые примеры изменения химического состава подземных вод платформы по гидродинамическим зонам.

Рассматривая отложения палеозоя Русской платформы, Н. К. Игнатович (1945) к зоне активного водообмена с поверхностью относит пермские отложения, а также каменноугольные и девонские вблизи их выхода на дневную поверхность. При этом в каменноугольных отложениях установлено наличие вод гидрокарбонатных, сульфатных и реже сульфатно-хлоридных гидрохимических фаций.

Зона затрудненной циркуляции в каменноугольных и девонских отложениях характеризуется хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фацией, причем для девонских отложений наблюдается полузастойный водный режим и она представлена рассолами.

Зона застойного водного режима каменноугольных и девонских отложений отличается высоко минерализованными рассолами той же самой хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации.

В Башкирии К. И. Маков (1946) выделяет для Предуральской депрессии зону активной циркуляции, переходную зону и зону развития ископаемых вод.

К зоне активной циркуляции относятся пермские отложения казанского и уфимского ярусов. Она характеризуется промыванием водоносных горизонтов и слабой минерализацией вод, относящихся к гидрокарбонатной гидрохимической формации. Слабо подвижные ископаемые воды, по К. И. Макову, подвергались длительной метаморфизации. Они относятся к хлоридно натриево-кальциевой гидрохимической фации и приурочены к отложениям артинского яруса пермской системы, каменноугольным и девонским, и характеризуются ростом минерализации рассолов с глубиной. Переходная зона с водами сульфатно-кальциевой гидрохимической фации приурочена к кунгурским отложениям и верхам артинских. В пределах платформы для прибельской полосы по р. Юшатыр-Ваш для миоценовых отложений К. И. Маков выделяет зону активной циркуляции и зону замедленной циркуляции.

К. В. Филатов (1947) показал для ряда депрессий зональное распределение подземных вод по химическому составу. Помимо Подмосковной котловины и Самарской Луки, он привлекает материал по Днепровско-Донецкой впадине и Прикаспийской депрессии. Он выделяет по вертикали три зоны: гидрокарбонатных вод, сульфатных вод и хлоридных вод. Эта зональность существует или образуется. Смена типов вод, установленная нами в 1942 г., является функцией общей минерализации и предела насыщения преобладающих в каждой зоне минеральных солей. К. В. Филатов отводит большую роль удельному весу. Весьма важно также его указание на то, что химический состав подземных вод с глубиной теряет свою зависимость от состава водовмещающих пород.

Для Самарской Луки он приводит данные о том, что в поясе циркуляции встречаются воды различного химического состава, т. е. наблюдается смена гидрокарбонатных гидрохимических фаций сульфатными и хлоридными.

А. И. Силин-Бекчурин (1949) на прекрасных гидрохимических картах и профиле показал для северо-востока Русской платформы и западного склона Урала как смену по вертикали трех гидрохимических формаций – гидрокарбонатной, сульфатной и хлоридной, так и изменение гидрохимических фаций по пласту (рис. 27, 28).

Г. А. Максимович, Е. А. Борисова и Л. С. Кузнецова (1949) выделили три типа гидрохимических профилей нефтяных месторождений платформ: эмбенский, волжский и чусовской.

**Э м б е н с к и й т и п .** Начиная с верхней гидродинамической зоны, здесь развиты хлоридно-натриевые гидрохимические фации. Это объясняется климатическими условиями района – приуроченностью его к полупустыне.

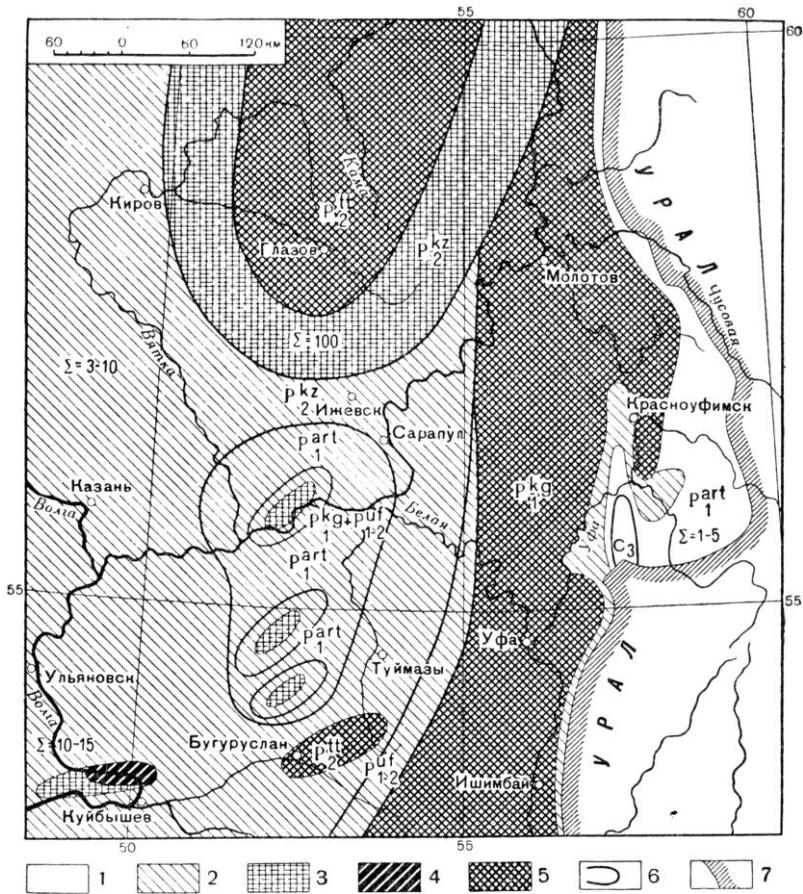


Рис. 27. Схематическая карта гидрохимических фаций подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала, срез на абсолютной отметке Ом (по

И. А. Силину-Бекчурину, 1949)

1 – гидрокарбонатные гидрохимические фации; 2 – сульфатные гидрохимические фации (сульфатно-кальциевая и сульфатно-кальциево-магниевая); 3 – сульфатно-хлоридно-натриевые гидрохимические фации; 4 – хлоридно-натриево-кальциевая гидрохимическая фация; 5 – водоупорные комплексы отложений кунгурского и татарского ярусов с выклинивающимися горизонтами или отдельными линзами сульфатно-кальциевых и сульфатно-хлоридно-кальциевых гидрохимических фаций; 6 – границы геологических отложений; 7 – граница складчатого Урала; Σ – минерализация подземных вод, в мг/экв на 100 г

Верхняя гидродинамическая зона характеризуется солеными водами хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации. К средней и нижней гидродинамическим зонам приурочены хлоридно-натриево-кальциевые сульфатные и бессульфатные рассолы. К этому типу относятся гидрохимические профили нефтяных месторождений Эмбенского района и Оклахомы.

Волжский тип. Верхняя гидродинамическая зона здесь характеризуется гидрокарбонатно-кальциевыми гидрохимическими фациями. К средней зоне приурочена хлоридно-натриево-сульфатная гидродинамическая фация, выраженная солеными водами и рассолами, а к нижней зоне — хлоридно-натриево-кальциевые, преимущественно бессульфатные, рассолы. Наличие пресных вод в верхней гидродинамической зоне обусловлено приуроченностью большинства нефтяных месторождений этого

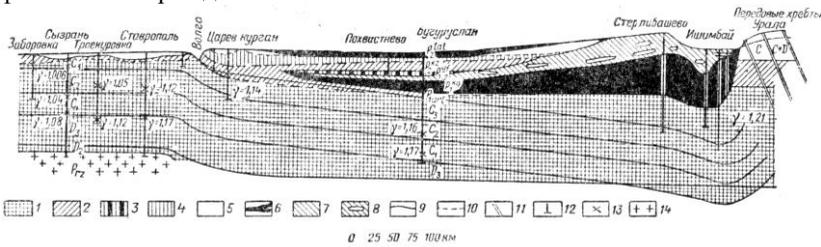


Рис. 28. Схематический гидрoхимический профиль по линии Самарская Лука – Ишимбай – Урал (по Л. И. СилинуБекчурину, 1949)

1 – рассолы хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации; 2 – соленые воды хлоридно-сульфатных и сульфатно-хлоридных гидрохимических фаций; 3 – рассолы и соленые воды хлориднонатриевых гидрохимических фаций; 4 – сульфатно-кальциевые гидрохимические фации; 5 – воды гидрокарбонатной гидрохимической формации; 6 – водоупорные комплексы отложений кунгурского и татарского ярусов; 7 – водоупорные комплексы пород уфимской свиты; 8 – водяные линзы в отложениях уфимской свиты; 9 – границы геологических отложений; 10 – границы гидрохимических зон; 11 – разрывные дислокации передовых хребтов западного склона Урала; 12 – буровые скважины; 13 – пункты определения объемного веса рассолов; 14 – кристаллическое основание платформы

типа к областям избыточного и неустойчивого увлажнения. К волжскому типу относятся гидрoхимические профили Сызрани, Бугуруслана, Нытвы и Краснокамска.

Чусовской тип. Три гидродинамические зоны этого типа характеризуются различным гидрoхимическим обликом. Верхняя зона – пресными водами гидрокарбонатно-кальциево-сульфатной, гидрокарбонатно-натриево-сульфатной, гидрокарбонатно-сульфатно-кальциевой и другими гидрoхимическими фациями. Средняя зона отличается солеными водами и рассолами различных гидрoхимических фаций (сульфатно-кальциево-хлоридной, сульфатно-хлоридно-натриевой, сульфатно-натриево-хлоридной, хлоридно-натриево-сульфатной и другими). Нижняя зона насыщена рассолами хлоридно-натриево-кальциевой сульфатной гидрoхимической фации. К чусовскому типу относятся гидрoхимические профили нефтяного месторождения Верхне-Чусовских городков и ряда месторождений подобного типа Башкирии (Ишимбаево и др.).

Тип гидродинамического профиля каждого месторождения непостоянен. Закрытые залежи могут быть вскрыты, а для открытых улучшены условия циркуляции за счет денудации, сбросовых явлений, изменения наклона данного участка земной коры

эпейрогеническими движениями. Помимо геологических причин, на гидродинамические условия оказывает большое влияние и климат. Смена климатических условий приводит к изменению количества поступающих в пласты вод. Это сказывается на гидродинамических условиях, а следовательно, и на химическом составе вод и приводит к появлению другого типа гидрохимического профиля. Это имеет место для палеозойских вод Приуралья, Поволжья, Эмбы.

В геоантиклинальных областях, в условиях расчлененного рельефа, проницаемость обуславливает разнообразие соотношений гидрохимических фаций. Это отмечено в Грозненском районе, в Дагестанском, на Апшеронском полуострове, в Калифорнии и Скалистых горах.

В Грозненском районе наблюдается уменьшение концентрации вод от сарматских отложений к караганским и чокракским и рост ее в майкопских отложениях. Это обусловлено сохранением в сармате и Майкопе сингенетических вод хлоридно-натриево-кальциевой бессульфатной гидрохимической фации и наличием эпигенетических и смешанных вод между ними. На Апшеронском полуострове минерализация убывает от апшерона, акчагыла и верхов продуктивной толщи к низам последней. Это соответствует смене сингенетических вод эпигенетическими и смешанными. В Дагестане для Кая-Кента и Берекея наблюдается соотношение, обратное Апшеронскому полуострову.

Гидрохимические фации пластовых вод стратисферы, закономерно сменяющиеся как в горизонтальном направлении (по пласту), так и по вертикали, зависят от характера и состава коллектора и вмещающих его пород, состава иловых сингенетических вод субкапиллярных пор, наличия органического вещества, деятельности микроорганизмов, а также происхождения вод и, в частности, соотношения сохранившихся в поровом коллекторе сингенетических вод и эпигенетических вод различного генезиса.

Деятельность человека, вскрывающего рудниками и скважинами стратисферу, вызвала появление новых категорий подземных вод – рудничных и вод в скважинах. Она изменила темп движения пластовых вод. Человек скважинами соединяет пласты с различными гидрохимическими фациями и вызывает появление в поле развития одной гидрохимической фации очагов и пятен другой. Подобные явления широко развиты в нефтяных районах.

Верхние горизонты Грозненского района, как и ряда других нефтяных провинций, получившие сообщения через посредство большого числа скважин, представляют смесь различных вод, различных гидрохимических фаций.

В результате добычи нефти в Грозненском районе прекратили существование мощные горячие источники Горячеводска, которые были описаны еще в 1627 г. Сказалась она и на других источниках этого района Г. А. Максимович, 1932).

## ТИПЫ ВУЛКАНОИДОВ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ИХ ВОД<sup>1</sup>

При разрешении вопроса генезиса грязевых вулканов необходимо изучать и газ, и воду, и породы.

*И. М. Губкин*

Среди подземных вод наиболее своеобразны воды грязевых вулканов. Грязевые вулканы – это своеобразные восходящие источники. Однако, помимо воды и газов, они выносят глинистые частицы. Газ с водой, проходя под известным давлением по трещинам в земной коре, при наличии глинистых пород, отмывает их и выносит на дневную поверхность. Газ выделяется в атмосферу, вода испаряется или стекает. Остаются глинистые частицы, которые образуют конусы. Естественно, что количество накапливающегося в результате извержения глинистого материала тем больше, чем больше газа, чем сильнее его давление и чем значительнее водообильность района. Известную роль играет и тонкость глинистых отложений на пути газо-водяной струи.

Грязевые сопки по своей форме, а иногда и деятельности, похожи на небольшие вулканы. Сходство это заключается в грязевом конусе, на вершине которого, как у настоящего магматического вулкана, имеется углубление – кратер. Форма кратера округлая, овальная или неправильная. Из кратера происходит извержение (излияние) гязи, воды и газов.

Существует множество названий грязевых вулканов. В настоящей работе мы применяем предложенный Э. А. Штебером (1914) термин «вулкановид», объединяющий все разновидности грязевых вулканов.

Вулкановиды ранее разделялись, по Г. Меркалли (1907), только на две группы – грязевые вулканы и термальные грязевые вулканы. Последние связаны с вулканической деятельностью.

В 1940 г. Г. А. Максимович предложил классификацию вулкановидов по происхождению и составу газа как основного движущего фактора. По этой классификации вулкановиды делятся

---

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович, Классификация вулкановидов, Доклады АН СССР, т. 29, № 8–9, 1940, стр. 595–599; Л. С. Кузнецова, Гидрохимические фации вод вулкановидов, Тезисы доклад, конфер. по химич. геогр. вод, Молотов, 1949. Здесь дается в значительно переработанном и дополненном виде.

на четыре типа: термовулканоиды, собственно вулканоиды, криовулканоиды и сейсмовулканоиды.

Начиная с конца прошлого столетия, публикуется большое число работ по грязевым вулканам.

Приводимый список литературы содержит только некоторые работы, касающиеся собственно грязевых вулканов. Он послужил для составления настоящей главы и карты вулканоидов (рис. 29).

СССР является классической страной вулканоидов. Установлено, что в СССР имеются все разности грязевых вулканов и, что особенно интересно, в нашей стране находится наибольшее число связанных с нефтью самых крупных вулканоидов. Вулканоиды почти не освещены в географической литературе. Поэтому, прежде чем рассматривать вопрос о химизме их вод, мы вынуждены дать краткую характеристику географии грязевых вулканов.

Распределение вулканоидов обусловлено различными типами геодинамических зон. Здесь наблюдается проявление указанных во введении геотектонической, климатической, геоморфологической зональностей современных и древних геодинамических зон.

В земной коре наибольшую роль играют газы вулканического происхождения (хемогенные) и биогенные – газы нефтяных и газовых месторождений, а также газы, выделяемые морскими, озерными, речными и болотными илами. Все они, при известных условиях, могут быть причиной образования вулканоидов. Вулканоиды могут образоваться и при сейсмических явлениях.

Т е р м о в у л к а н о и д ы связаны с газами вулканического происхождения. Распределение их обусловлено геотектонической зональностью. Термовулканоиды сопутствуют вулканам Тихоокеанского кольца. В СССР они встречаются на Камчатке, в кальдере вулкана Узон в виде конусов. Кроме того, на Камчатке в пяти пунктах известны грязевые котлы. За пределами СССР термовулканоиды отмечены на Филиппинских островах (о. Люсон), на островах Малайского архипелага (о. Ява, о. Целебес – вулкан Локон, о. Ротти). В Новой Зеландии термовулканоиды встречаются на северном острове в области Туано, по соседству с угасшим вулканом Эгмонт. В Северной Америке они развиты в Йеллостонском парке, где образуют своеобразный рельеф. В Центральной Америке вулканоиды имеются в районе Изалько. Особенно они развиты в Исландии, в области Рейкьялида.

В Европе вулканоиды связаны с альпийской складчатостью и известны в центральной Италии у подножья Везувия, а также на о. Сицилия близ затухшего вулкана Салинелла (рис. 29).

Термовулканоиды образуют конусы небольших размеров или грязевые котлы с грифонами. Газ их состоит главным образом из  $\text{CO}_2$  (85–88 %),  $\text{N}_2$  (до 10 %),  $\text{CH}_4$  (от 1 до 7 %) и  $\text{H}_2\text{S}$  (от следов до 2–5 %). Термовулканоидам свойственно наличие

большого количества водяных паров и постоянная высокая температура грязи (80–97° С). Воды Камчатского вулканоида характеризуются  $\text{SO}_4\text{-Fe-Al}$  гидрохимической фацией.

С о б с т в е н н о в у л к а н о и д ы образованы биогенными газами. Распределение их связано с различными типами геодинамических зон. Первую, наиболее изученную группу образуют вулканоиды, связанные с подземными скоплениями нефти и газа.

Накопление органического материала, превратившегося впоследствии в нефть, происходило в условиях неглубокого моря и представляет собой проявление геоморфологической зональности в различные предшествовавшие геологические эпохи. Распределение же современных грязевых вулканов обусловлена геотектонической и структурной зональностью. Для грязевых вулканов, связанных с нефтяными и газовыми месторождениями, геотектоническая зональность проявляется особенно ярко. Все они приурочены к альпийской складчатости. Структурная зональность сказывается в том, что почти все грязевые вулканы связаны с антиклинальными складками.

Нефтяным вулканоидам посвящена обширная литература. Прежде всего необходимо отметить работы академика И. М. Губкина (1933, 1934) и его школы, С. Ф. Федорова (1935, 1939, 1940), В. А. Сулина (1926, 1939), П. П. Авдусина (1935, 1939, 1948). Следует также отметить вклад в изучение вулканоидов, сделанный А. Д. Архангельским (1925), А. А. Якубовым (1935, 1938, 1940), В. В. Белоусовым (1936, 1937), а также С. А. Ковалевским (1927–1940), К. П. Калицким (1914–1916, 1924), Э. А. Штебером (1909–1940), С. Р. Зубером (1921–1927) и многими другими, работы которых позволяют сказать, что нефтяные вулканоиды в СССР изучены так, как ни в одной стране. Этим мы обязаны плановости в научной работе и ее связи с запросами практики.

Большинство нефтяных вулканоидов приурочено к нефтяным и газовым месторождениям Средиземноморской геосинклинальной зоны. При этом наиболее типично и в наибольшем числе нефтяные вулканоиды развиты в пределах СССР. Особенно их много в КрымскоКавказской геологической провинции. На Керченском и Таманском полуостровах насчитывается более 50 вулканоидов. Встречаются они и в Грузии. Особенно много вулканоидов в Азербайджане. Здесь, главным образом на Апшеронском полуострове, а также на прилегающих островах Бакинского архипелага, насчитывается до 180 вулканоидов. Имеются они в Южном Дагестане.

Извержения грязевых вулканов происходят не только на суше, но и под водой. В результате образуются новые острова, которые существуют весьма кратковременно. Они описаны для Каспийского моря и района около Таманского полуострова (М. В. Абрамович, 1925, 1927; Э. Блюмер, 1929; А. П. Герасимов, 1916; С. Р. Зубер, 1921, 1924; К. Ивашинцев, 1861;

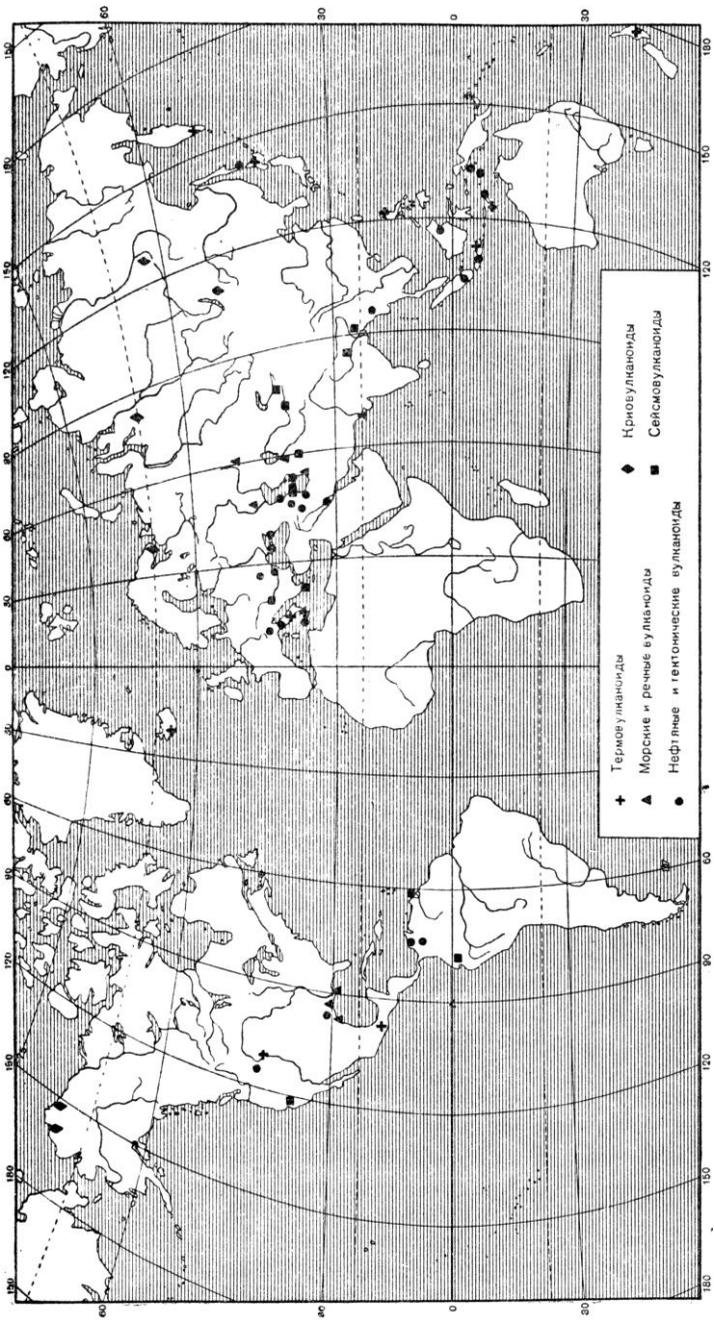


Рис. 29. Схематическая карта распространения вулканов (составлена Л. С. Кузнецовой в 1948 г.)

И. В. Малиновский, 1930,1940; И. В. Мушкетов, 1892; А. А. Якубов и Ш. Р. Азизбеков, 1938).

Восточнее Апшеронского полуострова грязевые вулканы известны в Закаспии и далее вне пределов СССР в Курдистане, Северном Иране, Месопотамии, в Бирме (район Минбу), на Араканских островах и Малайском архипелаге (Суматра, Ява, Борнео, Тимор и др.).

На запад от СССР, в пределах Средиземноморской геосинклинальной зоны, имеются вулканоиды в Румынии, в северной и центральной Италии (Эмилия), на о. Сицилия.

Значительно меньше грязевых вулканов известно для нефтяных районов Тихоокеанского кольца. В СССР они имеются в юго-восточной части о. Сахалина, а в западном полушарии – в Северной Америке (штаты Айдахо и Техас), на острове Тринидад и в Колумбии.

По характеру действия вулканоиды могут быть разделены на тектонические и собственно нефтяные. Первые приурочены к сильно дислоцированным областям, с перемятыми породами в ядре складок. Это большей частью диапировые структуры. Тектонические вулканоиды обладают многообразной деятельностью. Происходит выдавливание брекчии. Складкообразующие движения в раздробленных породах ядра периодически закупоривают выход газов. На глубине создается давление. Происходит взрыв с выбрасыванием обломков. Это обломки пород ядра складки от 1–2 см до нескольких метров в поперечнике. Глыбы размером в 2–3 м автор наблюдал в вулканоиде Ахтарма у ст. Карадаг на Апшероне.

Складчатые движения сопровождаются также выдавливанием брекчии. Такие вулканоиды характеризуются не только взрывами, но и спокойным выделением глинистого материала, сопочной брекчии, воды и газа. Иногда газ самовозгорается, и столб пламени усиливает внешнее сходство вулканоидов с магматическими вулканами. Наибольшие накопления материала, естественно, будут у тектонических вулканоидов. Самые значительные из них, с конусами высотой до 400–500 м, приурочены к району крупнейших в мире нефтяных месторождений Азербайджана, с его километровой нефтегазоводоносной продуктивной толщей и диапировыми структурами. Значительны вулканоиды на Таманском полуострове. На о. Тимор один из конусов достигает высоты в 36 м.

Другие вулканоиды в районах нефтяных месторождений, будучи приурочены к районам разломов, проявляются без взрывов и выдавливания брекчии. Поэтому в составе их накоплений нет крупного обломочного материала. Они спокойно выделяют сопочную брекчию, глинистый материал, воду и газ. Такие вулканоиды мы будем, следуя И. М. Губкину (1934), именовать сальзами. Обычная высота их конусов 4–6 м, но бывают иногда вулканоиды с конусами высотой в 10 и даже 15 м.

Кроме простых и сложных конусов, встречаются щитовидные образования с грязевым озером или грифоном с грязевым котлом. Высота грифонов обычно до 0,5–1 м. У тектонических вулканоидов, кроме того, имеются всевозможные комбинации этих форм, причем у одного же сложного вулканоида может быть несколько форм, которые изменяются во времени, в зависимости от характера и обилия извергаемого материала.

Газы тектонических и нефтяных вулканоидов биогенного происхождения. Они содержат, главным образом  $\text{CH}_4$  с примесью  $\text{CO}_2$  и  $\text{N}_2$ . Иногда наблюдается присутствие небольших количеств  $\text{H}_2$  и  $\text{H}_2\text{S}$ . В Азербайджане содержание  $\text{CH}_4$  более 90 %,  $\text{CO}_2$  от 0,1 до 6–7 %, остальное обычно составляет азот.

Рассмотренные вулканоиды характеризуются действием глубинных биогенных газов, накапливающихся в приподнятых частях структур со значительных площадей. Поэтому, даже при проявлении без взрывов и выдавливания брекчии, здесь имеют место значительные накопления глинистого материала.

Биогенные газы современных и четвертичных илов прибрежной части морей, рек и при особых условиях озер и болот, вследствие непрерывного выделения в атмосферу, естественно, не могут давать больших накоплений. Иногда такое выделение иловых газов дает вулканоиды с конусами, достигающими высоты не более 2 м. Поэтому образования эти почти не привлекали внимания исследователей, занимавшихся систематизацией псевдо вулканических явлений.

Морские вулканоиды известны в СССР в Эмбенском районе, на восточном побережье Каспийского моря у Чикишляра (Кипящий бугор). В Чикишляре группа солей извергает грязь и метан с примесью сероводорода.

На побережье Мексиканского залива, в штатах Луизиана и Техас, на площади в несколько тысяч квадратных километров развиты солязы диаметром в 5–10 м и высотой 1–2 м.

Озерные вулканоиды известны в районе оз. Султан-Санджар (А. И. Дзенс-Литовский, 1939, 1946), а также оз. Баин-Тухум в Гобийском Алтае (З. А. Лебедева, 1934) и в Австралии.

Речные вулканоиды известны в Чкаловской области в бассейне р. Кумак – притока р. Урала. Имеются они в нижнем течении р. Инда и в дельте р. Миссисипи, Около Нью-Орлеана выделение газа вызвало образование небольших солей, извергающих грязь с соленой водой и инфузориями. Газ ( $\text{CH}_4$  – 86 %,  $\text{CO}_2$  – 9,41 % и  $\text{H}_2$  – 4,39 %) здесь выделяется не только из речных, но и из морских илов.

Землетрясения вызывают появление сейсмо вулканоидов. Это наиболее кратковременно действующие из вулканоидов. Такие явления наблюдались в Квито – 4 февраля 1797 г., на побережье Коринфского залива – 26 декабря 1861 г., в долине р. Савы – 9 ноября 1880 г., на берегу озера Иссык-куль –

28 мая 1887 г., при Калифорнийском землетрясении 1906 г. По трещинам, образовавшимся при землетрясении, большей частью в местах их пересечения или там, где они достигают максимальной величины, образуются вулканоиды. Наибольшие конусы наблюдались в Ахайе, где высота их достигала 5 м, при диаметре основания 20 м и угле наклона 20°. Диаметр кратеровидных углублений (одного или нескольких) до 1 м. Сейсмовулканоиды, образовавшиеся при ашхабадском землетрясении в августе 1948 г., описаны В. П. Мирошниченко (1951).

Сейсмовулканоиды проявляются преимущественно в аллювиальных, реже озерных отложениях. При перечисленных выше землетрясениях выброшенный песок и глина образовывали аккумулятивные формы в виде конусов. Иногда, как в Ассаме 12 июня 1897 г., после выбросов песка с водой образуются воронкообразные углубления.

Появление сейсмовулканоидов обусловлено главным образом механическим действием сейсмической волны. Происходят разрывы на поверхности, сжатие нижележащих водоносных пород и выдавливание жидких масс – воды с песком или глиной.

Некоторую роль играет и газ, выделяющийся из речных или озерных илов. Выделение  $H_2S$  отмечено при извержениях вулканоидов в Ахайе, в долине р. Савы, на берегу оз. Иссык-куль. Вероятно, выделяется и  $CH_4$ , но в обстановке землетрясений это осталось неотмеченным. Сероводород был замечен по своему резкому запаху. Сейсмовулканоиды отличаются от других типов действием в основном под влиянием гидравлических ударов и выбрасыванием песка. Роль газа, по-видимому, второстепенна.

Особую группу представляют к р и о в у л к а н о и д ы . Их отметил еще в 1868 г. Л. Миддендорф. Данные о них имеются у В. Н. Сукачева, А. А. Львова, С. Л. Кушева и других. Заслуживает внимания описание И. И. Гладцина (1936). В районе Доронинского содового озера имеются сальзы высотой до 1,5 м и шириной у основания конуса до 3–5,5 м при ширине кратера до 0,75 м. Образуются они в марте – апреле, когда зимнее промерзание деятельного слоя, идущего от поверхности к верхней границе вечной мерзлоты, приводит к смыканию горизонтов. Продолжающийся подток воды из участков, расположенных выше, вследствие грунтового потока, приводит к образованию в пониженных местах, в данном случае по берегам озер, гидролаколитов и криовулканоидов. Автор считает, что последние образуются там, где имеется большее скопление газов из органических озерных илов –  $CH_4$ ,  $H_2S$  и  $HF$  (?). Давлением газов прорывается по трещинам вершина мерзлотного бугра и образуется криовулканоид. Он выбрасывает тончайший жидкий ил с содержанием газа. Если давление газа недостаточно, то происходит смерзание бугра в гидролаколит. Протыканием палкой вершины гидролаколита можно превратить его в криовулканоид. По замерам

в июле 1929 г. температура ила была: на поверхности 15°, на глубине 0,2 м +4°, на 0,5 м +1,5° и на 1 м 0° С. Далее шестом прощупывался либо пласт вечной мерзлоты, либо ледяная линза. В районе Хада-Булака трещины, по которым выливается грязь, образуются за счет льда. Возможно, по-видимому, образование криовулканоидов в субаквальных условиях. Аналогичен, по-видимому, генезис криовулканоидов в тундрах. Здесь только органические илы, главным образом почвенно-болотного происхождения.

Криовулканоиды в СССР развиты в зоне вечной мерзлоты. Известны они и в Северной Америке (рис. 29).

Таким образом, чисто газовыми вулканоидами являются термовулканоиды, нефтяные, морские, озерные и речные. Тектонические, криовулканоиды и сейсмическoвулканоиды образуются не только движением газа с водой, но и какой-либо другой силой (тектонической, действием льда, землетрясением).

Как уже указывалось, вулканоиды являются своеобразными восходящими источниками, отличающимися от обычных наличием взвешенных глинистых частиц. Воды вулканоидов приурочены к трещинам, каналам и являются типичными жильными водами. На поверхности воды вулканоидов заполняют кратер.

Химический состав вод вулканоидов зависит от ряда факторов: происхождения вод, скорости их передвижения, литологического состава и проницаемости пород, по которым проходит выводной канал, его глубины и сечения, наличия или отсутствия водоносных горизонтов на его пути, формы и размеров эруптивного аппарата на поверхности, деятельности микроорганизмов и т. д. Влияют также климатические условия данной местности. Состав вод зависит также от характера деятельности вулканоидов. При интенсивных и частых извержениях вулканоидов химизм вод будет больше приближаться к составу исходных (материнских) вод, порождающих его деятельность. При замедленном действии вулканоидов длительный контакт со вмещающими породами и климатические условия будут оказывать большее влияние.

Изучение химизма вод вулканоидов позволяет выделить ряд гидрохимических фаций. Гидрохимическая фация вулканоидов – это участок кратера или канала, воды которого характеризуются одинаковыми гидрохимическими свойствами, определяющимися по преобладанию каких-либо одних растворенных веществ.

Воды вулканоидов различных генетических типов изучены неодинаково. Большинство химических анализов относится к нефтяным и тектоническим вулканоидам КрымскоКавказской Провинции и Закаспия. Химические анализы и характеристика отдельных компонентов вод этих вулканоидов приведены в работах В. В. Белоусова и Л. А. Яроцкого (1936), С. А. Ковалева (1910), В. А. Сулина (1939), Л. А. Гуляевой (1939), Е. С. Иткиной (1939) и др.

Слабо освещен химизм вод термовулканоидов и криовулканоидов и отсутствуют данные по сейсмовулканоидам.

В восточном и юго-восточном Закаспии в районе полуострова Челекена, Небитдаг, Боядаг и Чикишляра вулканоиды имеют следующий состав газов:

|          |   |
|----------|---|
| Челекен  | $\text{CH}_4\text{-C}_2\text{H}_6\text{-CO}_2$                |
| Небитдаг | $\text{CH}_4\text{-CO}_2$                                     |
| Боядаг   | $\text{CH}_4$   |
| Чикишляр | $\text{CH}_4\text{-CO}_2, \text{CH}_4\text{-N}_2\text{-CO}_2$ |

Воды вулканоидов Чикишляра характеризуются минерализацией 14,52–348,85 г/л и относятся к хлоридно-натриево-сульфатной, а при десульфации хлоридно-натриево-гидрокарбонатной гидрохимическим фациям.

Данные о составе газов вулканоидов Закаспия приведены в табл. 64.

