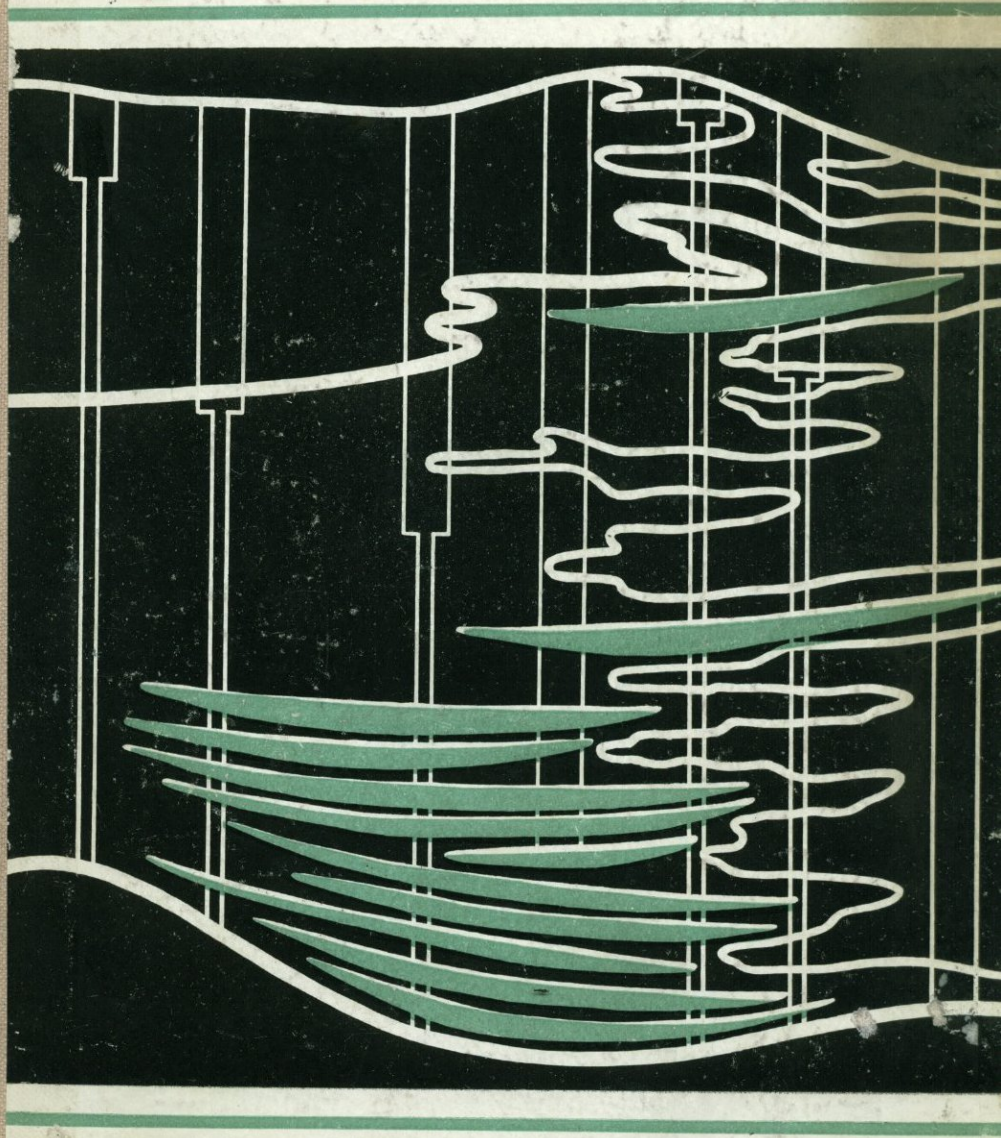


Ю.В.БАТАЛИН, Б.С.КАСИМОВ, Е.Ф.СТАНКЕВИЧ

**МЕСТОРОЖДЕНИЯ
ПРИРОДНОЙ СОДЫ
И УСЛОВИЯ
ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**



553.636
552.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПРИРОДНОЙ СОДЫ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕ ДРА»
Москва 1973



Баталин Ю. В., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Месторождения природной соды и условия их образования. М., «Недра», 1973, 208 с.

(Министерство геологии СССР. Всесоюзный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых — ВНИИ-геолнеруд).

Книга представляет впервые публикуемую сводку по ископаемым и современным месторождениям природной соды и содопроявлениям. Большое внимание уделено содонакоплению на территории США (район оз. Сирлс, эоценовая формация Грин-Ривер) и Восточной Африки. Содопроявления и месторождения природной соды рассматриваются как результат континентального аридного литогенеза, при котором тип оседания определяется химическим составом природных вод, питающих бессточные водоемы. Приведены сведения о минералах содового типа и дана классификация месторождений и проявлений природной соды, показаны особенности их формирования и размещения, намечены поисковые признаки и критерии прогнозной оценки содоносности территории СССР.

Книга рассчитана на работников научно-исследовательских учреждений, геологов-производственников, геохимиков, литологов, гидрогеологов, гидрохимиков.

Таблиц 48, иллюстраций 46, список литературы — 234 названия.

Б $\frac{0294-425}{043 (01) - 73}$ 27-73

Среди многочисленных продуктов химической промышленности большинства развитых стран кальцинированная сода занимает одно из первых мест и производство ее непрерывно увеличивается.

Мировое производство кальцинированной соды претерпело сложную эволюцию от добычи ее из золы морских растений, почвенных выцветов и мелких содовых озер до искусственной выработки по способу Леблана, а затем по более совершенному и экономически выгодному аммиачно-хлоридному (способ Сольве).

Мощная сырьевая база (поваренная соль, карбонатные породы) не ограничивает дальнейшего роста производства искусственной соды в нашей стране; увеличение ее выпуска осуществляется как путем повышения мощностей действующих предприятий, так и путем строительства новых. Аммиачно-хлоридному способу присущи серьезные недостатки: 1) относительно сложная переработка двух видов сырья — поваренной соли (реже хлоридных рассолов) и карбонатных пород; 2) значительные потери сырья и большой расход воды; 3) сложная проблема ликвидации огромного количества сточных вод (хлористого кальция). Расширение производства соды по способу Сольве наталкивается на серьезные трудности и нуждается в крупных капитальных вложениях.

В последние годы в СССР и за рубежом изыскиваются новые способы получения кальцинированной соды. В нашей стране увеличивается выпуск ее на заводах, перерабатывающих глиноземное сырье. В США возрастает добыча и переработка природной соды. Эта тенденция усилилась с началом эксплуатации ископаемых залежей троны, открытых в 1938—1939 гг. в штате Вайоминг при поисках нефти и газа. Первый рудник начал действовать в 1947 г.; в 1964 г. здесь было получено более 1 млн. т соды, или около 20% общего производства в США. Несмотря на шахтный способ добычи троны и галургический процесс ее переработки (растворение и перекристаллизация), удельные капитальные вложения на получение 1 т соды в два раза ниже, чем на аммиачно-содовых заводах. Поэтому в штатах Вайоминг, Колорадо и Юта были усилены работы по изучению содоносной формации Грин-Ривер, наращиванию запасов троны и увеличению ее добычи. В результате были открыты промышленные залежи нахколита и давсонита, представляющие

большой интерес для комплексного производства соды и алюминия. Выявленные в Колорадо запасы давсонита во много раз превышают общие запасы бокситов в США.

Темпы роста производства кальцинированной соды в СССР и других социалистических странах в 2,4—2,6 раза выше, чем в капиталистических. Общее увеличение потребления соды обуславливает ее устойчивый дефицит, который частично покрывается импортом. За последние 10 лет импорт кальцинированной соды в СССР увеличился в 2,7 раза.

Добыча природной соды в СССР незначительна из-за отсутствия крупных содовых месторождений. Основные запасы природной соды сосредоточены в Алтайском крае на Михайловском и Петуховском месторождениях. Эксплуатация их ведется с давних пор. В 1920 г. специальным постановлением, подписанным В. И. Лениным, строительство Петуховского содозавода было объявлено срочным делом государственной важности. Большую роль алтайские месторождения соды сыграли в годы Отечественной войны, когда ее добыча достигла 100—150 тыс. т в год. Современный объем производства соды здесь невелик. Освоение других известных содовых озер также не позволяет существенно изменить структуру производства кальцинированной соды в стране.

В 1968 г. по заданию Министерства геологии СССР и Министерства химической промышленности СССР в бывшем Геологическом институте (г. Казань) — ныне ВНИИгеолнатур — были начаты прогнозные исследования по изучению перспектив выявления на территории СССР крупных ископаемых месторождений природной соды. Основной задачей этих работ на начальном этапе являлось обобщение и анализ материалов по геологии содовых месторождений, выяснение основных особенностей их формирования и размещения.

Специальных исследований ранее не проводилось, однако многие вопросы рассматривались при изучении современного и древнего карбонато- и соленакопления, химизма природных вод, физико-химических равновесий солевых систем, почвообразования и других процессов. Наибольшее значение в этом направлении имеют исследования И. Н. Антипова-Каратаева, Н. И. Базилевич, М. Г. Валяшко, Н. И. Влодавца, И. Н. Гладцина, К. К. Гедройца, А. Ф. Горбова, А. И. Дзенс-Литовского, С. А. Дурова, А. Б. Здановского, А. А. Иванова, О. Д. Кашкарова, В. А. Ковды, С. М. Корневского, Н. С. Курнакова, М. И. Кучина, В. Т. Мalyшека, С. З. Макарова, В. В. Микицинского, А. В. Николаева, Ю. П. Никольской, А. И. Перельмана, Е. В. Посохова, Б. Л. Ронкина, Г. С. Седельникова, Н. М. Страхова, В. А. Сулина, Е. С. Телентюка, М. П. Фивега, В. Г. Эдигера и др.

Особое место занимают работы Н. М. Страхова, который на основе анализа содонакопления как неотъемлемой части континентального галогенеза и его гидрохимических типов пришел к выводу, что среди древних формаций найдутся отложения, отвечающие

водам содового типа, так как содовые бассейны существовали с древних времен и были тогда, вероятно, развиты гораздо сильнее, чем сейчас.

Из зарубежных исследователей большую роль в изучении геологии, минералогии и физико-химических особенностей современных содовых озер Северной Америки, Восточной Африки, а также содоносной формации Грин-Ривер сыграли Б. Бакер, У. Бредли, В. Вер-Планк, Д. Дини, В. Калбертсон, Ч. Милтон, Д. Хайнес, Р. Хайт, Д. Хей, Д. Фахей, Х. Югстер и др.

В предлагаемой работе на основе метода аналогий и актуализма предпринята попытка выделения генетических типов содовых месторождений и содопроявлений, их детальной геологической характеристики, составления геолого-структурных схем распространения месторождений, проявлений и парагенных образований по отдельным материкам, а также анализа особенностей их размещения и формирования. Большое внимание уделялось гидрохимии и распространению подземных и поверхностных содовых вод как основной среды образования, миграции и аккумуляции карбонатов и бикарбонатов натрия в процессе накопления содоносных отложений.

В процессе сбора и обработки материалов были использованы в основном опубликованные данные. Авторы столкнулись с трудностями: 1) отсутствием обобщающих работ и разбросанностью исходных материалов по многочисленным изданиям, посвященным различным вопросам; 2) слабой изученностью древних континентальных формаций, особенно галогенных, в СССР и за рубежом; 3) применением во многих работах по химизму природных вод и засолению почв и пород классификаций, исключающих возможность выделения содовых вод и содового засоления.

Авторы понимают, что в настоящей работе отражен первый этап в изучении сложной и важной проблемы.

Большую помощь нам оказали У. З. Галиев, Н. Н. Иванов, В. В. Герасимова, Г. А. Долгов, В. М. Калмыков. Авторы выражают благодарность А. С. Звереву, М. Б. Григоровичу, В. А. Иванову (МГ СССР), Н. М. Страхову, Ф. А. Макаренко (ГИН АН СССР), А. А. Иванову, И. К. Зайцеву, С. М. Корневскому, Е. А. Баскову (ВСЕГЕИ), В. П. Петрову, А. А. Краснову (ИГЕМ АН СССР), А. А. Апродову, М. Г. Валяшко (МГУ), М. П. Фивегу, В. В. Микицинскому (ВНИИГ), М. И. Врублевскому, Г. В. Короткевичу, А. Е. Ходькову (ЛГУ), Е. В. Посохову (Новочеркасский политехнический институт), Л. М. Гроховскому (ГКЗ СССР), А. И. Кринари, И. Л. Шаманскому, Ю. В. Сементовскому, В. А. Лобову, А. И. Отрешко, А. С. Михайлову (ВНИИгеолнеруд) за помощь и поддержку.