Таблица 64

**Средний состав газов вулканоидов Восточного и Юго-восточного Закаспия**

| Район                  |          | Число анализов | $\text{CH}_4$ | Общий состав газов, в %                |               |                            |        |
|------------------------|----------|----------------|---------------|--|---------------|----------------------------|--------|
|                        |          |                |               | $\text{C}_2\text{H}_6$ и более тяжелые | $\text{CO}_2$ | $\text{N}_2$ + редкие газы | Сумма  |
| Восточный Закаспий     | Челекен  | 4              | 89,04         | 3,42                                   | 2,07          | 5,51                       | 100,03 |
|                        | Небитдаг | 3              | 96,66         | 1,42                                   | 1,22          | 0,50                       | 99,80  |
|                        | Боядаг   | 5              | 96,24         | 0,79                                   | 0,67          | 2,29                       | 99,99  |
| <b>Всего</b>           |          | 12             | 93,84         | 1,92                                   | 1,28          | 2,95                       | 99,99  |
| Юго-восточный Закаспий | Чикишляр | 9              | 85,09         | 0,78                                   | 7,34          | 6,69                       | 99,90  |
| <b>Итого</b>           |          | 21             | 90,14         | 1,38                                   | 3,87          | 4,54                       | 99,93  |

Наиболее многочисленны нефтяные и тектонические вулканоиды юго-западного Кавказа. Средний состав газов, по А. Б. Ронову (1951),  $\text{CH}_4\text{-N}_2\text{-CO}_2$ . Имеются также грязевые вулканоиды с газами  $\text{CH}_4\text{-CO}_2\text{-N}_2$ . Воды, по данным С. А. Ковалевского (1940), относятся к  $\text{Cl-Na-HCO}_3$ ,  $\text{Na-Cl-HCO}_3$ ,  $\text{HCO}_3\text{-Na-Cl}$ , и другим гидрохимическим фациям с минерализацией 2–250 г/л, причем они часто не содержат сульфатов. По составу эти воды сходны с водами нефтяных месторождений, которые питают вул-

каноиды. Отсутствие сульфатов является следствием жизнедеятельности микроорганизмов.

Вулканоиды Таманского полуострова, насчитывающие полтора десятка групп, в большинстве имеют состав  $\text{CH}_4\text{-CO}_2\text{-N}_2$ . Отдельные кратеры имеют состав  $\text{CH}_4\text{-N}_2\text{-CO}_2$ . Воды с минерализацией 9–20 г/л относятся к хлоридно-натриево-гидрокарбонатной и реже гидрокарбонатно-натриево-хлоридной гидрохимическим фациям. Содержание сульфатов невелико, что связано с восстановлением их десульфатирующими бактериями. Обогащение гидрокарбонатным ионом В. В. Белоусов и Л. А. Яроцкий (1936) объясняют окислением органического углерода бактериями и подтоком поверхностных гидрокарбонатных вод.

На Керченском полуострове насчитывается до 20 групп вулканоидов. Газы их в среднем  $\text{CH}_4\text{-CO}_2\text{-N}_2$ , а для отдельных сопок имеем  $\text{CO}_2\text{-CH}_4\text{-N}_2$  и  $\text{CH}_4\text{-N}_2\text{-CO}_2$ . Вода относится к гидрокарбонатно-натриево-хлоридной гидрохимической фации с минерализацией 13–17 г/л (В. В. Белоусов и Л. А. Яроцкий, 1936).

Дополнив данные А. Б. Ронова (1951), получим следующий средний состав газов нефтяных вулканоидов (табл. 65).

Т а б л и ц а 65

**Средний состав газов вулканоидов Закаспия, Кавказа и Крыма**

(по Л. Б. Ронову, 1951)

| Области распространения вулканоидов | Число анализов | $\text{CH}_4$ | Общий состав газов, в %                |               |                            | Сумма  |
|-------------------------------------|----------------|---------------|--|---------------|----------------------------|--------|
|                                     |                |               | $\text{C}_2\text{H}_6$ и более тяжелые | $\text{CO}_2$ | $\text{N}_2$ + редкие газы |        |
| Юго-восточный Закаспий              | 9              | 75,09         | 9,78                                   | 7,34          | 6,69                       | 99,90  |
| Восточный Закаспий                  | 12             | 93,84         | 1,92                                   | 1,28          | 2,95                       | 99,99  |
| Юго-восточный Кавказ                | 76             | 92,50         | 0,70                                   | 2,10          | 4,30                       | 99,60  |
| Таманский полуостров                | 27             | 88,60         | 0,10                                   | 8,40          | 2,90                       | 100,00 |
| Керченский полуостров               | 27             | 79,50         | 0,20                                   | 18,40         | 1,90                       | 100,00 |

Обращает на себя внимание закономерное уменьшение среднего содержания  $\text{CH}_4$  и увеличение  $\text{CO}_2$  от восточного Закаспия на запад через юго-восточный Кавказ к Таманскому и Керченскому полуостровам и на юг к юго-восточному Закаспию. Содержание  $\text{N}_2$  максимально на юго-западной Кавказе и в Закаспии и убывает на восток и северо-восток. Вслед за А. Б. Роновым (1951) можно выделить два типа газоносных провинций: 1) провинцию юго-восточного Кавказа и восточного Закаспия, газы которой характеризуются господством метана и преобладанием азота

над углекислотой и сравнительно высоким средним содержанием тяжелых углеводородов; 2) провинцию юго-восточного Закаспия, северо-западного Кавказа и Крыма, в газах которой меньшее количество метана и тяжелых углеводородов, а углекислота преобладает над азотом. Пользуясь данными А. Б. Ронова, можно по методу В. П. Савченко (1935) определить возраст газов вулканоидов Кавказа и Крыма (табл. 66).

Таблица 66

**Возраст газов вулканоидов Кавказа и Крыма**

(по А. Б. Ронову 1951 и Г. А. Максимовичу)

| Область распространения вулканоидов | Число анализов | Редкие газы, в % |       | Возраст, в млн. лет по формуле $\text{He}/\text{Ar} \cdot 7,71 \cdot 10^7$ |
|-------------------------------------|----------------|------------------|-------|--|
|                                     |                | He               | Ar    |  |
| Юго-восточный Кавказ                | 12             | 0,004            | 0,017 | 18,14  |
| Таманский полуостров                | 27             | 0,002            | 0,030 | 5,14   |
| Керченский полуостров               | 24             | 0,005            | 0,017 | 22,70  |

Таблица указывает на третичный возраст вод, питающих вулканоиды, что вполне соответствует геологическим данным. Несколько меньший возраст для Таманского полуострова, возможно, связан с подтоком поверхностных вод.

Воды нефтяных и тектонических вулканоидов Азербайджана и Туркмении характеризуются главным образом хлоридной и гидрокарбонатной гидрохимическими формациями. Единичны воды натриевой (и сульфатной) гидрохимических формаций.

Воды хлоридной гидрохимической формации представлены тремя гидрохимическими фациями: хлоридно-натриево-кальциевой, хлоридно-натриево-сульфатной и хлоридно-натриево-гидрокарбонатной. Минерализация хлоридно-натриевых гидрохимических фаций достигает 291,8–393 г/л. Эти воды содержат бор, бром и йод и по составу близки к водам нефтяных месторождений. Микрофлора их также родственна микрофлоре нефтяных месторождений. Газ представлен метаном с незначительной примесью углекислоты и азота. На Таманском и Керченском полуостровах вод хлоридно-натриево-кальциевой гидрохимической фации не встречено. Газы здесь содержат меньшее количество  $\text{CH}_4$  и тяжелых углеводородов, а  $\text{CO}_2$  преобладает над  $\text{N}_2$  (А. Б. Роков, 1951).

Воды гидрокарбонатной гидрохимической формации слабо минерализованы. Они представлены гидрокарбонатно-натриево-хлоридной и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевой гидрохимическими фациями с минерализацией до 30,4 г/л. Эти гидрохими-

ческие фации являются, вероятно, результатом изменения вод хлоридной гидрохимической формации в поверхностной геодинамической зоне.

В илах грязевых вулканов происходит накопление серы, аммония, закисных соединений железа и т. д. Поэтому некоторые вулканоиды имеют бальнеологическое значение.

Воды термовулканоидов относятся к хлоридно-натриево-сульфатной, сульфатно-кальциево-натриевой, натриево-кальциево-сульфатной и  $\text{SO}_4\text{-Fe-Al}$  гидрохимическим фациям, отличающимся незначительной минерализацией. Воды кислые, содержат свободную серную кислоту, сероводород и бывают холодными и высокотемпературными. Некоторые из них богаты редкими элементами. Почти во всех водах термовулканоидов присутствуют мышьяк, цинк и сурьма; широко распространен бор. В газах преобладает углекислота и в небольшом количестве азот и углеводороды. Воды термовулканоидов также имеют лечебное значение.

Воды криовулканоидов, сейсмовулканоидов, а также морских, речных и озерных вулканоидов, вероятно, характеризуются гидрохимическими фациями, состав которых зависит от гидрологической и гидрогеологической обстановок, а также климата, которые изменяют состав исходных вод, их питающих.

Изменение минерализации вод вулканоидов происходит по вертикали.

## НЕКОТОРЫЕ СВЕДЕНИЯ О ХИМИЧЕСКОМ СОСТАВЕ МОРСКИХ ВОД<sup>1</sup> (И ЛЬДОВ)

В океане – в гидросфере – в жидкой воде собирается большая часть всей воды земной коры, образуя на поверхности планеты огромное скопление однородной в основной части массы вещества, ни для какого другого земного соединения... не повторяемое.

*В. И. Вернадский*

Настоящая книга посвящена химической географии вод суши. Поэтому для морей мы ограничимся самыми краткими сведениями, которые приводятся в связи с тем, что океан является важным звеном в миграции воды на Земле.

В океанах и морях сосредоточено  $1372,2 \cdot 10^6$  км<sup>3</sup>, или 83,5 % всей воды земного шара.

Океан – это сложная и динамическая физико-химическая система, отличающаяся высокой химической активностью. Химическая деятельность моря не ограничивается его пределами. Как было показано в главе 1, она оказывает влияние на состав облачных вод и атмосферных осадков. На суше химическое влияние моря не ограничивается прибрежной полосой, а через осадки охватывает почти всю ее поверхность. На дне морей в осадках образуются иловые воды, которые превращаются в воды осадочных пород. Состав всех осадочных пород всех геологических эпох прошлого связан с растворенными веществами вод океана.

Океаническая вода отличается чрезвычайным разнообразием минеральных и органических компонентов, которые неразрывно связаны. Населяющие океаны и моря растительные и животные организмы также тесно связаны с этими компонентами. Основные компоненты химического состава морской воды характеризуются исключительным постоянством количественных соотношений как в пространстве, так и за время изучения их химизма.

Из общей солевой массы морской воды 99,9 % приходится на восемь элементов: хлор, натрий, калий, магний, кальций, серу (в виде SO<sub>4</sub>), углерод (CO<sub>3</sub>) и бром, количество каждого из которых составляет более 0,1 %. Остальные химические элементы встречаются в весьма небольших количествах и образуют группу микроэлементов, но они играют большую роль в химической динамике моря, так как участвуют в разнообразных процессах,

---

<sup>1</sup> Считаю своим долгом выразить благодарность Л. К. Блинову за ценные замечания и предоставление рукописи «Химия моря», данные которой здесь использованы.

протекающих в глубоких зонах. Микроэлементы имеют большое практическое значение вследствие того, что они обуславливают стимуляции? развития жизнедеятельности морских организмов или ее ограничение.

В океанах и морях, наблюдаются значительные закономерные колебания содержания микроэлементов, зависящие от широты и долготы, глубины и времени года (Л. К. Блинов, 1950). Они указывают на наличие направленных и определенных химических процессов, протекающих на глубинах, которые, однако, не приносят к потере морской водой ее особенностей. Химический состав вод океана неповторим. Только в океане и в морях, сообщающихся с океаном, наблюдается многообразие состава и тождественность соотношения компонентов. Для солоноватых и пресных вод суши уже отмечается изменение этого соотношения. Это имеет место и в водоемах типа Каспийского моря, имевших в прошлые геологические эпохи сообщение с океаном.

Морские воды содержат растворенные минеральные вещества, газы и некоторое количество веществ в коллоиднодисперсной форме, а также суспензии и мути. Частицы последних имеют поверхности раздела с жидкой фазой воды. Следовательно, морские воды являются поддисперсной системой, составленной частицами различных размеров от коллоидных до грубых взвесей и мулей включительно. По Л. К. Блинову, эти дисперсии образуются за счет взвешенных и коллоидных веществ, принесенных реками и ледниками (флювиальные дисперсии), ветром и осадками (аэрогенные и золовые), а также химических и биологических процессов на глубинах (нерожденные).

Постоянство основного солевого состава океана при закономерном колебании микроэлементов является, по Л. К. Блинову; результатом комплекса обратимых процессов, проявляющихся в динамической физико-химической системе, при высокой подвижности вод. Постоянство состава океана — следствие взаимодействия и борьбы часто противоположных сил, стремящихся нарушить это постоянство.

Баланс воды океана своеобразен. Постоянно с поверхности океана испаряется почти чистая вода, большая часть которой вновь возвращается в виде осадков. Роль механического испарения была показана в главе I. Другая часть испарившейся воды переносится воздушными течениями на континенты и возвращается вновь в океан различными путями. Она поступает в виде поверхностного площадного (неруслового) стока, речных вод, спускающихся в море ледников или в результате фильтрации грунтовых, пластовых и других подземных вод и стока карстовых вод. Перемещение воды, сопровождающееся переносом солей, мы рассмотрим в историческом разрезе. Для этого необходимо учесть объем первоначального океана и его соленость. Общее количество солей будет, естественно, произведением объема этого океана на количество солей в единице объема.

Целый ряд данных позволяет считать, что океан на первых этапах своего существования имел меньшую концентрацию солей. Это устанавливается по биологическим данным (Л. А. Зенкевич), особенностями осадконакопления (Н. М. Страхов) и бедностью архейских отложений известняками (К. К. Марков, 1951). Моря и океаны вначале представляли собой огромные озероподобные бассейны с пресной или солоноватой водой. За счет вулканической деятельности, речного стока и других указанных ранее источников они постепенно осолонялись и к началу палеозоя их соленость становится близкой к современной. В верхнемеловую эпоху солевой режим океана, судя по населявшим его животным, уже близок к современному.

В дальнейшем первоначальный состав вод океана изменялся под влиянием ряда причин, которые обычно выявляются путем анализа солевого баланса.

Приходная часть баланса растворенных веществ океана следующая:

I. Поверхностный сток: а) вещества, принесенные реками; б) вещества, поступившие при таянии ледников, спускающихся в море; в) вещества, принесенные с побережий внерусловой водой, стекающей непосредственно в океан.

II. Поступление из атмосферы: а) вещества, выброшенные вулканами в атмосферу и поступившие с осадками; б) соли, поступившие в атмосферу с суши и выпавшие как непосредственно, так и с осадками<sup>1</sup>.

III. Подземный сток; а) соли, принесенные при разгрузке грунтовых, пластовых и других подземных вод путем фильтрации в океан; б) соли, принесенные при разгрузке карстовых и трещинных вод путем подземного стока в океан.

IV. Растворение водой. Сюда относятся вещества, поступающие путем растворения берегов и отложений дна океана.

Расходная часть баланса растворенных веществ вод океана следующая:

I. Ветровой вынос.

II. Осадкообразование<sup>2</sup>.

III. Фильтрация: а) фильтрация в донные отложения с образованием иловых вод; б) фильтрация в берега.

Рассмотрим вкратце некоторые статьи солевого баланса океана.

Из поверхностного стока основным источником поступления солей в океан являются реки. В главе IV мы показали, что они выносят в него ежегодно  $3 \cdot 10^9$  т. Многочисленные подсчеты по

---

<sup>1</sup> Соли, поступившие из океана в атмосферу и вернувшиеся в него с атмосферными осадками. Это циклические соли и в приходной части баланса их учитывать нельзя.

<sup>2</sup> Часть растворенных веществ, выпавших в осадок, и веществ, попавших путем фильтрации в береговые и донные отложения, являются циклическими. Они за геологическое время несколько раз оказывались на суше и вновь выносились в океан.

элементам, не образующим осадки морского дна (Na, Cl), показывают (К. К. Марков, 1951), что речные воды могли принести соли, имеющиеся в океане за 150–330 млн. лет. Можно согласиться с А. П. Виноградовым (1944), что солевая масса современного океана наполовину образовалась при разрушении магматических и других горных пород, а образовавшиеся при этом соли были внесены реками.

Другие элементы поверхностного стока играют весьма малую роль. Количество веществ, поступающих при таянии ледников, спускающихся в моря, а также приносимых с побережий стекающей по поверхности водой, ничтожно.

Из атмосферных поступлений наиболее важное место занимают продукты вулканизма. Л. С. Селиванов (1947) определяет количество хлора, ежегодно выбрасываемого вулканами в атмосферу, в  $n \cdot 10^6 - n \cdot 10^7$  т. Сделанный подсчет касается современной эпохи, характеризующейся сравнительно слабым развитием вулканизма. Однако и этого минимального количества достаточно, чтобы за время существования Земли в  $1,5 \cdot 10^9 - 2 \cdot 10^9$  лет вулкансы вынесли на дневную поверхность  $n \cdot 10^{15} - n \cdot 10^{16}$  т хлора. В океане в настоящее время содержится  $2,74 \cdot 10^{16}$  т хлора или почти столько же, сколько вынесли вулканы за  $2 \cdot 10^9$  лет. По А. П. Виноградову (1944), вторая половина солей океана образовалась за счет веществ, поступавших в атмосферу при вулканической деятельности.

Что же касается золотого переноса солей с суши в океан и поступления их с континентов через осадки, то масштабы этого явления невелики. В конечном итоге это тоже продукты разрушения магматических и других пород и, по А. П. Виноградову (1944), входят в первую половину солевой массы океана.

В главе III было указано на наличие в зоне избыточного увлажнения стока грунтовых вод в моря.

В главе IX приведены факты стока пластовых вод, а в главе VIII – карстовых. Для цифрового выражения подземного стока в океан данных еще мало.

Растворение водой океана берегов и особенно донных отложений также один из источников поступления солей, но следует иметь в виду, что зачастую наряду с растворением имеет место и выпадение солей.

Перейдем к расходной части солевого баланса океана.

Ветровой вынос солей мы уже рассмотрели в главах I и VII. Импульверизация морских солей, сопровождающаяся образованием ядер конденсации, дает поступление на сушу из океана не менее  $0,25 \text{ км}^3$  или  $7,7 \cdot 10^8$  т солей.

Роль осадкообразования весьма значительна. Коллоиды в виде  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_3\text{O}_3$ , а также Ca,  $\text{CO}_3$ , Mg и ряд элементов, встречающихся в весьма малых количествах (J, Cu, Pb и другие), превращаются в осадки, как путем непосредственного выпадения из раствора, так и в результате отмирания организмов, которые

извлекли их из воды. Так образуются громадные толщи известняков и других осадочных пород.

Подсчитаем расход растворенных веществ на образование месторождений галита и других солей. В главе VIII мы указали (рис. 22), что площадь, занятая обнаженными и погребенными солями, составляет до 4 млн. км<sup>2</sup>. Принимая среднюю мощность залежей в 50 м, или 0,05 км, будем иметь  $2 \cdot 10^5$  км<sup>3</sup>. Если учесть, что ряд месторождений каменной соли был разрушен в предыдущие геологические эпохи, то цифра эта будет значительно больше.

На фильтрации солей в берега мы не останавливаемся, так как этим путем образуются только циклические соли, вновь возвращающиеся в океан.

Рассмотрим фильтрацию в донные отложения или в иловые воды.

Иловые воды, оставшиеся в порах морских отложений, – источник расхода растворенных солей океана. При уплотнении они частично вновь отжимаются в океан, частично же остаются в илах вместе с растворенными в них солями. Иловые воды, как будет показано далее, обладают большей минерализацией, чем морские. Расход растворенных веществ океана путем фильтрации в нем и только на площади, занятой современными континентами ( $1,5 \cdot 10^6$  км<sup>2</sup>), при мощности осадочных толщ 10 км, пористости 12 % и минерализации иловых вод 35 г/л будет  $5 \cdot 10^{14}$  т. Общее же количество растворенных веществ в океане составляет (О. А. Алекин, 1948)  $4,6 \cdot 10^{16}$  т. Следовательно, на этой площади за геологическое время с иловыми водами будет вынесен 1 % от общего количества растворенных веществ.

Многообразие, химической природы океана связано с разнообразием состава компонентов и обилием факторов, ее определяющих.

Вода океанов и морей делится на активный слой, промежуточный (основной), придонный слой и иловую воду. Состав растворенных газов океана (по В. И. Вернадскому – его атмосфера) качественно сходен с составом атмосферы ( $N_2-O_2-CO_2$ ), но соотношение компонентов отлично и изменяется во времени и пространстве. С глубиной содержание кислорода уменьшается, но, как правило, он не исчезает даже в самых глубоких океанических впадинах. Лишь в исключительных случаях  $O_2$  отсутствует совершенно и в этих условиях вместо него появляется  $H_2S$  (Черное море).

Кислород, так же как и азот и благородные газы, поступает в подводную атмосферу из тропосферы. Кроме того, источником кислорода, а также и азота является планктон.

Углекислота в океаны и моря поступает за счет органической жизни, из атмосферы, с речной водой, при вулканических извержениях и из газовых струй минеральных источников. В зависимости от величины концентрации водородных ионов морская вода либо поглощает углекислоту из атмосферы, либо медленно

ее отдает. Таким образом, океан регулирует содержание углекислоты в атмосфере.

Поглощается углекислота при pH больше 8,1–8,2.

Изучение морской воды показало, что 90 % солей в ней электролитически диссоциировано, а 10 % не затронуто диссоциацией.

Океаны и моря характеризуются одной хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фацией. Эта гидрохимическая фация свойственна как мало минерализованному Балтийскому, так и рассольному Красному морю.

С. В. Бруевич (1948) опубликовал средний химический состав воды океана, включающий и растворенные атмосферные газы (табл. 67). Вместо 30 элементов, приводимых В. И. Вернадским (1933–1936), здесь учтено уже 50.

Таблица 67

**Средний химический состав воды океана при 5°C и 19 ‰ Cl**

(по С. В. Бруевичу 1948)

| № п/п | Элемент  |    | Атомный вес 1940 г. | Весовое содержание 1945 г. |   |
|-------|----------|----|---------------------|----------------------------|---|
|       |          |    |                     | в %                        | в г/кг, мг/кг, мг/т, мг/км <sup>3</sup> |
| 1     | Кислород | O  | 16,00               | 85,940                     | 859,370 г/кг                            |
| 2     | Водород  | H  | 1,0078              | 10,800                     | 108,020                                 |
| 3     | Хлор     | Cl | 35,457              | 1,898                      | 18,980                                  |
| 4     | Натрий   | Na | 22,997              | 1,056                      | 10,560                                  |
| 5     | Магний   | Mg | 24,32               | $1,272 \cdot 10^{-1}$      | 1,272                                   |
| 6     | Сера     | S  | 32,06               | $8,84 \cdot 10^{-2}$       | 884,0 мг/кг                             |
| 7     | Кальций  | Ca | 40,08               | $4,00 \cdot 10^{-2}$       | 400,0                                   |
| 8     | Калий    | K  | 39,096              | $3,80 \cdot 10^{-2}$       | 380,0                                   |
| 9     | Бром     | Br | 79,916              | $6,50 \cdot 10^{-3}$       | 65,0                                    |
| 10    | Углерод  | C  | 12,01               | $3,00 \cdot 10^{-3}$       | 30,0                                    |
| 11    | Азот     | N  | 14,008              | $1,70 \cdot 10^{-3}$       | 17,0                                    |
| 12    | Стронций | Sr | 87,63               | $1,33 \cdot 10^{-3}$       | 13,3                                    |
| 13    | Бор      | B  | 10,82               | $4,6 \cdot 10^{-4}$        | 4,6                                     |
| 14    | Кремний  | Si | 28,06               | $>2 \cdot 10^{-4}$         | $>2$                                    |
| 15    | Фтор     | F  | 19,00               | $1,30 \cdot 10^{-4}$       | 1,3                                     |
| 16    | Аргон    | Ar | 39,94               | $6,10 \cdot 10^{-5}$       | 610,0 мг/т                              |
| 17    | Рубидий  | Rb | 85,48               | $2,00 \cdot 10^{-5}$       | 200,0                                   |
| 18    | Литий    | Li | 6,940               | $1,00 \cdot 10^{-5}$       | 100,0                                   |
| 19    | Фосфор   | P  | 30,98               | $1,00 \cdot 10^{-5}$       | 100,0                                   |
| 20    | Йод      | J  | 126,92              | $5,06 \cdot 10^{-6}$       | 50,0                                    |
| 21    | Барий    | Ba | 137,36              | $5,00 \cdot 10^{-6}$       | 50,0                                    |
| 22    | Мышьяк   | As | 74,91               | $1,50 \cdot 10^{-6}$       | 15,0                                    |
| 23    | Цинк     | Zn | 65,38               | $1,00 \cdot 10^{-6}$       | 10,0                                    |
| 24    | Алюминий | Al | 26,97               | $<1 \cdot 10^{-6}$         | $<10$                                   |
| 25    | Железо   | Fe | 55,85               | $<1 \cdot 10^{-6}$         | $<10$                                   |
| 26    | Медь     | Cu | 63,57               | $6,00 \cdot 10^{-7}$       | 6,0                                     |
| 27    | Свинец   | Pb | 207,21              | $4,00 \cdot 10^{-7}$       | 4,0                                     |
| 28    | Марганец | Mn | 54,93               | $4,00 \cdot 10^{-7}$       | 4,0                                     |
| 29    | Селен    | Se | 78,96               | $4,00 \cdot 10^{-7}$       | 4,0                                     |
| 30    | Цезий    | Cs | 132,91              | $2,00 \cdot 10^{-7}$       | 2,0                                     |

Т а б л и ц а 67 (продолжение)

| №<br>п/п | Элемент  |    | Атомный<br>вес<br>1940 г. | Весовое содержание 1945 г. |  |
|----------|----------|----|---------------------------|----------------------------|--|
|          |          |    |                           | в %                        | в г/кг, мг/кг,<br>мг/т, γ/т,<br>мг/км <sup>3</sup> |
| 31       | Уран     | U  | 238,07                    | $1,50 \cdot 10^{-7}$       | 1,5 мг/т   |
| 32       | Молибден | Mo | 95,95                     | $5,00 \cdot 10^{-8}$       | 500 γ/т  |
| 33       | Галлий   | Ga | 69,72                     | $5,00 \cdot 10^{-8}$       | 500  |
| 34       | Торий    | Th | 232,12                    | $<5 \cdot 10^{-8}$         | <500   |
| 35       | Никель   | Ni | 58,69                     | $3,00 \cdot 10^{-8}$       | 300  |
| 36       | Ванадий  | V  | 50,95                     | $3,00 \cdot 10^{-8}$       | 300  |
| 37       | Церий    | Ce | 140,13                    | $3,00 \cdot 10^{-8}$       | 300  |
| 38       | Иттрий   | Y  | 38,92                     | $3,00 \cdot 10^{-8}$       | 300  |
| 39       | Лантан   | La | 138,92                    | $3,00 \cdot 10^{-8}$       | 300  |
| 40       | Криптон  | Kr | 83,7                      | $2,80 \cdot 10^{-8}$       | 280  |
| 41       | Висмут   | Bi | 209,00                    | $2,00 \cdot 10^{-8}$       | 200  |
| 42       | Неон     | Ne | 20,18                     | $1,10 \cdot 10^{-8}$       | 110  |
| 43       | Кобальт  | Co | 58,94                     | $1,00 \cdot 10^{-8}$       | 100  |
| 44       | Серебро  | Ag | 107,88                    | $9 \cdot 10^{-8}$          | 90   |
| 45       | Ксенон   | X  | 131,3                     | $9,40 \cdot 10^{-9}$       | 94   |
| 46       | Скандий  | Sc | 45,10                     | $4,00 \cdot 10^{-9}$       | 40   |
| 47       | Ртуть    | Hg | 200,61                    | $3,00 \cdot 10^{-9}$       | 30   |
| 48       | Гелий    | He | 4,00                      | $5,20 \cdot 10^{-10}$      | 5  |
| 49       | Золото   | Au | 197,2                     | $5,00 \cdot 10^{-10}$      | 5  |
| 50       | Радий    | Rd | 226,05                    | $0,2-3,0 \cdot 10^{-14}$   | 20-300 мг/км <sup>3</sup>                          |

Примечание, γ=0,001 мг.

В местах подтока пресных речных или подземных вод вблизи побережья в морях могут иметь место и другие гидрохимические фации. Это явление установлено в морях побережья Сибири где около устьев рек Оби, Енисея и Лены наблюдаются гидрокарбонатно-кальциевая гидрохимическая фация, а также гидрохимические фации, переходные между нею и хлоридно-натриево-сульфатной. Такое опреснение наблюдается также в Атлантическом океане, у устьев рек Луары и Амазонки.

### Иловые воды

Иловые воды океанов и морей распространены на огромной территории в 361 млн. км<sup>2</sup>. Они имеют большое значение, так как это начальная стадия подземных вод осадочных толщ, образовавшихся из морских илов. Диагенетические изменения происходят не только с илами, но и с их водами. В осадочных толщах видоизмененные иловые воды сохраняются в виде горной влаги глинистых отложений и реже во вмещаемых ими песчаногалечниковых коллекторах. Подземная атмосфера иловых вод характеризуется отсутствием кислорода. При неглубоком залегании илов газовой состав иловых вод N<sub>2</sub>-CO<sub>2</sub>, а для глубоких частей N<sub>2</sub>, N<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>S, N<sub>2</sub>-CH<sub>4</sub>

Иловые воды, или, по М. В. Кленовой (1948), грунтовые растворы морских осадков, весьма слабо изучены. Состав их, как и для озер, отличен от состава придонных морских вод. Придонная морская вода, захваченная илом, при уплотнении осадков частично выдавливается из ила вместе с заключенными в ней растворенными веществами. Оставшиеся иловые растворы несколько разжижаются за счет дегидратации коллоидных новообразований и распада органического вещества. Углекислота, выделявшаяся при распаде органического вещества, растворяет  $\text{CaCO}_3$  илов, который переходит в раствор и вступает в реакцию обмена с поглощающим комплексом глины. Придонная морская вода в илах превращается в видоизмененную иловую воду. Это связано с рядом причин. Во-первых, погребенные осадками придонные воды изменяются поглощающим комплексом морских осадков, а также за счет взаимодействия иловых вод и илов. Исследования поглощающего комплекса морских осадков весьма немногочисленны. Пропускание морской воды через песок (речной, но находившийся в соприкосновении с морской водой в течение двух лет) показало следующее (табл. 68).

Т а б л и ц а 6 8

**Поглощение ионов морской воды песком**  
(по М. В. Кленовой, 1948)

| Ионы           | Морская вода с соленостью<br>34,71 % | Та же вода после<br>фильтрации через песок |
|----------------|--------------------------------------|--|
| Na, K          | 10,91                                | 10,47                                      |
| Mg             | 1,392                                | 1,221                                      |
| Ca             | 0,4002                               | 0,4100                                     |
| $\text{SO}_4$  | 2,632                                | 2,463                                      |
| $\text{HCO}_3$ | 0,15                                 | 0,1460                                     |
| Cl             | 19,23                                | 18,04                                      |
|                | 37,71                                | 32,75                                      |
| pH             | 8,1                                  | 7,9  |

Происходит подкисление вод и небольшое изменение общей концентрации, а также кальция и магния. Последнее связано с обменной реакцией между ионами кальция, поступающими в морскую воду, и ионами натрия и магния, поглощенными песком. Весьма интересны результаты опытов А. Д. Архангельского и Э. С. Залманзон (1930). Промывка ила из Черного моря нормальным раствором  $\text{NH}_4\text{Cl}$  показала содержание поглощенного кальция 0,27 %, магния – 12, калия – 0,09, натрия 0,21 % от исходной навески. Такая же обработка другого образца дала, кальция – 0,68 %, магния – 0,11, калия – 0,07, натрия – 0,11 %. Авторы делают вывод, что в состав поглощающего комплекса морских осадков натрия входит в большем количестве, чем калии

Обработка раствором  $\text{NH}_4\text{Cl}$  глубоководного ила, который характеризуется более глубоким разложением органического вещества, чем в мелководном, дала: кальция – 0,27 %, магния – 0,11, калия – 0,11 и натрия – 0,06 %. Такая же обработка третичных (миоценовых) глин Северного Кавказа дала: кальция – 0,31 %, магния – 0,22, калия – 0,09 и натрия – 0,06 %, что подтверждает вывод авторов.

Соотношение щелочей и хлора в иловой воде оказалось выше, чем в придонной морской. В водных вытяжках из указанных ранее третичных глин оно было еще выше, что указывает на замещение натрия кальцием, причем натрий связан с  $\text{CO}_3$ , т. е. имеет место щелочная содовая вода.

Второй весьма распространенный в глубинных слоях морских илов процесс – это десульфатация под влиянием деятельности бактерий. Так, водные вытяжки из илов Черного моря показали уменьшение содержания сульфатного иона с глубиной. Кроме того с глубиной наблюдалось некоторое уменьшение содержания магния и кальция и увеличение содержания  $\text{CO}_3$ , а также хлоридов натрия, а иногда и калия.

Рассмотрим результаты некоторых из немногочисленных анализов морских иловых вод. Первое крайне несовершенное исследование конца прошлого столетия принадлежит Д. Меррею и Л. Ирвину (М. В. Кленова, 1948). Они изучали иловые воды «синего» ила, взятого около берегов Великобритании. Иловые воды получены из пробы, поднятой драгой. Несколько ведер илов (100 кг) подвешивалось в мешке из плотной материи и собиралась стекавшая в течение суток вода, кроме первых ее порций. Изучение отдельных порций из собранных 9 л воды показало, что эти иловые воды, так же как и морские, относятся к хлоридно натриево-сульфатной гидрохимической фации (табл. 69).

Т а б л и ц а 69

**Химический состав морской воды и вод «синего» ила**

(по М., В. Кленовой, 1948)

|               | Морская вода | Иловая вода | Увеличение (+)<br>или<br>уменьшение (–) |
|---------------|--------------|-------------|---|
| Cl            | 55,292       | 56,239      | +                                       |
| Br            | 0,188        | 0,191       | +                                       |
| $\text{SO}_4$ | 7,686        | 4,105       | –                                       |
| $\text{CO}_3$ | 0,207        | 2,258       | +                                       |
| Ca            | 1,198        | 1,075       | –                                       |
| Mg            | 3,745        | 3,809       | +                                       |
| K             | 1,108        | 1,127       | +                                       |
| Na            | 30,595       | 31,120      | +                                       |
| $\text{NH}_4$ | –            | 0,056       | ×                                       |
| В с е г о     | 100,02       | 99,98       | –                                       |

По данным этих анализов, в иловой воде по сравнению с морской наблюдается ряд изменений. Под влиянием десульфатизации уменьшается содержание  $SO_4$ . Это приводит к образованию сероводорода и выпадению в осадках сернистого железа в виде гидротроилита. Благодаря уменьшению процентного содержания сульфатов относительная роль остальных компонентов растет. Некоторое увеличение дают хлор, бром, магний. Разложение органического вещества приводит к появлению  $NH_3$ . Кроме того, образуется  $CO_2$ , под влиянием которого растворяется карбонат кальция илов и увеличивается относительное содержание гидрокарбонатного иона.

Иловые воды Баренцова моря изучались в 1928–1929 гг. М. В. Кленовой (1948), отжатые специальным прессом из проб осадков, взятых дночерпателем. Из 40–50 % воды в илах удавалось отжать половину и более. В грунте оставалось не более 20 %. На каждой станции удавалось отжать от 100 до 500 см<sup>3</sup> иловых вод, в зависимости от механического состава осадков. Отжатые иловые воды были мутны и после фильтрования имели желтую окраску и слегка опалесцировали. Кроме иловых вод, анализировались истинные придонные воды, взятые из трубки Экмана. Батометр же берет пробы с глубины нескольких метров над дном. Иловые воды, так же как и придонные, относятся к хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации (табл. 70).