Особую благодарность авторы приносят И. Л. Шаманскому за ценные советы во время выполнения работы.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ СОДОВЫХ ВОД

МЕСТО СОДОВЫХ ВОД СРЕДИ ПРИРОДНЫХ ВОД, ИХ ЗНАЧЕНИЕ И ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ ВИДЫ

Значение природных содовых вод очень велико. Без знания закономерностей их распространения и формирования нельзя правильно подойти к решению вопроса об условиях формирования химического состава природных вод. Условия миграции многих микроэлементов и органических веществ, а значит, и их концентрирования и рассеивания в содовых и несодовых водах заметно отличаются. С водами содового типа связано образование месторождений природной соды, троны, давсонита, цеолитов, боратов, ряда редкоземельных элементов, меди, цинка, нефти и других полезных ископаемых. При повышенном содержании карбонатов и бикарбонатов натрия они могут являться ценным химическим сырьем для получения соды, а в ряде случаев и некоторых других полезных ископаемых (иода, бора, поваренной соли). Орошение содовыми водами способствует засолению; в паровых котлах они сильно корродируют медные части; употребление их для питьевых целей часто ведет к сердечно-сосудистым и желудочно-кишечным заболеваниям, а также к флюорозу. Содовые воды с повышенным содержанием углекислых солей натрия (более 800 мг/л) имеют неудовлетворительные органолептические показатели.

К содовым, или щелочным, относятся воды, которые содержат карбонаты и бикарбонаты щелочных металлов (при соединении ионов в соли, по Фрезениусу). По современным гидрохимическим классификациям ими являются воды I типа Ч. Пальмера, карбонатного типа М. Г. Валяшко (3 класс Н. С. Курнакова), гидрокарбонатно-натриевого типа В. А. Сулина, IV класса В. М. Левченко, I типа О. А. Алекина, класса А А. Г. Бергмана, класса Г В. В. Эпштейна, угленатриевого типа Н. М. Страхова, I типа О. П. Никольской и др. В гидрохимических классификациях С. А. Щукорева, В. А. Александрова, В. А. Приклонского, Г. А. Максимовича, М. Е. Альтовского, В. М. Швеца, Т. П. Афанасьева, Г. А. Востро-

кнута и многих других, в которых гидрохимические типы выделяются по преобладанию тех или иных ионов без учета гипотетических солей, содовые воды не выделяются. Подобные классификации не только затрудняют использование фактического материала, но часто делают невозможной правильную интерпретацию процессов формирования и изменения (метаморфизации) химического состава природных вод, так как объединяют в одну группу воды разных гидрохимических типов, имеющих различные физико-химические свойства и пути формирования химического состава. Наиболее удобной для практического применения является гидрохимическая классификация О. А. Алекина (1970 г.). По этой классификации, к содовым относятся воды I типа, принадлежность к которому определяется соотношением ионов в эквивалентном выражении: $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ или $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-}$. К ним надо относить также силикатные воды (Филатов, 1961), в которых $\text{HSiO}_3^- + \text{SiO}_3^{2-} + \text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- > \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$; в некоторых случаях следует руководствоваться соотношением:



По преобладанию анионов и катионов (в эквивалентах) можно выделить пять основных видов содовых вод: гидрокарбонатный кальциевый (C^{Ca}), гидрокарбонатный магниевый (C^{Mg}), гидрокарбонатный натриевый (C^{Na}), сульфатный натриевый (S^{Na}) и хлоридный натриевый (Cl^{Na}). Каждый вид содовых вод отличается преобладанием тех или иных ионов (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-), а следовательно, и гипотетических солей. Общим является количество карбонатов и бикарбонатов натрия, которое может изменяться от долей процента до 100%. Оно, составляя сущность содовости, при незначительном повышении минерализации (более 1 г/л) во многом определяет свойства воды, направление и характер физико-химических процессов.

В гидрокарбонатных содовых водах содержание $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ может достигать 100% и не опускается ниже 35%, в то время как количество натрия может составлять всего лишь несколько процентов. Среди катионов натрия может быть на первом, втором или третьем месте. В хлоридных натриевых и сульфатных натриевых видах содовых вод содержание натрия редко бывает меньше 60—65%. Однако содержание HCO_3^- и CO_3^{2-} , особенно в хлоридно-натриевых высокоминерализованных содовых водах, может быть до 3% и менее. Такое резкое различие вещественного состава содовых вод заставляет предполагать разные пути и процессы формирования их химического состава. При концентрировании каждого вида содовых вод соотношение между выпадающими солями и порядок выпадения солей различны.

Природные содовые воды, как и хлоркальциевые, не могут образоваться в результате смешения вод иных гидрохимических ти-

пов. Появление различных гидрохимических типов вод обусловлено процессами взаимодействия их с окружающей средой и прежде всего с водовмещающими породами, живыми организмами, органическими и неорганическими веществами, находящимися во взвешенном состоянии в воде, и с растворенными газами. Особенности окружающей среды, биохимических и физико-химических процессов определяют разнообразие минерализации и химического состава подземных вод, в том числе вод содового типа. Поэтому граница распространения последних чаще совпадает с литологическими, физико-химическими, климатическими, биохимическими и другими рубежами. Содовые воды встречаются на отдельных участках среди вод других гидрохимических типов; в содовых водах наблюдаются очаги отличных от них вод.

Подземные содовые воды

Подземные содовые воды находятся в тесной взаимосвязи с поверхностными, однако их роль в питании озер изучена недостаточно. Влияние подземных вод на солевой баланс озер более значительное, чем на водный.

Подземные содовые воды пользуются широким распространением. Они наблюдаются в единичных источниках или скважинах, пользуются мелко- или крупноочаговым распространением, приурочены к определенным водоносным горизонтам или водовмещающим породам, протягиваются узкими полосами вдоль крупных тектонических нарушений. Глубина их залегания изменяется от первых метров до 2—3 км. По разрезу подземные содовые воды в одних районах бывают приурочены к одному водоносному горизонту, в других — к нескольким. В последнем случае они характерны для водовмещающего комплекса. На рис. 1 показаны ареалы распространения и связь их с различными геолого-тектоническими структурами территории СССР.

На выступах кристаллического основания подземные воды в основном приурочены к зоне трещиноватости, обусловленной процессами выветривания; мощность ее обычно составляет 100—200 м и более и зависит от геоморфологических, тектонических и климатических условий. Водообильность пород определяется их трещиноватостью и быстро затухает с глубиной. Химический состав подземных вод связан с литологией вмещающих пород и климатом.

Воды содового типа обычно связаны с гранитами, нефелиновыми сиенитами и другими породами с повышенным содержанием натриевых минералов (полевых шпатов, нефелина и др.). Их появлению способствует высокое содержание в воде углекислоты. В таких случаях карбонаты и бикарбонаты натрия, как правило, господствуют над карбонатами и бикарбонатами магния и кальция. Минерализация вод невелика и редко превышает 2—3 г/л. Однако в некоторых случаях (Ловозерская тундра) в условиях весьма затрудненного водообмена могут формироваться содовые рассолы с повышенным содержанием кремнекислоты и фтора. Содержание

карбонатов и бикарбонатов натрия и калия в них достигает 23 г/л, они могут давать в горных выработках содовые сталактиты (Дорфман и др., 1967).

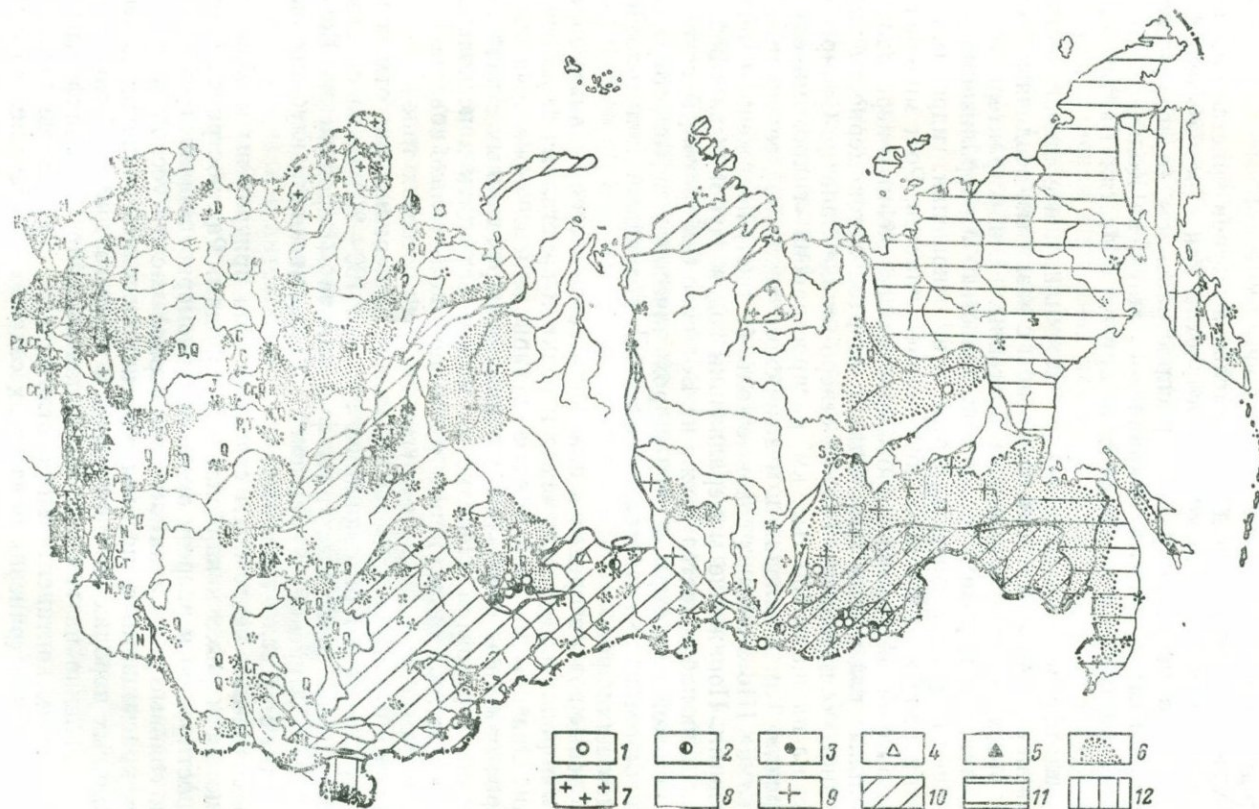
Подземные содовые воды в пределах выступов кристаллического основания, лишённого осадочного чехла или с незначительным чехлом, пользуются широким распространением (очаговым или региональным) в пределах Украинского щита, на Кольском полуострове, Карельском перешейке и других областях Балтийского щита.

В платформенных областях с более или менее значительным осадочным чехлом (выступы и прогибы с развитым осадочным чехлом) выделяются артезианские бассейны. Они характеризуются определенной гидрохимической зональностью. Минерализация, содержание преобладающих катионов и их отношения, гидрохимические типы вод изменяются с погружением пластов. Рост минерализации с глубиной обычно сопровождается постепенным переходом в рассольные воды типа IIIб. Однако от этой закономерности имеется много отступлений. Так, на северо-западе Западно-Сибирской плиты на площади 500 тыс. км² распространена «гидрохимическая инверсия». Там в основании мезозойского чехла под солеными водами типа IIIб залегают содовые воды (I типа) пониженной минерализации. Понижение минерализации вод в глубоко залегающих отложениях наблюдается также на Восточно-Сибирской, Русской и Каракумской платформах. Эти гидрохимические особенности обуславливаются палеогеогеологическими условиями и литологией вмещающих пород.

Содовые воды в пределах платформ встречаются главным образом в породах осадочного чехла и редко в кристаллическом основании. Они обычно пользуются региональным, реже очаговым распространением и связаны с породами определенных стратиграфических горизонтов. Нередко их можно встретить в нескольких водоносных горизонтах, иногда разобщенных не только водоупорными породами, но и водами других гидрохимических типов.

Подземные содовые воды небольшой минерализации отмечены в кристаллическом основании на глубине 100—200 м, на склонах щитов и погребенных выступах фундамента (Воронежский, Белорусский, Балтийский, Украинский). С увеличением глубины они переходят в рассолы типа IIIб.

В осадочном чехле воды содового типа приурочены к песчано-глинистым и реже к карбонатным породам. Распространены они по простиранию и разрезу очень неравномерно. Значительные площади содовых вод занимают в северной части Русской платформы в красноцветных, преимущественно песчано-глинистых континентальных породах верхней перми и нижнего триаса, а также на юге и особенно на юго-востоке Западно-Сибирской платформы в кайнозойских континентальных отложениях. Остальные крупные области распространения подземных содовых вод связаны преимущественно с морскими отложениями, среди которых заметное место



занимают полевошпатовые и глауконитовые пески и песчаники (северо-восток Украины, северо-восток Прикаспийской впадины, Волго-Донское междуречье и др.) мелового и палеогенового возраста. На северо-западе Западно-Сибирской низменности, в Предкавказье, Северном Приаралье и в ряде других районов содовые воды повышенной минерализации приурочены к нефтегазоносным отложениям. Значительным развитием они пользуются в верхних водоносных горизонтах угленосных бассейнов (Печорский, Кузнецкий, Иркутский и др.) и заметно меньшим в районе серных месторождений Предкарпатья. В засушливых и полупустынных областях слабо минерализованные содовые воды иногда образуют пресные линзы (Ясханская, Чильмамедкумская, Бадхызская, Карабильская и многие другие), окруженные соляными и рассольными водами II и IIIa типов. В верхнем водоносном горизонте они часто появляются на участках содового засоления почв.

Горно-складчатые сооружения с допалеозойской складчатостью по своим гидрогеологическим условиям в общих чертах сходны с платформенными выступами кристаллического основания. Подземные воды в основном связаны с зоной трещиноватости, которая быстро затухает с глубиной. В районах повышенной тектонической активности в полосах, примыкающих к обновляющимся разломам, прослеживаются зоны повышенной трещиноватости, в которых нередко выходят термальные воды. Подземные содовые воды встречаются как в сильно метаморфизованных и изверженных породах собственно горных сооружений, так и в осадочных породах межгорных впадин. Они приурочиваются к трещиноватым породам, богатым натриевыми минералами. Появлению их способствует повышенное содержание углекислоты. Наиболее сильно это проявляется в углекислых и азотно-углекислых термах, связанных с обновляющимися разломами. В осадочных породах межгорных впадин подземные содовые воды пользуются широким распространением и могут встречаться на значительной глубине. В верхних водоносных горизонтах они появляются на участках распространения содового засоления почв, например в нижней части долины р. Баргузина.

Горно-складчатые области с палеозойской складчатостью по своим геолого-тектоническим, геоморфологическим и климатическим условиям разнородны. В их пределах имеются весьма крупные межгорные впадины, выполненные континентальными и морскими отложениями верхнего палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Под-

Рис. 1. Схема распространения подземных содовых вод в СССР.

Содовые озера с минерализацией вод более 5 г/л; 1 — гидрокарбонатного натриевого вида, 2 — сульфатного натриевого вида, 3 — хлоридно-натриевого вида. Подземные содовые воды с содержанием $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaCO}_3$ более 5 г/л; 4 — гидрокарбонатного натриевого вида; 5 — хлоридного натриевого вида; 6 — площади регионального или очагового распространения подземных содовых вод. Тектонические области: 7 — выступы кристаллического основания, лишённые осадочного чехла или с незначительным чехлом; 8 — выступы и прогибы кристаллического основания с развитым осадочным чехлом; 9 — области допалеозойской складчатости; 10 — области палеозойской складчатости; 11 — области мезозойской складчатости; 12 — области кайнозойской складчатости.

земные воды в этих областях связаны с трещиноватыми породами зоны выветривания, зонами трещиноватости вдоль крупных тектонических разломов, осадочными породами межгорных впадин и долинным аллювием. К глубоким разломам часто приурочены выходы термальных вод.

Подземные содовые воды пользуются региональным развитием в Забайкалье и на юге Дальнего Востока (Амурский и Хабаровский края). В Забайкалье они связаны с зоной трещиноватости пород кристаллического фундамента, с полосами вдоль крупных тектонических разломов и с осадочными породами мезозойских и кайнозойских межгорных впадин. В основании осадочного чехла над трещиноватыми кристаллическими породами иногда встречаются содовые воды с повышенным содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия (Балейский район). Вблизи соляных озер в межгорных депрессиях содовые воды могут иметь очень высокую минерализацию. Так, в колодцах около оз. Киранского встречены воды с минерализацией до 40 г/л и содержанием $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$ до 10 г/л. Азотные и углекислые термы содового типа широко распространены в зонах крупных разломов.

Глубокие межгорные впадины Дальнего Востока (например, Зейско-Буреинская) содержат огромные запасы соленоватых вод содового типа. Содовые воды собственно горных районов весьма характерны для зоны трещиноватости, где они имеют низкую минерализацию.

В Алтае-Саянской горно-складчатой области подземные содовые воды большей частью приурочены к локальным участкам межгорных котловин, где их появление, вероятно, определяется местными климатическими условиями. В горных районах они, очевидно, тяготеют к зонам терм.

В. С. Самариной (1961) отмечена вертикальная гидрохимическая зональность для района Таджикской депрессии (Каратегино-Гиссарский антиклинорий, Яхсуйский прогиб). На абсолютных отметках выше 1000 м распространены содовые (гидрокарбонатные натриевые) воды с минерализацией до 1 г/л, ниже — сульфатные натриевые (II типа) с минерализацией 0,3—1,5—10 г/л. В межгорных впадинах подземные содовые воды распространены на локальных участках; они приурочиваются как к полевошпатовым и другим богатым натрием обломочным породам, так и к нефтегазоносным горизонтам (Фергана).

В Казахстане подземные содовые воды распространены преимущественно в центральной и северной частях. Они отмечаются в районах развития гранитов и других изверженных и метаморфических пород, а также в песчано-глинистых образованиях межгорных впадин и речных долин. В Карагандинском бассейне они, вероятно, связаны с ареалом распространения угленосных отложений.

На Урале подземные содовые воды пользуются широким распространением на восточном склоне в Челябинской и Свердловской областях, где они приурочены к зонам трещиноватости гра-

нитных пород и к песчано-глинистым отложениям межгорных впадин. В других районах Урала они встречаются реже или о них нет сведений (Северный и Полярный Урал, Пайхой).

Горно-складчатые области с мезозойской складчатостью в гидрогеологическом отношении исследованы очень слабо. Водоносность здесь связана с трещиноватыми породами зоны выветривания, системами тектонических разломов и породами, выполняющими межгорные впадины. В горных районах встречаются выходы термальных вод вдоль линий крупных тектонических нарушений. Очаги подземных содовых вод широко распространены в пределах Сихотэ-Алиньской горной системы. В пределах Верхояно-Колымской системы они встречаются редко.

В горно-складчатых областях с кайнозойской складчатостью обводненность пород обычно выше, чем в регионах с более древней складчатостью. В этих областях встречаются не только трещинные воды зоны выветривания, но и пластовые воды, залегающие на значительной глубине. Повышенная интенсивность и молодость тектонических движений способствуют большей обводненности зон тектонических нарушений. Кроме того, в их пределах широко развиты межгорные впадины, заполненные осадочными и вулканогенными породами, и небольшие высоко приподнятые и не уничтоженные эрозией артезианские бассейны. Часто подземные воды связаны с покровами базальтов. Во многих местах встречаются термальные воды.

Подземные содовые воды широко распространены на Кавказе и в Закавказье. Они приурочены к зонам трещиноватости изверженных, метаморфических и массивных осадочных пород, к зонам тектонических нарушений, к слабо дислоцированным осадочным породам, залегающим на значительных глубинах, и к осадочным, особенно нефтегазоносным отложениям, выполняющим межгорные впадины. Пластовые подземные содовые воды бывают приурочены как к терригенным (пески, песчаники, алевролиты), так и к карбонатным (известняки Мащесты, мергели Боржоми) породам. Очень часто содержание карбонатов и бикарбонатов натрия в водах Кавказа и Закавказья превышает 5 г/л (Красная Поляна, Семигорье, Двин, Джульфа, Апшеронский полуостров) при общей минерализации 10—35 г/л и более. В Араратской котловине широко распространено содовое засоление почв. Формирование подземных содовых вод происходит в высокогорьях и в долинах рек; в зонах выветривания в приповерхностных условиях и на больших глубинах в межгорных впадинах и зонах тектонических нарушений.

На юго-западе Туркмении в областях кайнозойской складчатости подземные содовые воды встречены в Копет-Даге и Западно-Туркменской впадине. Последняя представляет собой крупный артезианский бассейн, по гидрохимической обстановке напоминающий район Апшеронского полуострова. Во впадине подземные содовые воды, имеющие минерализацию 15—25 г/л, связаны с нефтегазоносными горизонтами ряда месторождений (Челекен, Котур-

Тепе и др.) и залегают на значительной глубине в зонах разломов. Вверх и по простиранию они замещаются высококонцентрированными рассолами хлоркальциевого (IIIб) типа. В Копет-Даге подземные содовые воды обнаружены во многих источниках, выходящих из пород мелового и неогенового возраста.

В южной части Памира (бассейн Аличур-Гунт) Е. В. Часовниковой (1968) выделяется зона содового засоления четвертичных и более древних коренных пород. В этой зоне встречаются подземные содовые воды и сильно минерализованные содовые озера Сасык-Куль и Чукур-Куль. В северных районах засоление имеет преимущественно сульфатный характер.

Подземные содовые воды часто с повышенным содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия известны в Закарпатье и Румынии. Они приурочиваются в основном к кайнозойским отложениям, а термальные источники встречаются в приразломных зонах. Содовые воды, связанные с нефтегазоносными отложениями, залегают на глубинах более 1000 м.

На формирование подземных вод Камчатки сильное влияние оказывает современный вулканизм. С ним связано широкое распространение термальных вод. Однако содовые разности их занимают относительно скромное место среди вод других гидрохимических типов.

На Сахалине подземные содовые воды приурочены главным образом к нефтегазоносным отложениям и распространены достаточно широко. Встречаются они также среди термальных и грунтовых вод.

В горно-складчатых областях и на выступах кристаллического основания платформ подземные содовые воды в основном приурочены к осадочным породам преимущественно континентального происхождения, выполняющим межгорные впадины, к зонам выветривания изверженных и метаморфических пород и к полосам вдоль крупных тектонических нарушений. В осадочном чехле платформ они встречаются на различной глубине во всех гидродинамических зонах и в разной окислительно-восстановительной обстановке. Они приурочены к определенным водоносным горизонтам или водовмещающим породам, особенно если последние обогащены органическим веществом. Среди грунтовых вод содовые разности пользуются преимущественным распространением в зоне сухих степей, на прилегающих к ним участках лесостепи и полупустынь и редко в пустынях. В этих случаях их появление, вероятно, контролируется почвенными условиями и ландшафтно-климатической обстановкой.

По преобладанию тех или иных ионов среди содовых вод следует выделять пять основных видов: гидрокарбонатный кальциевый (C_1^{Ca}), гидрокарбонатный магниевый (C_1^{Mg}), гидрокарбонатный натриевый (C_1^{Na}), сульфатный натриевый (S_1^{Na}) и хлоридный натриевый (Cl_1^{Na}), которые заметно различаются по минерализации и содержанию типобразующих ионов (табл. 1). Силикатные, фторные, нитратные и другие разности содовых вод в при-

Таблица 1

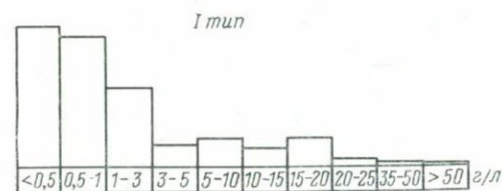
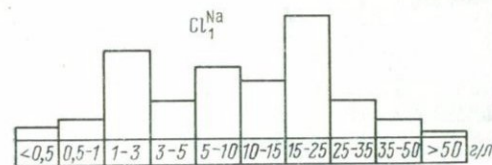
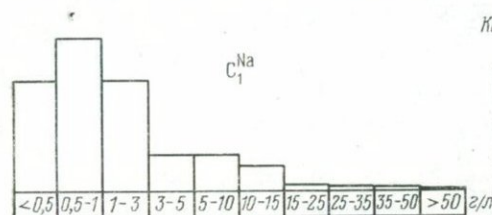
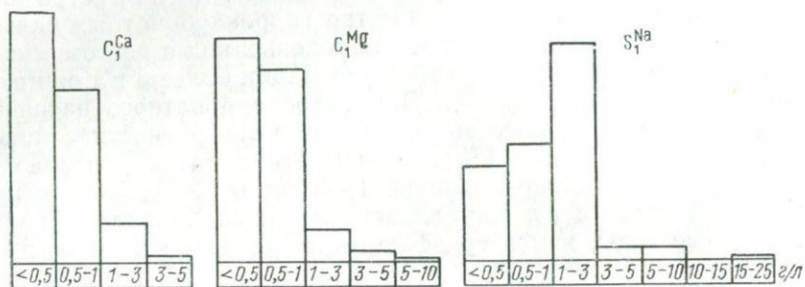
Химический состав разных видов подземных содовых вод* (в мг/кг)

Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Алё- кину	Минерализа- ция, г/л	Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	$\frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{\text{Сумма ионов}} \cdot 100$
Красноярский край, источник в долине ручья Горевого	C ₁ Ca	0,41	6	8	84	6	сл.	305	—	9	2
Читинская область, Шиванда, скв. 4	"	1,1	78	60	103	7	24	83	—	290	26
Грузинская ССР, источник Лия на р. Ингури	"	1,88	188	69	206	7	131	1281	—	428	22
Красноярский край, р. Сухая Тунгуска, скв. 1 (207,5 м)	C ₁ Mg	0,32	31	19	30	37	11	192	Нет	6	1,8
Грузинская ССР, источник Пишца, верх- нее течение р. Пишцы	"	3,31	329	180	286	9	28	2394	—	853	25
Алтайский край, г. Ключи, скв. 582	C ₁ Na	0,273	44	1	27	4	21	171	—	114	41
Алтайский край, район оз. Лебяжьего, скв. 423	"	2,06	487	32	25	13	20	148	Нет	2000	97
Грузинская ССР, источник Авадхара	"	5,88	1176	108	257	91	8	4238	—	4014	74
Ставропольский край, г. Ессентуки, скв. 46	"	13,6	3954	116	107	2758	6	6672	—	7929	58
Бурятская АССР, колодец у оз. Киран- ское	"	40,4	14980	10	80	12730	5820	2860	3910	10104	25
Красноярский край, Енисейский кряж	"	0,34	46	8	35	1	85	165	—	24	7
Красноярский край, Енисейский кряж, шурф у р. Татарки	S ₁ Na	0,15	56	1	4	1	74	18	Нет	2	1,3
Грузинская ССР, источник в г. Тбилиси	"	1,79	428	42	48	70	595	610	—	358	20
Тюменская область, Салехард, скв. 1-К (240—470 м)	Cl ₁ Na	1,72	415	71	27	465	3	736	—	412	24

Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Але- кину	Минерализа- ция, г/л	Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₂ ²⁻	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	$\frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{\text{Сумма ионов}} \cdot 100$
Свердловская область, Камышловский район, скв. 36 (169,3 м)	ClNa ₁	4,6	1612	18	85	2426	36	387	—	54	1,1
Тюменская область, скв. 1-Р (2891—2894 м)	„	13,6	1111	23	44	6363	1	1874	Нет	13	0,95
Азербайджанская ССР, Локбатан, скв. 43	„	41,2	15055	243	325	22940	10	2757	—	616	1,5
Краснодарский край, ст. Новотитаровская, скв. 2 (2170—2180 м)	„	24,6	8255	38	206	8864	1282	5858		6938	28
Азербайджанская ССР, Бузовны-Маштаги, скв. 377 (1904—1917 м)	„	17,6	58	14	41	5200	221	6061	192	8514	48
Актюбинская область, Майсор, шурф 1 (2 м)	„	54,6	20626	Нет	Нет	21538	7274	2013	3180	8388	1,5
Азербайджанская ССР, Апшеронский п-ов, скв. 21052 (2673 м)	„	53,2	19958	107	134	28774	15	4124	124	4723	8
США, штат Юта, округ Уинта, скв. 7 (631—639 м)	„	102,6	39367	8	11	45000	525	9150	8520	40603	39

родных условиях встречаются редко и не имеют большого геохимического значения.