Таблица 70

**Иловые и придонные воды северных морей**

(по М. В. Кленовой, 1948)

|                                | Белое море |         | Баренцово море |       | Баренцово море |       |
|--------------------------------|------------|---------|----------------|-------|----------------|-------|
|                                | I          | II      | I              | II    | I              | II    |
| pH                             | 7,95       | 7,60    | 8,20           | 7,60  | –              | –     |
| CO <sub>2</sub>                | 4,77       | 4,14    | –              | –     | –              | –     |
| Cl                             | 13,79      | 14,31   | 19,12          | 20,00 | 19,59          | 20,13 |
| SO <sub>4</sub>                | 2,19       | 2,23    | 2,73           | 2,96  | 2,84           | 2,92  |
| CaO                            | 0,63       | 0,57    | 0,61           | 0,61  | 0,62           | 0,63  |
| MgO                            | 1,76       | 1,59    | 1,83           | 2,12  | 2,22           | 2,24  |
| Na                             | –          | 8,56    | 12,30          | 11,21 | 11,56          | 11,06 |
| K                              | –          | 0,97    | 0,59           | 0,53  | 0,73           | 0,43  |
| Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,00018    | 0,00064 | –              | –     | –              | –     |
| n <sub>2</sub> O <sub>3</sub>  | нет        | 0,00008 | –              | –     | –              | –     |
| NH <sub>4</sub>                | нет        | 0,00272 | –              | –     | –              | –     |

Примечание. I – придонная вода из трубки Экмана; II – иловый раствор.

В результате установлено, что, как и для озер, иловые воды морей более концентрированы, чем придонные воды. Концентрация водородных ионов иловых вод, как и в приведенных выше

опытах с песком, ниже, чем у придонных вод. В отличие от данных для «синих» илов и Черного моря, в иловых водах сульфатов даже больше, чем в придонном слое. Наблюдается небольшое увеличение нитратов и аммиака.

С. В. Бруевич и Е. Г. Виноградова (1947) изучали но материалам 1935, 1936, 1939 и 1940 гг. иловые воды Каспийского моря (табл. 71).

Таблица 71

**Химический состав иловых и придонных вод Северного Каспия**

(по С. В. Бруевичу и Е. Г. Виноградовой, 1947)

|                                    | Ил    |      | Песчанистый ил |       | Илистый песок |       | Песок |       |
|------------------------------------|-------|------|----------------|-------|---------------|-------|-------|-------|
|                                    | I     | II   | I              | II    | I             | II    | I     | II    |
| Хлор (Cl), в г/кг                  | 5,55  | 5,52 | 5,47           | 5,57  | 5,46          | 5,58  | 5,50  | 5,51  |
| pH                                 | 8,34  | 7,91 | 8,34           | 7,64  | 8,36          | 7,45  | 8,36  | 7,47  |
| Фосфор фосфатный (P), в мг/л       | 0,16  | 1,14 | 0,005          | 0,035 | 0,007         | 0,030 | 0,009 | 0,036 |
| Кремний (Si), в мг/л               | –     | 23,5 | –              | 8,2   | –             | 6,0   | –     | 1,0   |
| Аммиачный азот (N), в мг/л         | 0,123 | 19   | 0,090          | 2,1   | 0,102         | 2,8   | 0,034 | 0,57  |
| Железо минеральное (Fe), в мг/л    | –     |      |                | 0,7?  | –             | 0,21  | –     | 0,31  |
| Окисляемость O <sub>2</sub> в мг/л | 2,5   | 6,1  | –              | 3,5   | 1,8           | 6,0   | 1,7   | 4,7   |

Примечание. I – придонная вода; II – иловый раствор.

Сопоставление приведенных и других анализов показывает, что в иловых водах по сравнению с придонными морскими наблюдается:

- 1) уменьшение концентрации водородных ионов;
- 2) увеличение общей минерализации за счет хлора, кальция, магния и биогенных элементов;
- 3) значительное накопление биогенных элементов: углерода, азота, фосфора, кремния и железа;
- 4) концентрация биогенных элементов (и большая общая минерализация) иловых вод свойственна наиболее тонким илам. Она уменьшается с увеличением крупности зерен, что связано с различием в интенсивности промывания донной водой.

Таковы основные немногочисленные материалы о химическом составе иловых вод, изучение которых составляет очередную задачу. Только накопление гидрохимических данных позволит дать химическую географию этой весьма важной разности вод.

## Морские льды

Морской лед может быть смешанного происхождения. Верхняя часть его образуется из атмосферного снега, а нижняя представляет результат замерзания воды. Средняя пористость морского льда 3 % (Г. А. Максимович, 1946). Морской лед Баренцева моря иногда имел, по Н. И. Зубову (1938), до 12–13 % пористости (по содержанию газов). Благодаря пористости льда в него проникают газы. Их состав  $N_2-O_2-CO_2$ ,  $N_2-O_2-Ar$  (табл. 72).

Т а б л и ц а 72

### Содержание газов в морском льду Баренцева моря

(в процентах объема) по Н. И. Зубову (1938)

| Ко пробы | CO <sub>2</sub> | O <sub>2</sub> | N <sub>2</sub> +редкие газы | Ar+тяжелые газы | $\frac{O_2}{N_2}$ |
|----------|-----------------|----------------|-----------------------------|-----------------|-------------------|
| 1        | –               | 18,3           | 81,7                        | 0,917           | 0,224             |
| 2        | 0,6             | 15,9           | 83,5                        | 0,905           | 0,190             |
| 3        | 0,5             | 16,5           | 83,0                        | 0,884           | 0,187             |
| 4        | 0,6             | 18,0           | 81,4                        | 0,944           | 0,223             |
| Среднее  | 0,4             | 17,2           | 82,4                        | 0,912           | 0,209             |

Следовательно, пустоты во льду заполнены главным образом атмосферным воздухом, который за счет процессов окисления и дыхания организмов, включенных в морской лед, содержит пониженное количество кислорода и повышенное – углекислоты.

Химический состав морского льда, который определяется путем анализа воды при его плавлении, обусловлен следующим. При быстром льдообразовании не вся морская вода успевает стечь, а часть рассола остается вкрапленной в лед в виде более или менее равномерно расположенных солевых ячеек. Часть рассола при всплывании ледяных кристаллов и их соединений, которые образовались на некоторой глубине под поверхностью моря, оказывается на поверхности нового льда и образует по верх н о с т н ы й р а с с о л .

Вследствие изменений температуры поверхностный рассол то твердеет, то превращается в жидкую «массу и медленно, но неизменно просачивается вниз.

Солевые ячейки, вкрапленные в толще льда, при понижении температуры выделяют добавочные соли льда, которые при последующем повышении температуры вновь переходят в раствор.

В тонких ледяных образованиях поверхностный рассол играет главную роль. С увеличением толщины появляются и солевые ячейки. Таким образом, в морском льду наблюдается сток поверхностного рассола в солевые ячейки и далее вниз в воду.

Рассмотренный вкратце процесс образования морского льда показывает, что гидрогенная его часть представляет кристаллы чистого льда с вкраплениями солевого раствора. Химический состав морского льда зависит от ряда факторов (Н. Н. Зубов, 1938). Прежде всего играет роль состав воды, из которой образовался морской лед, при этом соленость его всегда меньше солености этой воды. Большую роль играет скорость льдообразования, которая тем больше, чем ниже температура воздуха. Чем ниже эта температура, тем больше соленость нового льда.

|                            |      |      |      |       |
|----------------------------|------|------|------|-------|
| Температура воздуха, в °С  | -16  | -28  | -30  | -40   |
| Соленость нового льда, в ‰ | 5,64 | 8,01 | 8,77 | 10,16 |

Это связано с тем, что при более низких температурах образуются меньшие кристаллы, которые вследствие большей удельной поверхности удерживают больше рассола. Кроме того, при быстром замерзании меньше рассола просачивается между кристаллами.

При медленном стекании рассола соленость льда уменьшается сверху вниз.

|                         |      |      |      |      |
|-------------------------|------|------|------|------|
| Глубина слоя льда, в см | 0    | 13   | 45   | 95   |
| Соленость льда, в ‰     | 6,74 | 5,31 | 4,37 | 3,17 |

Играет также роль состояние моря во время образования льда. При спокойном море и отсутствии перемешивания воды образуется игольчатый лед, а при наличии перемешивания он похож на губчатую массу, пропитанную водой. При опытах с морской водой с соленостью 33,64 ‰ лед, образовавшийся в условиях покоя, имел соленость 19,3 ‰, а полученный при перемешивании около – 23,8‰ .

Соленость морского льда зависит от возраста – чем старше лед, тем меньше его соленость, что связано с просачиванием вниз солевого раствора. Так, для льдины через 60 часов после ее образования получаем следующие данные:

|                     |     |      |       |
|---------------------|-----|------|-------|
| Глубина слоя, в см  | 0–5 | 5–14 | 14–19 |
| Соленость льда, в ‰ | 25  | 13   | 12    |

В то же время для ледяного поля, образовавшегося 1,5 года назад, послойная соленость была следующей:

|                                |      |      |      |      |      |      |
|--------------------------------|------|------|------|------|------|------|
| Слой от поверхности поля, в см | 0    | 20   | 40   | 60   | 80   | 100  |
| Соленость, в ‰                 | 0,19 | 0,21 | 0,28 | 0,46 | 0,88 | 0,99 |

Эти данные показывают, как сильно опресняются верхние слои льда с течением времени.

Одним из факторов, определяющих состав льда, является высота его над поверхностью моря. Поэтому верхние части торосов, особенно в летнее время, очень быстро опресняются. Благодаря стеканию рассола лед тем преснее, чем он выше над поверхностью моря.

Максимальная соленость молодого льда установлена в 25,02 %. По наблюдениям в Карском море, изменение солености по вертикали в течение зимнего времени невелико. При усилении солнечной радиации и положительных температурах воздуха начинается опреснение льда до глубины 1 м; глубже за счет стекающих растворов соленость несколько повышается.

В талой воде морского льда по сравнению с морской водой замечается избыток карбонатов и сульфатов, отложившихся на стенках ячеек, и недостаток хлоридов, просочившихся с рассолом вниз в морскую воду.

Сокращенная химическая характеристика льдов Баренцова моря, по данным А. Ф. Лактионова (по Н. Н. Зубову, 1938):

| Возраст льда | Число наблюдений | Cl %  | $\frac{SO_3}{Cl}$ |
|--------------|------------------|-------|-------------------|
| Многолетний  | 6                | 0,006 | 0,4067            |
| Годовальный  | 19               | 0,404 | 0,1197            |
| Весенний     | 4                | 0,731 | 0,1187            |

По вертикали наблюдается следующее изменение  $SO_3/Cl$ .

| Глубина образца, от поверхности, в см | 0–5    | 20–35  | 45–50  | 65–70  | 80–85  |
|---------------------------------------|--------|--------|--------|--------|--------|
| $SO_3/Cl$                             | 0,1067 | 0,1134 | 0,1176 | 0,1185 | 0,1198 |

Это объясняют тем, что хлориды до температуры  $-23^\circ$  сохраняются в ячейках рассола и просачиваются в нижние слои льда, а затем в воду.

Айсберги, как образовавшиеся из атмосферных льдов, в верху, ней своей части представляют пресный лед. В глубоких же частях, которые погружены в воду; лед солоноватый.

|                         | Твердый остаток, в %                    | Хлор, в %                               | Сульфаты, в %                           |
|-------------------------|---|---|---|
| Выше поверхности океана | $2,7 \cdot 10^{-2} - 8,7 \cdot 10^{-2}$ | $7,2 \cdot 10^{-3} - 9,4 \cdot 10^{-3}$ | $7,8 \cdot 10^{-3} - 6 \cdot 10^{-4}$   |
| На глубине 1,2–1,6 м    | $2,2 \cdot 10^{-1} - 3,0 \cdot 10^{-1}$ | $9,7 \cdot 10^{-2}$                     | $1,4 \cdot 10^{-2} - 1,2 \cdot 10^{-2}$ |

Увеличение плотного остатка и хлора связано с проникновением морской воды в поры и трещины айсбергов.

---

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

### МИГРАЦИЯ ВОД НА ЗЕМЛЕ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ<sup>1</sup>

Вода на Земле находится в непрерывном движении. Все разновидности земных вод представляют стадии этого многообразного сложного движения. Природные воды меняют фазу (жидкую, твердую, газообразную). Они входят в состав организмов, которые представляют одну из ветвей перемещения природных вод. При этом поглощение воды растениями и транспирация представляют заметную величину. Вода высвобождается и при отмирании организмов.

Вода входит в состав минералов. Работами В. И. Вернадского (1941), Р. В. Тейс (1939, 1941, 1946), И. А. Касаткина (1941) изучен изотопный состав дождевых, озерных, речных, морских, минеральных вод, воды метаморфических пород и минералов.

Круговороты атмосферных и поверхностных вод обычно рассматриваются в физической географии и гидрологии. Большая же часть типов перемещения воды на Земле, где основным звеном круговорота являются подземные воды и даже кристаллизационные воды горных пород, не всегда учитывается не только в гидрогеологии, но и в геологии.

Перемещение вод, сопровождающееся переносом вещества в растворенном виде, – развивающийся процесс, проявляющийся как в смене фазы воды, так и в смене химического состава. Покажем это на некоторых ветвях единого процесса движения воды на Земле. Ветви или пути движения воды зависят друг от друга и обуславливают друг друга.

В океане, характеризующемся солеными водами хлоридно-натриево-сульфатной гидрохимической фации с минерализацией

---

<sup>1</sup> Первоначально опубликовано: Г. А. Максимович. Основные типы миграции воды на Земле, Природа, № 2, 1943, стр. 33–35; Г. А. Максимович. Гидрохимические фации поверхностных геосфер, Доклады АН СССР, т. 39, № 8, 1943, стр. 359–361; Г. А. Максимович. О скорости миграции воды на Земле, Доклады АН СССР, т. 96, № 4, 1954, стр. 803–804. Здесь печатается с дополнениями.

в среднем около 3,5 %, под влиянием солнечных лучей происходит испарение. Жидкая вода переходит в парообразное состояние. Произошла смена фазы и смена химического состава воды. Соленые воды превратились в почти пресные пары. Однако эта вода в виде паров и особенно капельножидких растворов не является химически чистой. В состав ее входят растворенные газы (азот, кислород, уголекислота и благородные газы). Происходит обогащение атмосферных вод растворенными веществами (продуктами вулканических извержений, морской солью, поднятыми с континентов в тропосферу солями, продуктами, выбрасываемыми в воздух при сжигании топлива и работе промышленных предприятий и т. д.).

Атмосферные осадки очищают тропосферу от взвешенных и растворимых веществ и приносят их на земную поверхность. Выше было подсчитано, что ежегодно на поверхность суши атмосферные осадки приносят около  $1 \text{ км}^3$  растворенных веществ. Значительна роль «внутреннего» солеоборота, особенно в засушливых областях.

Судьба атмосферных осадков, выпавших на континентах, и принесенных ими растворенных веществ различна. Часть осадков испаряется и возвращается в тропосферу. Оставшиеся осадки частично просачиваются в почву, частично стекают по поверхности и попадают в реки. Начнем рассмотрение с последней ветви перемещения воды.

Стекающие по поверхности осадки растворяют соли, находящиеся в поверхностном слое почв, и переносят их в реки, при этом минерализация вод растет. Если минерализация атмосферных осадков в момент выпадения была 30–100 мг/л, то в зависимости от географической зоны и местных условий она увеличивается до 100–150–200 мг/л. Несколько меньше растет минерализация талых снеговых вод. Все растворенные вещества выносятся в реки и, если не учитывать бессточные области, в океан.

Пресные, почти не минерализованные пары воды возвращаются в океан уже в виде речных вод, обладающих различной минерализацией.

Рассматриваемую ветвь движения вод можно кратко записать так:

1. Океан → испарение → осадки на суше → сток по поверхности → речной сток → океан<sup>1</sup>.

Следовательно, в данной ветви движения вод мы имеем проявление направленного процесса роста минерализации атмосферных осадков за счет очищения тропосферы, вымывания растворимых веществ с поверхности суши и переноса с континентов в океан. На суше происходит химическая денудация на

---

<sup>1</sup> Здесь, как и в дальнейшем, схематически указано основное направление перемещения вод.

11–12  $\mu$ /год, а в океане – накопление растворенных веществ. На этом пути вода меняла фазу, изменяла минерализацию и совершала перенос растворенных веществ. В случае образования снега число фаз воды еще увеличивается.

Мы здесь не рассматриваем испарение воды с поверхности океана и выпадение вновь в виде дождя, испарение части выпавших осадков и последующее их выпадение в новом месте и т. д., так как это будут другие ветви миграции воды, имеющие для нас меньший интерес.

Можно наметить еще следующие ветви движения воды:

2. Океан → испарение → осадки на поверхности озер → речной сток → океан.

При питании речных вод подземными водами, связанными с корой выветривания, основными ветвями будут:

3. Океан → испарение → осадки на суше → инфильтрация → почвенные воды → грунтовый сток → речной сток → океан.

4. Океан → испарение → осадки на суше → инфильтрация → карстовые воды → речной сток → океан.

5. Океан → испарение → осадки на суше → инфильтрация → трещинные воды → речной сток → океан.

6. Океан → испарение → осадки на суше → инфильтрация → пластовые ненапорные воды → источники → речной сток → океан.

Количество ветвей движения воды можно значительно увеличить.

Возьмем четвертую схему. В Гагринском районе и на побережье Адриатического моря в ряде случаев карстовые воды в виде воклюзских источников стекают непосредственно в море (на земной поверхности или под водой). Звено – речные воды – здесь выпадает. Схема третья может быть осложнена тем, что грунтовые воды вначале стекают в озеро, из которого уже вытекает река. Кроме того, одни подземные воды коры выветривания могут питать другие и т. д.

Основной результат химической деятельности всех рассмотренных ветвей (3–6) – это вынос растворенных веществ в океан. В бессточных областях – это перемещение веществ из более высоких точек в депрессии.

Довольно большую роль играет еще одна ветвь миграции воды на Земле. Она происходит в схеме:

7. Океан → испарение → осадки на суше → инфильтрация → пластовые напорные воды → источники (естественные и искусственные) → речной сток → океан.

Эта миграция учитывается как составляющая подземного стока речных вод.

В последнее время установлена фильтрация пластовых вод, минующая речную стадию, в Аральское и Балтийское моря. Этот вид перемещения воды не учитывается при изучении стока вод с кон-

тинента в океан. Гидрологическое значение этого вида миграции еще количественно не оценено.

Сравнительно малое значение имеет перемещение вод по такой схеме:

8. Океан → испарение → осадки на суше → инфильтрация → пластовые напорные воды → воды вулканов → испарение → осадки.

Приносимые в океан соли не только расходуются на образование химических и биогенных осадков, но и захороняются с отложениями, образуя иловые воды. Последние после диагенеза отложений превращаются в воды осадочных пород. Выведенные движениями земной коры выше уровня моря осадочные толщи содержат сингенетические воды пористых коллекторов и субкапиллярных пустот.

При вскрытии пористых коллекторов эрозией, трещинами или буровыми скважинами начинается смена сингенетических пластовых вод эпигенетическими. Движение вод происходит по схеме:

9. Океан → придонные воды → иловые воды → пластовые сингенетические воды → речные воды → океан.

Это миграция вод геологическая, могущая длиться сотни тысяч и до сотен миллионов лет. В процессе диагенеза и последующего метаморфизма происходит изменение состава и концентрации вод. Превращение осадков в породы и, в частности, образование цемента песчаников в известной степени обусловлено выпадением из водного раствора достигших предельной концентрации веществ иловых вод. Следовательно, часть растворенных веществ, принесенных ранее реками в море, превращается в составную часть осадочных пород. Если пластовые сингенетические воды коллекторов легко замещаются, то находящаяся в субкапиллярных пустотах вода вмещающих отложений остается сингенетической. За счет давления она постепенно отжимается в проницаемые песчаные коллекторы и может через источники и реки вновь быть принесенной в океан.

На этом можно было бы и закончить рассмотрение основных путей перемещения вод на земле. Однако освещение вопроса было бы неполным, если бы ограничиться только твердой, жидкой и газообразной фазами воды. Необходимо закончить рассмотрение этого направленного процесса перемещения веществ на Земле судьбой воды, которая вместе с осадочными породами попала в зону метаморфизма.

Осадочные породы, опустившиеся вместе с водами субкапиллярных пустот в зону метаморфизма, в условиях высоких температур и давлений превращаются в кристаллические сланцы. Воды пустот превращаются в кристаллизационную воду минералов. Иногда опять происходит превращение этой воды минералов по схеме:

10. Океан → придонные воды → иловые воды → диагенез → сингенетические воды осадочных пород → метаморфизация →

кристаллизационная вода водных минералов метаморфических горных пород → выветривание → испарение → осадки.

Большая же часть воды и растворенных веществ остается в составе минералов метаморфических пород.

Превращение в кислые изверженные породы происходит по схемам:

11. Океан → придонные воды → иловые воды → диагенез → сингенетические воды осадочных пород → метаморфизация → кристаллизационная вода водных минералов метаморфических горных пород → вода водных минералов кислых интрузивов (гранитов) → выветривание → испарение → осадки.

12. Океан → придонные воды → иловые воды → диагенез → сингенетические воды осадочных пород → метаморфизация → кристаллизационная вода водных минералов метаморфических горных пород → вода водных минералов кислых изверженных пород → вулканические извержения → выделение вулканических паров и их конденсация → атмосферные осадки.

Последние два круговорота показывают, что термин «ювенильные воды», предложенный Э. Зюссом (1902) для чистых девственных вод, не бывавших на дневной поверхности, имеет ограниченное применение. Сам автор этого термина несколько позднее, в 1908 г., отказался от него, так как по существу ювенильных вод нет. Выходящие с горячими источниками воды, а также пары вулканов в прошлом были морскими водами. Это подтверждается химическими анализами газов действующих вулканов. Изучение соотношения гелия к аргону и подсчет времени пребывания воды в земной коре всегда дает возраст, меньший возраста геосинклинали, к которой вулканы приурочены. Это показывает, что пары воды вулканов в прошлом были морскими водами, погребенными затем в данной геосинклинали. Исключение составляют, возможно, только пары воды некоторых вулканов островов в центре Тихого океана – там, где дно его не прошло геосинклиналию стадию.

Большая же часть вод и растворенных веществ, которые вошли в состав минералов метаморфических и кислых изверженных пород, остается в них. При денудации разрушение этих пород превращает их в конечном итоге в составную часть обломочных горных пород. Морские воды и растворенные вещества, прошедшие целый ряд превращений по схемам 10 и 11 и оставшиеся в составе метаморфических и кислых изверженных пород, вновь возвращаются в море, чтобы со временем стать составной частью осадочных пород морского происхождения.

Какое же значение для Земли имеет превращение морских вод и растворенных в них веществ в составную часть метаморфических и кислых изверженных пород? Вода, войдя в состав минералов, уменьшает удельный вес горных пород. Континенты, состоящие из осадочных, метаморфических и кислых изверженных горных пород, обладают меньшим удельным весом, чем, скажем,

состоящее из основных пород дна Тихого океана. За счет изостазии они все более возвышаются над уровнем океана. Увеличивается расчленение поверхности Земли. Единый процесс перемещения воды на Земле имеет своим следствием не только перенос растворенных (и, конечно, не рассматриваемых по характеру темы книги обломочных) веществ, но имеет значение и для планетной геоморфологии.

В заключение приведем несколько цифр, по В. И. Вернадскому (1933–1936), с несколькими исправлениями. Общее количество наземных и подземных вод составляет 4 квинтильона ( $4 \cdot 10^{18}$ ) т. Из них вес океанической воды равен 1,6 квинтильона ( $1,6 \cdot 10^{18}$ ) т.

Природные воды земной коры заключают в растворе от  $n \cdot 10^{23}$  до  $n \cdot 10^{24}$  г растворенных веществ<sup>1</sup>. Соляная масса океана составляет  $4,6-5,1 \cdot 10^{22}$  г. Реки ежегодно выносят в моря и озера и бессточные области  $3,75 \cdot 10^9$  т вещества. Вес воды наземных организмов  $4 \cdot 10^{19}$  г. Приводя эти данные в сравнимых цифрах, имеем:

1. Вес земной коры до глубины 20 км  $3,25 \cdot 10^{19}$  т
2. Вес растворенных веществ природных вод земной коры  $n \cdot 10^{17} - n \cdot 10^{18}$  т
3. Вес растворенных веществ океана  $4,85 \cdot 10^{16}$  т
4. Растворенные вещества, выносимые ежегодно реками к их устьям  $3,75 \cdot 10^9$  т
5. Вес воды наземных организмов  $4 \cdot 10^{13}$  т

Эти данные показывают, что природные воды земной коры заключают в растворе такое количество вещества, которое составляет проценты от веса земной коры (до 20 км). Реки же выносят в год в растворенном состоянии почти  $1 \cdot 10^{-8}$  % от веса земной коры и понижают за их счет земную поверхность на 12 микронов.

## СКОРОСТЬ МИГРАЦИИ

Рассмотрим темпы движения воды в различных геосферах. Для характеристики воспользуемся типичными скоростями движения воды в жидкой фазе в разных обстановках.

В атмосфере воздушными течениями вода перемещается со скоростями 3–30 м/сек. Скорость движения воды в реках и течений в морях и океанах 0,3–3 м/сек. В биосфере вода перемещается с разными скоростями. В наземных растениях (и животных) скорость 0,05–2,5 м/час.

Земная кора также является этапом в круговороте воды на земном шаре. Темпы этой миграции для разных типов подземных вод и геосфер различны. Намечается три основных типа миграции подземных вод по темпам: годовая, вековая и миллионолетняя.

---

<sup>1</sup>  $n$  здесь и дальше число от 1 до 9,

В коре выветривания для пластово-поровых подземных вод характерно прохождение атмосферными водами, являющимися основным источником их питания, подземного этапа за время, не превышающее года.

В областях с умеренно сухим, влажным и умеренно влажным климатом – от лесной и тундрово-лесной зоны на севере и до сухой степи на юге, а также в экваториальных тропических странах, где имеются поверхностные водотоки, существование рек круглый год обусловлено питанием подземными водами коры выветривания.

Атмосферная вода проникает до первого водоупорного горизонта путем инфильтрации и конденсации и проделывает путь от водораздела через аллювий террас в русло реки большей частью быстрее, чем за год. Еще быстрее перемещается вода в зоне аэрации, выше зеркала грунтовых вод, в виде верховодки и почвенных вод. Примерно таковы же темпы миграции воды в пластах стратисферы, вскрытых эрозией и характеризующихся отсутствием напора.

Пластово-поровые воды коры выветривания, находящиеся выше поверхности эрозионного вреза речных систем, разделены речными долинами на небольшие площади грунтовых вод. Эти площади значительно меньше бассейнов пластовых вод стратисферы. Размер площадей грунтовых вод зависит от развития речной сети в данной местности. Наличие врезанных в кору выветривания долин создает для каждой такой площади грунтовые потоки от водораздела к долинным ложам. Таким образом, поверхность эрозионного вреза разделяет воды с разными темпами миграции.

Воды стратисферы, залегающие ниже поверхности эрозионного вреза, необходимо по темпам миграции разделить минимум на две группы.

Первую группу составляют пластовые воды стратисферы, характеризующиеся движением подземных вод. Это пласты, вскрытые эрозией или тектоническими трещинами. Они имеют некоторое превышение выходов пласта в области питания над местом вскрытия эрозией или трещинами. В последнем пониженном участке за счет напора происходит истечение воды из пласта. Вследствие этого медленно (в течение тысячелетий) вода в пласте обновляется. Вода, попавшая из атмосферы и рек, пересекающих пласт в повышенных участках его выхода, пройдет весь путь до расположенного ниже выхода за весьма длительный срок. Следовательно, она вернется в поверхностный круговорот через века. Этот тип миграции мы будем называть вековым (слово «век» здесь имеет геологическое значение).

Подобный тип миграции мы имеем и имели в грозненских термах (Горячеводск, Брагуны, Серноводск). В той же стадии миграции находятся многие артезианские бассейны (Подмосковный, Северо-Украинский, Парижский, Дакотский и другие).

В геоантиклинальных областях подобные явления наблюдаются сравнительно часто ввиду значительной разности отметок. В платформенной обстановке вековая миграция нередко обусловлена вскрытием пластов буровыми скважинами.

Во вторую группу необходимо отнести пластовые воды стратисферы с третьим типом миграции подземных вод – в миллионлетия. В этом случае воды движутся по пласту со скоростью 0,2–2 км/млн. лет. Воды, попавшие в пласт в палеозое, перемещаются только в связи с орогеническими или эпейрогеническими движениями. Наиболее благоприятна платформенная обстановка, где могут сохраняться как сингенетические преобразованные иловые воды, так и эпигенетические – морского происхождения. Воды карбона в Прикамье и других районах северо-восточной части Русской платформы являются примером движения по пласту со скоростью 0,2–1,6 км/млн. лет (А. И. Силин-Бекчурин, 1949).

Человек, вскрывая пласт буровыми скважинами, добывает воду. В пласте начинается движение. После миллионов лет нахождения в стратисфере почти без движения, эти воды вновь возвращаются на дневную поверхность. Темп миграции меняется. Пласт получил сообщение с поверхностью, и начинается вековая миграция.

Перейдем теперь к жильным водам. Здесь мы остановимся только на карстовых и трещинных водах.

Карстовые и рудничные воды, так же как воды подземных пустот, характеризуются наибольшими темпами движения среди подземных вод. Однако, так как подземные воды карста приурочены не только к большим пустотам, но и к трещинам, то для карстовотрещинных вод скорости движения изменяются в широких пределах. В подрусловом потоке р. Чусовой была определена скорость 0,75–1 м/сутки. М. А. Гатальский (1948) указывает для трещиноватых и закарстованных нижнесилурийских известняков Прибалтики 26–1152 м/сутки. Здесь же подрусловой карстовый поток, ушедший в известняк, имел скорость 9600 м/сутки. Г. Н. Каменский (1943) указывает 2600–7900 м/сутки и Е. Принц (1933) 1028–24000 м/сутки. В качестве типичных скоростей движения карстово-трещинных вод Земли можно принять 1–1000 м/сутки. Большие скорости свойственны большим каналам в зоне горизонтальной циркуляции.

Следовательно, скорость движения трещинно-карстовых вод может быть отнесена к характерному для коры выветривания годовому типу. Атмосферные осадки, просочившиеся в районе водораздела карстовых вод, попадут в дренирующий водный поток (или в море) меньше чем за год. Здесь, однако, имеют место скорости движения и большие, чем для грунтовых вод.

Трещинные воды стратисферы, метаморфической и гранитной оболочек, развитые в геоантиклинальных областях, где эти геосферы вскрыты денудацией, обладают, по-видимому,

различными темпами. При атмосферном и речном питании эти воды продвигаются по трещинам сравнительно быстро. Для трещиноватых известняков Г. Н. Каменский (1943) указывает 1028–1992 м/сутки, а для трещиноватых глинистых известняков силура силурийского плато – 21,3–25,6 м/час, или 511–614 м/сутки. А. С. Храмушев (1941) указывает для слаботрещиноватых пород от 5–10 до 60–70 м/сутки и для сильнотрещиноватых более 60–70 м/сутки. Следовательно, трещинные воды в зоне выветривания необходимо отнести к годовому типу миграции.

Неясны темпы движения трещинных вод, в составе которых принимают участие их литогенные разности. Это обусловлено тем, что и сама категория литогенных вод, ранее называвшихся ювенильными, является в значительной степени гипотетической. Теоретически они могут мигрировать в миллионолетия.

Мы выделили три основных типа миграции подземных вод по темпам. Однако уже из изложенного намечается необходимость более детального подразделения. При этом разные геосферы обладают различными темпами миграции подземных вод. Данные о темпах движения воды в различных геосферах приведены в табл. 73.

Данные таблицы позволяют убедиться, что каждой геосфере присущи свои темпы движения воды в жидком состоянии. При этом убывание скорости от периферийных геосфер к глубинным представляет закон движения воды на нашей планете. Это связано с уменьшением пористости и проницаемости в этом же направлении (Г. А. Максимович, 1942, 1943, 1948).

Для подземных вод, как это было показано в главах VIII, IX, темпы миграции сказываются на химическом составе и минерализации. Чем медленнее движение, тем более минерализованы воды.

## МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ПРИРОДНЫХ ВОД

Все природные земные воды по концентрации солей, которые в них растворены, В. И. Вернадский (1933–1936) делит на 4 большие группы – пресные, солоноватые, соленые и рассолы. Границы между этими группами, выраженные в виде веса растворенных компонентов (в %), таковы:

- I. Пресные воды  $0-10^{-1}$ , или 1 г/л
- II. Солоноватые или слабо минерализованные  $10^{-1}-1$
- III. Соленые или минерализованные 1–5
- IV. Рассолы 5–40

Рассмотренные воды Земли распределяются по группам концентрации следующим образом (табл. 74).

Данные таблицы показывают, что минерализация земных вод изменяется в зависимости от планетной, географической и геоморфологической зональностей.

По геосферам наблюдаются следующие изменения минерализации

Темпы движения воды в различных геосферах

| Геосферы и оболочки         | Типы миграции  | Пластово-поровые подземные воды                       | Скорость движения воды  |                                     | Жильные воды              | Скорость движения, в м в год  |
|-----------------------------|----------------|---|-------------------------|-------------------------------------|---------------------------|-------------------------------|
|                             |                |   | в разных мерах          | в м в год                           |                           |                               |
| Атмосфера (тропосфера)      | Минутная       | –   | 3–30 м/сек              | $n \cdot 10^8 - n \cdot 10^9$       | –                         |                               |
| Гидросфера                  | Минутная       | –   | 0,3–3 м/сек             | $n \cdot 10^7 - n \cdot 10^8$       | –                         | –                             |
| Биосфера <sup>1</sup>       | Суточная       | –   | 0,05–2,5 м/час          | $n \cdot 10^2 - n \cdot 10^4$       |                           |                               |
| Кора выветривания           | Годовая        | Грунтовые воды  | 2–30 м/сутки            | $n \cdot 10^2 - n \cdot 10^4$       | Карстовые, 1–1000 м/сутки | $n \cdot 10^2 - n \cdot 10^5$ |
| Стратисфера (верхняя часть) | Вековая        | Пластовые воды эпигенетические                        | 1–10 м/год (условно)    | $n \cdot 10^0 - n \cdot 10^1$       | Трещинные, 5–620 м/сутки  | $n \cdot 10^2 - n \cdot 10^5$ |
| Стратисфера (нижняя часть)  | В миллионлетия | Пластовые воды сингенетические и палеозипгенетические | 0,2–2,0 км в $10^6$ лет | $n \cdot 10^{-2} - n \cdot 10^{-3}$ |                           |                               |

<sup>1</sup> Наземные растения и животные,

Распределение природных вод по группам концентрации

| Группы по концентрации                     | Атмосферные | Морские   | Речные  | Озерные                    | Почвенные | Грунтовые | Пластовые ненапорные | Карстовые | Вулканоидов | Пластовые напорные | Лед                            |
|--|-------------|---|---|----------------------------|-----------|-----------|----------------------|-----------|-------------|--------------------|--------------------------------|
| Пресные 0–1 г/л                            | +           | Малое значение в местах таяния айсбергов, подтока карстовых вод | Преобладают в зонах: тундровой, лесной, частично степной, тропической (и субтропической) и высокогорной |                            |           |           | +                    | +         | +           | +                  | Снег, ледники, вечная мерзлота |
| Солоноватые (слабоминерализованные) 0,11 % | –           | Некоторые моря  | Преобладают в зонах степной, полупустынь, пустынь   |                            |           |           | –                    | +         | +           | +                  | Морские льды, вечная мерзлота  |
| Соленые (минерализованные) 1–5 %           | –           | Океан   | –   | Преобладают в зоне пустынь |           |           | –                    | +         | +           | +                  | Морские льды                   |
| Рассолы 5–40 %                             | –           | Лагуны  | –   | Преобладают в зоне пустынь |           |           | –                    | +         | +           | +                  | –                              |

Примечание. + означает наличие, – отсутствие.

Воды тропосферы пресные. Ниже находится область дисимметрии. Океан характеризуется солеными водами. Соленоватые воды имеют место в морях, опресненных речными водами, и в местах подтока пресных грунтовых вод.

Пресные воды составляют небольшие пленки на поверхности соленой воды после длительных дождей и ливней или образуют небольшие участки в местах таяния айсбергов и подтока пресных карстовых вод.