Выделенные виды подземных содовых вод могут существенно отличаться друг от друга по абсолютному и относительному содержанию возможных гипотетических солей и минерализации. Это



Количество проб подземных вод I типа

Минерализация, г/л	Ca	Mg	Na	S	Cl	Всего
< 0,5	322	61	154	15	12	564
0,5-1,0	216	52	211	18	18	515
1-3	46	9	152	34	77	318
3-5	5	3	46	2	33	89
5-10	-	1	47	2	62	112
10-15	-	-	30	-	49	79
15-25	-	-	4	1	106	111
25-35	-	-	2	-	28	30
35-50	-	-	1	-	14	15
> 50	-	-	-	-	6	6
Итого	589	126	648	72	404	1839
%	32,0	6,9	35,2	3,9	22,0	100

Рис. 2. Распределение подземных содовых вод и их видов по минерализации.

свидетельствует не только о качественных различиях подземных содовых вод, но и о разнообразии путей их формирования, метаморфизации и направленности протекающих в них физико-химических процессов. Характер воздействия содовых вод разных видов и минерализации на вмещающие породы будет существенно различным.



Для выяснения основных особенностей состава подземных содовых вод и степени распространения их видов была проведена статистическая обработка 1839 анализов содовых вод из различных районов СССР. Минерализация их колеблется от нескольких граммов на литр до 105—110 г/л. Большая часть вод относится к пресным (более 58%). Соляные и рассольные воды (рис. 2) встречаются очень редко (менее 1,5%). Количество гидрокарбонатных кальциевых и гидрокарбонатных магниевых содовых вод с ростом минерализации резко убывает, а при минерализации более 3 г/л они встречаются в единичных случаях. Для гидрокарбонатного натриевого вида эта тенденция менее выражена, имеются разности с минерализацией более 15 г/л (1,5%). В сульфатном натриевом виде преобладают воды с минерализацией 1—3 г/л (47,2%); воды с минерализацией более 3 г/л составляют всего 7%. Хлоридные натриевые содовые воды, как и сульфатные натриевые, являются произ-

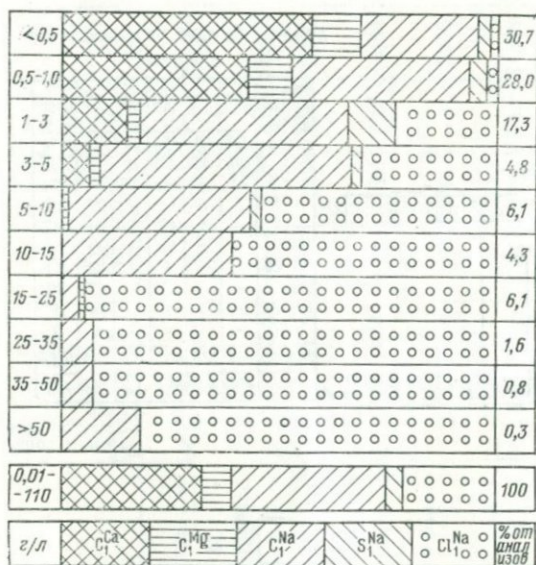


Рис. 3. Распределение видов подземных содовых вод при разной минерализации.

водными других видов. Наиболее часто их минерализация составляет 1—35 г/л, хотя встречаются пресные и рассольные разности.

Распределение видов подземных содовых вод разной минерализации показано на рис. 3. Среди наименее минерализованных вод (менее 0,5 г/л) преобладают гидрокарбонатные кальциевые, затем гидрокарбонатные натриевые и при минерализации более 5 г/л хлоридные натриевые. Гидрокарбонатные магниевые и особенно сульфатные натриевые содовые воды встречаются относительно редко.

С увеличением минерализации меняется соотношение как анио-

нов, так и катионов. В слабо минерализованных водах преобладают гидрокарбонатные разности, а в водах с минерализацией более 5—10 г/л — хлоридные. Среди катионов кальций доминирует только в наименее минерализованных водах (до 0,5 г/л); затем на первое место выходит натрий. Абсолютное господство кальция над магнием сохраняется до минерализации 10 г/л, после чего содержание магния, как правило, превышает содержание кальция, особенно в соляных и рассольных водах (рис. 4).

С ростом минерализации величина отношения натрия к хлору уменьшается (рис. 5). В пресных и слабосоленых водах (до 5 г/л) она обычно более двух, а в соляных и рассольных в основном менее 1,5.

Содержание карбонатов и бикарбонатов натрия в подземных содовых водах непостоянно, особенно у гидрокарбонатного натриевого вида (от десятых долей процента до 80% и более). У других видов их относительное количество иногда достигает 35—40%. Абсолютное содержание «соды» ($C_3 - Na_2CO_3 + NaHCO_3$) увеличивается с ростом общей минерализации воды до 15—25 г/л, наибольшей величиной C_3 характеризуются воды гидрокарбонатного натриевого и хлоридного натриевого видов. Чаше воды с C_3 более 5 г/л встречаются в интервалах минерализации 10—15 и 15—25 г/л (рис. 6). Наибольшей содовостью ($C_1 - Na_2CO_3 + NaHCO_3$) отличаются воды в интервалах минерализации 10—15, 5—10 и 3—5 г/л. Это свидетельствует о том, что при концентрировании подземных содовых вод увеличение содержания карбонатов и бикарбонатов натрия отстает от роста общей минерализации воды.

Содержание сульфата натрия в подземных содовых водах также сильно колеблется. Очень часто сульфаты не обнаруживаются. Их относительное значение уменьшается с ростом общей минерализации (рис. 7). Наибольшей сульфатностью обладают воды в интервале минерализации 1—3 г/л, в котором около половины учтенных вод имеют содержание сульфатов натрия более 10%-экв, а менее одной трети — 25%-экв. В этом интервале наиболее часто встречаются сульфатные натриевые содовые воды (см. рис. 3).

Исследователи генезиса содовых вод признают, что подземные содовые воды формируются в результате многих, часто не связанных между собой процессов. Подземные содовые воды прежде всего образуются при выветривании щелочных изверженных и существенно полевошпатовых осадочных пород (Ловозерский массив на Кольском полуострове, массивы Центрального Казахстана, Рып-Пески, Большие Барсуки и др.) особенно в присутствии углекислоты. Этот процесс может активно идти в различных климатических условиях: в арктических тундрах, гумидных зонах, влажных тропиках и особенно в аридных областях — в зонах степи, лесостепи и местами в пустынях и полупустынях. Появление подземных содовых вод можно ожидать не только в богатых натрием (полевошпатами) породах, но даже в известняках, доломитах, аргиллитах, глинах, различных сланцах. Подземные содовые воды в известняках и

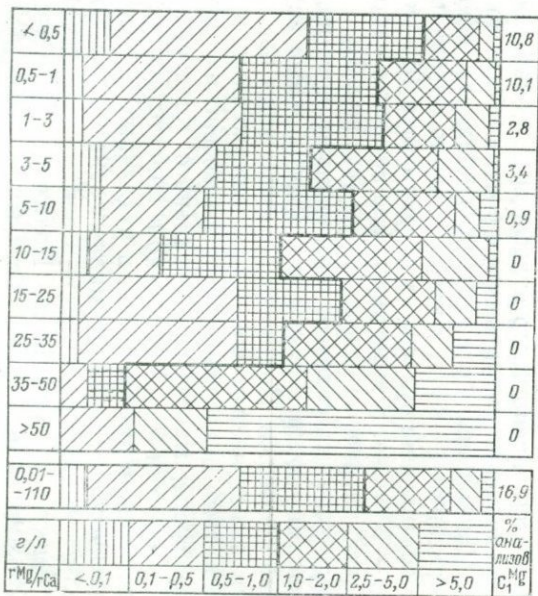


Рис. 4. Изменение $\frac{r Mg}{r Ca}$ в подземных содовых водах разной минерализации.

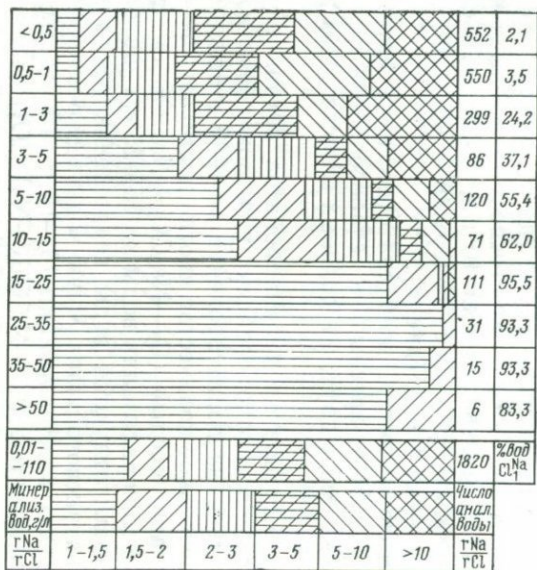


Рис. 5. Изменение $\frac{r Na}{r Cl}$ в подземных содовых водах разной минерализации.

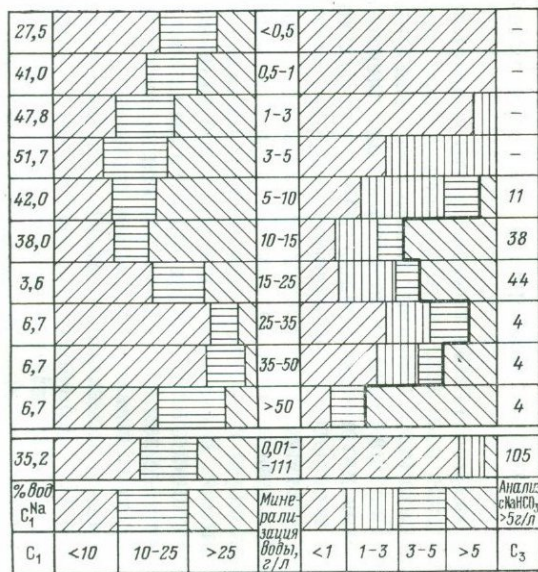


Рис. 6. Изменение содержания $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3$ и содовости в подземных водах разной минерализации.

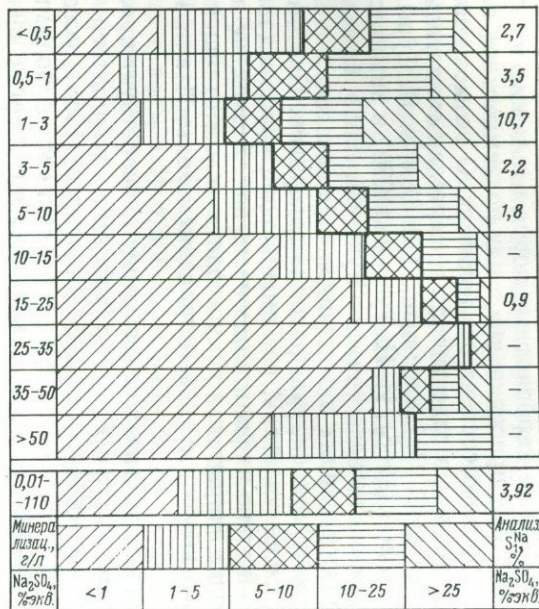


Рис. 7. Изменение сульфатности ($\text{S}_1 - \text{Na}_2\text{SO}_4$, %-экв) в подземных содовых водах разной минерализации.