Континенты характеризуются проявлением ряда закономерностей в распределении вод различной минерализации. Для речных и озерных вод, а также подземных вод коры выветривания (почвенных, верховодки, грунтовых, карстовых, трещинных) минерализация находится главным образом в зависимости от географической зональности.

Ниже поверхности эрозионного вреза минерализация зависит от своеобразного проявления геоморфологической зональности. С углублением в земную кору уменьшается подвижность подземных (главным образом пластовых) вод и растет минерализация.

### СОСТАВ ГАЗОВ ПРИРОДНЫХ ВОД

Выше был рассмотрен газовый состав различных природных вод. На основании этих данных составим схему, где газовый состав главных разностей земных вод показан в виде преобладающих компонентов, приведенных в порядке убывания их значения (табл. 75).

Таблица 75

**Состав газов надземных, поверхностных и подземных вод**

| Тропосфера $N_2 - O_2 - H_2O - CO_2$ |                    |  |                                     |
|--------------------------------------|--------------------|--|-------------------------------------|
| Гидросфера<br>(океан)                | Озерные воды       | Речные воды  | Почвенные воды                      |
| $N_2 - O_2$                          | $N_2 - CO_2 - O_2$ |  | $CO_2 - N_2 - O_2 - H_2O$           |
| $CO_2 - N_2 - O_2$                   |                    |  |                                     |
| Придонные воды                       |                    |  | Подпочвенные<br>воды<br>(грунтовые) |
| Верховодка                           |                    |  |                                     |
| $N_2 - CO_2,$<br>$N_2 - CO_2 - H_2S$ |                    | $N_2 - CO_2 - O_2$   |                                     |
| $N_2 - CO_2 - CH_4$                  |                    | $N_2 - CO_2 - O_2 - H_2S$<br>$N_2 - CO_2 - O_2 - CH_4$<br>$CO_2 - N_2 - O_2$ |                                     |
|                                      |                    | $N_2 - CO_2 - O_2$   |                                     |

Т а б л и ц а 75 (продолжение)

| Иловые воды  |   | Воды стратисферы<br>ненапорные                  | Карстовые  |
|--|---|---|--|
| Соленые  | Пресные   |   |  |
| CO <sub>2</sub> -N <sub>a</sub><br>CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> S | CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub> -O <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> S<br>CO <sub>2</sub> -N <sub>2</sub> -O <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub>             | N <sub>2</sub> -CO <sub>2</sub> -O <sub>2</sub> | N <sub>2</sub> -CO <sub>2</sub> -O <sub>2</sub><br>N <sub>2</sub> -CO <sub>2</sub>   |
|  | Воды стратисферы – напорные   |   | Воды<br>вулканойдов  |
|  | N <sub>2</sub> ,<br>NO-CO <sub>2</sub> ,<br>N <sub>2</sub> -CO <sub>2</sub> -H <sub>2</sub> S<br>N <sub>2</sub> -CO <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub> |   | CH <sub>4</sub> -N <sub>2</sub> ,<br>CH <sub>4</sub> -CO <sub>2</sub> ,<br>CO <sub>2</sub> -CH <sub>4</sub> ,<br>CH <sub>4</sub> |

По данным этой таблицы граница кислородной поверхности для суши имеет сложное очертание. Она проходит через грунтовые, карстовые, пластовые напорные воды, а также иловые воды рек и мелких озер. Это обуславливает большую интенсивность процессов окисления в зоне выветривания. Вместе с тем кислород расходуется на окисление.

По вертикали наблюдается не только убывание содержания кислорода, но и уменьшение роли азота. Азот в почвах осваивается бактериями. Наличие азота является признаком воздушного происхождения газов, растворенных в подземных водах. Преобладание азота указывает большей частью на интенсивную циркуляцию подземных вод или близость их к дневной поверхности.

В составе газов подземных вод убывание содержания кислорода и азота сопровождается увеличением роли углекислоты. Роль углекислоты (относительная) увеличивается за счет уменьшения содержания кислорода в составе подземных атмосфер. Кроме того, наблюдается и абсолютный рост содержания углекислоты за счет вулканических газов в молодых складчатых областях (альпийская зона), жизнедеятельности организмов и многих других причин. Жизнедеятельностью организмов обусловлено появление сероводорода и метана в газовом составе вод. Это придонные и иловые воды водоемов, водотоков, пластовые воды и воды вулканойдов.

## ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ФАЦИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ГЕОСФЕР

Рассмотрение состава атмосферных вод и гидрохимических фаций наземной гидросферы (реки и озера), океана, коры выве-

тривания (почвенные, грунтовые<sup>1</sup> воды), стратисферы (пластовые воды), а также вулканоидов показывает не только наличие общих для всех геосфер явлений, но и ряда специфических особенностей.

Гидрохимические формации поверхностных геосфер следующие (табл. 76).

Таблица 76

**Гидрохимические формации различных проявлений гидросферы**

| Гидрохимические формации | Проявления гидросферы |       |          |      |       |                    |           |           |           |                      |          |            |
|--------------------------|-----------------------|-------|----------|------|-------|--------------------|-----------|-----------|-----------|----------------------|----------|------------|
|                          | надземная             |       | наземная |      |       |                    | подземная |           |           |                      |          |            |
|                          | тропосфера            | океан | лед      | реки | озера | почвы <sup>1</sup> | грунтовые | карстовые | пластовые | ненепорные пластовые | напорные | вулканоиды |
| Кремнеземная             | -                     | -     | -        | +    | +     | +                  | +         |           |           |                      |          |            |
| Гидрокарбонатная         | +                     | +(?)  | +        | +    | +     | +                  | +         | +         | +         | +                    | +        | +          |
| Кальциевая               | -                     | -     | -        | +    |       | +                  | +         |           |           |                      |          |            |
| Нитратная                | -                     | -     | -        |      |       | +                  | +         |           |           |                      |          |            |
| Сульфатная               | +                     | -     | +        | +    | +     | +                  | +         | +         |           |                      | +        | +          |
| Натриевая                | -                     | -     | -        | +    | +     | +                  | +         |           |           |                      | +        | +          |
| Хлоридная                | +                     | +     | +        | +    | +     | +                  | +         | +         |           |                      | +        | +          |

Примечание. + означает наличие, - отсутствие.

<sup>1</sup> Имеется также R<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.

Дальнейшее изучение химического состава различных проявлений гидросферы позволит установить новые гидрохимические формации. Таблица 76 показывает, что повсеместное развитие имеют две гидрохимические формации: гидрокарбонатная и хлоридная.

Кремнеземная гидрохимическая формация типична для рек, озер, почвенных и грунтовых вод. Вероятно, она имеет большее распространение. Однако очень часто при химических анализах кремнезем не определяется. Кальциевая и натриевая гидрохимические формации весьма редки. Первая установлена для рек, грунтовых и почвенных вод и иногда, возможно, связана с загрязнением. Нитратная гидрохимическая формация известна только в районах с населенными пунктами в грунтовых (и почвенных) водах.

Сульфатная гидрохимическая формация также широко распространена и пока не установлена только в морских водах и некоторых подземных. Натриевая характерна для речных, озерных, почвенных, грунтовых и пластовых напорных и имеется в водах вулканоидов.

<sup>1</sup> А также карстовые воды.

Кроме того, возможна карбонатная гидрохимическая формация в содовых водах озер, почв, а также грунтовых и пластовых водах.

## **НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАСПРЕДЕЛЕНИИ ГИДРОХИМИЧЕСКИХ ФАЦИЙ НА ЗЕМЛЕ**

Сопоставление гидрохимических фаций надземных, наземных и подземных вод, а также пока еще весьма недостаточные данные о химизме льдов криосферы, позволяют наметить следующие основные особенности в их распределении.

Атмосферные осадки (жидкая и твердая фазы) представлены пресными гидрокарбонатными, хлоридными, а в городах и сульфатными водами.

Ниже поверхности земли и уровня Мирового океана находится пояс с дисимметрией гидрохимических фаций. Океаническая его часть характеризуется солеными водами, где преобладает хлоридно-натриево-сульфатная гидрохимическая фация со средней минерализацией 3,5 ‰. Это обусловлено перемешиванием вод течениями. Однообразие химического состава вод океана весьма мало нарушается только в поверхностных и глубинных приконтинентальных участках, в местах подтока более слабо минерализованных речных и подземных вод.

Континентальная часть пояса дисимметрии гидрохимических фаций характеризуется большим их разнообразием. Здесь намечаются по вертикали три геогидродинамические зоны, отличающиеся различными темпами движения вод, которые сказываются на их химическом облике.

Верхняя зона (эпизона), или зона циркуляции, характеризуется зависимостью гидрохимических фаций от географической зональности. Здесь образуются зоны различной интенсивности выноса солей и зоны соленакпления. Географическая зональность сказывается на поверхностных и подземных водах, связанных с корой выветривания (речных, озерных, иловых – речных и озерных, почвенных, грунтовых, трещинных и ненапорных пластовых). В зависимости от географической зоны, здесь преобладают: пресные воды Кремнеземной и гидрокарбонатной гидрохимических формаций, солоноватые воды сульфатной, натриевой, гидрокарбонатной и хлоридной гидрохимических формаций, соленые воды и рассолы хлоридной гидрохимической формации.

Геоморфологическая зональность проявляется в виде вертикальных макро-, мезо- и микрозон. Местные литологические, гидрологические и другие особенности также сказываются на составе вод. Деятельность человека изменяет химический состав вод верхней геогидродинамической зоны все возрастающими темпами и часто также изменяет химический состав вод.

Ниже находится средняя геогидродинамическая зона (мезозона), или зона обмена. Воды перемещаются здесь значительно

медленнее, обладая темпами миграции от векового до миллионлетнего. К этой зоне относятся главным образом пластовые напорные воды стратисферы. Помимо смены гидрохимических фаций по пласту – от выходов их – примерно в горизонтальном направлении, что является своеобразным проявлением геоморфологической зональности, наблюдается вертикальная зональность. Последняя различна для двух основных геотектонических обстановок – платформ и геосинклиналей. Для платформ геогидро-

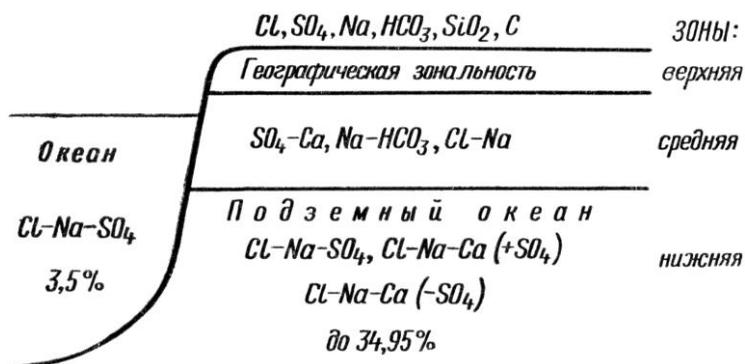


Рис. 30. Геогидродинамические зоны Земли. Гидрохимические формации и гидрохимические фации платформ (схема составлена в 1947 г.)

динамическая мезозона характеризуется солоноватыми и солеными водами сульфатной, натриевой, гидрокарбонатной и хлоридной гидрохимических формаций.

Нижняя геогидродинамическая зона (гипозона), или застойная зона пластовых напорных вод стратисферы, характеризуется незначительным движением при эпейрогенических перемещениях платформ, а также орогенических и эпейрогенических – для складчатых зон. Здесь преобладают рассолы с минерализацией до 349 г/л. Этот своеобразный подземный океан рассолов характеризуется небольшим числом гидрохимических фаций: хлоридно-натриево-сульфатной, хлоридно-натриево-кальциево-сульфатной и бессульфатной (рис. 30).

В качестве примера зональности гидрохимических фаций приведем гидрохимический профиль Криворожского бассейна (рис. 31). Здесь в верхней части наблюдаются гидрокарбонатные гидрохимические фации, в средней зоне – сульфатно-хлоридные и в нижней зоне – хлоридно-натриевые гидрохимические фации.

Указанная смена средней и нижней геогидродинамических зон наиболее четко сохраняется для платформенных обстановок. Для складчатых (геосинклинальных) областей различие во вскрытии пластов трещинами и эрозией, а также разная проницаемость обуславливает во многих случаях отсутствие законо-

мерной смены гидрохимических фаций и минерализации вод по вертикали. Если расположенные ниже коллекторы пластовых вод более водопроницаемы, а расположенные выше характеризуются меньшей водопроницаемостью, то застойная зона будет выше, чем зона обмена.

Гидрохимические фации льда в основном обусловлены его местонахождением и происхождением. Лед атмосферного происхождения – снег, лед ледников – является пресным и отличается малым разнообразием гидрохимических фаций. Гидро-

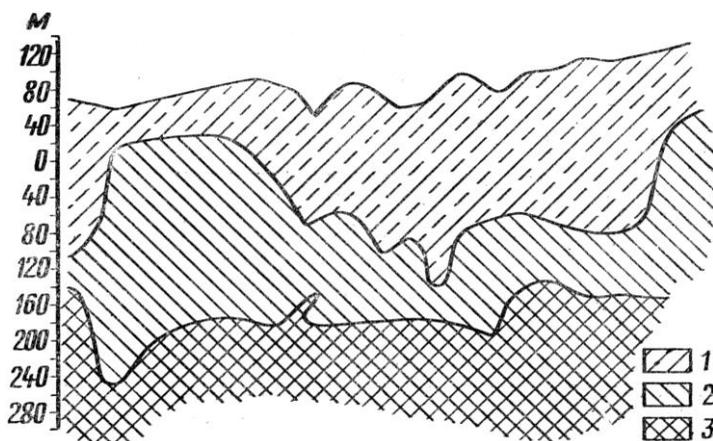


Рис. 31. Гидрохимический профиль подземных вод Криворожского бассейна  
1 – зона гидрокарбонатных гидрохимических фаций; 2 – зона сульфатно-хлоридных гидрохимических фаций; 3 – зона хлоридно-натриевых гидрохимических фаций

химические фации льда, образовавшегося в результате замерзания воды, обусловлены составом этих вод. Это касается не только речных, озерных и морских льдов, но и сезонной и вечной мерзлоты, а также пещерных разностей.

\*                      \*  
\*  
\*  
\*

Предыдущие главы посвящены химической географии природных вод Земли. Мы остановились на роли человека, изменяющего темпы движения природных вод, их химический состав, вызвавшего появление новых разностей, в частности подземных вод, вод в колодцах, скважинах, рудничных вод и многих других.

В настоящей работе воды рассмотрены на основании учения о гидрохимических фациях. Эта географическая группировка вод по химическому составу позволила подметить руководящее значение простых, но важных природных законов.

Не все разности природных вод нами затронуты. В работе отсутствуют сведения о химическом составе верховодки, трещинных вод, вод болот и некоторых других второстепенных и третьестепенных проявлений гидросферы.

Цель настоящей работы не только дать характеристику химического состава различных типов природных вод земного шара и по возможности установить законы, от которых зависит их химизм, но и дать примеры химико-географической характеристики отдельных районов. По не зависящим от автора причинам удалось привести только один пример для рек лесной зоны. Это, быть может, побудит географов, гидрохимиков и геологов к созданию работ по химико-географическому описанию отдельных районов СССР. Дальнейшей задачей химической географии вод является выделение гидрохимических провинций, областей и районов для речных, озерных и грунтовых вод.

Предлагаемая сводка показывает, как слабо изучены многие разности природных вод. Между тем без знания химического состава вод ряда звеньев гидросферы невозможно решение многих важных теоретических и практических вопросов.

Автор будет удовлетворен, если настоящая книга поможет разрешению назревших проблем химической географии природных вод.

---

## ЛИТЕРАТУРА

### Общая литература

- А л е к и н О. А. Общая гидрохимия (Химия природных вод). Л., 1948.
- В е р н а д с к и й В. И. История минералов земной коры, т. 2. История природных вод. Ч. 1, вып. 1–3. Л., 1933–1936.
- З е р н о в С. А. Общая гидробиология. Изд. 2. М.–Л., 1949.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации речных вод и их зональность. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1942, т. 37, № 5–6, стр. 211–216.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации речных вод и их зональность. Известия Всес. геогр. ова, 1943, т. 75, вып. 1, стр. 38–50.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации поверхностных геосфер. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1943, т. 39, № 8, стр. 359–361.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации вод озер (и морей). Известия Акад. наук СССР. Серия геогр. и геофиз. 1944, № 4, стр. 212–227.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации вод озер (и морей). Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1945, т. 47, № 8, стр. 582–585.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации речных вод Молотовской области. Доклады научных конференций Молотовского гос. ун-та, 1946, стр. 1–12.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1947, т. 58, № 5, стр. 831–834.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрохимические фации грунтовых вод и их зональность. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия, 1947, т. 56, № 6, стр. 625–628.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Основы учения о гидрохимических фациях. В кн.: Памяти академика С. А. Зернова. М.–Л., 1948, стр. 13–26.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Основы учения о гидрохимических фациях. Гидрохимические материалы. 1950, т. 18, стр. 75–85.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Химическая денудация Земли. Доклады Акад. наук СССР. 1953, т. 93, № 4, стр. 697–699.
- С л а в я н о в Н. Н. Учение В. И. Вернадского о природных водах и его значение. М., 1948.

### Литература к введению

- А л а б ы ш е в В. В. Зональность озерных отложений. Известия Сапропелевого к-та Акад. наук СССР. 1932, вып. 6, стр. 1–44.
- А л е к и н О. А., Гидрохимия рек СССР. Ч. 2–3. М.–Л., 1948 – 1949.

- Б е р г Л. С. Географические зоны Советского Союза. Изд. 3, М., 1947.
- Б е р г Л. С. Климатические пояса земли. Известия Геогр. ин-та, 1925, вып. 5, стр. 21–47.
- В е р н а д с к и й В. И. Очерки геохимии. Изд. 4. М., 1934, стр. 51–63.
- В е р н а д с к и й В. И. О пределах биосферы. Известия Акад. наук СССР. Серия геолог. 1937, № 1, стр. 3–24.
- В е р н а д с к и й В. И. О геологических оболочках Земли как планеты. Известия Акад. наук СССР. Серия геогр. и геофиз. 1942, № 6, стр. 251–262.
- В о е й к о в А. И. Климаты земного шара. СПб., 1884.
- В ы с о ц к и й Г. Н. Об оро-климатологических основах классификации почв. Почвоведение. 1906, т. 8, стр. 1–18.
- Г р и г о р ь е в А. А. О химической географии. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научной и педагогической деятельности. М., 1936, стр. 1231–1236.
- Д о к у ч а е в В. В. К учению о зонах природы. СПб., 1899.
- Д о к у ч а е в В. В. Учение о зонах природы. М., 1948, стр. 11–30.
- З а х а р о в С. А. О почвенных областях и зонах Кавказа. Тифлис, 1913.
- И в а н о в Н. Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара, М.–Л., 1948.
- К а л е с н и к С. В. Основы общего землеведения. М.–Л., 1947, стр. 5–13, 461–479.
- К о в д а В. А. Происхождение и режим засоленных почв. т. I. М.–Л., 1946.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Пористость геосфер. Известия Акад. наук СССР. Серия геогр. и геофиз. 1944, № 5, стр. 298–324.
- М а к с и м о в и ч Г. А. К характеристике гидрохимических фаций пластовых вод стратисферы. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1944, т. 45, № 6, стр. 268–271.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Новые данные о пористости поверхностных геосфер. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1948, т. 61, № 5, стр. 829–832.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Геодинамические зоны Земли. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1950, т. 70, № 3, стр. 477–479.
- Н а л и в к и н Д. В. Учение о фациях. Условия образования осадков. Изд. 2. Л.–М., 1933, стр. 6–7.
- О в ч и н н и к о в А. М. Минеральные воды. М.–Л., 1947, стр. 96–102.
- П о л ы н о в Б. Б. Современные задачи учения о выветривании. Известия Акад. наук СССР. Серия геолог. 1944, № 2, стр. 3–13.
- П о л ы н о в Б. Б. Руководящие идеи современного учения об образовании и развитии почв. Почвоведение. 1948, № 1, стр. 3–13.
- П р а с о л о в Л. И. География и площадь распространения типов почв. Почвоведение. 1945, № 3–4, стр. 146–151.
- П р а с о л о в Л. И. Типы почв в земледелии различных стран, Почвоведение. 1946, № 2, стр. 69–75.
- П р и к л о н с к и й В. А. Гидрогеологический очерк Мильской степи. Тифлис, 1930.
- П р и к л о н с к и й В. А. Изучение физических свойств и химического состава подземных вод. М.–Л., 1935.

- Пустовалов Л. В., Гидрохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Проблемы сов. геологии. 1933, № 1, стр. 57–80.
- Сибирцев Н. М. Почвоведение. Вып. 3, СПб., 1901.
- Соболев Д. Н. Земля и жизнь. Вып. 1, Киев, 1926.
- Теодорович Г. И. Осадочные геохимические фации. Бюллетень Моск. о-ва испытателей природы. Отд. геол. 1947, т. 22, № 1, стр. 3–24.
- Ферсман А. Е. Геохимия. Т. 1. Л., 1933, стр. 35, 233–313; т. 2. Л., 1934, стр. 276–278.
- Шагоянц С. А. Условия формирования подземных вод в Терско-Кумском артезианском бассейне. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 59, № 1, стр. 127–129.
- Щеголев Д. И. Рудничные воды. М.–Харьков, 1948, стр. 117–123.

### Литература к первой главе

- Алекин О. А. К вопросу о происхождении солевого состава воды Аральского моря. Метеорология и гидрология. 1947, № 4, стр. 65–72.
- Балабанова З. М. Материалы к озеру Большой Шарташ. Труды Уральского отд-ния Всес. научн.-исслед. ин-та озер, и реч. рыб. хоз-ва. 1949, т. 4, стр. 75–128.
- Блинов Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды. Метеорология и гидрология. 1947, № 4, стр. 52–64.
- Блинов Л. К. О влиянии моря на засоление почв и вод суши. Вопросы географии. Сб. 26, 1951, стр. 168–196.
- Блинов Л. К. О поступлении морских солей в атмосферу и о значении ветра в солевом балансе Каспийского моря. Труды Гос. океаногр. ин-та. 1950, вып. 15, стр. 67–112.
- Боришанский Л. С., Теверовский Е. Н., О выносе морских солей ветром с моря на сушу. Метеорология и гидрология, 1952, № 4, стр. 31–34.
- Бурксер Е. С., Федорова Н. Е., Зайдис Б. Б. Атмосферные осадки и их роль в миграции химических элементов через атмосферу. Труды Киевск. геофиз. обсерватории. 1952, вып. 1, стр. 49–68.
- Бурксер Е. С., Федорова Н. Е. Опыт исследования химического состава атмосферных вод. Геохимические материалы. 1949, т. 16, стр. 107–112.
- Буссенго Ж. Б. О количестве аммиака, содержащегося в осадках дождя, снега, росы и тумана. В его кн.: Избранные произведения по физиологии растений и агрономии, М.–Л., 1936.
- Буссенго Ж. Б. Исследования по вопросу о количестве азотной кислоты, содержащейся в дождевой воде, тумане и в росе. В его кн.: Избранные произведения по физиологии растений и агрономии. М.–Л., 1936.
- Быков А. И., Карпов К. Исследования химического состава атмосферных осадков в г. Томске зимой 1909–1910 гг. в зависимости от метеорологических факторов. Известия Томск. технол. ин-та, 1912, т. 24, № 4, стр. 1–13.
- Вейнберг Б. П. Лед. М.–Л., 1940, стр. 311–313.
- Витынь Я. Количество  $\text{Cl}$  и  $\text{SO}_3$ , поступающих в почву с атмосферными осадками. Журнал опыт. агрономии. 1911, кн. 1, стр. 2032.

Гольдшмидт В. М. Три доклада по геохимии. Ученые записки Пермского ун-та, 1937, т. 2. Приложение.

Грабовский Р. И. О концентрации хлорида в осадках и облачных элементах. Вестник Ленинград, ун-та. 1951, № 10, стр. 36–49.

Грабовский Р. И. Мировой океан, как источник атмосферных ядер конденсации. Известия Акад. наук СССР. Серия геофиз. 1952 № 2. стр. 56–74.

Грабовский Р. И. О происхождении атмосферных ядер конденсации. Природа. 1953, № 1, стр. 89–91.

Грабовский Р. И. Об образовании облаков и атмосферных осадков. Природа. 1954, № 6, стр. 91–95.

Денисович В. Условия, вызывающие потерю йода при хранении буровых вод в открытых бассейнах. Химико-фармацевтическая пром-сть. 1933, № 2, стр. 64–66.

Доброклонский С. В., Вавилов П. Г. К вопросу о выносе солей на сушу с брызгами морской воды. Известия Акад. наук СССР. Серия географ, и геофиз. 1938, № 1.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. 1. М., 1946, стр. 22–27.

Коломенский Н. В. Роль человека в выветривании горных пород. Труды лаборатории гидрогеол. проблем Акад. наук СССР. 1948 т. 3, стр. 356–360.

Константинова - Шлезингер Н. Определение содержания озона в пробах воздуха с высот 13 и 14 км над уровнем моря. Доклады Акад. наук СССР. 1938, т. 18, № 6, стр. 337–338.

Коссович П. С., Краткий курс общего почвоведения. Изд. 2. Пг., 1916.

Кудрин С. А. О круговороте азота в почвах сероземной зоны Бюллетень Акад. наук Уз. ССР. 1945, № 6, стр. 3–12.

Кудрин С. А. О поступании азота с атмосферными осадками в почвы сероземной зоны. Почвоведение. 1948. № 10, стр. 608–611.

Лопатин Г. В. Роль речных наносов в осадкообразовании Аральского моря. Труды Лаборатории озероведения. 1950. Т 1 стр. 22–24.

Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов. Природа. 1950. № 7 стр. 19–28.

Максимович Г. А. О роли атмосферных осадков в переносе растворенных веществ. Доклады Акад. наук СССР. 1953, т. 92 № 2 стр. 401–403.

Максимович Г. А. Химический состав атмосферных осадков. Тезисы докладов конференции по химической географии вод. Молотов, 1949.

Поздняков А. Опыт исследования химического состава осадков в зависимости от метеорологических факторов. Журнал опытно. агрономии. 1904. Т. 5, кн. 1, стр. 740–788.

Равич М. И., Левина С. Ю., Изотермическое испарение воды из рапы «Романинской канавы». Журнал приклад, химии. 1931 т. 4, № 7–8, стр. 1002–1016.

Сухаров Д. Импульверизация солей в Волго-Ахтубинском районе. Почвоведение. 1948, № 9, стр. 576–577.

Селиванов Л. С. Геохимия и биогеохимия рассеянного брома. Труды Биохим. лаборатории Акад. наук СССР. 1946, т. 8, стр. 5–72.

Теверовский Е. Н. О диффузии и коагуляции частиц аэрозоля в турбулентном потоке в атмосфере. В кн.: Новые идеи в области изучения аэрозолей. Сб. статей. М.–Л., 1949.

Тейс Р. Б. Изотропный состав дождевых вод. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1939, т. 23, № 7, стр. 673–677.

Усов Н. И. Генезис и мелиорация почв Прикаспийской низменности. Саратов, 1940.

Хвостиков И. А., Ершов Н. Д. Неустойчивость сезонного слоя при восходе и заходе солнца и вопрос определения высоты озонного слоя. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1938, т. 20, № 9, стр. 659–662.

Шмаус А., Виганд А. Атмосфера как коллоид. Пер. с нем. М., 1933.

Шметер С. М. О содержании хлора в воде облаков в связи с их микроструктурой. Труды Центр, аэрология, обсерватории. 1952. вып. 9, стр. 3–60.

Штебер Э. А. Об исчезновении иода из природных водоемов. Южный инженер (Екатеринослав), 1916, № 11–12, стр. 194.

Clarke F. W., The data of Geochemistry. U. S. Geological Surv. 1924. Bulletin 770.

Fellenberg Th. Das Vorkommen, der Kreislauf und der Stoff wechsel des Jods. In.: Ergebnisse der Physiologie. Bd. 25, 1926, S. 231–255.

Schutt F. T. Stüskstoffverbindungen in Regenwasser und Schnee. Chem.–Techn. Repertorium, 1910, 25 Janv.

#### Литература ко второй главе

Алабышев В. В. Зональность озерных отложений. Известия Сапропелевого ком-та. 1932, вып. 6, стр. 1–44.

Антипов Каратаев И. Н., Зайцев А. А. Комплексный метод мелиорации солонцовых земель зоны каштановых почв Поволжья в условиях орошения. Проблемы сов. почвоведения. 1946, сб. 14, стр. 29–68.

Антипов Каратаев И. Н. Характеристика каштановых почв Заволжья. В кн.: Работы почв.мелиор. стационаров ин-та почвоведения Акад. наук СССР. М.–Л., 1937.

Белов Н. П., Лобова Е. В. Почвы и воды Кулундинской степи. В кн.: Труды Кулундинской экспедиции Акад. наук СССР, в 1931 – 1933 гг. Ч. 3. Л., 1935.

Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза, Изд. 3. Т. К М., 1947.

Большаков А. Ф. Почвы и микрорельеф Каспийской низменности. В кн.: Солонцы Заволжья. Сб. статей. М., 1937, стр. 134–169.

Васильев А. М. Природа и формы влажности в почвах и грун-тах. Сов. геология. 1948, № 35, стр. 21–30.

Виленский Д. Г. Русская почвенно-картографическая школа и ее влияние на развитие мировой картографии почв. М.–Л., 1945.

Гедройц К К Осолодение почв. Л., 1926.

Герасимов И. П. К истории развития рельефа Обь-Иртышской равнины. В кн.: Исследования подземных вод СССР. Вып. 5, Л., 1934, стр. 31–56.

Герасимов И. П., Иванова Е. Н. О географических типах солевого баланса. Проблемы физ. географии. 1936, кн. 3.

Герасимов И. П., Розов Н. Н. Основные вопросы географии почв Западной Сибири. Проблемы сов. почвоведения. 1940, сб. 11, стр. 37–64.

Герасимов И. П. Почвенный очерк Восточного Усть-Урта. Л, 1930.

Герасимов И. П., Иванова Е. Н. Процессы континентального соленакпления в почвах, породах, подземных водах и озерах Кулундинской степи. Труды Почв, ин-та им. В. В. Докучаева. 1934, т. 9, стр. 103–136.

Глинка К. Д. Почвоведение. М.–Л., 1931.

Григорьев Г. И. Схема классификации солонцов и их мелиоративные группы. М.–Л., 1941.

Докучаев В. В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны. СПб., 1899.

Жемчужников Е. А. О солевности древесных и кустарниковых пород. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1946, т. 51, № 1, стр. 65–68.

Завьялов И. Н. Фтор в почвенных водах Хибин. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1940, т. 26, № 3, стр. 240–241.

Зайков Б. Д. Материалы по гидрологии верхнего Алдана. Л., 1935.

Захаров С. А. Курс почвоведения. Изд. 2. М.–Л., 1931.

Зонн С. В. Почвы Приморской низменности Южного Дагестана. В кн.: Сельское хозяйство Дагестана. Сб. статей. М.–Л., 1946, стр. 212–258.

Иванова Е. Н. Засоленные почвы Челябинского уезда. Труды Почв, ин-та им. В. В. Докучаева. 1926. т. I, стр. 282–304.

Иванова Е. Н., Герасимов И. П. Почвенные и ботанико-географические исследования в Каракалпакской Автономной области. Труды Почв, ин-та им. В. В. Докучаева. 1930, т. 3–4, стр. 1–110.

Иванова Е. Н., Коносов Н. А. Условия почвообразования и почвы средней и нижней части бассейна р. Нуры. В кн.: Почвенные исследования в центральном Казахстане. М.–Л., 1940, стр. 123–176.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. 1–2, М.–Л., 1946–1947.

Кравков С. П. Почвоведение. Изд. 2. М.–Л., 1934.

Крупеников И. А. О солеустойчивости тамариска в связи с его способностью к избирательному «накоплению» солей в ассимилирующих органах. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1947, т. 56, № 7, стр. 765–768

Лебедев А. Ф. Почвенные и грунтовые воды. Изд. 4. М.–Л., 1936.

Летунов П. А. Почвы Волго-Ахтубинской долины и дельты Волги. В кн.: Сборник памяти акад. В. Р. Вильямса. М.–Л., 1942, стр. 433–482.

Летунов П. А., Музычук И. Ф. Передвижение солей с капиллярно-подвешенной водой. В кн.: Сборник памяти акад. В. Р. Вильямса. М.–Л., 1942, стр. 487–496.

Макеев Н. И. Влияние почвенных условий на урожай яровой пшеницы. В кн. Сборник научн. иссл. работ Пермского с.-х. ин-та. Т. 5. 1934, стр. 135–160.

Максимович Г. А. Новые данные о пористости поверхностных геосфер. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1948, т. 62, № 5, стр. 829–832.

Максимович Г. А. Основные типы миграции воды на земле. Природа. 1943, № 2, стр. 33–35.

Максимович Г. А. Пористость геосфер. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1942, т. 37, № 7–8, стр. 245–249.

Никитин В. Д. К характеристике почвообразовательного процесса в каменистой пустыне Усть-Урт. Известия Пермского биология научн.-исслед. ин-та. 1926, т. 4. Приложение 3.

Н и к и т и н В. Д. Почвы и общая характеристика природных условий лесостепного Зауралья. Труды Пермского биология, научн.-исслед. ин-та. 1933, т. 5, стр. 1–227.

П а в л о в Е. Ф. Почвы района Гудермесской плоскости и Истисуевских болот. Труды Северо-Кавказской ассоциации научн.-исслед. ин-тов. 1929, № 34.

П р а с о л о в Л. И. Южное Забайкалье. Л., 1927.

П р е о б р а ж е н с к и й А. С. Очерк почв Апшеронского полуострова. Труды Азерб. отд. Закавказского филиала Акад. наук СССР. 1935 т. 6, стр. 106–164.

П р е о б р а ж е н с к и й А. С. Изменение солевого режима почв подгорного склона Мильской степи в результате искусственного орошения. Доклады Акад. наук Азерб. СССР. 1946, т. 2, № 8, стр. 336–340.

Р о з а н о в А. Н., Л а з а р е в А. А. Почвенные условия поливных районов свеклосеяния Средней Азии. М.–Л., 1945.

Р ы ж е н к о в а М. Г. К вопросу о солевыхносливости некоторых сельскохозяйственных культур. В кн.: Сборник памяти акад. В. Р Вильямса. М.–Л., 1942, стр. 399–401.

С о к о л о в Н. И. К методике анализа водных вытяжек почвы. Труды Почв, ин-та им. В. В. Докучаева. 1934, т. 10, вып. 5, стр. 1–36.

С т р о г а н о в Б. П. О приспособленности хлопчатника к почвенному засолению. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1946 т. 54 № 5, стр. 457–460.

Т р о ф и м о в А. В. К познанию невыделимой части почвенного раствора. Научноагрономический журнал. 1925. № 10, стр. 613628.

Ф а г е л е р П. Режим катионов и воды в минеральных почвах с физико-химической точки зрения и его значение в практике сельского и лесного хозяйства. Пер. с нем. М., 1938.

Ф е р с м а н А. Е. Геохимия. Т. 1–4, М.–Л., 1933–1939.

Ф и л а т о в М. М. География почв СССР. М., 1945.

Щ е р б и н а В. В. Геохимия. М.–Л., 1939.

### Литература к третьей главе

А л а б ы ш е в В. В. Зональность озерных отложений. Известия Сапропелевого ком-та. 1932, вып. 6, стр. 1–44.

Б а с о в Г. Ф. Итоги пятидесятилетнего изучения гидрологической роли лесных полос Каменной степи. Почвоведение. 1948 № 8 стр. 475–483.

Б е л о в Н. П., Л о б о в а Е. В. Почвы и воды Кулундинской степи. В кн.: Кулундинская экспедиция Акад. наук СССР 1931–1933 гг Ч. 3. Л., 1935, стр. 127–277.

В о л о б у е в В. Р. О критическом уровне грунтовых вод, засоляющих почву. Доклады Акад. наук Азерб. ССР. 1946, т. 2, № 8, стр 322–336.

В ы с о ц к и й Г. И. Об ороклиматических основах классификации почв. Почвоведение. 1906, № 1–4, стр. 3.

В ы с о ц к и й Г. Н. Почвенные зоны Европейской России в связи с соленостью грунтов и характером лесной растительности. Почвоведение. 1899, № 1, стр. 19–25.

В ы с о ц к и й Г. Н., Ф а л ь к о в с к и й И. К. Режим почвенной влажности, грунтовых вод и солей в степных и лесостепных почво-

грун-тах. В кн.: Водные богатства недр земли на службу социалистическому хозяйству. 1-й Всес. гидрогеол. съезд. Сб. 6. М.–Л., 1933.

Г а р м о н о в И. В. Зональность грунтовых вод Европейской части СССР. Труды лаборатории гидрогеол. проблем. 1948, т. 3, стр. 131 – 138.

Г е р а с и м о в И. П., И в а н о в а Е. Н. О географических типах солевого баланса и формах солеобмена в коре выветривания. Проблемы физ. географии. 1936, т. 3.

Г о л у б е в а Л. В. Геоморфология и грунтовые воды юго-западной части города Молотова. Доклады научных конференций Молотовского гос. ун-та. 1946, стр. 1–4.

Д а в ы д о в А. Г. Подземные воды. Северный Кавказ. В кн.: Справочник по водным ресурсам СССР. Т. 10. Л., 1936, стр. 572–620.

Ж а г а р К. Б. Некоторые данные химического состава грунтовых вод Троицкой лесостепи (Южный Урал). Журнал прикл. химии. 1938, ч. 11, вып. 5, стр. 754–758.

З о н н С. В. Формирование химического состава грунтовых вод в орошаемых районах. Труды лаборатории гидрогеол. проблем. 1948, т. 1, стр. 112–120.

Кац Д. М., Л е г о с т а е в В. М. О влиянии лесонасаждений по ирригационной сети на режим уровня грунтовых вод. Доклады Акад. наук Узб. ССР. 1948, № 12, стр. 27–33.

К о в д а В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. 1–2. М.–Л., 1946–1947.

К о з ы р е в А. А. Основные закономерности залегания подземных вод на территории Европейской части СССР. В кн.: Исследования подземных вод СССР. Вып. 2. Л., 1933, стр. 26–39.

К о т л о в Ф. В. Культурный слой г. Москвы и его инженерно-геологическая характеристика. В кн.: Очерки гидрогеологии и инженерной геологии Москвы и ее окрестностей. М., 1947, стр. 4–118.

К у н и н В. Н. О глубине физико-географического воздействия в условиях песчаной пустыни. Известия Акад. наук СССР. Серия геогр. и геофиз. 1948, т. 12, № 1, стр. 77–88.

Л а н г е О. К. Материалы для классификации подземных вод. В кн.: Водные богатства недр земли на службу социалистическому хозяйству. 1-й Всес. гидрогеол. съезд. Сб. 8, М.–Л., 1933, стр. 69.

Л а н г е О. К. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. В кн.: Очерки по региональной гидрогеологии СССР. Сб. статей. М., 1947, стр. 5–64.

Л и с и ц ы н К. И. О законах распределения пресных и соленых вод в сухих суглинистых степях в связи с рельефом. Новочеркасск, 1927.

Л и с и ц ы н К. И. О зональной осолоненности грунтовых вод на земном шаре и об оценке питьевых вод в сухих степях. Новочеркасск, 1927.

Л и ч к о в Б. Л. Изучение подземных вод в связи с задачами Единой Гидрометеорологической службы. Известия Гос. гидрогеол. ин-та. 1931, вып. 31, стр. 8–28.

Л и ч к о в Б. Л. Классификация грунтовых вод и геоморфология.

В кн.: Водные богатства недр земли на службу социалистическому хозяйству. 1й Всес. гидрогеол. съезд, Сб. 8, Л., 1933, стр. 64–65.

Л и ч к о в Б. Л. Гидрогеологические меры борьбы с засухами. Вестник Ленинградского ун-та. 1948, № 12, стр. 1–12.

Л ь в о в и ч М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Свердловск–М., 1945.

М а к а р е н к о Ф. А. О закономерностях подземного питания рек. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1947, т. 57, № 5, стр. 485–488.

Макаренко Ф. А. О гидрохимическом районировании грунтовых вод по химическому составу малых рек. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1950, т. 74, № 3, стр. 587–589.

Максимович Г. А. Актайско-Галицкое месторождение. Ученые записки Пермского ун-та. 1936, т. 2, вып. 3, стр. 263.

Максимович Г. А. Гидрогеология и карстовые явления Актайско-Галицкого района. Разведка недр. 1937, № 9–10, стр. 38.

Максимович Г. А. Пористость геосфер. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1942, т. 37, № 7–8, стр. 245–249; Известия Акад. наук. Серия геофиз. и геогр. 1944, т. 8, № 5, стр. 298–324.

Максимович Г. А. К характеристике верховодки. Известия Естественно-научного ин-та при Молотовск. гос. ун-те. 1948, т. 12, вып. 7, стр. 269–280.

Максимович Г. А. Новые данные о пористости поверхностных геосфер. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1948, т. 62, № 5, стр. 829–832.

Максимович Г. А., Борисова Е. А., Оборина М. Г. Влияние деятельности человека на химический состав грунтовых вод. Тезисы докладов Конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Мейнцер О. Э. Учение о подземных водах. Пер. с англ. Л.–М., 1935.

Миртова А. В., Дмитриев П. Д., Долина Камы от устья до города Оханска, Л.–М., 1940.

Мурзаев Э. М. О питании некоторых каракумских колодцев. Проблемы физ. географии. 1939, т. 7, стр. 93–102.

Оттоцкий П. В. Схема залегания грунтовых вод на равнине Европейской России. Приложение к кн.: Кайльгак К. Подземные воды и источники. СПб., 1914, стр. 516–522.

Попкова Р. А. К характеристике гидрохимических фаций грунтовых вод. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Прошин Ю. А. Гидрогеологический очерк Горьковской и Кировской областей и Чувашской, Марийской и Удмуртской АССР. М.–Л., 1939.

Приклонский В. А. Гидрогеологический очерк Мильской степи. Тифлис, 1930.

Приклонский В. А. Формирование грунтовых вод в засушливых областях на примере Кура-Араксинской низменности. Известия Акад. наук СССР. Серия геолог., 1946, № 4, стр. 37–46.

Приклонский В. А. Некоторые закономерности формирования грунтовых вод в засушливых областях. Труды лаборатории гидрогеол. проблем Акад. наук СССР. 1948, т. I, стр. 97–111.

Принц Е. Гидрогеология. Пер. с нем. М.–Л., 1933.

Саваренский Ф. П. Гидрогеологический очерк Заволжья. М.–Л., 1931.

Семихатов А. Н. Подземные воды СССР. Ч. 1. М.–Новосибирск, 1934.

Семихатов А. Н. Роль грунтовых вод в комплексе Докучаева–Костычева–Вильямса. Гидротехника и мелиорация. 1949. №2, стр. 10–22.

Силин-Бекчурин А. И. Гидрохимическая зональность подземных вод Прикаспийской синеклизы. Известия Акад. наук СССР Серия геолог. 1952, № 4, стр. 27–40.

С и л и н - Б е к ч у р и н А. И. О куполообразном залегании минерализованных вод в долинах Камы и Волги. Сов. геология, 1941, № 4 стр. 95–108.

С о м о в Е. И. Геологическое строение северной части Ярославской области. М.–Л., 1939.

Ф е р с м а н А. Е. Геохимия. Т. 1–2, Л., 1933–1934.

Ч е б о т а р е в И. И. Гидрогеология плоскостного Дагестана. Ростовна-Дону, 1934.

Ч е б о т а р е в И. И. Степи Приманычья и вопросы их гидрогеологии. Известия Геогр. о-ва. 1937, т. 69, № 6, стр. 929–935.

Я р ж е м с к и й Я. Я. Минеральные строительные материалы Введенско-Олхинского района под Иркутском. Труды Восточно-Сибирского геол. треста. 1934, вып. 8, стр. 36–58.

### Литература к четвертой главе

А б д у р а х м а н о в Ю. А. Ихтиофауна и химизм реки Сумгаит. Доклады Акад. наук Азерб. ССР, 1947, т. 3, № 4, стр. 171 – 174.

А б р а м о в М. С. Химическая денудация в Молотовской области. Молотов, 1947.

Аверкиев Н. Д. Исследования воды реки Днепра в пределах территории г. Екатеринослава. Екатеринослав, 1905.

Алабышев В. В. Зональность озерных отложений. Известия Сапропелевого ком-та, 1932, вып. 6, стр. 1–44.

А л е к и н О. А. Гидрохимическая изученность рек СССР. Метеорология и гидрология. 1946, № 4, стр. 56–58.

А л е к и н О. А. Гидрохимическая классификация рек СССР. Труды Гос. гидрол. ин-та. 1948, вып. 4 (58), стр. 209–224.

А л е к и н О. А. Гидрохимия рек СССР. Ч. 2–3. Л., 1948–1949.

А л е к и н О. А. Ионный сток и средний состав речных вод для территории СССР. Труды Гос. гидрол. ин-та. 1951, вып. 33, стр. 43–63.

Алекин О. А. К вопросу о происхождении солевого состава воды Аральского моря. Метеорология и гидрология, 1947, №4, стр. 65–72.

Алекин О. А. К вопросу о химической классификации природных вод. Вопросы гидрохимии. Серия 4. 1946, вып. 32, стр. 25–39.

Алекин О. А. К исследованию притоков Телецкого озера. В кн.: Исследования озер СССР. Л., 1934, стр. 101–120.

Алекин О. А. Характеристика агрессивности вод рек СССР. Метеорология и гидрология. 1948. № 2, стр. 60–66.

Александров И. Г. Днепрострой. Проект. Т. 1–2 М 1929–1935.

Арнольдov В. А. О воде р. Волги и ее главных притоков, СПб., 1905.

А п е л ь ц и н И. З., М у ш и н А. З. Закачка необработанной подрусловой воды р. Ик в девонские продуктивные горизонты Туйма зинского месторождения. Нефтяное хозяйство. 1950, № 2, стр. 18–25.

Балабанова З. М. Химизм воды Верхней Камы и Вишеры. Тезисы докладов Конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Б а л т а л о н Ю. У. Очерк речного режима и гидрохимические наблюдения в устьях р. Волги. Труды ихтиология, лаборатории. Астрахань, 1913, т. 2., вып. 2, стр. 1–204.

Б а я р у н а с Э. В. Общая гидрохимическая характеристика, В кн.: Справочник по водным ресурсам. Т. 12. Урал и Приуралье. Ч. 2 Л., 1936, стр. 816–875.

- Б е р г Л. С. Географические зоны Советского Союза. Изд. 3. М., 1947.
- Б е р г Л. С. География и ее положение в ряде других наук. В кн.: Вопросы страноведения. Сборник. М.–Л., 1925, стр. 3–17.
- Б е р г Л. С. Климатические пояса Земли. Известия Геогр. ин-та 1925. вып. 5, стр. 21–47.
- Б е с п а л о в Н. Д. Почвы бассейна Орхона и Селенги и их хозяйственное значение. Почвоведение, 1946, № 5, стр. 280–288.
- Б л и н о в Л. К О некоторой зависимости минерального состава речной воды от гидрологических факторов. Метеорология и гидрология. 1946, № 6, стр. 43–50.
- Б о р и с о в а Е. А. Гидрохимические фации и химическая денудация рек Молотовской области. Тезисы докладов Конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.
- Б о ч к о в Н. Д. Водная среда и изменение ее качества при регулировании стока, как фактор водохозяйственного расчета. В кн.: Труды первого совещания по регулированию стока. М.–Л., 1946, стр. 215–226
- Б р у е в и ч С. В. Исследование воды р. Москвы в 1925 –1926 гг. Труды Сан. ин-та. 1927, вып. 2.
- Б р у е в и ч С. В. Гидрохимическое обследование р. Клязьмы в пределах Богородского и ОреховоЗуевского уездов. Труды Сан. ин-та. 1928, вып. 3.
- Б р у е в и ч С. В. Исследование воды р. Москвы в черте г. Москвы в 1927 г. Труды Сан. ин-та. 1929, вып. 5.
- Б р у е в и ч С. В. Суточные колебания гидрохимических факторов в речных водах Оки и Клязьмы в 1930 г. Записки Гос. гидрол. ин-та. 1933, т. 10.
- Б р у е в и ч С. В. , А н и ч к о в а Н. И. Химия речного стока в Каспийском море. В кн.: Труды по комплексному изучению Каспийского моря. Вып. 14. М.–Л., 1941,
- Б р у е в и ч С. В. , С к о п и н ц е в Б. А. Гидрохимическое обследование р. Оки и ее притоков от Калуги до Казани. В кн.: Исследование рек СССР. Вып. 7, 1934, стр. 130–143.
- Б р у е в и ч С. В. Химия волжского стока в Каспийское море Гидрохимические материалы. 1949, т. 16, стр. 72–87.
- Б р у е в и ч С. В. , В и н о г р а д о в а Е. Г. Осадкообразование в Каспийском море. Труды Ин-та океанологии. 1949, т. 3, стр. 119–155.
- Б у т о в П. И. Качество вод Кузнецкого бассейна. В кн.: Геология СССР. Т. 16. Кузнецкий бассейн. М.–Л., 1940, стр. 186–198.
- В а р о в А. А. Гидрохимические исследования в Прикамском соленосном районе летом 1927 г. В кн.: Материалы по исследованию Прикамского соленосного района. Вып. 3. Л., 1928, стр. 33–55.
- В а р о в А. А. Солевой состав Верхней Камы и ее притоков. Известия Биол. ин-та при Пермском ун-те. 1928, ч. 4, вып. 1.
- В а с и л ь е в В. С. Минерализация вод в водосборе р. Сакмы Пугачевского района Саратовского края. Ученые записки Саратов, ун-та. 1934, т. 10, вып. 3.
- В д о в е н к о В. М. Материалы к гидрохимии некоторых рек и озер Кулундинской степи. Известия Гос. гидрол. ин-та. 1934, № 68. стр. 46–48.
- В и к т о р о в А. С. Гидрохимическая характеристика р. Кудьмы уд. Новой. В кн.: Ежемесячник Горьковского краев, упр-ния гидрометеор, службы. Горький, 1935.

В и к т о р о в А. С. Химический состав р. Волги. В кн.: Ежемесячник Горьковского краев, упр-ния гидрометеор, службы. Горький, 1935.

В и н о г р а д о в А. П. Биогеохимические провинции и эндемины Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1938, т. 18, № 4–5, стр. 285–286.

В о е й к о в А. И. Климаты земного шара. СПб., 1884.

В о л и н А. В. Твердый сток и скорость эрозии. Известия Акад. наук СССР. Серия геогр. и геофиз. 1946. № 5.

В о с к р е с е н с к и й К. П. Химическая характеристика речной воды. Труды Гос. гидрол. ин-та. 1948, вып. 12. стр. 136–139.

В ш и в к о в А. Ф. Гидрохимические фации рек и озер лесной и лесостепной зон. Тезисы докладов Конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

В ы с о ц к и й Г. Н. Почвенные зоны Европейской России в связи с соленостью грунтов и характером лесной растительности. Почвоведение. 1899, т. 1, стр. 20–26.

В ы с о ц к и й Г. Н. Об ороклиматических основах классификации почв. Почвоведение. 1906, № 8, стр. 1–18.

Г л а в а т с к и х Г. Г. Гидрохимические фации рек и озер степной зоны. Тезисы докладов Конференции по химич. географии вод. Молотов. 1949.

Г р и г о р ь е в А. А. О химической географии. В кн.: Академику В. И. Вернадскому к пятидесятилетию научн. и педагогич. деятельности М., 1936, ч. 2, стр. 1231–1236.

Г р и г о р ь е в А. А. Субарктика. Опыт характеристики основных типов физ.геогр. среды. М.–Л., 1946.

Г р о м о в Н. Н. Вода р. Волги и периодическое колебание ее состава в зависимости от времени года. Фармацевтический вестник. 1901, № 4, стр. 59–61.

Г у с ь к о в С. А. Дніпровське водосховище. В кн.: Дніпровське водосховище. Т. I. Дніпропетровск, 1938, стр. 301–368.

Д о б р о в о л ь с к и й К. Э., Л а с т о ч к и н П. Н. К вопросу об изменении состава воды р. Волги около г. Казани. Гигиена и санитарное дело. 1915, янв. – февр.

Д о к у ч а е в В. В. К учению о зонах природы. Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны. СПб., 1899.

Д о к у ч а е в В. В. Русский чернозем. Изд. 2. М., 1952.

Д о л г о в Г. И. О неоднородности воды в реке. Русский гидро-биол. журнал. Саратов. 1928, т. 7, № 3–4.

Д р а ч е в С. М., С к о п и н ц е в Б. А. Гидрохимическая характеристика р. Волги на участке от г. Калинина до устья р. Дубны по данным исследований (1931–1934). Гидрохимические материалы. 1947, т. 12, стр. 151–153.

Ж а г г а р К. Б. К характеристике гидрохимических фаций некоторых поверхностных и грунтовых вод Южного Зауралья. Гидрохимические материалы. 1950, т. 18, стр. 128–131.

Ж а г г а р К. Б. Физико-химические свойства рек Уй и Увелька (Троицкий район Челябинской области), Журнал прикл. химии, 1935. Т. 9, № 5, стр. 913–917.

Ж а г г а р К. Б. К вопросу о гидрохимических фациях вод Южного Зауралья. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Ж е р в е Ф. Работы лаборатории Мин-ва торговли и промышленности. 1906–1911 гг. (Обзор). Горный журнал. 1919, № 6.

- З а й к о в Б. Д. Гидрология Заволжья. М.–Л., 1935.
- З а й к о в Б. Д. Средний сток и его распределение в году на территории Кавказа. Л., 1946.
- З а я ш н и к о в Н. П. Химизм Волги у г. Горького. В кн.: Ежемесячник Горьковского краев. управ-ния гидрометеор. службы. Горький, июнь, 1934.
- З в о р ы к и н С. А. Кислородный режим р. Оки у г. Муром в 1924–1925 гг. Работы Окской биол. станции. 1926, т. 4.
- И в а н о в А. Т. Определение подземной составляющей речного стока гидрохимическим способом. Труды лаборатории гидрогеол. проблем. 1948, т. 3, стр. 243–245.
- И в а н о в П. Т. Гидрохимическая характеристика р. Камы. В кн.: Справочник по водным ресурсам СССР. Т. 12. Урал и Приуралье, ч. 1, М., 1936, стр. 316–320.
- И в а н о в а Е. Н. Краткая характеристика степных водоразделов ленточных лощин. Кулундинская экспедиция, ч. 3, 1936, стр. 129–136.
- И в а н о в а Е. Н. Почвы и соленакопление в озерах ленточных боров. В кн.: Кулундинская экспедиция, ч. 3, 1935, стр. 35–119.
- И в л е в В. Гидрохимический очерк реки Пясины. Гидрохимические материалы. 1941, т. 12, стр. 169–180.
- С . Н . , К о с т о м а р о в В. М., Гидрологический очерк р. Камы до г. Молотова. М., 1940.
- К а ш и н с к и й П. А. Изменения по сезонам года состава солевых примесей в воде р. Грушевки, которой пользуется Персиановская опытно-мелиоративная станция. Гидрохимические материалы. 1936, т. 9, стр. 122–141.
- К е т о в а А. Ф. Гидрохимические фации рек тундры. Гидрохимические фации рек тропической зоны. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.
- К и р к о р Ф. Ф. Химические исследования воды Роси 1904– 1905 гг. Материалы по вопросу о колебаниях состава речной воды. 1907, стр. 197–198.
- К о в д а В. А. Аллювиальная равнина. В кн.: Происхождение и режим засоленных почв. Т. 2, 1947, стр. 87–206.
- К о в д а В. А. Процессы современного соленакопления в почвах. В кн.: Генезис и география почв. Т. 25. М.– Л., 1947, стр. 60–82.
- К о в д а В. А. Процессы современного соленакопления в почвах и водах. Почвоведение. 1947, № 11.
- К о н а р е в М. Изменения по сезонам года состава солевых примесей воды р. Аксай и городского новочеркасского водопровода. Гидрохимические материалы. 1938. Т. 10, стр. 1–28.
- К о н ь ш и н И. А. Гидрохимические фации рек и озер пустынной зоны. Гидрохимические фации рек горной зоны. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.
- К о р ж е н е в с к и й Н. Л. Исфайрамсай. Труды Таджикско-Памирской экспедиции Акад. наук СССР. Серия геогр. Вып. 71, 1936.
- К о т о в с к и й Л. Химизм замора р. Оби и меры борьбы с замором. Известия Гос. гидрол. ин-та. 1934, № 66.
- К р ю г е р Е. А. К химической характеристике некоторых источников и рек Алтая. Труды о-ва по изучению Сибири и ее производительных сил. Вып. 4, 1930.
- К у д е л и н Б. И. Гидрохимический анализ и методы определения подземного питания рек. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем. 1949.

К у д р я в ц е в Д. Д. Сравнительная характеристика гидрохимического режима водохранилищ верхней Волги: Ивановского, Углицкого и Рыбинского. Труды биол. станц. Борок. 1950, стр. 80–96.

К у з и н П. С. Водный баланс Советского Союза. Природа. 1950, № 11, стр. 22–24.

К у з н е ц о в С. И., К у р с а н о в А. И., Некоторые данные по химизму и биологии р. Чусовой и ее притоков. Русский гидробиол. журнал. 1927. Т. 6, № 1–2.

К у з н е ц о в С. С. О гидрохимических свойствах вод бассейна оз. Севан. В кн.: Бассейн оз. Севан (Гокча). Т. 3, вып. 1, 1930, стр. 81–91.

К у ч и н М. И. Генезис солей Кулундинской степи. В кн.: Минеральносырьевая база Сибири. Новосибирск. 1945, стр. 516–525.

К у ш л я н с к и й Н. Е. Гидрохимический очерк верховьев р. Уил. Журнал прикл. химии. 1936, т. 9, стр. 899–912.

К у ш л я н с к и й Н. Е. Гидрохимический очерк р. Цны. Журнал прикл. химии. 1936, т. 9, вып. 5.

К у ш л я н с к и й Н. Е. Физико-химические свойства вод верховьев Днепра. Журнал прикл. химии. 1931. Т. 4, вып. 1.

Л а с т о ч к и н Д. А. Общие сведения о Московском море. Труды Моск. обва. испыт. природы. 1939, т. 48, в. 4.

Л е п е ш к о в И. Н. Калийные соли Волго-Эмбы и Прикарпатья. М.–Л., 1946, стр. 5–144.

Л и с и ц ы н К. И. Гидрогеологические условия плоскостной части Гудермесского округа. Труды Сев.-Кавказ. Ассоциации научно-исслед. ин-тов. 1929, № 34, стр. 4–62.

Л о п а т и н Г. В. О размере транзитной части водной эрозии, Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1950, т. 73, № 1, стр. 161–163.

Л о п а т и н Г. В. Роль речных наносов в осадкообразовании Аральского моря. Труды лабораторий озероведения Акад. наук СССР. 1950, т. 1, стр. 12–27.

Л о п а т и н Г. В. Эрозия и сток наносов в Европейской части СССР и Северном Кавказе. Известия Всес. геогр. о-ва. 1949, вып. 5, стр. 473–482.

Л о п а т и н Г. В. Эрозия и сток наносов. Природа. 1950, № 7, стр. 19–28.

Л у к а ш е в К. И. Грунты СССР. Л., 1939.

Л ь в о в и ч М. И. Элементы водного режима рек земного шара. Труды Гос. гидрол. ин-та. Сер. 4. 1945, в. 18.

Л я т т и С. Я. Гидрохимическое исследование оз. Севан и его притоков. Бюллетень Бюро гидрометеорол. исследований на озере Севан. 1929, вып. 7–8, стр. 27–51.

Л я т т и С. Я. Гидрохимический очерк оз. Севан. Л., 1932.

Л я т т и С. Я. Материалы гидрохимических исследований. Материалы по исследованию озера Севан и его бассейна. Ч. 4, вып. I. Ереван, 1932.

Л я т т и С. Я. Поливные качества озера Севан и р. Занги. Эривань, 1933.

М а к а р е н к о Ф. А. О величинах и темпах подземной химической денудации. Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1952, т. 27, вып. 1, стр. 93–95.

М а к а р е н к о Ф. А. О гидрохимическом районировании грунтовых вод по химическому составу малых рек Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1950, т. 74, № 3, стр. 587–589.

Макаренко Ф. А. О закономерностях подземного питания рек, Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1947, т. 57, № 5, стр. 485–488.

Макаренко Ф. А. О подземном питании рек. Труды лаборатории гидрогеол. проблем. 1948. т. 1, стр. 67–71.

Макарова К. А. Динамика кальция, магния и сухого остатка р Волги. Труды Гос. гидрол. ин-та. 1936, вып. 3.

Маков К. И. Про гідрологічні передумови і підземного живлення рік УРСР. Геологічний журнал. 1939, т. 6, вып. 3, стр. 35–50.

Максимович Г. А. Актайско-Талицкий район. Ученые зап. Пермского ун-та. 1936, т. 2, вып. 3, стр. 263–299.

Максимович Г. А. Гидрогеология и карстовые явления Актайско-Талицкого района. Разведка недр. 1937, № 9–10, стр. 38.

Максимович Г. А. Гидрогеология района Шумковского месторождения каменной соли. Ученые записки Пермского ун-та 1940 Т 3 вып. 3, стр. 95–111.

Максимович Г. А. К характеристике сейсмических явлений в Молотовской области. Известия Всес. геогр. о-ва. 1943. Т 75 вып 4 стр. 8–15.

Маларов К. Л. Отчет о деятельности нефтяного геологоразведочного ин-та за 1933. Л., 1934.

Материалы по режиму рек СССР. Т. 1, вып. 3. Бассейн р. Камы. Л.–М., 1941.

Машковцев С. Ф. Гидрологические исследования в бассейне р. Зеравшана. М.–Л., 1931.

Микей Н. И. Характеристика общей жесткости речной воды на территории СССР. Труды Гос. гидрол. ин-та. 1949, вып. 17 (71), стр. 539.

Михайловская Л. А. Гидрохимическая характеристика р. Тверцы. Гидрохимические материалы. 1948, т. 14, стр. 128130.

Мосевич Н. А., Соколов П. В. Гидрохимическая характеристика некоторых рек Кольского полуострова с учетом геологии их бассейнов Известия Всес. н.-и. ин-та озерного и речного рыбного хоз-ва 1939, т. 21, стр. 322–349.

Мосевич Н. А. Зимние заморные явления в реках Обь-Иртышского бассейна. Известия Всес. н.и. ин-та озерного и речного рыбного хоз-ва, 1947, т. 25, в. 1.

Мясникова А. Гидрохимия р. Волги у ст. Вязовой. Метеорология и гидрология. 1936, № 3.

Одесская центральная химическая лаборатория. Материалы к обзору деятельности. Вып. 1–2. Одесса, 1909–1914.

Озеров С. А. Волга, Ока и Москварека, как источники водоснабжения гор. Москвы. М., 1927.

Окулов В. Н. Водоисточники Половинки и Губахи Кизеловского угольного района Уральской области. Труды Пермского мед. ин-та. 1934, вып. 4, стр. 3–14.

Орлов С. С. Москворецкая вода по течению реки в черте города по анализам 1905 г. XIV годовой отчет Моск. гор. санит. станции за 1905 г. М., 1912.

Орлянкин С. М. Геология, гидрогеология и солонность Колво-Вишерской водораздельной области и граничащих с ней участков. Записки Всерос. минерал. о-ва. 1941, ч. 70, в. 1, стр. 112–124.

Павлов Е. Ф. Почвы района Гудермесской плоскости и Истисунских болот. Ростов н/Д, 1929.

Пастак Е. А. Щелочность воды р. Волги. Труды Гос. гидрол ин-та. 1936, вып. 3.

Петров Ф. А. Гидрохимические исследования Сибирской научной рыбохозяйственной станции в связи с изучением замора р. Оби в 1927 г. Красноярск, 1928.

Полынов Б. Б. Геохимические ландшафты. В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. 1946, стр. 171182.

Полынов Б. Б. Современные задачи учения о выветривании. Известия Акад. наук СССР. Серия геол. 1944, № 2, стр. 313.

Поляков Б. В. Характеристика интенсивности эрозии по данным о стоке наносов рек Европейской территории СССР. Труды Первого совещания по регулированию стока. М.–Л., 1946, стр. 204–214.

Попов С. П. Общая гидрохимическая и бактериологическая характеристика воды р. Камы и ее притоков. Труды Перм. мед. ин-та, т. 10.

Попов С. П., Пермяков Г. М. Санитарно-топографическая характеристика и данные по режиму р. Вишеры в районе Вишерского Бумкомбината. Труды Пермского мед. ин-та, 1938, в. 9, стр. 118–140.

Посохов Е. В., Калинин С. К. Спектроскопическая характеристика термальных и холодных источников и горных рек восточного Казахстана. Известия Акад. наук СССР. Серия геол. 1943, № 6, стр. 98–103.

Приклонский В. А. Зональность в распределении продуктов выветривания на земной поверхности. В кн.: Общее грунтоведение, ч. I, М.–Л., 1943, стр. 73–77.

Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии. Проблемы сов. геол. 1933, № 1, стр. 57–80.

Радищев В. П. О кислородном режиме р. Волги у Саратова. Работы Волжской биол. станции. 1924, т. 7, № 4/5.

Радищев В. П. О колебаниях химического состава волжской воды у г. Саратова. Работы Волжской биол. станции. 1926, т. 8, № 4–5.

Резолюция совещания по методике расчетов регулирования стока. Труды Первого совещания по регулированию стока. М.–Л., 1946, стр. 240–245.

Россолимо А. И. Химическое обследование р. Волги в р-не г. Балахны. Труды ин-та сооружений. 1930, вып. 11, ч. 2.

Саваренский Ф. П. Некоторые данные по химической денудации в верховьях рек Волги, Москвы и Оки. Труды лаборатории гидрогеол. проблем. 1948, т. 1, стр. 19–24.

Селиванов Ф. Ф. К изменчивости минерального состава вод некоторых рек СССР. журнал прикл. химии. 1938, т. 11, № 78, стр. 1197–1245.

Селиванов Ф. Ф. Об изменчивости концентрации естественных вод СССР. Журнал прикл. химии. 1935, т. 8, стр. 455–470.

Симанчук А. О. Гидрохимическая характеристика рек Лены и Эбегем. Труды Арктического ин-та. 1938, т. 105, стр. 73–98.

Скопинцев Б. А. Гидрохимическое обследование р. Москвы от д. Татарово до устья. В кн.: Исследования рек СССР. Вып. 7, М., 1934.

Скопинцев Б. А., Михайловская Л. А. Гидрогеологическая характеристика р. Москвы от г. Звенигорода до г. Коломны в августе 1934 г. Гидрохимические материалы. 1939, т. 11, стр. 104–111.

Скопинцев Б. А., Драчев С. Гидрохимическая характеристика, рр. Дубны, Сестры, Яхромы, Икши и Волгуши по данным исследований 1932–1933 гг. Гидрохимические материалы. 1941, т. 12, стр. 155–157.

Скопинцев Б. А. Гидрохимическая характеристика Пиши,

Белой, Пшехи, Курджипса (левобережные притоки р. Кубани). Гидрохимические материалы. 1948, т. 14, стр. 122–127.

Скопинцев Б. А. Подледный зимний гидрохимический режим р. Волги и некоторых рек Волжского бассейна. Гидрохимические материалы, 1941, № 12, стр. 159–167.

Скопинцев Б. А. Содержание органического вещества в некоторых водах Подмосковья. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 61, № 2 стр. 293–296.

Сотников А. В. Гидрохимические фации речных вод Северо-Восточного Прикаспия. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Степанова К. М. Средний солевой состав рек Средней Азии Бюллетень Акад. наук Узбек. ССР. 1946, № 12.

Строганов С. Н., Захаров Н. Г. Волга, Ока и Москва река в качестве источников водоснабжения г. Москвы. Гидробиология, исследования. В кн.: Труды комиссии по изысканию новых источников водоснабжения г. Москвы. Вып. 3. М., 1927.

Страхов Н. М. О карбонатном режиме рек. Сов. геология. 1947 № 18, стр. 75–97.

Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М., 1948.

Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. М., 1946.

Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений СССР. М.–Л., 1935.

Сулин В. А. и др. Материалы по геологии, гидрогеологии и разведочным работам Верхне-Чусовского района Уральской обл. Свердловск, 1933.

Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод. Ч. I, М., 1948.

Сухарев Г. М. Воды нефтяных и газовых месторождений Вост. Предкавказья. Грозный, 1947, стр. 273–278, 373–377.

Тасон А. О. Химизм рек Молотовской обл. В кн.: Водные ресурсы Молотовской области. Молотов, 1947, стр. 159–173 231 242 243, 250, 254, 258, 265.

Тобенков В. М. Обманковское и некоторые другие месторождения в Чусовском угленосном районе. Материалы Уральского геол. управления. Вып. 2. Свердловск, 1939.

Тейс Р. В. Изотопный состав вод некоторых рек и озер СССР. Доклады АН СССР. 1939, т. 24, № 8, стр. 779–782.

Толстухин Н. И. Нумерация природных вод. Проблемы сов. геологии. 1937, т. 7, № 8, стр. 730–733.

Трифонов А. Некоторые данные по гидрохимии бассейна Верхней Камы. Известия биол. научн.-исслед. ин-та при Пермском ун-те. 1927. т. 5, в. 3–4.

Трифонов А. О неоднородности воды р. Камы ниже устья р. Чусовой. Известия биол. научн.-исслед. ин-та при Пермском ун-те. 1927, т. 5, в. 3–4.

Уклонский А. С. Геохимическая характеристика некоторых вод Афганистана. Бюллетень научно-иссл. работ Средазгеолразведки 1933, № 3.

Уклонский А. С. Химический состав некоторых поверхностных вод Афганистана. В кн. к 50летию В. И. Вернадского. Т. 1. М 1936, стр. 301–314.

Ферсман А. Е. Геохимия России. Вып. 1. М., 1922.