других карбонатных породах встречаются во многих местах: на Кавказе в районе Сочи (Куканов, 1968), на Крымской Яйле (Дублянский и др., 1967), Енисейском кряже (Королев, 1964). В Крыму и на Енисейском кряже карбонатные породы выходят на дневную поверхность, и поэтому просачивание в них подземных вод из пород другого литологического состава исключается. О возможности формирования содовых вод в известняках и мергелях свидетельствуют также эксперименты С. С. Чихелидзе (1958), А. В. Турышева и А. Д. Перевозчиковой (1965), И. Н. Тугуши (1970) и химический состав водных вытяжек из известняков (Куканов, 1968). Одним из условий, благоприятствующих их появлению, является хорошая отмытость пород от хлоридов, сульфатов и сульфидов. Поэтому чаще они формируются на участках, где вмещающие породы давно подвергаются воздействию инфильтрационных вод. В этих же породах на участках, более закрытых в гидрогеологическом отношении, могут пользоваться широким распространением воды II или IIIa типов.

Формированию подземных содовых вод способствует продолжительность взаимодействия воды с породой. Это подтверждается экспериментальными данными С. С. Чихелидзе (1958), установившим, что при взаимодействии воды с различными породами (песчаниками, конгломератами, сланцами) сода появляется в воде через 1—2 месяца, а иногда через 15—20 месяцев. В одном из опытов А. В. Турышева и Л. Д. Перевозчиковой (1965) по растворению артинского рифового известняка через 52 дня была получена содовая вода (минерализация 0,77 г/л, содержание бикарбоната натрия 11%-экв). После двух суток реагирования с известняком вода относилась ко II типу.

Опыты И. Н. Тугуши (1970) показали, что водные вытяжки из песчаников, мергелей, сланцев, известняков и других пород из разных районов Кавказа при давлении углекислого газа 3—4 атм имеют содовый тип. Большая часть углекислых вод содержит карбонатов и бикарбонатов натрия до 5 г/л. Углекислота при этом может быть биогенной, атмосферной, вулканогенной, термометаморфогенной и др. В присутствии углекислоты воды быстро обогащаются карбонатами и бикарбонатами натрия, в результате чего pH резко сдвигается в щелочную сторону, что вызывает выпадение карбонатов кальция и магния. В щелочной среде такого типа подавляются все процессы, ведущие к катагенным преобразованиям минералов, содержащих щелочные земли. Щелочи же усиленно извлекаются из пород, что обычно увеличивает «содовые» свойства подземных вод.

Подземные содовые воды образуются на первых стадиях нефтегазообразования в песчано-глинистых отложениях. Исходными могут быть не только седиментационные воды II типа (сульфатного натриевого типа, по Сулину) опресненных морских бассейнов, как считают многие геологи (М. П. Толстой, Б. С. Молдавский, М. Р. Молчанов и др.), но и седиментационные воды морских бассейнов с нормальной соленостью (воды IIIa типа или хлормagneиевого

типа, по Сулину). Это подтверждают данные И. С. Грамберга (1968), а также постоянная приуроченность подземных содовых (щелочных, как их называют нефтяники) нефтяных вод к молодым нефтегазоносным отложениям (Апшеронский полуостров, Западно-Сибирская низменность, о. Сахалин, Венский бассейн, Венесуэла и др.). Диагенетические и эпигенетические изменения пород здесь протекали на фоне преобразования органического вещества и сульфатредукции, обусловивших выделение больших масс углекислоты, что способствовало появлению подземных содовых вод. Уплотнение пород под растущей нагрузкой и дегидратация глинистых минералов обусловили значительное разбавление захороненных вод и уменьшение абсолютного содержания хлоридов, что объясняет пониженную минерализацию щелочных вод. На фоне уменьшения продуцирования углекислоты и увеличения содержания хлоридов в результате мобилизации рассеянного в породах хлора подземные содовые воды нефтегазоносных отложений имеют постоянную тенденцию к переходу в воды IIIб типа. При разрушении нефтяных залежей и промывании нефтесодержащих пород воды IIIб типа могут преобразовываться в другие, в частности в содовые. Однако содовые воды в таких случаях появляются значительно реже, чем воды II и IIIа типов.

Сульфатредукция и денитрификация постоянно способствуют формированию подземных содовых вод. Однако основную роль в этих преобразованиях они играют редко. Об этом свидетельствуют: невысокое содержание сульфатов натрия в подземных содовых водах (см. рис. 7), небольшая доля сульфатного натриевого вида среди подземных содовых вод (см. рис. 3) и отсутствие сульфатов и сероводорода в наиболее высокосодовых водах.

Подземные содовые воды часто бывают обязаны своим появлением минерализации растительных остатков, главным образом тех растений, которые накапливают в повышенном количестве натрия (солянки, многие полыни, биюргун, черный саксаул, камфоросма, некоторые осоки и др.). На формирование содовых вод оказывает влияние процесс усвоения влаги многими растениями. При этом ионы натрия накапливаются в почвенном растворе, а ионы магния и особенно калия и кальция захватываются корнями растений. В течение вегетационного периода каждое растение стремится избавиться от накопившихся в нем в периоды засухи минеральных солей на поверхности листьев, стволов и ветвей, которые смываются первым дождем. Об этом свидетельствует состав дождевых вод, собранных под кронами деревьев, а также водные вытяжки из свежих листьев и мелких ветвей (Мина, 1965). Содержание ионов натрия в таких водах и вытяжках часто бывает повышенным. После летних дождей в мелких ручьях и речках воды II и IIIа типов часто становятся содовыми. Содовые воды играют большую роль в период половодья, когда талые воды выщелачивают опавшие листья и сухой травяной войлок. Таким образом, растительность влияет на химический состав природных (в частности, содовых) вод.

Почвенные процессы, ведущие к засолению содового типа, изучены недостаточно. Путей осолонцевания почв и возникновения содового засоления несколько. Их можно объединить в две большие группы: засоление снизу и засоление сверху. В простейших случаях содовые солончаки возникают за счет испарения содовых подземных вод на небольшой глубине в зоне капиллярного поднятия, в других — на участках неглубокого залегания грунтовых вод преимущественно II типа (иногда IIIa) при дифференциальном разделении солей за счет капиллярного поднятия в аридных условиях. На глубине возникает содовый горизонт, а на поверхности образуется корковый солончак с хлоридами магния, как это имеет место в долине Верхнего Тарима в Южном Синцзяне (Егоров и др., 1961).

При глубоком залегании грунтовых вод засушливых районов в верхних горизонтах непромываемых почв преимущественно в зоне степей, а также лесостепей и полупустынь часто появляется содовое засоление. В его образовании большое значение имеют обменные реакции в поглощенном комплексе, жизнедеятельность организмов и, возможно, взаимодействие хлористого и сернокислого натрия с карбонатами кальция. Мощность «содового» слоя часто бывает незначительной. На глубине первых десятков сантиметров этот слой может подстилаться горизонтом с гипсом. Грунтовые воды, обычно залегающие на глубине 5—10 м, на участках содового засоления часто являются содовыми. Сода в них, как и в поверхностных водоемах, может образовываться за счет растворения твердых почвенных образований углекислого натрия. Подземные содовые воды встречаются также на участках сульфатного и хлоридного засоления (Азовско-Черноморская равнина).

Растворение минералов содового типа может являться причиной появления содовых вод в содоносных отложениях. Вероятно, в штате Вайоминг (США) в формации Грин-Ривер образование слабо минерализованных подземных содовых вод в большей степени объяснено растворению содовых минералов в породах этой формации.

Подземные содовые воды могут быть захоронены вместе с осадками. Они имеются в содоносных отложениях современных озер и, вероятно, в более древних отложениях, например Ленинанканская котловина в Армении (Саядян, 1966). Поверхностные содовые воды проникают в земные недра не так уж редко. Количество, режим и дальнейшая их судьба зависят от местных условий.

Не исключена возможность формирования подземных содовых вод в связи с вулканизмом. Об этом свидетельствует приуроченность подземных термальных содовых, часто углекислых вод к зонам недавней тектонической активности, расположение минеральных источников вдоль крупных разломов, появление содовых налетов и выцветов на вулканических выбросах и присутствие углекислого натрия в карбонатитовых лавах. Сейчас трудно говорить о процессах, которые ведут к появлению содовых вод, и определить, какое происхождение (ювенильное или вадозное) имеют эти воды. Также спорен вопрос о происхождении собственно ювенильных вод.

Вероятно, более справедливой является точка зрения тех исследователей, которые считают, что ювенильными водами следует считать возрожденные воды (в понимании А. М. Овчинникова). Доля ювенильной воды в термальных источниках обычно бывает не более 10%. Вопрос о значении и происхождении ювенильных вод требует дальнейшего изучения.

Содовые атмосферные осадки и речные воды

Атмосферные осадки и речные воды содового типа изучены неполно. Небольшая сводка их распространения имеется лишь в книге Е. В. Посохова (1969). Соли атмосферных осадков, по его мнению, образуются за счет аэрозолей, источником которых являются породы, выходящие на поверхность, или содовые солончаки.

Атмосферные осадки содового типа выпадают значительно чаще, чем это принято считать. Они характерны для южных районов СССР (Черноморское побережье, юг Дальнего Востока, засушливые степи Забайкалья, Крым, Кавказ, Закавказье, Гиссарский, Зеравшанский и другие хребты). Они отмечены также в Центральной и Южной Якутии, в Кулунде и Барабе, в Северном Казахстане и других местах.

Изучение состава разных гидрохимических типов подземных вод в районах выпадения содовых осадков позволяет предполагать, что при формировании состава подземных вод наблюдается «инерция», проявляющаяся в постоянной тенденции к сохранению гидрохимического типа; атмосферные воды, попадая в горные породы, часто сохраняют свою содовость. Поэтому в районах частого выпадения атмосферных осадков содового типа возможно региональное и очаговое распространение подземных и поверхностных содовых вод.

О. А. Алекин описал распространение только гидрохимических классов и групп речных вод. В сводке Е. В. Посохова (1969) по природным содовым водам приводится несколько формул химического состава речных вод А. С. Уклонский (1962) указывает, что содовые речные воды часто дренируют местность, сложенную изверженными породами. Такое явление наблюдается, например, в США (р. Джемс у Ричмонда на плато Пьемонт, р. Саваннах у Огаста, р. Окони у Дублина), в Индии (р. Махануди), во Франции (р. Луара у Орлеана), в Южной Америке (р. Уругвай), в Африке (р. Голубой Нил).

Реки с содовыми водами обычно протекают по районам, где широко распространены подземные содовые воды неглубокого залегания. Они встречаются в областях развития кристаллических, преимущественно богатых щелочами пород (Казахстан, Кольский полуостров, Карельский перешеек, Енисейский кряж и др.), континентальных песчано-глинистых пород (северная часть Русской платформы), полевошпатовых песков, а также в районах современного содового засоления почв (Кулунда, Бараба, Забайкалье). Крупные реки с водой содового типа встречаются очень редко

(р. Енисей в нижнем течении, р. Нил), так как в крупных реках происходит смешение вод разных гидрохимических типов и уничтожение содовых вод. В мелких речках и ручьях содовые воды присутствуют довольно часто. Питание их обеспечивается за счет дренирования подземных содовых вод. Смешение вод различных типов чаще способствует появлению вод II типа.

По характеру гидрохимического режима можно выделить четыре типа рек с содовыми водами: 1) воды относятся к содовому типу на протяжении всего года; 2) содовые воды появляются во время весеннего половодья; 3) содовые воды характерны для межени; 4) содовые воды появляются спорадически. Большое влияние на изменение гидрохимических типов речных вод оказывают величина подземного стока и характер взаимодействия талых, ливневых и паводковых вод с почвой, солями, выступающими на ней, и растительным опадом, особенно в залесенных районах. Интересны результаты наблюдений почвенных поверхностных (микроручейковых) и русловых речных вод малых водосборов, проведенных П. П. Воронковым (1965) в Северном Казахстане и на Равнинном Алтае. В Северном Казахстане из 386 проб весенних микроручейковых вод 114 (30%) относились к содовым, а в пределах Равнинного Алтая — 42 пробы из 151 (26%). В Северном Казахстане содовые воды среди русловых речных вод малых водосборов встречаются реже (11—14%), чем на Равнинном Алтае (30%). Значение содовых вод среди речных вод летней межени Равнинного Алтая (163 пробы из 246) составляет 65%, а Северного Казахстана — 11%. Таким образом, для разных районов, находящихся в сходных климатических условиях, возможности формирования речных содовых вод различны.

Речные содовые воды в основном относятся к гидрокарбонатному кальциевому и гидрокарбонатному натриевому видам. Остальные виды встречаются редко. Минерализация их обычно не превышает 1, реже 3—5 г/л. Речные воды являются одним из основных источников питания содовых озер и постоянно находятся во взаимодействии с подземными водами. В крупных транзитных реках (например, Нил), климатические и геологические условия которых не благоприятствуют формированию содовых вод, они могут сохранять свои свойства и гидрохимический тип.

Озерные содовые воды

Содовые воды встречаются значительно чаще среди озерных, чем в остальных природных водах; из объема 230 тыс. км³ озерных вод (включая Каспийское, Аральское и Мертвое моря) к содовым относится не менее 100—105 тыс. км³, т. е. 40—45%. Площадь, занятая только крупными озерами с водами содового типа, превышает 300 тыс. км². Из них наиболее известными озерами являются: Байкал, Онежское, Ладожское, Чудское, Севан, Телецкое в СССР, а также Танганьяка, Виктория, Ньясса, Рудольфа, Тана в Африке,

Верхнее в Северной Америке, Ван в Турции, Ветерн в Скандинавии и др.