- Ф е р с м а н А. Е. Геохимия. Т. 2. М.–Л., 1934.
- Ф о р ш Б. Н. Физико-химические свойства воды бассейна речки Маритуйки на Байкале. Труды Второго Всес. гидр. съезда. Ч. 3. Л., 1930.
- Ф о р ш Б. Н. К изучению притоков Байкала. Труды Байкальской лимнол. станции. 1932, т. 1.
- Ф о р ш Б. Н. К познанию химизма р. Ангары на участке от Байкала до Иркутска, Труды Байкальской лимнол. станции. 1932, т. 3.
- Ф о р ш Б. Н. Основные параметры солевого стока для открытого русла рек. Доклады Акад. наук СССР. 1941, т. 32, № 4, стр. 278–281.
- Ф о р ш Б. Н. Химический состав притоков южной части Байкала, Труды Второго всес. гидр. съезда. Ч. 3. Л., 1930.
- Ф о ф а н о в В. В. Годовое колебание содержания хлоридов в волжской воде у г. Саратова, Работы Волжской биол. станции. 1925, т. 8, вып. 1–3.
- Ф р а н к - К а м е н е ц к и й , К о н ц е в и ч . Гидрохимическое исследование главнейших притоков Байкала. Доклады Акад. наук СССР. 1927, № 14.
- Ф р а н к - К а м е н е ц к и й А. Г. Исследование воды Байкала и р. Слодянки. Иркутск, 1925.
- Ч а п к о в с к и й К. А. Материалы по гидрохимии р. Волги по наблюдениям 1908 г. Труды Ихтиол. лаборатории. Астрахань, 1909, т. 1, в. 2.
- Ч а п к о в с к и й К. А. Материалы по гидрохимии р. Волги у г. Астрахани в 1908 г. Труды Ихтиол. лаборатории. Т. 1, в. 1. Астрахань, 1909.
- Ч е б о т а р е в И. И. Гидрогеология плоскостного Дагестана. Труды Сев.-Кавказского геол. треста. 1934, № 7.
- Ч и р в и н с к и й П. Н. О химическом составе воды в р. Аксай близ г. Новочеркасска. Сев.-Кавказский Мелиорат. бюллетень. 1917, № 10–11, стр. 267–269.
- Ш а п ш е в К., С м и р н о в а О. Я. Наблюдения за химическим составом р. Камы. Сборник «За санитарное оздоровление Урала». Свердловск, 1931.
- Ш у л ь ц Б. Л. Химический сток. В кн.: Реки Средней Азии. 1949.
- Щ е р б а к о в А. П. Гидрохимический режим Волги, Мологи и Шексны в районе Рыбинского водохранилища. Труды биол. станции «Борок», 1950, стр. 7–34.
- Щ е р б а к о в А. П. Зимний кислородный режим р. Мологи в связи с заморами 1938 и 1940 гг. Доклады Акад. наук СССР. Т. 30, № 1, 1941, стр. 43–46.
- Ю д а н о в И. Г. К познанию замора р. Оби. Труды Сибирской научн. рыбо-хозяйственной станции. 1929, т. 4, в. 3.
- C l a r k e F. W. A proleminarystudy of chemical denudation Smithsonian Misc. College, v. 56, № 5, 1910.
- C l a r k e F. W. The Data of Geochemistry. U. S. Geological Survey Bulletin 770, 1924.
- M e i n a r d u s W. Bemerkungen zum Jahreswasserauchalt der Erde, Petermanns Geogr. Mitt. 7–8, 1934.
- M u r r a y J. Scotch. Geogr. Mag., v. 3, p. 65, 1887.
- P a l m e r C. The geochemical interpretation of Water analyses. U. S. Geol. Survey, Bull. 479, 1911.
- P e n k A. Morphologie der Erdoberfläche, Wien, 1894.

Read T. M. Chemical denudation in relation to geological time. Proc. Liverpool Geol. Soc., v. 3, p. 211, 1876–1877.

Read T. M. Note on the Mean Rate of Subaerial Denudation. Geol Magazine 6, 1889.

Read T. M. Evolution of Earth structure, pp. 255–282, 1903. Selisbary R. D. Physiography L., 1909.

Stabler H. The industrial application of water analyses. U. S. Geol. Survey Waters Supply Paper. 274, pp. 165–171, 1911.

Wallace R. C., Becker W. F. and Ward G. The Red River as an Erosive Agent. Trans Roy. Soc. Canada 4, 3 ser. V. XX, p. 149–167, 1926.

### Литература к пятой главе

Аболин Р. И. Геоботаническое и почвенное описание Лено-Виллойской равнины. Л., 1929.

Абрамович М. Озеро Баюк-Шор в округе г. Баку – новый источник предполагаемого добывания йода и брома. Поверхность и недра. 1916, т. 1, № 6, стр. 245–246.

Алабышев В. В. Зональность озерных отложений. Известия Сапропелевого ком-та. 1932, вып 6, стр. 1–44.

Алекин О. А. К вопросу о происхождении солевого состава воды Аральского моря. Метеорология и гидрология. 1947, № 4, стр. 65–72.

Александров В. А. Минеральные и грязевые озера Средней Азии. В кн.: Минеральные богатства Средней Азии. М.–Л., 1935, стр. 441–460.

Алибегов Г. О добывании йода из Баюкшорского озера. Труды Комиссии сырья ком-та военно-технической помощи. 1916, вып. 3, стр. 121 – 124.

Аминев Б. А. Соленые озера Азово-Черноморского края. Геология на фронте индустриализации. 1936, № 9, стр. 7–10.

Аносов В. Балхаш и соленые озера его бассейна. Труды соляной лаборатории Акад. наук СССР. 1936, т. 11, стр. 150.

Аносов В. Возможность использования богатств соляных озер Нижне-Волжского края. Химия и соц. хозяйство. 1932, № 7, стр. 97–99.

Алабанова З. М. К гидрохимии Уфалейских озер. Труды Уральского отд-ния Всес. научн.-исслед. ин-та озер, и реч. рыб. хоз-ва. 1941, т. 3, стр. 14–22.

Алабанова З. М. Материалы к озеру Большой Шарташ. Труды Уральского отд-ния Всес. научн.-исслед. ин-та озер, и реч. рыб. хоз-ва. 1949, т. 4, стр. 75–128.

Алабанова З. М. Опыт применения геохимического метода к изучению влияния промышленных стоков на водохранилище. Труды Уральского отд-ния Всес., научн.-исслед. ин-та озер, и реч. рыб. хоз-ва. 1939, т. 1, стр. 187–207.

Алабанова З. М. Химизм озер восточного склона Урала и Зауральской равнины. Труды Уральского отд-ния Всес. научн.-исслед. ин-та озер, и реч. рыб. хоз-ва. 1949, т. 4, стр. 10–20.

Белов Н. П., Лобова Е. В. Почвы и воды Кулундинской степи. В кн.: Кулундинская экспедиция Акад. наук СССР. Ч. 3, М.–Л., 1935, стр. 127–277.

Белых Ф. И. Опыт гидрометеорологического обслуживания на Рыбинском водохранилище. Метеорология и гидрология. 1952, № 3, стр. 20–23.

Бендецкий М. А. Проблемы промышленного использования солей озера Эльтон. В кн.: Проблемы Волго-Каспия. Ч. 2, Л 1934 стр. 436–447.

Берг Л. С. Географические зоны Советского Союза. Изд. 3. М., 1947.

Бергман А. Г. Соленые озера и месторождения Средней Азии. В кн.: Минеральные богатства Средней Азии. М.–Л., 1935, стр. 249–256.

Бергман А. Г. Сульфатные ресурсы Средней Азии. В кн.: Сульфат натрия в СССР (Сб. статей). М.–Л., 1946.

Блинов Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды. Метеорология и гидрология. 1947, № 4, стр. 52–64.

Блюмберг Я. Б. К вопросу об осолонении Карабугазского залива. Бюллетень Ин-та галлургии. 1939, № 2, стр. 1–10.

Бром. В кн. Справочник по полезным ископаемым Северо-кавказского края. Ростов н/Д, 1933, стр. 25–26.

Бруевич С. В. Возраст современного озерного периода Каспия и метаморфизация солей речного стока в море. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1939, т. 23, № 7, стр. 694–697.

Бруевич С. В. Гидрохимия Среднего и Южного Каспия (по работам 1934 г.). М.–Л., 1937.

Бруевич С. В., Певзняк Р. М. О влиянии донных отложений на химизм пресных водоемов. Гидрохимические материалы. 1939. т. 11, стр. 131–168.

Букштейн В. М., Висягин Н. И. Изменение концентрации брома в районах озер Кулундинской степи. Бюллетень ин-та галлургии. 1938, № 8, стр. 48–54.

Букштейн В. М. К вопросу о промышленном использовании Кулундинских соляных богатств. Бюллетень ин-та галлургии. 1938 № 7, стр. 40–50

Букштейн В. М. Озеро Кучукбаза Кулундинского химического комбината, журнал хим. промти. 1937, т. 14, №23, стр. 1587–1591.

Валашко М. Г. К познанию основных физико-химических закономерностей в развитии соляных озер. Доклады Акад. наук СССР Новая серия. 1939, т. 22, № 7, стр. 688–693; Журнал прикл. химии. 1939, т. 12, № 7, стр. 955–966.

Василевский М. П. Краткий геологический очерк соленого озера Ер-Ойландуз. Известия Геол. Ком-та. 1930, т. 49, стр. 273–296

Вдовенко В. М. Материалы к гидрохимии некоторых рек и озер Кулундинской степи. Известия Гос. гидрол. ин-та, 1934, № 68 стр. 46–48.

Верещагин Г. Ю. Гидрохимические наблюдения на Южном Байкале летом 1926 г. Доклады Акад. наук СССР. 1927, т. 5, стр. 327–332.

Верещагин Г. Ю. Состав воды Байкала и ее свойства. В его кн.: Байкал. М., 1949, стр. 65–78.

Вернадский В. И. История минералов земной коры. Т. 2. История природных вод. Вып. 1–3. Л., 1933–1936.

Виноградова Е. Г. Гидрохимический очерк Аральского моря. Труды Гос. океанографического ин-та. 1948, вып. 10 (22), стр. 147–165.

Виталь Д. А. Современные известково-магнетитовые конкреции и оолиты озер Кулундинской степи Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. Т. 23 (2), 1948, стр. 83–100.

Воронков П. П., Соколова О. К. Некоторые черты формирования химического состава воды озер Карельского перешейка. Труды Гос. гидрол. ин-та. 1949., вып. 17 (71), стр. 59–67.

Вотинцев К. К. Биогенные элементы в грунтовых растворах оз. Байкал. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1950, т. 75, № 1.

Вотинцев К. К. О роли губок в динамике кремнекислоты в воде оз. Байкал. Доклады Акад. наук СССР Новая серия. 1948, т. 62, № 5, стр. 661–663.

Вширко А. В. Гидрохимические фации рек и озер лесной и лесостепной зон. Тезисы докладов. Конференции по химии, географии вод. Молотов, 1949.

Гаврилов Я. В. Опыт подсчета запасов соли в озере Масазыр Труды Геол. ин-та Губкина. (Баку). 1939, т. 16, стр. 119–165.

Горбов А. Ф. О континентальном соленакоплении в Кулундинской степи. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1950, т. 71, № 5, стр. 921–924.

Граве Н. А. Ископаемые льды водораздела рек Лены и Алдана Труды ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева. 1944, т. 4, стр. 10–32.

Граве В. Н. Таймырское озеро. Известия Всес. геогр. о-ва. 1947 т. 79, вып. 3, стр. 289–302.

Григорьев А. А. Геология, рельеф и почвы северо-западной части ЛенскоАлданского плато и Верхоянского хребта по данным экспедиции 1925 г. Л., 1926.

Гричук В. П. Структурно-литологические типы озерных илов и некоторые закономерности их географического распространения. В кн. Материалы по геоморфологии и палеогеографии СССР. Вып. 43, 1949, стр. 5–18.

Давыдов А. Т., Новаковски й М. С. Гидрохимическое исследование Лозовеньковского водохранилища. В кн.: Сборник трудов Харьковского гидрометеор, ин-та за 1938 г. Харьков, 1939, стр. 141–143.

Дзене с - Литовский А. И. Гидрохимические условия Евпаторийской группы Крымских соляных озер. Труды 1-го гидрогеол. съезда. Сб. 5. Минеральные воды, 1934, стр. 178–197.

Дзенс-Литовский А. И. Геологические условия озера Ходж-Каб в Бухарском оазисе. Известия Всес. геогр. о-ва. 1940, т. 72, № 2, стр. 184–193.

Дзенс-Литовский А. И. Геологические условия формирования рассолов и вод озерных соляных месторождений СССР. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Дзенс-Литовский А. И. Зона минеральных озер СССР. Известия Всес. геогр. о-ва. 1944, т. 76, вып. 4, стр. 178–190.

Дзенс-Литовский А. И. Йод и бром в рапе минеральных озер, в природных рассолах и нефтяных водах. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1944, т. 45, № 2, стр. 70–72.

Дзенс-Литовский А. И. Минеральные озера в условиях вечной мерзлоты. Проблемы сов. геологии. 1937, № 2, стр. 183–184.

Дзенс-Литовский А. И. Минеральные озера СССР. Проблемы физ. географии. 1951, 17, стр. 36–57.

Дзенс-Литовский А. И. Подземные воды и рассолы озерных соляных месторождений. Труды лаборатории гидрогеол. проблем 1950, т. 9, стр. 146–163.

Дзенс-Литовский А. И. Проблема Сиваша. Разведка недр. 1939, № 6, стр. 18–22.

Дзенс-Литовский А. И. Сульфатные озера Кучук и Кулунда. Наука и жизнь. 1944, № 6, стр. 23–25.

Домрачев П. Ф. Исследование озера Искандеркуль в гидрологическом и рыбо-хозяйственном отношении. В кн.: Труды ледниковых экспедиций. Вып. 3, Зеравшан. Л., 1936, стр. 293–366.

- Д р о б о в В. П. Краткий очерк растительности Ленско-Алданского плато. Л., 1927.
- Д р у ж и н и н И. Г. О соляных богатствах озера Эбейты. Доклады Акад. наук СССР. 1941, т. 31, стр. 1901.
- Д р у ж и н и н И. Г. Сульфатное озеро Эбейты. В кн.: Сульфат натрия в СССР (Сб. статей.) М.–Л., 1946, стр. 103–138.
- Д р у ж и н и н И. Г. Сульфатные воды соляных озер. В кн.: Материалы совещания по методике анализа илов (лечеб. грязи). М.–Л., 1949., стр. 49–54.
- Д у р о в С. А. Характер накопления сульфатов в воде прудов Сальской степи. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1950, т. 75, № 1, стр. 67–69.
- Е г о р о в А. Д. Воды и озера Якутских аласов. Якутск, 1942.
- Е г о р о в А. Д., Н и к о л а е в В. И. Содовое озеро Абалах в Якутии. Журнал прикл. химии. 1936, т. 9, вып. 4.
- Ж а г г а р К. Б. К вопросу о гидрохимических фациях вод Южного Зауралья. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.
- Ж а г г а р К. Б. Открытые водоемы Троицкой лесостепи. Труды Троицкого ветеринарного ин-та (Свердловск). 1936, вып. 2, стр. 279–287.
- Ж а д и н В. И. Задачи гидробиологического освоения новых прудов и водоемов. Природа. 1949. № 5, стр. 23–28.
- Ж е м ч у ж н и к о в Е. А. Характер действия воды озера Балхаш на растения в водных культурах. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1946, т. 51, № 6, стр. 467–470.
- З а й к о в Б. Д. Водный баланс Каспийского моря в связи с причинами понижения его уровня. В кн.: Труды 2-го Всес. геогр. съезда. Т. 2. М., 1948, стр. 253–254.
- З д а н о в с к и й А. Б., Р я б ч и к о в Д. И. Сульфатное озеро Анж-Булат и возможные пути его освоения. Журнал приклад. химии. 1935, № 8, стр. 981–993.
- З о л ь н и к о в В. Г. Почвенный покров Центральной Якутии. «Социалистическая Якутия». 1948. 9, IV.
- И в а н о в а Е. Н. Почвы и соленакопление в озерах ленточных боров. В кн.: Кулундинская экспедиция. Ч. 3. М.–Л., 1935, стр. 35–119.
- И л ь и н с к и й В. П., К л е б а н о в Г. С., Б а д е р Ф. Ф. Соленое озеро Куули. Труды соляной лаборатории Акад. наук СССР. 1932, т. 3, стр. 31.
- К а б л у к о в И. А., К а б л у к о в А. С. Крымские соленые озера. О добывании из них натриевых и калийных солей. М., 1915.
- К е й л ь м а н А. Об организации рапных производств на озере Эльтон. Нижнее Поволжье (Саратов). 1931, № 7, стр. 132–144.
- К л о ч к о М. А. К вопросу о запасах солей озера Эльтон и о путях их использования. Журнал прикл. химии. 1937, т. 10, вып. 5, стр. 828–844.
- К л о ч к о М. А. Показатели, характеризующие скорость изменения солевого и водного баланса бессточных озер и внутренних морей. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1950, т. 75, № 2, стр. 251–254.
- К о ж о в М., К а р н а у х о в А. Озеро Духовое. Известия Биогеогр. научн.-исслед. ин-та при ВосточноСиб. гос. ун-те. 1938, т. 8, вып. 1–2, стр. 148–156.
- К о ж о в М. Озеро Тотокаль (гидрогеологические очерки). Известия Био-геогр. науч. исслед. ин-та при Восточносиб. гос. ун-те. 1938. т. 8, вып. 1–2, стр. 120–147.

К о л е с н и к о в В. А. О закономерностях развития замкнутых бассейнов. Доклады Акад. наук СССР. 1939, т. 23, № 8, стр. 808–810

К о н ш и н В. Д. Баланс азота в Черном озере в Косине. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1949, т. 66, № 5, стр. 941–943.

К о н ш и н В. Д. Метаморфизация воды озера Балхаш. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1945, т. 48, № 5, стр. 355–357.

К о н ш и н И. А. Гидрохимические фации рек горной зоны Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

К о н ш и н И. А. Гидрохимические фации рек и озер пустынной зоны. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов 1949.

Красюк А. А., Огнев Г. Н., Почвы Ленско-Амгинского водораздела (Якутский округ). Л., 1927.

К р о т о в Б. П. К вопросу о диагенезе осадков. Диагенез и тело генез. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1952, т. 82, № 6 стр. 973–976.

К у д р я в ц е в Д. Д. Материалы к гидрохимической характеристике Волжского отрога Рыбинского водохранилища 1943–1946 гг. Труды биолог, станции «Борок» им. Морозова. Вып. 1, 1950, стр. 35–79

К у д р я в ц е в Д. Д. Сравнительная характеристика гидрохимического режима водохранилищ Верхней Волги, Ивановского, Угличского и Рыбинского. Труды биол. станции «Борок» им. Морозова. 1950 вып. 1, стр. 80–96.

К у д р я в ц е в Д. Д. Физико-химические свойства донных (иловых) отложений Волжского отрога Рыбинского водохранилища. Труды биол. станции «Борок» им. Морозова. 1950, вып. 1, стр. 97–104.

К у з н е ц о в С. И. Определение интенсивности поглощения кислорода из водной массы озера за счет бактериальных процессов. Труды лимнологической станции в Косине. 1939, вып. 22, стр. 53–74.

К у р н а к о в Н. С. Волжско-Каспийская соляная экспедиция В кн.: Отчет о деятельности АН СССР в 1932 г. М.–Л., 1933, стр. 261–262

К у р н а к о в Н. С., Р о н к и н Б. Л. Озеро Эльтон. Известия ин-та физико-хим. анализа. Т. 6. 1933, стр. 185–205.

Курнаков Н. С., Лепешков Н. И. Индерское озеро, как представитель нового типа хлор-калиевых соляных озер. В кн.: Бор и калий в Западном Казахстане. М.–Л., 1935, стр. 40–61.

Курнаков Н.С., Лепешков И. Н., Кузнецов Д. И. Минеральные соли и соляные озера Урало-Эмбинской области. В кн.: Большая Эмба. Т. 1. М.–Л., 1937, стр. 103–114.

К у ч и н М. И. Бром. В кн.: Полезные ископаемые Зап. Сиб. края. Нерудные ископаемые. Т. 2. М., 1934, стр. 287–288.

Л а н г в а г е н Я. В. Исследование в Эссентуках, на Баталинском источнике и на Тамбуканском озере. Известия Геол. Ком-та. 1916. т. 35 № 1, стр. 117–123.

Лангваген Я. В. Исследование в Эссентуках. Известия Геол Ком-та. 1917, т. 36, № 1, стр. 75–83.

Л а н г в а г е н Я. В. О результатах геологических исследований на Баталинском источнике и Тамбуканском источнике в Тамбуканском озере. Известия Геол. Ком-та. 1915, т. 34, вып. 9, стр. 549–552.

М у р а в е й с к и й С. Д. . Коллоидно-дисперсные минералы озерных илов. Вопросы географии. Сб. 3. М., 1947, стр. 199–203.

Н и к о л а е в А. В. , Д у б р о в о С. К. , П о н и з о в с к а я Л. О. Прииртышская соляная экспедиция (Казахская АССР). Труды СОПС АН СССР. Серия казахская. Т. 2, 1933, стр. 118–122.

Николаев В. И., Лепешков И. Н. Бромные равновесия Индерского озера в связи с вопросом о пределе накопления брома в сильвинитовых шелоках. Калий. 1936, № 9, стр. 29–32.

Николаев В. И. Перспективы промышленного использования озер дельты Волги. М., 1932.

Николаев В. И., Кузнецов Д. И. Физико-химическая соляная экспедиция Академии наук СССР на озера дельты Волги в 1932 г. Известия ин-та физ.-химия, анализа. 1935, т. 7, стр. 285–294.

Николаев В. И. Физико-химическая характеристика озер дельты Волги и перспективы их промышленного использования. В кн.: Проблемы Волго-Каспия. Вып. 2. Л., 1934, стр. 447–452.

Николаев В. И., Калинин С. К. Стронций как один из химических поисковых признаков. Доклады Акад. наук СССР. 1938, т. 20, № 6, стр. 465.

Николаев В. И. О возрасте наиболее древних соляных озер в дельте р. Волги. Доклады Акад. наук СССР. 1945, т. 50, стр. 357–358.

Николаев В. И., Сегаль Н. М. Сезонные колебания концентрации калия, брома и борной кислоты в соляных озерах дельты р. Волги. Гидрохимические материалы. 1947, т. 13, стр. 124–128.

Овчинников И. Ф. Краткий очерк Рыбинского водохранилища. Труды биол. станции «Борок» им. Морозова. 1950, стр. 105–138.

Оленев В. И. Отчет о работе отделов ин-та. Отдел минеральных производств. Гос. инт. прикл. химии. 1926, т. 3, стр. 16–28.

Оленев В. И. Бальнеологические ресурсы Апшерона. Труды Азерб. отд. Закав. филиала Акад. наук СССР. 1934, т. 6, стр. 40–52.

Палей П. Н. О генезисе глубинных рассолов, Труды лаборатории гидрогеол. проблем 1948, т. 3, стр. 48–49.

Паринский П. Д. О перспективах озера Эбейты. Вестник, Зап.-Сиб. геол. треста. 1937, № 2, стр. 76–83.

Печерин А. И. К характеристике химического состава вод аласных озер Центральной Якутии. Тезисы докладов конференции по химии, географии вод. Молотов, 1949.

Пийп Б. И. Термальные ключи Камчатки. М.–Л., 1937.

Поляков В. Д. Сульфатные озера Челябинской и Кустанайской области. В кн.: Сульфат натрия в СССР. М.–Л., 1946.

Попов М. И. Минеральные богатства Приаралья. Алма-Ата, 1935

Попов С. П. Минералогия Крыма. М.–Л., 1938.

Посохов Е. В. Содовые озера Илийской впадины, Известия Казах, филиала Акад. наук СССР. Серия геолог. 1946, вып. 8 (26), стр. 80–95.

Радищев В. Н. К изучению Индерского озера. Материалы по гидрохимии соленых озер Каспийского бассейна. Работы Волжск, биол. станции. 1930, т. 11, № 1, стр. 61–64.

Ратеев М. А. Глинистые минералы в донных осадках Южного Байкала. Доклады Акад. наук СССР. 1952, т. 82, № 6, стр. 981–983.

Рейнеке В. И. Соляные озера левобережья р. Иртыша. Алма-Ата. 1937.

Рукавишников И. И. Минеральное озеро Ланкарыйа Сборник трудов о-ва изучения Якутской АССР. 1936.

Рылов В. М. К лимнологии Кавказа. Некоторые данные по гидрологии и химии озера Кардыва (Зап. Закавказье). Известия Гос. гидрол. ин-та. 1930, № 30, стр. 91–113.

Сакс В. Н. Геологические исследования в с.в. части Западно-Сибирской низменности. Труды Горногеол. упр-ния. 1946, в. 22.

Сапожников Д. Г. Современные осадки и геология озера Балхаш. Труды ин-та геол. наук. 1951, вып. 132, геол. сер. (№ 53).

Саушкин Ю. Г. Географические очерки. Центральная Якутия. М., 1947.

Селивановский Б. В. Озера Смолино, Синеглазово и Круглое в районе г. Челябинска. Ученые зап. Казан, гос. ун-та. 1931, т. 91, кн. 2, вып. 2, стр. 100–112.

Семенович Н. И. Лимнологический очерк группы озер Центральной Якутии. В кн.: Исследования озер СССР. Вып. 8. 1935.

Сердюченко Д. П. Полезные ископаемые Северо-Кавказ; края и проблемы их практического использования. Хим. сырье. 1932. № 64.

Скопинец В. А. Сравнительное изучение суточных изменений растворенного  $O_2$  и рН в природных водоемах. Гидрохимические материалы. 1939, т. 11, стр. 112–119.

Славянов Н. Н. Материалы по геологическому изучению Тамбуканского озера. Материалы по общ. и прикл. геологии. 1926, вып. 41.

Соляные богатства Сталинградского края. Сборник статей. Сталинград, 1934.

Соленые озера Крыма. М.–Л., 1936.

Сосновский Очерк физической географии Якутской области. В кн.: Памятная книжка Якутского обл. Управления. Вып. 1, 1896.

Отников А. В. Гидрохимические фации озерных вод Прикаспия. Тезисы докладов конф. по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Справочник по полезным ископаемым Северо-Кавказского края. Ростов на/Дону, 1933.

Степанов Б. И., Николаев В. И. Годичные циклы корневых соляных озер. Известия Акад. наук СССР. Серия хим. 1938, № 5–6, стр. 1255–1264.

Степанов Б. И. Южно-Астраханские соляные озера и перспективы их промышленного использования. Сталинградский край. 1934, № 5, стр. 68–73.

Степанов Б. И. Южно-Астраханские соляные озера и перспективы их промышленного использования. В кн.: Соляные богатства Сталинградского края. Сталинград, 1935, стр. 59–72.

Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М.–Л 1937.

Суров П. Н. За Индерский курорт-здравицу. Курорт и физиотерапия. 1934, № 3, стр. 109–110.

Таусон А. О. Водные ресурсы Молотовской области. Молотов, 1947, стр. 66–67, 71, 77, 98, 105.

Тейс Р. В. Изотопный состав вод некоторых рек и озер СССР. Доклады Акад. наук СССР. 1939, т. 24, № 8, стр. 779–782.

Трофимов А. В. Соотношения между хлором и удельным весом воды Каспийского моря. Метеорология и гидрология. 1939, № 6, стр. 51–66.

Успенский А. П. К гидрохимии Аральского моря. Известия Всес. геогр. о-ва. 1950, т. 82, в. 1, стр. 59–64.

Файнберг Е. Перспективы химизации Кулундинской степи Журнал хим. промышленности. 1936. № 2, стр. 116–121.

Фейгельсон И. Б., Кожевников А. А. Годичный цикл Индерского озера. Бюллетень ин-та галлургии. 1939, № 10–11, стр. 28–37.

Фейгельсон И. Б. К гидрохимии соляных озер Западного Казахстана и источников их питания. Разведка недр. 1936, №4, стр. 24–26.

Фейгельсон И. Б., Кожевников А. А. К гидрохимии соляных озер Урало-Эмбинского района и полуострова Мангышлак. Разведка недр. 1937, № 2, стр. 36–40.

Фейгельсон И. Б., Ларина А. П., Мордвинкин Д. Ф. Получение хлормagneйных щелоков в естественных условиях на озере Эльтон. За недра Волго-Прикаспия. Саратов, 1938, вып. 1, стр. 69–92.

Фейгельсон И. Б. Пути промышленной эксплуатации озера Эльтон. Сталинградский край. 1934, № 4, стр. 40–47.

Фейгельсон И. Б., Кожевников А. А. О боре и рассолах соляных озер Западного Казахстана. Разведка недр. 1936, № 15–16

Фейгельсон И. Б. Озеро Байткуль. В кн.: Соляные богатства Сталинградского края. Сталинград. 1935, стр. 57–58.

Фейгельсон И. Б. Озеро Эльтон. В кн.: Соляные богатства Сталинградского края. Сталинград, 1935, стр. 21–53.

Фейгельсон И. Б., Шлезингер Н. А. О сезонных колебаниях состава рапы озера Эльтон и запасах солей магния и брома. Труды Центр, науч.-иссл. станции геох. солей. 1936, вып. 1.

Фейгельсон И. Б., В а л я ш к о М. Г., Б е р г м а н А. Г. О распространении бора в соляных озерах АралоКаспийского района. Доклады Акад. наук СССР. 1939, т. 22, № 5, стр. 249–252.

Филатов М. М. География почв СССР. М., 1945.

Черновская Е. Н. Гидрохимический режим Чайного озера. Труды Гос. гидрол. ин-та. 1949, вып. 17 (71), стр. 40–58.

Чингиз-Ильдрым Соляные озера Азербайджана и их экономическое значение. Журнал хим. промти. 1929, т. 6, №2, стр. 110–117.

Ш е с у к о в а В. С. К истории водоемов Зауралья. Доклады Акад. наук СССР. 1946, т. 51, № 3, стр. 221–224.

Шлезингер Н. А., З о р к и н Ф. П. Геохимия брома Прикаспийской низменности. За недра Волго-Прикаспия. 1938. №1, стр. 56–58.

Шлезингер Н. А., Б е ф о р т Е. И. Об адсорбции брома глинами и грязью Эльтонского озера. Труды Центр, науч.-исслед. станций геохим. солей. 1936, в. 1, стр. 99–111.

Щукарев С. А., Толмачев Т. Н. Коллоидно-химическая теория соленых озер. Журнал Рус. физико-хим. о-ва, 1930, т. 62, в. 4.

Эпштейн В. В. О метаморфизации материковых минеральных озер. Гидрохим. материалы. Т. 9, 1939.

Я г о в к и н И. С. Гидрогеологический очерк Акмолинского района Казахской АССР в пределах бывшей Акмолинской области. Труды Всес. Геол. разв. объединения НКПТ СССР. 1934, вып. 329, стр. 71.

Якимов М. П., Куликов Б. И. Изотермическое испарение рапы озера Каучук при 25° с определением упругости паров в зависимости от концентрации. Журнал прикл. химии. 1935, т. 8, № 2, стр. 221–4226.

Яковлев С. А. К вопросу о происхождении Телецкого озера. Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы. 1939, т. 17, в. 4–6, стр. 3–12;

- Яснопольский Б. В. Сульфатные месторождения в СССР. В кн.: Сульфат натрия в СССР. М.–Л., 1946, стр. 5–39.
- Clarke F. W. The Date of Geochemistry. U. S. Geol. Survey. Bull. 770, 1924.
- Cheesmen A. E. Lake Tana and the Blue Nile an Abissinia quest London, 400, 1938.
- Collet L. Les Lacs. 320, 1925.
- Erdly A. J. Sediments of Great Salt Lake Utah. Bull. Am. Ass. Petr. Geol. 22, 10, 1305–1410, 1938.
- Halfass W. Die Seen der Erde. 1922.
- Maskintoch B. Great Slave Lake. Trans. Roy. Soc. Canada, Ser. 3, Srct. 4, vol. 23, 5–38, 1926.
- Vailace R. C., Backer W. F. and Ward G. The Red River as an Erosive Agent. Transaction Roy. Soc. Canada, Ser. 3, Sect. 4, vol. 20, 149–167, 1926.

### **Литература к шестой главе**

- Граев Н. А. Ископаемые льды водораздела рек Лены и Алдана. Труды ин-та мерзлотоведения им. В. А. Обручева. 1944, т. 4, стр. 10–32.
- Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. К характеристике вод подземных озер. Доклады Акад. наук СССР. 1941, т. 31, № 1, стр. 26–29.
- Максимович Г. А. Краткая инструкция по изучению пещерного льда и ледяных пещер. Молотов, 1946.
- Максимович Г. А. Классификация льдов пещер. Известия Акад. наук СССР. Серия геогр. и геофиз. 1945, т. 9, № 5–6, стр. 565–570.
- Максимович Г. А. Пористость криосферы. Доклады Акад. наук СССР. 1946, т. 51, № 2, стр. 115–118.
- Максимович Г. А. Пещерные льды. Известия Всес. геогр. о-ва 1947, т. 79, в. 5, стр. 537–549.
- Максимович Г. А., Кобяк Г. Г. Характеристика льда Кунгурской пещеры. Доклады Акад. наук СССР. 1941, т. 31, № 6, стр. 478–481.
- Тейс Р. В. Изотопный состав ископаемых льдов. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 62, № 3, стр. 365–367.

### **Литература к седьмой главе**

- Герасимов И. И., Иванова Е. Н. О географических типах солевого баланса и формах солеобмена в коре выветривания. Проблемы физ. географии. 1936, вып. 3.
- Каменский Г. Н. Зональность грунтовых вод и почвенно-географические зоны. Труды лаборатории гидрогеолог, проблем Акад. наук СССР. 1949, т. 6, стр. 5–21.
- Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. 1–2 М.–Л., 1946–1947.
- Максимович Г. А. О роли атмосферных осадков в переносе растворенных веществ. Доклады Акад. наук СССР. 1953, т. 92, № 2 стр. 401–403.

### **Литература к восьмой главе**

- Абелев Ю. М. Временная инструкция по проектированию и возведению гражданских и промышленных сооружений на лёссовидных грунтах. Строительная промышленность. 1931, №7.

А б е л е в Ю. М. Практика строительства на лёссовидных грунтах по опыту Кузнецкстроя. М.–Л., 1934.

А б е л е в Ю. М. Основные результаты изучения особенностей строительных свойств лёссовидных грунтов и методы их упрочнения. В кн.: Строительство на лёссовидных грунтах, М.–Харьков, 1939, стр. 7–54.

А л ь б о в С. В. Объяснение происхождения провалов и проса док поверхности теорией горного давления (на материале карста низовьев левого берега р. Оки). Карстование. 1948, вып. 4, стр. 23–36.

А н д р у х и н Ф. Л. Вопросы методики геотехнических исследований лёссовидных грунтов. В кн.: Материалы по гидрогеологии и инженерной геологии. Сб. 1, М., 1935.

А н д р у х и н Ф. Л. Свойства лёссовидных грунтов Приташкентского района и методы их изучения. Труды Средне-Азиатского геол. треста. 1937, вып. 2, стр. 132.

А п р о д о в В. А. О некоторых вопросах теории карста. Известия Акад. наук СССР. Серия геогр. и геофиз. 1948, т. 12, № 3, стр. 271–282.

А с т а п о в С. В. Строение почвенных агрегатов. Вестник мелиорации и гидротехники. 1940, № 2, стр. 92–103.

Б а т ы г и н В. И. Задачи инженерно-геологических исследований в связи с оценкой строительных свойств грунтов. Геология на фронте индустриализации. 1933, № 7–9, стр. 64–67.

Б а т ы г и н В. И. К методике оценки просадочности глинистых грунтов. Гидротехническое строительство. 1933, № 7.

Б а т ы г и н В. И. К методике оценки просадочности глинистых грунтов. Геология на фронте индустриализации. 1933, № 2, стр. 21–26.

Б е р г Л. С. Аральское море. Опыт физико-географической монографии. СПб., 1908.

Б е р г Л. С. Географические зоны Советского Союза. Изд. 3. М., 1947.

Б е р г Л. С. Лёсс, как продукт выветривания и почвообразования. В его кн.: Климат и жизнь. Изд. 2. М., 1947, стр. 156–307.

Б е р г Л. С. О происхождении лёсса (предварительное сообщение). Известия Русск. геогр. о-ва. 1916, т. 52, вып. 8, стр. 579–647.

Б е р г Л. С. О происхождении лёсса. В его кн.: Климат и жизнь. Изд. 2. М., 1947.

Б е р г Л. С. Справка по истории лёссового вопроса. Почвоведение. 1946, № 3, стр. 164.

Б е р г Л. С. Фауна лёсса. В кн.: Проблемы палеогеографии четвертичного периода. М.–Л., 1941, стр. 225–240.

Б о р и с о в а Е. А. Пещера «Дыроватого камня» на р. Туре. Спелеологический бюллетень (Молотов). 1947, № 1, стр. 55–58.

Б у т о в П. И., З а й ц е в И. К. О гидрогеологии и карсте Тюя Муюна. Записки Всес. минерал. о-ва. 1935, ч. 64, вып. 1, стр. 145–161.

В л о д а в е ц В. И. Классификация отрицательных вулканических форм рельефа. Известия Акад. наук СССР. Серия геол. 1944, № 5, стр. 137–147.

В л о д а в е ц В. И. Ключевская группа вулканов. Труды Камчатской вулканологической станции. 1940, вып. 1.

В о р о н о в Ф. И., Д м и т р и е в В. Д. Просадочные явления в лёссах Приташкентского района (по правобережью Чирчика). Ташкент, 1940.

В о р о н о в Ф. И. Просадки в лесах Средней Азии. Ташкент, 1938.

Г в о з д е ц к и й Н. А. Карст. М., 1950.

Герасимов И. П., Иванова Е. Н. О географических типах солевого баланса и формах солеобмена в коре выветривания, Проблемы физ. географии. 1936, т. 3, стр. 31–32.

Денисов Н. Я. К вопросу о генезисе просадочных лёссовидных суглинков. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1943, т. 49, № 3, стр. 128–130.

Денисов Н. Я. К вопросу о происхождении электрического заряда глинистых частиц. Коллоидный журнал. 1940, т. 6, вып. 9.

Денисов Н. Я. К вопросу о роли поверхностных явлений в устойчивости лёссовидных суглинков. Бюллетень Всес. хим. о-ва им. Менделеева. 1940, № 8.

Денисов Н. Я. К использованию данных об агрессивности грунтов. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1944, т. 40, № 4, стр. 192–194.

Денисов Н. Я. К оценке строительных свойств лёссовидных суглинков. В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Азово Черноморского геол. треста. Сб. 2. Ростов н/Д, 1938.

Денисов Н. Я. Поверхностные явления и оползни глинистых пород. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1941, т. 33, № 4, стр. 295–296.

Денисов Н. Я. Просадки лёссовидных суглинков как показатель условий их генезиса и существования. Сов. геология. 1946, № 10, стр. 60–68.

Денисов Н. Я. Ирсадочные явления в лёссовидных суглинках Восточного Предкавказья. Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1939, вып. 5.

Денисов Н. Я. Просадочные явления на Терской оросительной системе. Разведка недр. 1937. № 17, стр. 30–34.

Денисов Н. Я. О генезисе просадочных лёссовидных суглинков. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1940, т. 28, № 6.

Денисов Н. Я. О некоторых теоретических положениях и экспериментальных доказательствах почвенной гипотезы лёссовобразования. Известия Акад. наук СССР. Серия геол. 1941, № 2, стр. 15–21.

Денисов Н. Я. О нижнем пределе текучести, как критерии оценки устойчивости грунтов. Проблемы сов. геологии. 1934, № 10.

Денисов Н. Я. О природе деформаций лёссовидных суглинков при увлажнении. Почвоведение. 1943, № 8, стр. 3–12.

Денисов Н. Я. О природе связности лёссовидных суглинков, Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1941, т. 32, № 4, стр. 276–278.

Денисов Н. Я. О роли электролитов в деформациях лёссовидных суглинков при увлажнении. Доклады Акад. наук. Новая серия. 1941, № 2, стр. 123–125.

Денисов Н. Я. О роли физико-химических процессов в деформации грунтов при увлажнении. Коллоидный журнал. 1941, т. 7, вып. 5.

Денисов Н. Я. О роли физико-химических процессов в деформациях грунтов при увлажнении. Сов. геология. 4944, № 2, стр. 107–111.

Денисов Н. Я. О целесообразности предварительного вызывания просадок при сооружении каналов в лёссовидных суглинках. Гидротехническое строительство. 1944, № 8–9, стр. 11.

Денисов Н. Я. Оценка некоторых свойств лёссовидных суглинков в связи с изменением их водного режима. В кн.: Труды Первой Азово-Черноморской краевой геол. конференции. 1935.

Дзэнс-Литовский А. И., Шаширова Е. И. Карст каменной соли Илецкого соляного купола. Записки Всес. минерал. о-ва. 1940, ч. 69, вып. 4, стр. 549–571.

- Д о к у ч а е в В. В. Наши степи прежде и теперь. СПб., 1892.
- Д о к у ч а е в В. В. Русский чернозем. СПб., 1883, стр. 86–87,
- Д о к у ч а е в В. В. Устройство поверхности и воды наших степей. Правительственный вестник. 1892, № 54, стр. 56.
- Д о м р а ч е в П. Ф. Исследование озера Искандер куль в Гидрогеологическом и рыбо-хозяйственном отношении. В кн.: Труды ледниковых экспедиций. Вып. 3. Зеравшан. М.–Л., 1936, стр. 293–366.
- Е р м о л о в А. С. Гиик-Салганский или Талгинский горячий минеральный серный Источник в Дагестанской области близ гор. Петровска. ГГ., 1916.
- З а й ц е в И. К. Вопросы изучения карста СССР. Л.–М., 1940.
- Иванов Д. Д. Исследования в Ставропольской губернии в 1887 г. Горный журнал. 1887, т. 2, стр. 454–475.
- К а р с т е н с Э. Э. Материалы по химическому составу минеральных источников Северного Кавказа. Л., 1926.
- К о н о п л я н ц е в А. А., К н а у ф В. М. О некоторых закономерностях в химизме подземных вод хребта Каратау. Доклады Акад. наук СССР. 1946, т. 53, № 1, стр. 65–66.
- К р а с н о п е в ц е в Н. Д. К вопросу о гидрогеологии карста юго-западной части Донецкого бассейна. В кн.: Гидрогеология. Сб. 3., М.–Л., 1934, стр. 6–9.
- К р у б е р А. А. Карстовая область горного Крыма. М., 1915 (Прил. к 1–2 кн. «Землеведения», за 1915 г.).
- Л е в а к о в с к и й И. О современных геологических явлениях в южной России, произведенных действием воды. Журнал Мин-ва Нар. просвещения. 1867, ч. 133, стр. 270.
- Л и с и ц и н К. И. О деформации суглинистых грунтов Предкавказья в связи с вопросом об образовании степных блюд. Ростов н/Д, 1931.
- Л и с и ц и н К. И. О просадочных явлениях на Северном Кавказе, В кн.: Тезисы Первого Всес. гидрогеолог. съезда. М.–Л., 1931,
- М а к с и м о в и ч Г. А. Гидрогеология и карстовые явления Актайско-Талицкого района. Ученые записки Пермского ун-та. 1936, т. 2, вып. 3, стр. 263–296. Разведка недр. 1937, № 9–10, стр. 38–40.
- Максимович Г. А. Задачи карстовой конференции. Карстование. 1948, вып. 1, стр. 5–10.
- М а к с и м о в и ч Г. А., К о б я к Г. Г. К характеристике вод подземных озер. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1941, т. 31, № К стр. 26–28; 1941, т. 31, № 6, стр. 478–481.
- Максимович Г. А., Г о л у б е в а Л. В. К характеристике гидрохимических фаций карстовых вод. Тезисы докладов конференции по химической географии вод. Молотов, 1949.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Минеральные источники Чечни. Журнал, прикл. химии. 1932, т. 5, вып. 8, стр. 1066–1077; Северо-Кавказский Край. 1932, № 2–3; Уч. зап. Пермского ун-та. 1936, т. 2, в. 2, стр. 93–103.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Основные типы миграции воды на земле. Природа. 1943, № 2, стр. 33–36.
- Максимович Г. А. Происхождение аккумулятивного комплекса речных террас. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1941, т. 30, № 6, стр. 515–518.
- М а к с и м о в и ч Г. А. Происхождение отложений Первой террасы р. Мулянки. Ученые записки Молотовского ун-та, 1948, т. 4, в. 4, стр. 23–53.

Максимович Г. А. Типы карстовых явлений. В кн.: Тезисы Докладов Молотовской карстовой конференции. Молотов, 1947.

Маруашвили Л. И. Карст в обломочных породах Мегрелии (Зап. Грузия). Природа, 1949, № 7, стр. 43–44.

Маруашвили Л. И. Карстовые явления в неогеновом конгломерате центральной Мегрелии (Зап. Грузия). Геоморфологическая характеристика криптокарста. В кн.: Тезисы докладов Молотовской карстовой конференции. Молотов, 1947, стр. 1–3.

Нацки А. Д. Геологический очерк Малого Балхана по исследованиям в 1914 и 1916 гг. Материалы по общей и прикладной геологии. 1916, вып. 4, стр. 17–24.

Никшич А. Д. Арчманский сернистый источник. Материалы по общей и прикладной геологии. 1926, вып. 115.

Овчинников А. М. Карст и минеральные воды. В кн.: Тезисы докладов Молотовской карстовой конференции. Молотов, 1947.

Огильви Н. А. К вопросу о Цхалтубских минеральных водах. В кн.: Цхалтубо. Т. 2. Тифлис, 1938.

Огильви А. Н. Мацеста. В кн.: Естественные производительные силы России. Т. 4. Полезные ископаемые. Вып. 40. Минеральные воды. Пг., 1918.

Решеткин М. М. Деформация лёссовидных грунтов на ирригационных системах. Труды СреднеАзиатского науч.исслед. ин-та ирригации. 1932, вып. 5.

Решеткин М. М. Материалы по изучению явлений деформации грунтов на Джунских землях под Ташкентом. Вопросы гидрогеологии и инженерной геологии. Ч. 3, М.–Л., 1933, стр. 53–75.

Решеткин М. М. О карстовых явлениях в лёссах. Вестник ирригации. 1929, № 10, стр. 92–96.

Решеткин М. М. Просадки лёссовидных грунтов на ирригационных системах. В кн.: Первый Всес. гидрогеология. съезд. Тезисы докладов. М., 1931.

Рыжиков Д. В. О гидрогеологическом характере карстовых процессов. Записки Уральского геолог. о-ва. 1948, вып. 1, стр. 7686.

Саваренский Ф. П. Гидрогеологический очерк Заволжья. Труды Главного геологоразвед. упр-ния. 1931, вып. 41.

Саваренский Ф. П. Карстовые воды. В его кн.: Гидрогеология. М.–Л., 1935, стр. 178–194.

Саваренский Ф. П. Просадки и осадки в лёссовых группах. В кн.: Справочник по инженерной геологии. М., 1939, стр. 27–29.

Саваренский Ф. П. Просадки. Карст. В кн.: Инженерная геология, М.–Л., 1939, стр. 118–141.

Саваренский Ф. П. Рецензия на книгу Н. Я. Денисова «К вопросу о причинах просадочных явлений в лёссовидных суглинках». Известия Акад. наук СССР. Сер. геол. 1944, № 4, стр. 126–127.

Семенов М. П. Характеристика инженерно-геологических условий на вариантах плотины. В кн.: Инженерно-геолог. исследования Волгостроя у Самарской Луки за 1929–32 гг. М., 1934, стр. 54–83.

Сигов А. П. Геоморфология Урала и основные эпохи карстообразования. В кн.: Тезисы докладов Молотовской карстовой конференции. Молотов, 1947.

Славянов И. Н. О некоторых малоизвестных минеральных источниках Кубанской области. Л., 1928.

Соколов Д. С. Основные условия развития карста. Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1951, т. 26, вып. 2, стр. 25–49

Т у т к о в с к и й П. А. К вопросу о способе образования лёсса. Землеведение. 1899, кн. 1–2, стр. 213–311.

Т у т к о в с к и й П. А. Ископаемые пустыни Северного полушария. М., 1909.

Ш а г о я н ц С. А. К вопросу о природе образования «языков» углекислых минеральных вод в районе Кавказских минеральных вод. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1947, т. 56, № 5, стр. 859–862.

Ш и т к о в М. Ф. Гидрогеологические исследования в районе Хиловских минеральных источников. Известия Всес. геогр. о-ва. 1932, вып. 66.

Щ е г о л е в Н. И. К вопросу изучения просадок грун-та. Геология на фронте индустриализации. 1933, № 3, стр. 61–64.

Щ у к и н И. С. Дурные земли (Общая морфология суши). М.–Л.–Новосибирск, 1933.

Щ у к и н И. С. Исследования в Центральном Кавказе летом 1927 г. Землеведение. 1928, т. 30, вып. 3. .

Щ у к и н И. С. Микрорельефные образования. Общая морфология суши. Т. 2, М.–Л., 1938, стр. 118–122.

Ю с у п о в а С. М. Рентгено-минералогические исследования лёссов Приташкентского района. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1941, т. 32, № 8, стр. 575–577.

Я к у ш е в а А. Ф. Карст палеозойских карбонатных пород на Русской равнине. Ученые записки Моск. ун-та. 1949, т. 3, вып. 136.

#### Литература к девятой главе

А б д у р а ш и т о в С. А. Показатель преломления вод нефтяного месторождения Кала. Доклады Акад. наук Азерб. ССР. 1946, т. 2, № 9стр. 367–368.

А л и з а д е А. А. К вопросу о первичности залегания нефти в продуктивной толще Апшерона и роли диапиризма в структуре складок Юго-восточного Кавказа. Азербайджанское нефтяное хоз. № 1 (235), 7–9, 1946.

А л ь б о в С. В. Гидрохимические фации подземных вод Крыма. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

А р х а н г е л ь с к и й А. Д., З а л м а н з о н З. С. Условия образования подземных вод Грозненских нефтяных месторождений. М., 5, 1932.

А ф а н а с ь е в Т. П. О химической зональности подземных вод Среднего Поволжья. Доклады Акад. наук СССР. 1947, т. 56, № 6, стр. стр. 621–624.

А ф а н а с ь е в Т. П. Подземные воды Среднего Поволжья и их классификация по химическому составу. Доклады Акад. наук СССР. 1947, т. 58, № 8, стр. 1701 – 1704.

Б а р а н о в В. И., Ц е й т л и н С. Г. О содержании в минеральных водах актиния и его продуктов и их количественное определение. Доклады Акад. наук. 1941, т. 32, № 8, стр. 563–565.

Б у н е е в А. Н. К вопросу происхождения основных типов минеральных вод в осадочных породах. Доклады Акад. наук СССР. 1944, т. 45, № 6, стр. 265–268.

Б у н е е в А. Н. К истории вод седиментации. Сов. геология. 1947, № 19, стр. 40–51.

Б у н е е в А. Н. Химический состав девонских вод под Москвой. Курортология и физиотерапия. 1936, № 6.

В а с и л ь е в В. Г. Гидрогеология и химия вод пермских отложений в районе Бугуруслана. Вопросы геолог. и рдзрб. нефт. месторожд. Среднего Поволжья, Саратов, 1946, стр. 26.–38.

В и н о г р а д о в А. П. Йод в морских илах. О происхождении иодо бромных вод нефтеносных районов. Труды Биогеохим. лаборатории Акад. наук СССР. 1939, т. 5, стр. 10–32

В и н о г р а д о в А. П. О хлор-бромном коэффициенте подземных вод. Доклады Акад. наук СССР. 1944, т. 44, стр. 74.

В и н о г р а д о в А. П. Рассеянные химические элементы в подземных водах различного происхождения (о значении коэффициента пропорциональности). Труды Лаборатории гидрогеол. проблем Акад. наук СССР. 1948, т. 1, стр. 25–35.

Г а в р и л о в А. Промысел им. Сталина. Классификация вод нефтяных месторождений Апшеронского полуострова. Баку, 1934, стр. 120–185.

Г а т у е в С. А., Ш а г о я н ц С. А. Гидрогеологические районы Северо-Кавказского края и условия водоснабжения в них. В кн.: Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Сев. Кавказа. М., 1946, стр. 60–86.

Г и д р о г е о л о г и ч е с к и й о ч е р к Чирчик-Ангрен-Келесского бассейна. Труды Средне-Азиатского геол. треста. 1937, вып. 4 стр. 5–165.

Г и н з б у р г - К а р а г и ч е в а Т. Л. Биогенные факторы генезиса нефти и природных газов. В кн.: Труды 17 Международн. геол. конгресса. Т. 4. М.–Л., 1940, стр. 319–333.

Г и н з б у р г - К а р а г и ч е в а Т. Л. Микробиология нефти Эмбы. В кн.: Большая Эмба. Т. 1. 1937, стр. Г49–161.

Г и н з б у р г - К а р а г и ч е в а Т. Л. О происхождении микрофлоры в нефтеносных и газоносных толщах. Сов. геология. 1947, № 13, стр. 65–84.

Г и н з б у р г - К а р а г и ч е в а Т. Л. Очерки микробиологии нефти. М.–Л., 1936.

Г о л у б я т н и к о в В. Гидрогеологический очерк. Труды по геологии и полезным ископаемым Сев. Кавказа. 1940, вып. 7, стр. 74–104.

Г о р и н В. А. О некоторых закономерностях в распределении нефти в подкирмакинской свите при боковой миграций. Азерб. нефт. хозвб. 1946, № 2–3, стр. 5–7.

Г р и г о р ь е в Н. А. Гидрогеологическое районирование минеральных вод Северного Кавказа. Труды лаборатории гидрогеол. проблем Акад. наук СССР. 1948, т. 3, стр. 172–178.

Г у р е в и ч М. С. Газогидрохимическая зональность подземных вод Зауралья. Тезисы докладов конференции по хим. географии вод. Молотов, 1949.

Д в а л и М. Ф., Л е б е д е в Г. А., Н и к и т ю к Л. А. Геологические и гидрогеологические исследования Красноводского пва: Труды Всес. геологоразв. объединения НКТП СССР. 1932, вып. 173, стр. 5–153.

Д з е н с - Л и т о в с к и й А. И., Т о л с т и х и н Н. И. Природные минеральные воды Союза. Природа. 1937, № 10.

Ж а б р е в Д. В. Изменения состава вод по нефтяному месторождению в целом и по отдельным пластам. Труды Геол. ин-та. им. акад. И. М. Губкина (Баку). 1939, т. 19, стр. 43–68.

Ж у к о в В. А. Некоторые структурные особенности юго-западной части Московской палеозойской котловины. Известия Акад. наук. Серия геол. 1940, № 6, стр. 36–41.

Зайцев И. К. Воды пластовых горизонтов. Гидрогеолог, очерк Карсакапай-Байконурского р-на. Труды Всес. Геол. разв. объединя НКТП СССР. 1934, вып. 323, стр. 40–43.

Зайцев И. К. Основы гидрогеологического районирования «Второго Баку». Сов. геология. 1944, № 1, стр. 61–75.

Иванов А. П. К вопросу о химизме вод нефтяных месторождений «Второго Баку». Сов. геология. 1940. № 10, стр. 83–88.

Игнатович Н. К. Гидрогеологическая структура – основа гидрогеологического районирования территории СССР. Сов. геология. 1947, № 19, стр. 24–33.

Игнатович Н. К. О закономерностях распределения и формирования подземных вод. Доклады Акад. наук СССР. 1944, т. 45, № 3.

Игнатович Н. К. О гидрогеологической классификации геоструктурных элементов. Доклады Акад. наук СССР. 1945, т. 49, № 4, стр. 292–295.

Игнатович Н. К. О региональных гидрогеологических закономерностях в связи с оценкой условий нефтеносности. Сов. геология. 1946, № 6, стр. 69–82.

Илларионов И. К. Проблема нефтеносности приволжской полосы Свяжско-Сурского водораздела. М.–Л., 1947.

Илларионов И. К. К вопросу частичной метаморфизации нефтяных вод в результате восстановительных процессов. Тезисы докладов конференции по хим. географии вод. Молотов, 1949.

И т к и н а Е. С. Распространение меди в водах нефтяных месторождений. Доклады Акад. наук СССР. 1942, т. 35, № 5, стр. 164–167.

Кавеев М. С. К вопросу поисков нефти гидрохимическими методами. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 61, № 2, стр. 329–331.

Кавтарадзе Г. Буровые воды нефтяного месторождения Мирзаани. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1948, № 4, стр. 5.

Кавтарадзе Г. И. Распространение иода в водах нефтяного месторождения Норю. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1947, № 9, стр. 3.

Каменский Г. Н. Поиски и разведка подземных вод. М.–Л., 1947.

Коноплянцев А. А., Кнауф В. И. О некоторых закономерностях в химизме подземных вод хребта Каратау. Доклады Акад. наук СССР. 1946, т. 53, № 1, стр. 65–66.

Корганов И. Новое применение заводнения в целях поддержания давления в пласте. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1946, № 2–3, 27–28.

Котлов Ф. В. Культурный слой г. Москвы и его инженерно-геологическая характеристика. М., 1947.

Кравцев А. И., Элинсон М. М. К вопросу о влиянии подземных вод на газоносность угольных месторождений в Донецком бассейне. Труды Ин-та геол. наук. 1940, вып. 42. Геол. серия (№ 12), стр. 1–15.

Кузнецов А. М. К вопросу о метаморфизме подземных вод Левшино. Доклады Акад. наук СССР. 1939, т. 22, вып. 5, стр. 253–257.

Кузнецов А. М. О сульфатно-натриевых водах Кунгурской толщи в Левшино. Доклады Акад. наук СССР. 1941, т. 30, № 5, стр. 422–425.

Кузнецов А. М. О рассолах карбона Полазненско-Краснокамской антиклинали. Доклады Акад. наук СССР. 1943, т. 39, № 2.

Кузнецов А. М. Сульфатные воды перми Полазненско-Краснокамской антиклинали. Доклады Акад. наук СССР, 1943, т. 39, № 4, Стр. 159–163.

Кузнецов Л. М. Вязкость подземных вод перми и карбона Палазничинско-Краснокамской антиклинали. Доклады Акад. Наук СССР 1945, т. 47, № 7, стр. 518–520.

Кузнецов А. М. Об изменении в составе подземных вод перми и карбона при их смешении, Доклады Акад. наук СССР. 1946, т. 62, № 8, 713–715..

Кузнецов А. М. Распределение вод различного химического состава в кунгурских отложениях Левшинского района. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов., 1949.

Куканов В. М. Гидрогеологические закономерности, как фактор в установлении и изучении глубинных нефтяных структур. Сов. геология. 1945, Мб 4, стр. 69 88.,

Кучин М. И. Геохимия подземных вод Западной Сибири. Вестник Зап. Сиб. Геол. упр-ния. 1947, № 5, стр. 38–51.

Кучин М. И. Подземные воды Обь-Иртышского бассейна. Гидрогеология СССР. 1940, вып. 16, стр. 4–301.

Ланге О. К. Артезианские воды Азиатской части СССР. О зональном распределении грунтовых вод на территории СССР. В кн.: Очерки по региональной гидрогеологии СССР. Нов. серия. Вып. 8 (12), 29, 1947.

Ланге О. К. Подземные воды Русской платформы и их районирование. Труды лаборатории гидрогеол. проблем Акад. наук СССР. 1948, т. 3, стр. 123–130.

Левенсон В. Э., Утштейн Н. Г. Сера в осадочных образованиях, приближающихся к нефти и иным битумам. Геохимия: нефтяных месторождений. М., 1934.

Линдтроп Н. Т. Влияние разработки Грозненских месторождений нефти на естественные источники. Нефтяное хоз-во. 1946, № 8, стр. 36–34.

Линдтроп Н. Т., Восстановление сульфатов в Грозненских месторождениях нефти. Доклады. Акад. наук СССР. 1947, т. 57, № 9, стр. 923–926.

Личков Б. Л. Гидрогеологические условия г. Нежина. Известия Гос. гидрол. ин-та, .1927., Л. 23, стр. 31–40.

Личков Б. Л. К характеристике геологического прошлого Северо-Украинского артезианского, бассейна. Проблему сов. геологии. 1933, т. 4, № 9, стр. 1–44.,

Логинов В. Г. Основные данные к проектированию подготовки воды для закачки в законтурную часть девонской залежи в Туймазах. Нефтян. хоз-во. 1946, № 8, стр. 45–51.

Лушиков Е. А. Гидрохимические фации подземных вод Башкирии. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Маков К. И. Этапы развитию Причерноморской западины. Геол. журнал, 1939, т. 6, вып. 3, стр. 51–71.

Маков К. И. К вопросу о путях формирования подземных вод Днепровско-Донецкой впадины. Доклады Акад. наук СССР. 1944, т. 44, № 9, стр. 415–417.

Маков К. И. К вопросу о современном питании водоносных горизонтов Причерноморья. Материалы по геологии и гидрогеологии. 1940, № 1, стр. 63–70.

Маков К. И. Краткий гидрогеологический очерк Украинского Причерноморья. Труды Конференции по проблеме Сиваша; 1938, стр. 7–23

Маков К. И., Молево Г. И. Некоторые данные геологической истории западной части Азовского моря. Материалы по геологии и гидрогеологии. 1939, стр. 47–56.

Маков К. И. Новые данные о химизме глубоких подземных вод Днепровско-Донецкой впадины в связи с ее нефтеносностью. Труды нефт. конференции. М.–Л., 1938, стр. 233–242.

Маков К. И. О геологическом строении Причерноморской впадины. Геол. журнал. Акад. наук УССР. 1938, т. 5, вып. 4

Маков К. И. О гидрогеологическом районировании Днепровско-Донецкой впадины. Сов. геология. 1940, № 5–6, стр. 112–127.

Маков К. И. О гидрогеологическом районировании Причерноморья. Сов. геология. 1939, т. 9, № 7, стр. 37–47.

Маков К. И. О запасах подземных вод Северо-Украинской мульды. Инженерная геология и гидрогеология, Сб. 1, 1939, стр. 58–94.

Маков К. И. Подземные воды Башкирской АССР, Ч. 1, М.–Киев, 1946 г.

Маков К. И. Подземные воды Причерноморской впадины. Киев, 1940.

Маков К. И. Про деяки результати робіт по вивченню артезіанських вод Дніпровско-Донецкої западини. Вісті Акад. наук УССР. 1936. № 3, 157–164.

Макаренко Ф. А. О закономерностях подземного питания рек. Доклады Акад. наук СССР. 1947, т. 57, № 5, стр. 485–488.

Максимович Г. А. О Кохановской буровой скважине. Нефтяное хоз-во. 1927. № 1, стр. 19–20.

Максимович Г. А. Методы графического изображения анализов буровых вод. Баку, 1932.

Максимович Г. А. Минеральные источники Чечни. Журнал приклад. химии. 1932, т. 5, вып. 8, стр. 1066–1077.

Максимович Г. А. Иод и бром в буровых водах Грозненского района. Грозненский нефтяник. 1932, № 1–2, стр. 79–82.

Максимович Г. А. Минеральные источники Чечни. Северо-Кавказский край, 1932, № 2–3.

Максимович Г. А. Буровые воды Вознесенской площади В кн.: Труды Северо-Кавказских конференций геологов-нефтяников, вып. 4, 1933, стр. 103–126.

Максимович Г. А. Режим XIX–XXI пластов Ново-Грозненского нефтяного р-на. Грозненский нефтяник. 1933, № 5–7, стр. 7–17,

Максимович Г. А. Режим пластов Вознесенской площади Артемовского нефтяного района. Грозненский нефтяник. 1933, № 5–7, стр. 17–31.

Максимович Г. А. Режим XI–XII пластов Ново-Грозненского района. Грозненский нефтяник. 1933, № 8, стр. 33–44.

Максимович Г. А. и Быдтаев А. И. Характеристика буровых вод Датыхского разведочного района. Труды Северо-Кавказских конференций геологов-нефтяников, в. 5, 1933, стр. 118–134.

Максимович Г. А. К методике составления генеральных планов разработки нефтяных месторождений. Труды 1-го Всесоюз. съезда ВПИТО нефтяников. Вып. 2. Плановая разработка нефт. мест. 1934 стр. 366–393.

Максимович Г. А. Некоторые минеральные источники Горной Чечни. Ученые записки Пермского ун-та. 1936, т. 2, вып. 2, стр. 93–103.

Максимович Г. А. Гидрогеология и карстовые явления Актайско-Галицкого района. Разведка недр. 1937, № 9–10, стр. 38–40.

Максимович Г. А. Гидрогеология района Шумковского месторождения каменной соли. Ученые записки Молот. ун-та. 1940, т. 3, вып. 3, стр. 95–111.

Максимович Г. А. Классификация вулканоидов. Доклады Акад. наук СССР. 1940, т. 29, № 8–9, стр. 595–599.

Максимович Г. А. Пористость геосфер. Доклады Акад. наук СССР, т. 37, 1942, № 78, стр. 245–248.

Максимович Г. А. Основные типы миграции воды на земле. Природа. 1943, № 2, вып. 33–35.

Максимович Г. А. К характеристике гидрохимических фаций пластовых вод стратиферы. Доклады Акад. наук СССР. 1944, т. 45, № 6, стр. 268–271.

Максимович Г. А. Пористость геосфер. Известия Акад. наук СССР, серия географ, и геоф. 1944, т. 8, № 5, стр. 298–324.

Максимович Г. А. Новые данные о пористости поверхностных геосфер. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 61, № 5, стр. 829–832.

Максимович Г. А., Кузнецова Л. С., Борисова Е. А. К характеристике гидрохимических профилей нефтяных месторождений платформ. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Максимович Г. А. О гидрохимических фациях. Труды лаборатории гидрогеолог. проблем Акад. наук СССР. 1950, т. 6, стр. 26–32.

Маринов Н. А. Вертикальная зональность подземных вод северо-восточной части Центральной Азии. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 60, № 8, стр. 1385–1388.

Маринов Н. А. О возможности формирования хлоркальциевых и хлормагнезиевых типов артезианских вод в континентальных отложениях Центральной Азии. Доклады Акад. наук СССР, 1948, т. 60, № 9, стр. 1557–1559.

Мелик-Пашаев В. С. Пластовые воды острова Артема. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1946, № 5–6, стр. 6–10.

Меркулова М. С. К вопросу об определении возраста вод Мацесты. Доклады Акад. наук СССР, 1941, т. 31, № 5, стр. 459–460.

Миртова А. В., Дмитриев П. В. Долина Камы от устья до города Оханска. В кн.: Гидрогеология СССР. Вып. 6, кн. 2. Поволжье и Заволжье. М.–Л., 1940, стр. 3–21.

Миропольский Л. М. О геохимических особенностях элементарного состава нижнеартезианских отложений Татарии. Доклады Акад. наук СССР. 1947, т. 58, № 4, стр. 615–616.

Овчинников А. М. Основные закономерности распространения минеральных вод на территории Советского Союза. Вопросы курортологии. 1932, № 5, 1939.

Овчинников А. М. Основные результаты гидрогеологических работ на курорте Боржоми. Разведка недр. 1937, № 12, стр. 22–26.

Пчелин Н. С. Минеральные воды Ивановской области. Труды Моск. Геолог. треста. 1936, вып. 18, стр. 5–53.

Пчелин Н. С. Минеральные воды Московской области. Труды геолого-гидро-геодезического треста. 1935, вып. 11, стр. 3–77.

Ронов А. В. Геохимия Елшанского газового месторождения Сов. геология. 1946, № 10, стр. 52–59.

Рубенчик Л. Геологическая деятельность сульфаторедуцирующих бактерий. Природа. 1946, № 10, стр. 35–43.

Саваренский Ф. П. Гидрогеологический очерк Заволжья. Труды Главного Геологоразвед. управления ВСНХ СССР. 1931, вып. 44, стр. 3–48.

Саваренский Ф. П., Афанасьев Т. П. Водные ресурсы Среднего Поволжья и их использование. М.–Л., 1946, стр. 5–51.

Саваренский Ф. П. О принципах гидрогеологического районирования. Сов. геология. 1947, № 19, стр. 19–23.

Савицкий П. Т. Гидрогеологический очерк Курской Магнитной аномалии (КМА). В кн.: Гидрогеология СССР. В. 2. М.–Л., 1939.

Савченко В. П. К вопросу о геохимии гелия. Природные газы. Сб. 9, 1935, стр. 58–109.

Селивановский Б. В., Макаров Н. Е., Батыр В. В. Гидрохимические фации подземных вод из нижней перми на южном окончании Вятского вала. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Селивановский Б. В., Макаров Н. Е., Батыр В. В. Гидрохимические фации подземных вод нижней перми на южном окончании Вятского вала. Доклады Акад. наук СССР, 1949, т. 68, № 2, стр. 369–372, 1949.

Сельский В. А. Миграция и происхождение нефти. М., 1935.

Семенов-Тянь-Шанский М. Д. Зона намечающегося иссушения земной поверхности на пространстве европейской части СССР. Известия Всес. геогр. о-ва. 1946, т. 78, вып. 3, стр. 349–352.

Семихатов А. Н. Подземные воды Русской платформы и перспективы их использования. Известия Акад. наук СССР. Серия геолог. 1946, № 4, стр. 29–36.

Семихатов А. Н. О гидрогеологических циклах. Доклады Акад. наук СССР. 1947, т. 56, № 6, стр. 629–630.

Силин-Бекчурин А. И. Изучение гидрогеологических условий главнейших видов нефтяных месторождений Второго Баку в целях разработки мероприятий по борьбе с их обводнением. Известия Всес. геолог. фонда. 1946, вып. 1, стр. 173–174.

Силин-Бекчурин А. И. О влиянии колебательных движений земной коры в рне УралоВолжской впадины на условия формирования подземного стока и нефтяных залежей. Труды Лаборатории гидрогеолог. проблем. 1948, т. 1, стр. 72–87.

Силин-Бекчурин А. И. О куполообразном залегании минерализованных вод в долинах Камы и Волги. Сов. геология. 1941, № 4, стр. 93–103.

Силин-Бекчурин А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала. Труды Лаборатории гидрогеол. проблем. 1949, т. 4, 159, стр. 1949.

Скробов А. А., Смирнов В. И. Природные минеральные воды Северного края. Труды Северного Геол. упр-ния. 1939, вып. 4, стр. 5–80.

Соловьев В. К. Материалы для геологии Мордовской АССР (бассейн р. Сивини). Труды Горьковского геол. упр-ния. 1941, вып. 9, стр. 66–76.

Сотников А. В. Гидрохимические фации вод дочетвертичного комплекса пород Северо-восточного Прикаспия. Тезисы докладов конференции по химич. географии вод. Молотов, 1949.

Сулан В. А. Воды нефтяных месторождений СССР. М., 1935.

Сулин В. А. Воды нефтяных месторождений в системе природных вод. М.–Л., 1946.

Сулин В. А. Условия образования и основы классификации природных вод и, в частности, вод нефтяных месторождений. Известия Акад. наук СССР. Отд. техн. наук. 1945, № 9, стр. 961–962.

Сулин В. А. Условия образования основы классификации и состав природных, вод. Ч. I, М.–Л., 1948 г.

Сулин В. А. Гидрогеология нефтяных месторождений. М.–Л. 1948 г.

Сухарев Г. М. Поиски нефтяных месторождений в связи с гидрогеологическими условиями восточного Предкавказья. Азербайдж. нефт хоз-во, 1946, № 7–8, стр. 1–7.

Сухарев Г. М. О гидрогеологических условиях формирования нефтяных и газовых залежей в Терско-Дагестанской нефтегазоносной провинции. Нефтяное хоз-во. 1947, № 10, стр. 11–21.

Сухарев Г. М. Воды нефтяных и газовых месторождений восточного Предкавказья. Грозный, 1947.

Сухарев Г. М. Режим нефтяных залежей, приуроченных к различным геогидродинамическим зонам. Нефтяное хоз-во. 1948, № 9, стр. 54–56.

Сухарев Г. М. Гидрогеологические условия формирования нефтяных и газовых залежей в Терско-Дагестанской нефтегазоносной провинции. Грозный, 1948.

Сухарев Г. М. Геотермические особенности Терско-Дагестанской нефтегазоносной провинции. М., 1948.

Тагеева Н. В. К геохимии подземных вод Татарской республики. Доклады Акад. наук СССР. 1943, т. 39, № 6, стр. 244–247.

Тагеева Н. В. Фтор и бор в природных водах и их связь с нефтяными месторождениями. Доклады Акад. наук СССР. 1942, т. 34, № 4–5, стр. 122–127.

Толстихин Н. И. Артезианские воды мерзлой геозоны в пределах СССР. В кн.: Мерзлотоведение. Т. 2, вып. 1, 1947, стр. 31–35.

Толстихин Н. И. Климатическая зональность температуры и состав артезианских вод СССР. Тезисы Докладов конференции по химич. географии вод, Молотов, 1949.

Толстихин Н. И. Рельеф и распределение подземных вод (на примере Сибири). Известия Всес. Геогр. о-ва, 1947, № 5, стр. 515–522.