Озера содового типа распространены во всех климатических зонах, начиная с полярной (Гренландия, Земля Франца-Иосифа) и кончая тропической (озера Виктория, Кьога, Танганьика, Рудольфа, Натрон и др. в Африке). Они могут встречаться на различных абсолютных высотах (высокогорные—Севан, Ван и расположенные почти на уровне моря и даже ниже — Сирлс в США, оз. Космическое на Земле Франца-Иосифа, оз. Голопристанское возле г. Одессы). Содовые озера с повышенной минерализацией приурочены в основном к аридным областям с широким развитием бессточных зон. Они характерны для сухой степи, полупустыни, лесостепи и саванны и концентрируются преимущественно на западе Северной Африки, в

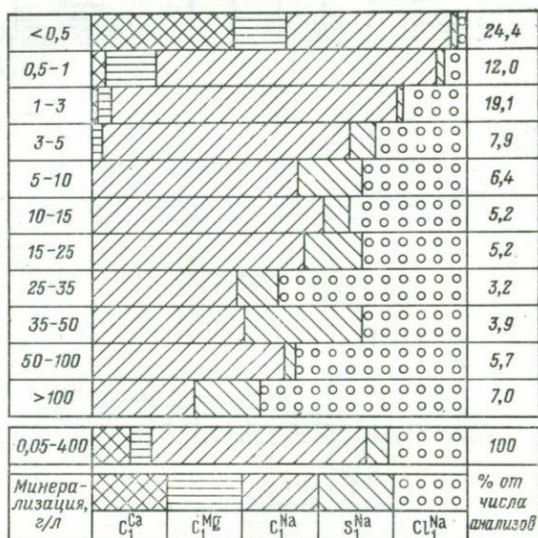
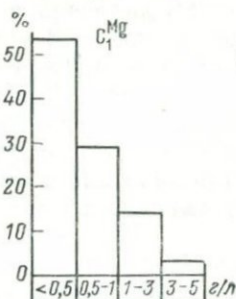
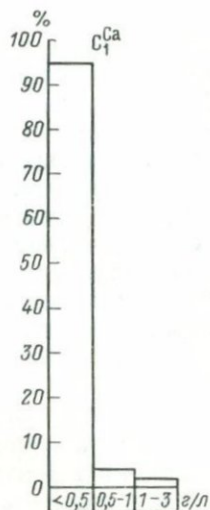
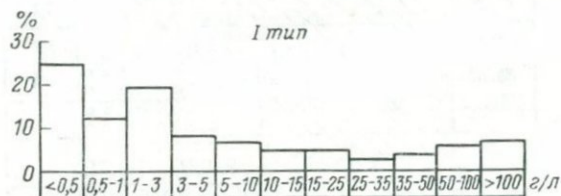
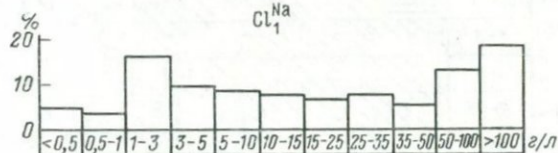
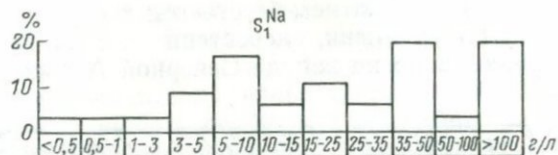
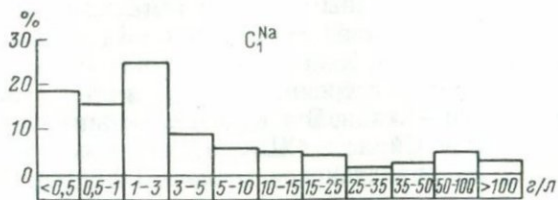


Рис. 8. Распределение видов озерных содовых вод при различной минерализации.

Центральной Азии и других районах. Пресные содовые озера встречаются почти повсеместно; как правило, они являются проточными.

Среди озерных вод, как и среди подземных, выделяются пять основных гидрохимических видов: гидрокарбонатный кальциевый, гидрокарбонатный магниевый, гидрокарбонатный натриевый, сульфатный натриевый, хлоридный натриевый (рис. 8). Гидрокарбонатный натриевый вид является преобладающим почти на всех интервалах минерализации. В подземных содовых водах при минерализации более 5 г/л основным видом является хлоридный натриевый, а при минерализации менее 1 г/л — гидрокарбонатный натриевый (см. рис. 3). Сульфатные натриевые озерные содовые воды встречаются во всех интервалах минерализации, с ростом которой имеется некоторая тенденция к увеличению их значения. Доля гидрокарбо-



Количество проб озерных вод I типа

Минерализация, г/л	C _{Ca1}	C _{Mg1}	C _{Na1}	S _{Na1}	Cl _{Na1}	Всего
>0,5	54	19	61	1	5	140
0,5-1,0	2	10	51	1	4	68
1-3	1	5	83	1	19	109
3-5	-	1	30	3	11	45
5-10	-	-	20	6	10	36
10-15	-	-	18	2	9	29
15-25	-	-	16	4	8	28
25-35	-	-	7	2	9	18
35-50	-	-	9	7	6	22
50-100	-	-	17	1	15	33
>100	-	-	11	7	22	40
Всего	57	35	323	35	118	568
%	10,0	6,1	57,0	6,1	20,8	100

□ 10%

Рис. 9. Распределение озерных содовых вод и их видов по минерализации

натного натриевого вида среди озерных содовых вод заметно больше, чем среди подземных. Значительно реже среди них встречаются гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные магниевые виды.

Распределение озерных содовых вод в зависимости от роста минерализации более равномерно по сравнению с подземными (рис. 9). Общее количество растворенных в них солей часто достигает 400 г/л, у подземных вод оно редко превышает 100 г/л.

Выявленные закономерности распределения видов озерных содовых вод можно рассматривать как отражение тенденции к сохра-

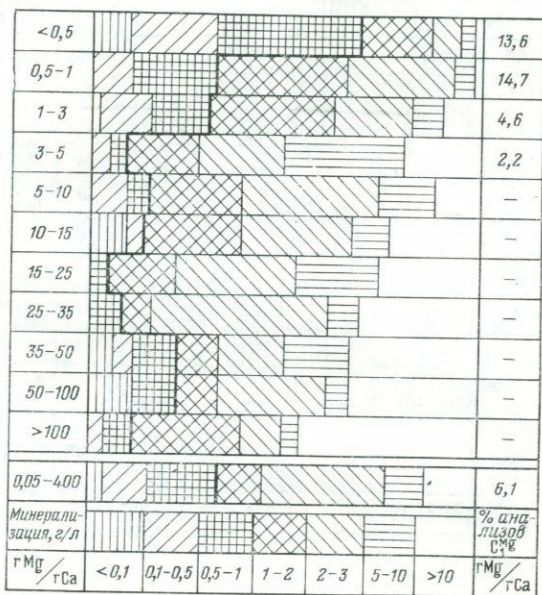


Рис. 10. Изменение $\frac{r \text{ Mg}}{r \text{ Ca}}$ в озерных содовых водах разной минерализации.

нению гидрохимического типа при изменении минерализации вод озер и как указание на иные пути формирования и изменения (метаморфизация) их состава в отличие от формирования и метаморфизации состава подземных вод.

В озерных содовых водах значительно возрастает роль магния относительно кальция по сравнению с подземными водами, в которых воды с преобладанием кальция над магнием доминируют до минерализации 35 г/л, а в озерных водах — лишь до 0,5 г/л (рис. 10). При большой минерализации превышение кальция над магнием обычно не достигает 30%. Величина Mg/Ca заметно возрастает с ростом минерализации (до 46% при минерализации

более 100 г/л). Таким образом, большая растворимость углекислых солей магния по сравнению с солями кальция проявляется в содовых озерных водах резче, чем в подземных водах.

Соотношение между водами с различной величиной отношения натрия к хлору при увеличении минерализации остается более или менее постоянным. Это, вероятно, свидетельствует о преимущественном концентрировании озерных вод за счет испарения, в то время как рост минерализации подземных вод происходит за счет непрерывного взаимодействия воды с породой (рис. 11).

<0,5							140	3,6
0,5-1							68	5,9
1-3							109	17,4
3-5							45	24,4
5-10							36	27,8
10-15							29	31,0
15-25							28	28,6
25-35							18	50,0
35-50							22	27,3
50-100							33	45,5
>100							40	55,0
0,05-400							568	20,8
Минерализация, г/л							Анализ	% вод
$\frac{rNa}{rCl}$	1,0-1,5	1,5-2,0	2-3	3-5	5-10	>10	$\frac{rNa}{rCl}$	Cl_1^{Na}

Рис. 11. Изменение $\frac{r Na}{r Cl}$ в озерных содовых водах разной минерализации.

Содовость озерных вод заметно выше, чем подземных (рис. 12); с ростом минерализации наблюдается ее увеличение. В подземных водах (см. рис. 6) она достигает максимума при минерализации 5—15 г/л, после чего заметно уменьшается. Озерные воды с содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия более 5 г/л встречаются значительно чаще, чем подземные. Чем выше общая минерализация, тем больше их доля среди озерных вод.

Прослеживая изменение содовости в зависимости от изменения минерализации, можно заметить, что для вод гидрокарбонатного кальциевого и гидрокарбонатного магниевого видов она может превышать 35% лишь в единичных случаях. Содовость гидрокарбонатных натриевых слабо минерализованных вод может достигать

почти 100%, но в ряде случаев составляет лишь десятые доли процента. С ростом минерализации нижний предел содовости этого вида вод быстро повышается, достигая при минерализации 8—14 г/л 35—38%-экв, а затем 45—50%-экв. В сульфатных натриевых водах содовость до 40%-экв наблюдается при минерализации менее 30 г/л, после чего она заметно снижается (почти до 10% в рассолах). Максимальная содовость хлоридных натриевых содовых соленых и рассольных вод приближается к 50%, а в пресных не превышает 35%.

В озерных содовых водах сульфатный натриевый вид встреча-

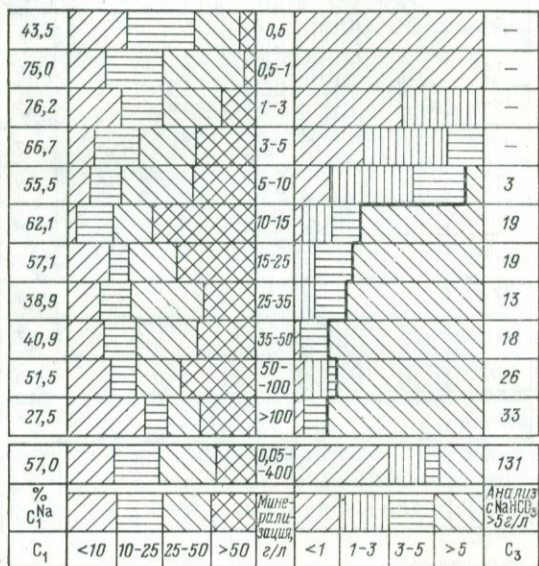


Рис. 12. Изменение содержания $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3$ (C_3 , г/л) и содовости (C_1 , %-экв) в озерных водах разной минерализации.

ется почти в два раза чаще, чем в подземных (6,1 и 3,9% соответственно). Общее содержание сульфата натрия в озерных водах обычно заметно выше, чем в подземных. Начиная с минерализации 3 г/л, более половины озерных вод имеет сульфатность 10% (рис. 13). В отдельных интервалах минерализации (25—35, 35—50, более 100 г/л) количество проб с сульфатностью более 25%-экв достигает 36—44%.

Наибольшей сульфатностью обладают воды сульфатного натриевого вида, в котором она не опускается ниже 35% при минерализации 15—20 г/л и менее. При росте минерализации величина минимальной сульфатности увеличивается до 50%. В хлоридных натри-

евых содовых водах величина сульфатности колеблется в больших пределах — от 1—2 до 40% и более. В гидрокарбонатном натриевом виде содержание сульфата натрия в пресных и солоноватых водах больше, а в высокоминерализованных меньше.

На формирование химического состава озерных вод в первую очередь влияет соотношение между подземными, речными, дождевыми и тальными водами, которые пополняют запасы озер. Роль каждого источника в питании озер значительно меняется и зависит

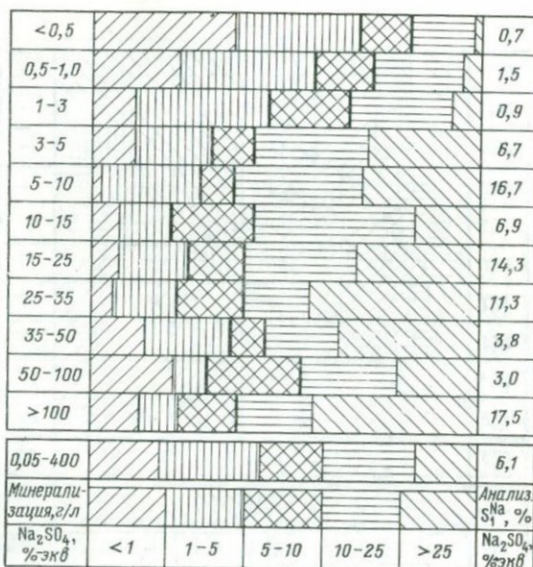


Рис. 13. Изменение сульфатности в озерных содовых водах разной минерализации.

от местных физико-географических, геоморфологических и гидрогеологических условий. При этом степень их воздействия на химический состав и водный баланс может быть различна для каждой категории питающих вод и меняться в зависимости от сезонов года. Наиболее минерализованные подземные воды, несмотря на их небольшую долю в водном балансе, могут очень сильно воздействовать на формирование химического состава озерной воды. В то же время влияние атмосферных осадков и временных потоков ливневых и тальных слабо минерализованных вод в большей мере отражается на балансе водной массы и в меньшей на химическом составе озерной воды. Кроме того, на формирование химического состава и минерализацию озерных вод сильно влияют биохимические процессы, испарение и взаимодействие с твердыми минеральными и ор-

ганическими частицами, приносимыми реками, временными потоками и ветром, а также с продуктами абразии, остатками озерных организмов и донными отложениями.

Каждый озерный бассейн представляет собой сложную физико-химическую и биохимическую систему, которая постоянно стремится сохранить свой гидрохимический тип. При этом «инерция» системы тем больше, чем больше объем озерной воды. Вероятно, физико-химические и биохимические процессы в содовых озерах направлены не только на сохранение, но и на усиление признаков гидрохимического типа. Об этом свидетельствует относительно устойчивое распределение гидрокарбонатного натриевого, сульфатного натриевого и хлоридного натриевого видов озерных содовых вод при минерализации более 3 г/л и равномерное распределение этих видов по интервалам разной минерализации (см. рис. 8 и 9). Косвенным доказательством «инерции» содовых водоемов при росте минерализации является постоянство различных гидрохимических показателей (см. рис. 10, 11, 12), а также наличие высокосодовых вод повышенной минерализации (см. рис. 13). На минерализацию, химический состав и гидрохимический тип озер сильно влияют местные ландшафтные условия. Так, минерализация и гидрохимические типы пресных солоноватых озер засушливых районов, расположенных в одной системе стока, могут изменяться в зависимости от характера засоления прилегающей территории. Характерным примером является долина р. Камысакты в пределах Кокчетавской возвышенности в Северном Казахстане. Гидрохимический тип и минерализация вод в цепочке озер, расположенных в этой долине, часто изменяются и, как правило, находятся в соответствии с типом засоления почв на прилегающей к озерам территории (Форш, 1963).

О влиянии локальных факторов на формирование химического состава свидетельствует также распределение гидрохимических типов озерных и подземных вод в Кулунде. Статистическая обработка материалов по их гидрохимии, приведенных в книге Ю. П. Никольской (1961), показала, что в восточной части Кулунды (исключая долину р. Бурлы) содовых озер 77,1%, а в западной — 43,3% (табл. 2). Среди подземных вод в первом случае количество

Таблица 2
Распределение гидрохимических типов озерных и подземных вод в Кулунде (в %)

Местоположение	Гидрохимический тип			Число точек
	I	II	III	
Восточная Кулунда				
Озера	77,1	21,2	1,7	118
Подземные воды	17,6	35,4	47,6	466
Западная Кулунда				
Озера	43,3	35,6	21,1	90
Подземные воды	32,7	38,2	29,1	673

содовых вод составляет 17%, а во втором — 32,7%. Особенно резкое расхождение наблюдается в частоте встречаемости вод IIIa типа.

Питание озер и впадающих в них рек обеспечивается относительно небольшими дренируемыми территориями, на которых развиты преимущественно грунтовые содовые воды и содовое засоление почв. Большая часть площади, на которой распространены в основном воды II и IIIa типов, отличается замедленным водообменом. В восточной части Кулунды наличие современных и древних погребенных речных долин, очевидно, больше способствует разгрузке глубоко залегающих подземных вод, имеющих преимущественно содовый тип. В западной части Кулунды на химический тип озер большое влияние оказывает принос солей эоловым путем с участков сульфатного и хлоридного засоления.

На первых этапах развития содовых озерных бассейнов их воды бывают пресными (минерализация до 1 г/л), но пресными они сохраняются лишь при наличии поверхностного или подземного стока. Химический состав их по преобладающим ионам достаточно разнообразен: гидрокарбонатный натриевый (55%), гидрокарбонатный кальциевый (около 30%) и в меньшем количестве гидрокарбонатный магниевый. Гидрокарбонатные кальциевые содовые воды почти всегда имеют минерализацию до 0,5 г/л. Химический состав пресных содовых озерных вод приведен в табл. 3.

Несмотря на небольшую минерализацию пресных содовых озерных вод, содержание карбонатов и бикарбонатов натрия может достигать 20—30%-экв в гидрокарбонатных кальциевых и магниевых видах и более 60%-экв в натриевых. Примерно такие же соотношения сохраняются и для отношения углекислого натрия к общей минерализации. С ростом последней малорастворимые гидрокарбонаты кальция, а затем и магния начинают уходить в осадок, обогащая раствор хорошо растворимыми солями натрия; при этом в основном озерные содовые воды продолжают оставаться гидрокарбонатными натриевыми (см. рис. 8, 12, 13). Этим они отличаются от подземных вод, среди которых с ростом минерализации резко преобладают хлоридные натриевые воды.

Сульфатность пресных озерных вод относительно невелика; сульфатный ион часто отсутствует. С увеличением минерализации сульфатность вод заметно возрастает, большое значение приобретает сульфатные натриевые воды, у которых содержание сульфата натрия превышает 50% (рис. 14, 15). Эта особенность сульфатов позволяет думать, что в природных условиях обогащение ими озерных вод при увеличении минерализации связано не просто с концентрированием воды за счет испарения, а с привнесом сульфата кальция и магния воздушными взвешиваниями и разгружающимися подземными водами. При этом в озерном бассейне будет происходить взаимодействие принесенных солей с содовыми водами. В результате этого будут выпадать карбонаты кальция и магния, а вода будет обогащаться сульфатами натрия. При таких процессах, особенно в водоемах небольшого объема, содовые воды будут переходить в

Химический состав пресных содовых озер (в мг/кг)

Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Але- кину	Na ⁺ +K ⁺		Mg ²⁺		Ca ²⁺		Cl ⁻		SO ₄ ²⁻		HCO ₃ ⁻		CO ₃ ²⁻		Сумма ионов Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	Na ₂ CO ₃ +NaHCO ₃ · 100 Сумма ионов	
Озера																		
Космическое, Зем- ля Франца- Иосифа	Cl ^{Na}	28	3	3	33	1	41	-	109	17					21,1			
Смалл, Гренлан- дия	Cl ^{Na}	6	2	3	4	-	29	-	53	28					50			
Озеро у Стром- фиорда, Грен- ландия	"	114	41	25	154	2	317	-	668	6					6,8			
Теньянте, Грен- ландия	Cl ^{Ca}	12	5	11	12	2	64	-	113	5,6					9			
Хатахай, Якутия	Cl ^{Mg}	33	70	73	9	Нет	647	-	832	10					11			
Тонгус, Якутия . .	"	6	10	13	8	"	92	-	128	3					3			
Большое Неволь- ничье, Канада . .	Cl ^{Na}	12	7	3	12	25	112	-	171	41					41			
Байкал, Восточная Сибирь	Cl ^{Ca}	3,9	1,6	18	0,7	4,8	65	-	93	4					4,3			
Онежское, Карель- ская АССР	"	2,3	1,9	4,8	1,4	1,4	26,2	-	38	6					5,3			
Чудское, Псков- ская область . . .	"	12	5	24	5	4	113	-	163	11					11,3			
Талкас, Башкир- ская АССР	"	30	17	29	12	11	189	30	318	27					33			
Моховое, Татар- ская АССР	"	3	0,9	3,5	2,1	Нет	18	-	28	14					25			
Виктория, Уганда	Cl ^{Na}	13	2	7	5	1	62	-	90	40					43			
Бангвеулу, Танза- ния	"	7	0,1	1,1	0,8	2,3	16	-	28	62					64			
Тамала, Гана . . .	Cl ^{Ca}	7	3	9	4	0,5	53	-	88	14					13,7			
Севан, Армянская ССР	Cl ^{Mg}	98	56	34	63	17	415	-	683	6					5,9			
Селетынгиз, Кокчетавская область	Cl ^{Na}	48	7	22	21	53	1,27	-	278	12					12,6			

воды II типа (по О. А. Алекину). Подобным образом будут действовать и приносимые ветром или подземными водами хлориды магния и кальция. В озерах могут появляться хлоридные натриевые воды не только II, но и даже IIIб типа. Подтверждением высказанной точки зрения служит изменение распределения гидрохимических типов озер в Кулунде (табл. 4).

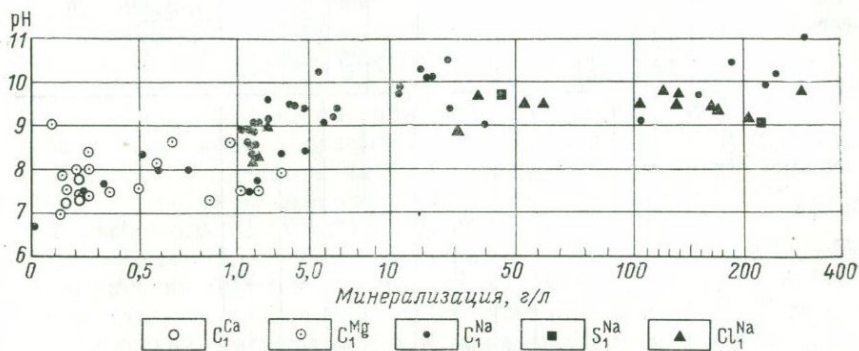


Рис. 14. Зависимость рН озерных содовых вод от минерализации.

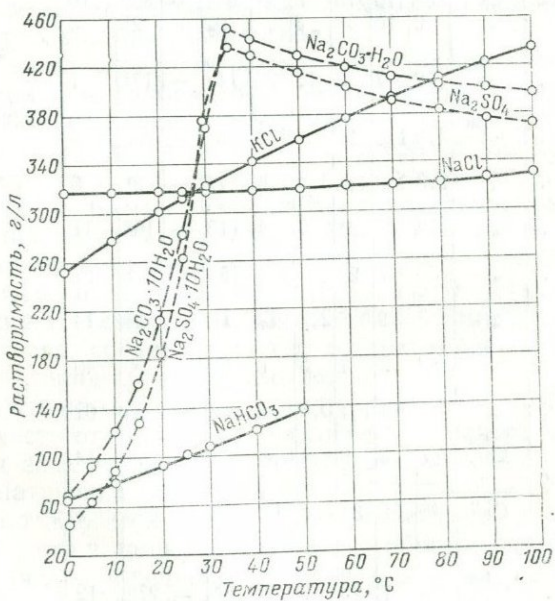


Рис. 15. Зависимость растворимости солей от температуры.

Изменение распределения гидрохимических типов озер Кулунды с ростом минерализации (в %))

Минерализация, г/л	Гидрохимический тип			Всего учтено озер
	I	II	IIIa	
Менее 1	78,7	21,3	—	47
1—5	78,8	21,2	—	52
5—50	69,6	23,9	6,5	46
Более 50	26,2	44,7	29,1	79
Все озера	58,7	29,7	11,6	224

При увеличении минерализации озерных вод происходит возрастание относительного значения озер II и IIIa типов.

Увеличение содержания сульфатов в поверхностных содовых водах (часто в подземных) связано с привнесом их со стороны. Сульфатредукция, вероятно, не играет значительной роли в формировании содовых вод. Она лишь усиливает содовость. Жизнедеятельность многих живых существ и разложение органических веществ является весьма сильным, но неизученным фактором формирования вод содового типа незначительной (может быть, повышенной) минерализации.

Распространение озер содового типа бывает связано как с физико-географическими и климатическими, так и с геологическими условиями. Многие исследователи, начиная с Ч. Пальмера, указывали на приуроченность их к областям распространения изверженных пород гранитного ряда или осадочных пород, богатых полевыми шпатами. Другие исследователи (например, В. А. Ковда) указывали на связь содового засоления и природных содовых вод с зонами степей и сухих лесостепей. Эту связь можно обнаружить, если сравнить районы распространения соляных содовых озер в СССР (см. рис. 1) со схематическими картами содового засоления, приводимыми В. А. Ковдой (1946) и Н. И. Кондорской (1965). Почвы содового засоления встречаются в Забайкалье, Кулундинской и Барабинской степях, на Украине, в Якутии, Казахстане и других местах. Район высокоминерализованных содовых озер Сасык-Куль и Чукур-Куль на Южном Памире находится в зоне содового засоления коренных и четвертичных пород (Часовникова, 1968); небольшое количество соляных содовых озер находится в районах, где содового засоления нет. Озера Западной Туркмении (Розовый Порсугель) образовались за счет разгружающихся подземных щелочных вод грязевых вулканов. Вероятно, некоторые озера Апшеронского полуострова имеют подобное происхождение.

Содовые воды можно классифицировать по происхождению и условиям формирования.

Поверхностные содовые воды

- 1) атмосферные осадки;
- 2) воды временных потоков:
образованные за счет жидких осадков;
образованные за счет таяния снега и льда;
преобразованные из атмосферных несодоносных осадков.