Толстой М. П. Гидрогеологические особенности Самарской луки. Сов. геология. 1947, № 19, стр. 88–92 г.

Толстой М. П. К вопросу о разгрузке подземных вод артезианского бассейна. Доклады Акад. наук СССР. 1945, т. 50, стр. 419–420.

Толстой М. П. О подземных водах Самарской луки. Доклады Акад. наук СССР. 1946, т. 52, № 9, стр. 803–806.

Толстой М. П. Подземные воды Самарской луки и сравнение, их с водами палеозоя Подмосковского артезианского бассейна. Известия Всес. геол. фонда, 1946, вып. 1, стр. 146–151.

Федоров С. Ф. Некоторые закономерности геологического строения и условий формирования нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья; Известия Акад. наук СССР. Серия геол. 1947, № 5, стр. 121–130.

Фейгельсон И. В. Подземные воды газонефтеносных месторождений Саратовской области. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 59, № 2, стр. 307–310.

Флатов К. В. К вопросу генезиса подземных гравитационных вод депрессий. В кн.: Очерки по региональной гидрогеологии СССР Новая серия. Вып. 8–12. М., 1947, стр. 66–98.

Хецров И. Р. Артезианские и грунтовые воды Москвы. Московский санит. научн. исслед. ин-т им. Ф. Ф. Эрисмана. 1937, стр. 5–86.

Чеботарев И. И. Степи Приманьчя и вопросы их гидрогеологии. Известия Гос. геогр. о-ва. 1937; т. 69, № 6, стр. 929–936.

Чернов Л. Л. Геологические исследования Северного Тимана. Новая серия. 1947, вып. 6–10, стр. 5–92.

Шагоянц С. А. К вопросу о природе образования «языков» углекислых минеральных вод в районе Кавказских Минеральных вод. Доклады Акад. наук СССР. 1947, т. 58, стр. 859–862.

Шагоянц С. А. Условия формирования подземных вод в Терско-Кумском артезианском бассейне. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 59, № 1, стр. 127–129.

Штильмарк В. В., Гричук В. П. Геологические и гидрогеологические исследования торфяников и минеральных источников курорта Варзи-Ятчи (по работам 1934). Сборник. Труды Горьковского физиотер. ин-та. 1938, вып. 2, стр. 93–125.

Штильмарк В. В. Краткий очерк гидрогеологических полей минеральных вод европейской части РСФСР. Сборник. Труды Горьковского физиотер. ин-та. 1933, вып. 2, стр. 63–77.

Штильмарк В. В. Минеральные воды Московской области. В кн.: Иссл. подземных вод СССР. Вып. 5, 1934, стр. 96–116.

Штильмарк В. В. Нижне-Ивкинские минеральные Источники и грязи (в окрестностях г. Кирова). Сборник. Труды ГорьковскоГо физиотер. ин-та. 1938, вып. 2, стр. 152–161.

Юсупов Б. М. О подземных водах Нижнего Прикамья. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 60, № 8, стр. 1389–1392.

Яншин А. А. Новые данные о геологическом строении и гидрогеологии района Чушкакульской антиклинали. Труды Ин-та геол. наук, 1940, вып. 32, геол. серия, № 9, стр. 1–49.

Bastin E. S. The Problem of the Natural Reduction of Sulphates. Bull. Amer. Assoc. Petrol, vol. 10, № 12, p. 1270, 1926.

Bastin E. S. and Greer F. E. Additional Data on Sulphate Reducing Bactierpia in Soils and Waters of Illinois. Oil Fields. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. vol. 14, № 2, pp. 153–159, 1930.

Berger N. R. and Fast R. H. Relation of Wafer Analyses to Structure and Porosity in the West Texas Permion Basin. Probl. of Petr. geol. pp. 869–889. 1934.

Case L. C. Subsurface Water Characteristics in Oklahofna and Kansas. Probl. of Petr. geol. pp. 855–868, 1934.

Coffin R. C. and Ford R. K. Waters of the Oil anti Gast Bearing Formations: of the Rocky-Mountains, Probl. of Petr. geoi. pp. 927–952, 1934..

Qinter R. L. Sulphate Reduction in Deep Subsurface Waters. Probl. of Petr, geoh pp. 901–925, 1934.;

Jensen J. California Oil-Field Waters. Probl. of Petr. Geoi. pp. 953–985, 1934.

Rogers G. S. Chimal Relations of the Oil Field Waters in San Joaguin Valley, California. U. S. Geol. Survey Bull. 653, 1917.

Torrey P. D. Composition of Oil-Field Waters of the Appalachion Region, Probl. of Petr. Geol. pp. 841–853. 1934.

### Литература к десятой главе

Абасов А. С., Ширинов Ф. А. Извержение грязевого вулкана Кара-Кюре (Мирзали). Азербайдж. нефт. хоз-во. 1951, № 9, стр. 4–5.

Абих Г. В. Об источниках горячего газа Баку и об изменениях горизонта воды в Каспийском море. Горный журнал. 1847, № 3.

А б о л и н Р. И. Постоянная мерзлота грунтов и ископаемый каменный лед. Записки Читинского отд-ния Приамурского отдла Русск. геогр. о-ва. 1913, вып. 9.

А б р а м о в и ч М. В. Извержение грязевого вулкана Лок-Батан. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1926, № 8–9, стр. 85.

А б р а м о в и ч М. В. Извержение подводного грязевого вулкана на банке Макарова. Азербайджан, нефт. хоз-во. 1925, № 8–9, стр. 75.

А б р а м о в и ч М. В. Новый остров на Каспийском море. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1927, № 5, стр. 69.

А б р ю ц к и й (2-й). О действии грязевого вулкана на Таманском полуострове в августе 1853 г. Горный журнал. 1853, ч. 4, кн. 11 стр. 271–277.

А в д у с и н П. П. К петрографии продуктов извержений грязевых вулканов КрымскоКавказской грязевой провинции. М., 1948 (Оттиск из докторской диссертации).

А в д у с и н П. П. О статье проф. Ковалевского «Газовый вулканизм». Нефтяное хоз-во. 1935, № 5, стр. 24.

А г а б е к о в М. Г. О некоторых закономерностях в расположении грязевых вулканов НижнеКуринской депрессии. Доклады Акад. наук Азерб. ССР. 1946, т. 2, № 2, стр. 52–55.

А г а б е к о в М. Г. Строение грязевого вулкана Отман-Бозы-Даг Азербайдж. нефт. хоз-во. 1936, № 12, стр. 27–29.

А г а л а р о в а Д. А. Корни грязевых вулканов Азербайджана. Баку, 1945.

А л е к с е е в . Заметки о грязевых вулканах и о путешествии в Крым и на Кавказ, в 1879 г. Записки Киевского о-ва естествоиспытателей. 1882, т. 6, вып. 1, стр. 137–163.

А л и - з а д е А . А . , Я с е н е в Б. П. Грязевые вулканы Кайнарджи. Новости нефт. техники. 1935, № 1.

А н д р е е в В. Н. Гидролаолиты (болгуньяхи) в Западно-Сибирских тундрах. Известия Геогр. о-ва. 1936, т. 68, № 2, стр. 186–210.

А н с т е д. Грязевые вулканы. Русский вестник. 1868.

А п р е с о в С. М . , С у л и н В. А. Об извержении на острове Глиняном. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1926, № 12, стр. 58.

А п р е с о в С. М. Извержение грязевого вулкана при селении Илавлы. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1930, № 1, стр. 82.

А п р е с о в С. М. Критический обзор воззрений на вулкан Бухты. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1924, № 2, стр. 70.

А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Несколько слов о генезисе грязевых вулканов Апшеронского полуострова и КерченскоТаманской области. Бюллетень Моск. О-ва испыт. природы. Отд. геол. 1925, т. 3, вып. 3–4, стр. 269–285.

А х м е д о в Г. А. Геологическое строение грязевого вулкана Анарт . (Гухуроглыбозы). Азербайдж. нефт. хоз-во. 1951, № 6, стр. 1–3.

А ш и р о в К. Б. К вопросу о бурении на газовые очаги грязевых вулканов. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1940, № 2, стр. 22–23.

Б а я р у н а с М. Извержение сопки в Шемахинском уезде 24 декабря 1912 г. Геологич. вестник. 1915, т. 1, № 2, стр. 70–76.

Б е к е т о в В. Н. Иод, бром и борная кислота в окрестностях Керчи и на Таманском полуострове. Известия Акад. наук СССР. Серия VI. 1916, № 11, стр. 895–912.

Б е л о у с о в В. В. Очерки геохимии природных газов. Л., 1937.

Б л ю м е р Э. Нефтяные месторождения. Основы геологии нефти. Пер. с нем. М.–Л., 1929.

Б о г а ч е в В. Исследования южной группы грязевых вулканов Азербайджана. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1926, № 10, стр. 52.

Борисяк А. А. О грязевой сопке близ Владиславовки в Крыму. Известия Геол. Ком-та. 1907, т. 26, стр. 34–36.

Брод И. О., Максимович Г. А. Проект разведки и опытной разработки выдвинутого крыла антиклинали Кая-Кантской нефтеносной площади. Труды Сев.-Кавказ, конференций геологов-нефтяников 1934, вып. 6, стр. 141–143, 154–155.

Бродский М. О грязевом вулкане на БибиЭйбатской бухте; Азербайдж. нефт. хоз-во. 1924, № 1, стр. 85.

Вебер В., Калицкий К. Остров Челекен. Известия Геол. Ком-та. 1909, т. 28, № 3.

Вернадский В., Попов С. Грязевые вулканы Еникале. Протоколы заседаний Москв. о-ва испытат. природы. 1899, № 6–9, стр. 9–13.

Вулканические извержения на о. Лось. Известия Кавказ. отд. Русск. геогр. о-ва. 1876, т. 4, стр. 181.

Гаврилов Я. В. Принцип изостазии в образовании грязевых вулканов. Баку, 1939.

Гембицкий С. С. Извержение Джаутепе. Южный инженер. (Екатеринослав), 1914, № 4, стр. 97.

Герасимов А. П. Новый остров на Каспийском море. Геол. вестник. 1916, т. 2, № 1, стр. 1–4.

Гладцин И. Н., Дзенс-Литовский Л. И. Мерзлотные «сальзы» и гидролаколиты района Доронинского содового озера Известия Геогр. о-ва. 1936, т. 68, вып. 4.

Голубятников Д. В. Грязевый вулкан на промысле «Ильич». Нефтяное и сланцевое хоз-во. 1923, т. 5, № 7–8.

Голубятников Д. В. Об ископаемом грязевом вулкане на БибиЭйбатской бухте. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1924, № 2, стр. 99.

Горин В. А. Грязевой вулканизм в тектонике Биби-Эйбата. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1935, № 3, стр. 48–50.

Горин В. А. К вопросу о дисгармонической складчатости, диапировых явлениях и грязевом вулканизме. Известия Акад. наук СССР. 1946, вып. 1, № 2, стр. 11–23.

Губкин И. М., Федоров С. В. Грязевые вулканы Советского Союза и их связь с генезисом нефтяных месторождений Крымско-Кавказской геологической провинции. М.–Л., 1938.

Двойченко П. Извержение грязевой сопки Джавтепе. Природа. 1914, № 5, стр. 614–619.

Д з е н с Литовский А. И. Грязевые сопки на оз. Султан Санджар. Природа. 1946, № 3, стр. 54–57.

Дзенс-Литовский А. И., Борихин Н. С. Грязевые сопки Приэльтона. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1947, т. 56, № 4, стр. 401–405.

Дзенс-Литовский А. И. Озеро Султан-Санджар и его окрестности. Известия Геогр. о-ва. 1939, № 4.

З у б е р С. Р. Деятельность грязевых вулканов и строение газоносных складок. Нефтяное хозяйство. 1927, № 3.

З у б е р С. Р. Извержение в море около Каяканта, в 1902 г., Азербайдж. нефт. хоз-во. 1924, № 7–8, стр. 83.

З у б е р С. Р. Извержение грязевого вулкана Ахтарма Путинского нефтеносного района. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1923, № 5, стр. 72.

- Зубер С. Р. Извержение грязевого вулкана Лок-Батан. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1923, № 1
- Зубер С. Р. Извержение грязевого вулкана на острове Лось 8 февраля 1923 г. Азербайдж. нефт. хоз-во; 1923, № 4, стр. 92.
- Зубер С. Р. Извержение грязевой сопки Беюй-Даг Бинагадинского района. Азербайдж. нефт. хоз-во, 1923, № 1, стр. 126, № 2–3, стр. 122.
- Зубер С. Р. К познанию Бакинского архипелага. Нефт. и сланц. хоз-во. 1923, № 3.
- Зубер С. Р. Подводные извержения на Каспийском море. Народное хоз-во. 1921, № 2–3, стр. 11–12.
- Иванов А. П. Древний грязевой вулкан на о. Челекен. В кн.: Дневник 11-го съезда русских естествоиспыт. и врачей. СПб., 1901, стр. 334 г
- Ивашинецев К Вновь появившийся остров на Каспийском море (Кумани). Морской сборник, 1861, № 12.
- Извержение в 12 верстах от с. Марозы, в нагорной части кишлака Ших-Бакинской губ. Кавказ (Газета), 1868, № 66.
- Извержение грязевого вулкана Отман-Бозы-Даг. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1922, № 2, стр. 35.
- Израйшев Н. А., Слудский А. Ф., Грязевые вулканы Керченского полуострова и Темрюкско-Таманского района. Рудный Вестник. 1917, т. 2, № 3–4.
- Калицкий К. П. Грязевые сопки в окрестностях Чикишдыра. Известия Геол. Ком-та. 1914, т. 33, № 5, стр. 473–493.
- Калицкий К. П. О сопочных кратерах сложной формы. Геол. вестник. 1916, т. 2, № 4, стр. 170.
- Калицкий К. П. О форме залегания сопочной брекчии, обнаруженной бурением в недрах Биби-Эйбата. Азербайдж. нефт. хоз-во, 1924, № 1, стр. 80.
- Калицкий К. П. Отчего кратеры грязевых сопок имеют круглую форму. Геол. вестник, 1915, т. 1, № 7, стр. 211–218.
- Киселев С. П. Грязевые вулканы и «Газовый вулканизм» (о теории газового вулканизма проф. С. А. Ковалевского). Нефтяное хоз-во. 1935, № 8, стр. 19–27.
- Клепинин Н. Н. Грязевые сопки Керченского полуострова к извержение сопки Джав.-тепе. В кн.: По Крыму. Сб. 2-й. Симферополь. 1914, стр. 1–18.
- Клепинин Н. Н. Извержение грязевой сопки на Керченском полуострове. Записки Крым, о-ва естествоиспытателей. 1911, т. 1, стр. 44–49.
- Ковалевский С. А. Газовый вулканизм (Вулканы и вулканоиды). Баку–М., 1935.
- Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Восточного Закавказья. Азербайджан, нефт. хоз-во. 1927, № 6, стр. 19; № 8–9, стр. 35; № 10, стр. 45; № 11, стр. 28; № 12, стр. 15.
- Ковалевский С. А. Грязевые вулканы Южного Прикаспия (Азербайджана и Туркмении). Баку, 1940.
- Ковалевский С. А. Еще о газовом вулканизме. Азербайдж нефт. хоз-во. 1935, № 9
- Ковалевский С. А., Кочмарев А. Т. Лок-батан. Новости нефт. техники, 1937, № 10.
- Ковалевский С. А. О генезисе грязевых вулканов Восточного Закавказья, Азербайдж. нефт. хоз-во. 1928, № Г, стр. 27; № 2, стр. 31.

К о в а л е в с к и й С. А. Огненное извержение вулкана Глиняного. Новости нефт. техники. 1937; № 10, стр. 1–2.

Косыгин А. И. Газовые вулканы Чикишлярского района. Л.–М.; 4935.

Косыгин А. И. Газовые месторождения и газовые вулканы Туркмении. Природные газы. 1932, № 4–5, стр. 249–264.

Краснов А. Н. Восхождение на гору Боздаг. В кн.: Ежегодник Кавказ, горн, о-ва. за 1908–1909 гг. Пятигорск, 1910, стр. 30–35.

Краснов А. Н. Материалы для знакомства с грязевыми вулканами Восточного Закавказья. Труды о-ва испыт. природы при Харьковском ун-те. 1904, т. 39, вып. 2; 1905, т. 40, вып. 2.

Круглер Г. Осадочный вулканизм на Тринидаде. Иностр. нефт. техника. 1934, вып. 84, стр. 1–38.

Крымголец Г. Я., Шведов Г. В. К вопросу о корнях грязевых вулканов Закаспийской области. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1947, т. 53, № 7, стр. 1443–1444.

Л а н д Ф. Ф. Нефтяные колодцы и грязевые вулканы Таманского полуострова. В кн.: Медицинский сборник (Издание Кавказ, медиц. о-ва). Т. 1–2, 1866.

Лебедева З. А. К геологии горной группы Турбан-Сай-Хан в Гобийском Алтае. Л., 1934.

Ленц З. О бакинских илистых вулканах и огнях. Кавказ. 1846, № 36

Ливенталь М. Образцы сопочной брекчии с банки Ливанова. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1931, № I, стр. 107.

Максимович Г. А. Классификация вулканоидов. Доклады Акад.: наук СССР. Новая серия. 4940, т. 29; № 8–9, стр. 595–599.

Мак с и м о в и ч Г. А. О грязевых вулканах, образующихся при землетрясениях. Известия Акад. Наук ОССР. Серия геолог. 1953, стр. 146–147 № 5

Малиновский Н. В. Новый остров на Каспийском море. Известия Азерб. филиала Акад. наук СССР. 1940, № 3, стр. 76–78.

Малиновский Н. В. Подводные извержения на Каспийском море, В кн.: Закавказский краевед. Сборник 1, 1930, стр. 192–202.

Медведев С. В. Оценка сейсмической бальности в зависимости от грунтовых условий. Труды Геофиз. Ин-та, Акад. наук СССР. 1952, № 14, стр. 29–52.

М е л и к о в А. Ахтальские грязевые: вулканы. Журнал русск. физико-химич. о-ва. 1896, т. 28, вып. 5, стр. 429–430.

Меликон А. Об ископаемом грязевом вулкане на Биби-Зйбатской бухте. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1922, №:4 1, стр. 66.

Мехтиев Ш. Об одной особенности грязевого вулкана Астраханка. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1951, № 12.

Миддендорф А. Ф. Путешествие на север и восток Сибири, ч. 1–2, СПб., 1860–1877.

М и р о ш н и ч е н к о В. П. Явления грязевого вулканизма при Ашхабадском землетрясении в августе 1948, Известия Акад. наук СССР. Серия геол. 1951, стр. 122–137.

М и ш у н и н а З. А. Об извержении Лок-Батана в 1926 г. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1927, № 10, стр. 84.

М у р з а е в П. Н. Извержение сопки Джаутепе в сентябре 1927 г. Труды Крымского научн.-исслед. ин-та. 1927, т. 2, вып. 1.

Муромцев П. П. О подземном ударе 11 августа 1873 г., слышанном близ Джангинской станции (Бак. губ) и отношении его к близлежащим нефтяным источникам. Кавказ. 1873, № 405.

Мушкетов И. В. По поводу появления острова на Каспийском море у берегов Апшеронского полуострова. Записки минерал. о-ва. 1892 серия 2, т. 29, стр. 245–248.

Об ископаемом грязевом вулкане на Биби-Эйбатской бухте. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1924, № 2, стр. 99.

Обручев С. В. Геоморфологические курьезы. Известия Всес. Геогр. о-ва. 1940, т. 72, вып. 6, стр. 774–780.

Покровский Н. Ф. Грязевые сопки Таманского полуострова и проблема использования сопочных грязей для нужд промышленности. Геология на фронте индустриализации. 1935, №6, стр. 7–13.

Покровский Н. Ф. Разведки на бор и йод на грязевых сопках Таманского полуострова. Геология на фронте индустриализации. 1933, №2.

Попов С. П. Грязевые вулканы. Природа. 1928, № 6.

Попов С. П. Сопочные явления в окрестностях Симферополя. Труды Крым, научн. исслед. ин-та. 1927, вып. 1.

Попов С. П. Химическое исследование солей из грязевых отло: жений Керченско-Таманского района. Труды Ломоносовского ин-та. 1936, вып. 7, стр. 375–376.

Потапов И. И. Извержение грязевого вулкана Лок-Батан 23 февраля 1935 г. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1935, № 6.

Потылицин А. Состав вод, сопровождающих нефть и выбрасываемых грязевыми вулканами. Журнал физико-химич. о-ва. 1882, т. 14 1883, т. 15.

Прокоров К. О газах грязевых сопок. Известия ин-та прикл. геофизики. 1925, № 1.

Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции (Сб. статей). М.–Л., 1939.

Ронов А. Б. К геохимии газов грязевых вулканов Кавказа и Крыма. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1951, т. 77, № 6 стр. 1063–1066.

Рубеичик Л. И. К микробиологии сопочной грязи. Микробиология. 1936, т. 5, вып. 4.

Сивере Л. Извержение Джардавской сопки. Природа. 1931, № 1.

Смехов Е. М. Грязевые вулканы острова Сахалина. Известия Всес. геогр. о-ва. 1947, т. 79, вып. 4, стр. 493–495.

Снарский А. Н. Некоторые вопросы тектоники грязевого вулканизма и образование залежей нефти и газа на Апшеронском полуострове. Азербайдж. нефт. хоз-во, 1939, № 9, стр. 28–30.

Сулин В. А. Задачи и некоторые итоги гидрогеологического и геохимического изучения грязевых вулканов Крымско-Кавказской провинции. В кн.: Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.–Л., 1939, стр. 93–102.

Сулин В. А., Апрессов С. Об извержении на острове Глиняном. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1926. № 12, стр. 58.

Таусон В. О., Веселов И. Я. Алешина В. И., Гольдин И. М. Об анаэробной микрофлоре сопочных грязей. Микробиология. 1933, т. 2, вып. 4.

Турлей Г. Ф. Булганакська група грязювих вулканів на Керченському півострові та продукти їхнього вибуху. Праці харьк. т-ва дослідників природи. 1930, т. 4, вып. 3.

Ульянов А. Извержение грязевого вулкана Боз-Даг. Азербайдж. нефт. хоз-во. 1926, № 6–7, стр. 67.

Устинова Т. И. Верхне-Семячинские горячие ключи. Известия Всес. геогр. о-ва. 1947. № 4, стр. 491–493.

Ф е д о р о в С. Ф. Грязевые вулканы Крымско-Кавказской геологической провинции и диапиризм. В кн.: Результаты исследования грязевых вулканов Крымско-Кавказской геологической провинции. М.–Л., 1939, стр. 5–44.

Ф е д о р о в С. Ф. О Лок-Батане. Нефтяное хозяйство. 1935, № 5, стр. 21–23.

Ф е д о р о в С. Ф. О прогнозах нефтеносности. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1940, т. 28, № 1.

Ф е л и ц и н Е. Д. Некоторые сведения о грязевых вулканах Таманского полуострова, заключающиеся в трудах акад. П. С. Палласа, Г. В. Абиха, проф. К. Герца и д-ра Ф. Ф. Ланда. Известия о-ва любителей изучения Кубанской области. 1902, вып. 3, стр. 199–222.

Х а й н В. Е. Возможное значение некоторых выбросов грязевых вулканов Азербайджана. Новости нефт. техники. 1937, № 8–9, стр. 22–25.

Х а р и ч к о в К. В. Об исследовании газов из грязевых вулканов в связи с теориями нефтеобразования. Нефтяное дело. 1903, № 24, стр. 1751

Ч и р в и н с к и й П. Н. Некоторые замечания о грязевых сопках Керченского полуострова. Записки Киевского о-ва естествоиспытателей. 1908, т. 20, вып. 3, стр. 791–797.

Ш а т с к и й Н. С., Ж у к о в М. М. и др. Дислокационные брекчии и грязевые вулканы в Азербайджане. Бюллетень Моск. о-ва испытат. природы. Отд. геол., 1929, т. 7, вып. 1–2, стр. 97–161.

Ш а т с к и й Н. С. Тектоническая брекчия и грязевые вулканы в Азербайджане. Труды 3го Всес. съезда геол. 20–26 сент. 1928 г. Ташкент, 1930.

Ш а й д е р о в А. О характере брекчий и условиях Чонгелекской складки. Нефт. хоз-во. 1930, т. 18, № 3, стр. 385.

Ш т е б е р Э. А. Булганакские сопки в связи с вопросом о получении иода и др. химических продуктов из грязевых вулканов. В кн.: Труды научнотехн. о-ва при Екатеринославском горном инт. Екатеринослав, 1915.

Ш т е б е р Э. А. Грязевой вулкан Карабетова гора близ Тамани. Известия Кавказ, отд. Русск. геогр. о-ва. 1909, т. 20, № 1, стр. 1–14.

Ш т е б е р Э. А. Грязевые вулканы и происхождение нефти. Южный инженер. 1914, № 4–5, 1915, № 6.

Ш т е б е р Э. А. Иежуаса, грязевой вулкан северо-западного Кавказа. Известия Кавказ, отд. Русск. геогр. о-ва. 1912, т. 21, № 1, стр. 50–63.

Ш т е б е р Э. А. К вопросу о происхождении продуктов извержения грязевых вулканов. Известия ЕкатеринОс. горного ин-та. 1914, вып. I, стр. 1–30.

Ш т е б е р Э. А. О воспламенении вулканоидных газов. Владикавказ, 1923.

Ш т е б е р Э. А. Причины, вызывающие воспламенение газов грязевых вулканов. В кн.: Сборник трудов Орджоникидзевского ин-та цветных металлов. Вып. 2–3, 1940, стр. 89–Ю3.

Ш т е б е р Э. А. Чередование бурных и спокойных извержений грязевых вулканов и связь последних с месторождениями нефти. Екатеринослав, 1914.

Щ у к и н И. С. Опыт генетической классификации типов рельефа. В кн.: Вопросы географии. Сб. I, М., 1946, стр. 33–62.

Э р г а р т А. А. Естественный горючий газ в г. Темрюке Кубанской области. Ставрополь, 1916.

Я к у б о в А. А., А з и з б е к о в Ш. Р. Новый остров на Каспийском море. Известия Азерб. филиала Акад. наук СССР. 1938, № 1.

Якубов А. А. Пробуждение грязевого вулкана на о-ве Будаса. Известия Азерб. филиала Акад. наук СССР. 1940, № 4.

Якубов А. А. Пробуждение Лок-Батана. Известия Азерб. филиала Акад. наук СССР, 1935, вып. 12.

### Литература к одиннадцатой главе

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическая история Черного моря. Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы, Отд. геол. 1932, т. 10, вып. 1, стр. 3–104.

Архангельский А. Д., Страхов Н. М. Геологическое строение и история развития Черного моря. М.–Л., 1938.

Архангельский А. Д., Копченова Е. В. Заметка об органическом веществе, фосфоре и ванадии в отложениях Черного моря. Известия Акад. наук СССР. VII серия. 1930, № 3, стр. 205–215.

Архангельский А. Д. Карта и разрезы осадков дна Черного моря. Бюлл. Моск. о-ва исп. прир. Отд. геол. 1928, т. 6, № 1, стр. 77–108.

Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений. Доклады Акад. наук СССР. 1930, № 18, стр. 475–480.

Архангельский А. Д. Об осадках Черного моря и их значении в познании осадочных горных пород, Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол. 1927, т. 5, № 3–4, стр. 199–289.

Архангельский А. Д. Результаты работ по изучению донных отложений Южного Каспия, произведенных экспедицией Института геологии и минералогии. В кн.: Проблемы ВолгоКаспия. Сб. 2, М., 1934, стр. 473–481.

Архангельский А. Д. Сернистое железо в отложениях Черного моря. Бюлл. Моск. о-ва исп. прир. Отд. геол. 1934, т. 12, в. 3.

Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Сравнительно литологические исследования по вопросу о происхождении подземных вод грозненских нефтяных месторождений. Бюллетень Моск. о-ва испыт. природы. Отд. геол., 1931, т. 9, вып. 3–4, стр. 282–301.

Архангельский А. Д. Условия образования нефти на Северном Кавказе, М.–Л., 1927.

Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Условия образования подземных вод грозненских нефтяных месторождений. Труды Всес. нефт. науч. йссл. ин-та. Сб. работ (1930–1931 гг.). М., 1932, стр. 5–16.

Баранов К. А. О сезонных колебаниях солевого состава моря Лаптевых. Природа. 1947, № 1, стр. 56–66.

Блинов Л. К. К вопросу о происхождении солевого состава морской воды. Метеорология и гидрология. 1946, № 4, стр. 59–70.

Блинов Л. К. О некоторых закономерностях глубинного распределения в море соединений фосфора, азота, кремния, растворенного кислорода и величин рН. Труды Гос. океан. ин-та, 1950, вып. 15 (27),

Блинов Л. К. Об оседании коллоидных и взвешенных частиц в море. Метеорология и гидрология. 1946, № 3.

Бруевич С. В. Изменения климата и уровня Каспийского моря за последние тысячелетия по химическим данным. Труды Гос. океанографического ин-та, 1948, вып. 4 (16), стр. 23–69.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Вертикальное распределение солености и биогенных элементов в грунтовых растворах Северного Каспия. Доклады Акад. наук СССР. Нов. сер. 1940, т. 26, № 6.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Накопление био-

генных элементов в грунтовых растворах Северного Каспия в связи с характером грунтов. Доклады Акад. наук СССР. Нов. сер. 1940, т. 26, № 6

Бруевич С. В. Соленость грунтовых растворов Каспийского моря. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1946, т. 54, № Д

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Химический состав грунтовых растворов Каспийского моря. Сообщение I. Северный Каспий (по материалам 1939 г.) Гидрохимические материалы. 1947, т. 13, стр. 129–136.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Химический состав грунтовых растворов Каспийского моря. Сообщение II. Северный, Средний и Южный Каспий (по материалам 1935, 1936 и 1940 гг.). Гидрохимические материалы. 1947, т. 13, стр. 148–186.

Бруевич С. В. Придонная вода и грунтовые растворы. Труды Гос. океанографического ин-та. 1948, вып. 10(22), стр. 94–116.

Бруевич С. В., Виноградова Е. Г. Осадкообразование в Каспийском море. В кн.: Труды Второго Всесоюз. географического съезда. Т. 2, М., 1948, стр. 297–306.

Бруевич С. В. Очерк гидрохимии Баренцова моря. Труды Гос. океанографического ин-та. 1948, вып. 10 (22), стр. 80–116.

Бруевич С. В. Скорость образования донных отложений в мировом океане. Труды Ин-та океанологии Акад. наук СССР. 1949, т. 3:

Бруевич С. В. Элементарный состав воды мирового океана. Труды Ин-та океанологии Акад. наук СССР, 1948, т. 2, стр. 21–25.

Бунеев А. Н. К вопросу о происхождении основных типов минерализованных вод в осадочных породах. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1944, т. 45, № 6, стр. 265–267.

Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов морской воды. Успехи химии. 1944, т. 13, вып. 1.

Виноградов А. П. Химический элементарный состав организмов моря. Ч. 3, Труды Биогеохимической лаборатории. 1944, т. 6.

Гололобов Я. К., Пирогова М. В. Верхняя граница сероводородной зоны в восточной части Черного моря. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1948, т. 68; № 2, стр. 179–182.

Дацко В. Г. О вертикальном распределении органического вещества в Черном море. Доклады Акад. наук СССР. Нов. сер. 1951, т. 77, № 6.

Дацко В. Г. Фосфаты в грунтах Азовского моря. Доклады Акад. наук СССР. 1948, т. 59, № 2, стр. 275–277.

Зайцев Г. Н. Колебания солёности Северного Каспия в 1935–1943 гг. и причины их возникновения. Метеор. и гидрология. 1946, № 4.

Зенкевич Л. А. Моря СССР, их фауна и флора. М., 1951.

Зубов Н. Н. Морские воды и льды. М., 1938.

Иванов К. И. Основные черты гидрохимического режима предустьевое пространства р. Волги и северной части Каспийского моря. Труды Гос. океанографического ин-та. 1948, вып. 4 (16), стр. 70–129.

Кленова М. В. Геология моря. М., 1948.

Кленова М. В. Осадки северо-западной части Баренцова моря. Бюллетень Гос. океанографического ин-та. 1932, № 9.

Книпович К. М. Гидрология морей и солоноватых вод. М.–Л., 1938.

Курнаков Н. С., Жемчужный С. В. О метаморфизации соляных рассолов; В кн.: Отчет о деятельности. Комиссии по изучению (естественных производительных сил России. № 9, Пг., 1917.

Курнаков Н. С., Николаев В. И. Соляные равновесия при испарении морской воды. Известия Ин-та физ. хим. АН СССР. 1930, т. 4, вып. 2.

Ле д н е в В. А. О солености Сев. Каспия. Природа. 1946, № 4, стр. 53.

Л о б з а П. Г. Химико-географическая характеристика шельфовых морей Северного Ледовитого океана в связи с динамикой их вод. В кн.: Труды Второго Всес. географического съезда. Т. 2. М., 1948.

Максимович Г. А. К характеристике гидрохимических фаций пластовых вод стратиферы. Докл. АН СССР. Новая сер. 1944, т. 45–46.

Марков К. К Палеогеография (Истор. землеведение). М., 1951

Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 2. М.–Л., 1940, стр. 180–366.

Селиванов Л. С. О происхождении хлора и брома в соляной массе океана. Булл. Вулканолог. станции на Камчатке. 1947, № 11.

Скопинцев Б. А. Об органических поверхностноактивных веществах морской воды. Метеорология и гидрология. 1939, № 2.

Трофимов А. В., Голубчик Я. Л. Предвесенний гидрохимический режим Белого моря. Труды Гос. океанографического ин-та. 1947, вып. 1(13), стр. 132–154.

Харвей Х. В. Современные успехи химии и биологии моря. Пер. с англ. М., 1948.

### Литература к заключению

Вернадский В. И., Виноградов А. П., Т е й с Р. В. Определение изотопного состава вод метаморфических пород и минералов. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1941, т. 31, № 6, стр. 574–577.

Гатальский М. А. Применимость формулы Дюпюи при расчете движения подземных вод в трещиноватых и закастованных породах. Сов. геология, 1948, № 35, стр. 102–107.

Каменский Г. Н. Основы динамики подземных вод. М., 1943.

Максимович Г. А. Новые данные о пористости поверхностных геосфер. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1948, т. 62, № 5.

Максимович Г. А. О скорости миграции воды на Земле. Доклады Акад. Наук СССР. Новая серия. 1954, т. 96, № 4, стр. 803–804.

Максимович Г. А. Основные типы миграции воды на Земле. Природа. 1943, № 2, стр. 33–55.

Максимович Г. А. Пористость геосфер. Известия Акад. наук СССР. Серия геогр. и геофиз. 1944, т. 8, № 5, стр. 298–324.

Принц Е. Гидрогеология. Пер. с нем. М.–Л., 1933, стр. 186–210.

Силин-Бекчурич А. И. Формирование подземных вод северо-востока Русской платформы и западного склона Урала. Труды Лабор. гидрогеол. проблем Акад. наук СССР. 1949, т. 4, стр. 130–137.

Т е й с Р. В. Изотопный состав воды некоторых рек и озер СССР. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1939, т. 24, № 8, стр. 779–782.

Т е й с Р. В. Изотопный состав дождевых вод. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1939, т. 23, № 7, стр. 673–677.

Т е й с Р. В. Изотопный состав минеральных вод. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия, 1946, т. 53, № 2, стр. 139–142.

Тейс Р. В., Флоренский К. П. Распределение изотопов водорода и кислорода при замерзании воды. Доклады Акад. наук СССР. Новая серия. 1941, т. 32, № 3, стр. 199–202.

Х р а м у ш е в А. С. Теоретические основы графо-аналитического метода определения коэффициента водопроводимости трещиноватых и грубообломочных горных пород. Гидрогеология и инженерная геология. 1941, № 8, стр. 3–29.