Речные воды

- 1) вытекающие из содовых озер;
- 2) питающиеся за счет подземных вод;
- 3) питающиеся талыми водами;
- 4) питающиеся дождевыми водами.

Озерные воды

- 1) поверхностные воды и рассолы;
- 2) грунтовые (донные) воды и рассолы.

Подземные содовые воды

- 1) седиментационные воды:
содоносных отложений;
несодоносных отложений.
- 2) инфильтрационные воды:
сформировавшиеся в содоносных отложениях;
мигрировавшие из содовых водоемов;
сформировавшиеся в несодоносных отложениях.
- 3) ювенильные (возрожденные) воды.

МИНЕРАЛЫ СОДОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Содовые воды четко выделяются среди природных вод и по своему составу представляют многокомпонентную систему, в которой преобладают ионы HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ и реже K^+ . В зависимости от термодинамических и физико-химических условий они могут содержать и выделять в твердую фазу соли $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$, $\text{Mg}(\text{HCO}_3)_2$, CaCO_3 , MgCO_3 , NaHCO_3 , Na_2CO_3 , Na_2SO_4 , NaCl , иногда K_2SO_4 и KCl . Однако только совместное или раздельное наличие в них бикарбоната и карбоната натрия, а также отсутствие сульфатов и хлоридов кальция и магния (CaSO_4 , MgSO_4 , MgCl_2 и CaCl_2) делают эти воды резко отличными по своим свойствам от вод других гидрохимических типов (сульфатных и хлоридных), определяют характер и направленность изменения состава (метаморфизации) при взаимодействии с водами иных гидрохимических типов и твердым (органическим и неорганическим) веществом и обуславливают образование соляных и парагенных им минералов, многие из которых отсутствуют в солеродных бассейнах сульфатного и хлоридного типов.

Специфичность состава и физико-химических свойств содовых вод (слабо проявляющаяся в ультрапресных и пресных водах) наиболее полно выявляется при росте их минерализации и выражается:

1) в высоком щелочном резерве, который по мере осолонения резко растет и при минерализации 15—20% достигает 1200—2000 мг-экв на 1 л (Страхов, 1951, 1962);

2) в высокой щелочности вод, так как при солености 0,1% рН подымается до 9, а при 0,5% — до 9,5—10, т. е. значительно выше, чем у вод других гидрохимических типов (Страхов, 1951);

3) в интенсивной хемогенной садке сначала карбонатных солей кальция, затем магния, которые при солености около 1% почти изгоняются из раствора, а при солености около 3—4% содовая вода становится «запрещенной» для кальция (следы) и в малой степени «разрешенной» для магния (1 мг-экв);

4) в высокой способности к растворению, а следовательно, и к

Соляные минералы содоносных отложений

Минерал	Формула	Формация Грин-Ривер				Четвертичные и современ- ные отложения						
		Впадина Грин-Ривер	Впадина Уинга	Впадина Пайсинес-Крик	Озеро Сирлас	Озеро Натрон	Озеро Магали	Ущелье Огдуван	Панча Пеннини	Система озер Танатар	Соляные озера	Исключаемые соленосные отложения
Кальцит	CaCO_3	+	+	+	+		+				+	+
Арагонит	CaCO_3				+					+		
Магнезит	MgCO_3		+									
Витерит	BaCO_3	+	+								+	+
Сидерит	FeCO_3	+	+									
Доломит	$\text{CaCO}_3\text{MgCO}_3$	+	+		+			+				
Баритокальцит	$\text{CaCO}_3\text{BaCO}_3$	+	+									
Норсетит	$\text{MgCO}_3\text{BaCO}_3$	+	+									+
Бредлеит	$\text{MgCO}_3\text{Na}_3\text{PO}_4$	+	+									
Коллофан	$\text{Ca}_{10}(\text{PO}_4)_6\text{CO}_3\text{H}_2\text{O}$	+	+	+								+
Давсонит	$\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$	+	+	+								
Шортит	$\text{Na}_2\text{CO}_3\text{CaCO}_3$	+	+	+				+				
Эйтелит	$\text{Na}_2\text{CO}_3\text{MgCO}_3$	+	+									
Бурбанкит	$\text{Na}_2\text{CO}_3(\text{Ca, Sr, Ba, Cl})$ CO_3	+	+									
Пирсонит	$\text{Na}_2\text{CO}_3\text{CaCO}_3\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+	+		+	+						
Гейлюссит	$\text{Na}_2\text{CO}_3\text{CaCO}_3\cdot 5\text{H}_2\text{O}$	+	+		+	+						
Термонатрит	$\text{Na}_2\text{CO}_3\text{H}_2\text{O}$	+	+						+			
Натрон (при- родная сода)	$\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 10\text{H}_2\text{O}$	+	?							+		+
Нахколит	NaHCO_3	+	+	+	+			+				
Вегшейдерит	$\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 3\text{NaHCO}_3$	+	+	+	+			+				
Трона	$\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot \text{NaHCO}_3\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	+	+	+	+							
Нортупит	$\text{Na}_2\text{CO}_3\text{MgCO}_3\text{NaCl}$	+	+	+	+	+			+	+		
Тихит	$2\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 2\text{MgCO}_3\cdot \text{Na}_2\text{SO}_4$	+	+	+	+							
Ганксит	$2\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 9\text{Na}_2\text{SO}_4\text{KCl}$											
Буркеит	$\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$											
Мирабилит	$\text{Na}_2\text{SO}_4\cdot 10\text{H}_2\text{O}$									+	+	
Тенардит	Na_2SO_4									+	+	
Глазерит	$\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$								+	+		+
Гейлеит	$\text{Na}_2\text{SO}_4\text{Na}(\text{F, Cl})$											
Сульфогалит	$\text{NaCl}\cdot \text{NaF}\cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$											
Галит	NaCl	+		+								
Виллиомит	NaF			+						+	+	+
Гидрогалит	$\text{NaCl}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$								+			
Тиолеит	$\text{Na}_2\text{B}_2\text{O}_4\cdot 2\text{NaCl}\cdot 4\text{H}_2\text{O}$				+					+	+	
Тилканконит	$\text{Na}_2\text{B}_2\text{O}_4\cdot 5\text{H}_2\text{O}$				+						+	+
Бура	$\text{Na}_2\text{BO}_4\cdot 10\text{H}_2\text{O}$				+						+	+

Примечание: Крестиками показано присутствие минерала.

Парагенные минералы содоносных отложений

Минерал	Формула	Формация Грин-Ривер			Четвертичные и современные отложения					
		Владина Грин-Ривер	Владина Уинга	Владина Пайсиес-Крик	Озеро Саргс	Озеро Нагрон	Озеро Магади	Ущелье Олдувай	Патча Пенинг	Система озер Танатар
Калиевый полевой шпат	$KAlSi_3O_8$		+	+	+				+	+
Адуляр	$KAlSi_3O_8$				+					
Альбит	$NaAlSi_3O_8$	+	+	+						
Анальцим	$NaAlSi_2O_6 \cdot H_2O$	+	+	+	+		+	+	+	+
Натролит	$Na_2(Al_2Si_3O_{10}) \cdot 2H_2O$							+		
Клиноптилолит	$NaAlSi_4O_{12} \cdot 4H_2O$							+		
Кениаит	$NaSi_{11}O_{20}5(OH)_4 \cdot 3H_2O$					+		+		
Магадит	$NaSi_7O_{13}(OH)_3 \cdot 3H_2O$					+		+		
Сепиолит	$Mg_2Si_3O_6 \cdot (OH)_4$		+							+
Лафлинит	$Na_2Mg_3Si_6O_{16} \cdot 8H_2O$	+	+							+
Филлинсит	$(K_2, Ca)(Al_2Si_3O_{12})4,5H_2O$				+	+		+	+	+
Эрионит	$(K, Na)_2Ca(Al_2Si_3O_{10})_2 \cdot 12H_2O$							+	+	+
Шабазит	$Na_2(Al_2Si_2O_6) \cdot 6H_2O$					+		+	+	+
Лабунцовит	$(K, Ba, Na, Ca, Mg)(Si, Al)_2 \cdot (O, OH)_7H_2O$	+						+	+	+
Магнезиорит-бекит	$Na_2(Mg, Fe)_3(Fe, Al)_2$									+
Эльпидит	$Si_2O_{22} \cdot (OH)_2$	+	+							
Акмит	$Na_2ZrSi_6O_{15} \cdot 3H_2O$									
Ридмергернит	$NaFe_3 + Si_2O_6$	+	+	+						
Сирлезит	$NaBSi_2O_8$									
Гаррелсит	$NaBSi_2O_6 \cdot H_2O$	+	+	+	+			+		
Гаррелсит	$(Ba, Ca, Mg)B_3SiO_6 \cdot (OH)_3$	+								
Лейкосфен	$CaBaNa_3BTi_3Si_9O_{29}$	+	+							
Каолинит	$Al_4(SiO_{10}) \cdot (OH)_2$					+				
Монтмориллонит	$(Al_2Mg_3)(Si_4O_{10}) \cdot (OH)_2$	+	+			+		+		
Иллиты		+				+		+		
Хлориты		+								
Тальк		+								
Лазурит	$Mg_3(Si_4O_{10}) \cdot (OH)_2$	+								
	$(Na, Ca)_{4-8}(AlSiO_4)_6(SO_4Cl, S)_{1-2}$	+								
Стивенсит	$Mg_3Si_4O_{10}(OH)_2$	+								
Кварц	SiO_2	+	+	+						
Фторапатит	$Ca_{10}(PO_4)_6F_2$	+	+							
Бейгборит	$NaMgF_3$									
Пирит	FeS_2	+		+						
Марказит	FeS_2			+						

Примечание: Крестиками показано присутствие минерала.

хемогенному осаждению кремнезема и алюминия с образованием кремнистых гелей, алюминатов натрия, аморфного кварца, силикатов, анальцима, цеолитов, полевых шпатов (Перельман, 1959, 1965; Милтон, Югстер, 1961; Milton, Hay и др., 1960; Hay, Moliola, 1963; Hay, 1966; Эйгстер, 1969);

5) в повышенном содержании В, Li, F, Мо, Сц, V, Zr, W, Nb, Та, У, U и др. (Перельман и др., 1966) и в способности к осаждению их при концентрировании вод или при изменении геохимической обстановки;

6) в зависимости физико-химических равновесий между основными компонентами состава NaHCO_3 и Na_2CO_3 не только от концентрации и температуры растворов (что характерно для сульфатных и хлоридных солей), а также от парциального давления углекислоты (P_{CO_2}), независимо от ее происхождения (Седельников, 1954; Eugster, 1966).

Это обуславливает, с одной стороны, формирование типично содового комплекса соляных минералов, а с другой — интенсивное воздействие содовых вод на аллохтонное минеральное вещество (особенно на терригенный и туфогенный материал) в озерных осадках и образование на стадии сингенеза, диагенеза и эпигенеза обширного ряда аутигенных минералов, отражающих геохимические особенности бассейнов содового типа. Этот характерный парагенез минералов наиболее полно проявляется при условии длительного развития солеродного бассейна и наименее — в мелких и кратковременных озерах. Аутигенные минералы многих современных содовых озер не изучены. В связи с открытием в США содоносной формации Грин-Ривер началось целенаправленное исследование минералов и осадков крупных содовых озер (Сирлс, Магади и др.). Были открыты не только новые минералы (шортит, эйтелит, вешлейдерит, бурбанкит, норсетит, бредлеит, магадит, кениаит, лафлинит, гаррелсит, редмергнерит), но обнаружены в значительных количествах ранее известные, но распространенные преимущественно в эндогенных образованиях минералы (лабунцовит, магнезиорибекит, эльпидит, акмит, лейкофен). Совместное нахождение минералов в условиях сравнительно низких давлений и температур открыло, по выражению Ч. Милтона (Milton, 1961), новую главу в петрологии формации Грин-Ривер и осадочных пород. Возможность образования в осадках содовых озер системы Танатар магнезиальных силикатов (например, сепиолита) была теоретически обоснована Н. М. Страховым независимо от американских исследователей (Страхов, 1951, 1962).

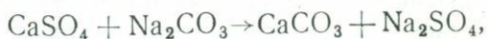
В палеогеновой формации Грин-Ривер обнаружено (кроме углеводородов типа гильсонита, озокерита, альбертита и др.) более 50 видов аутигенных минералов, из которых почти половина относится к группе соляных (табл. 5, 6). В современных и плейстоценовых отложениях оз. Сирлс, формирование которых продолжается, общее количество минералов около 25. Минерал натрон (природ-

ная сода), с которым обычно связываются все представления о соляных минералах содового типа, в формации Грин-Ривер и осадках таких крупных озер, как Сирлс, Магади, Натрон, отсутствует. Недостаточная осведомленность о содовых и парагенных минералах и мнение об их отсутствии в ископаемых осадочных образованиях обуславливают пропуск их при геологических исследованиях. Это подтверждается тем, что вскрытые при бурении на нефть и газ содовые минералы в формации Грин-Ривер, а также в пермских отложениях Верхне-Городковского месторождения нефти были обнаружены случайно в кернах (Fahey, Mrose, 1962; Апродова, 1945).

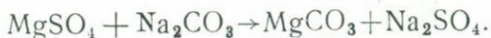
СОЛЯНЫЕ МИНЕРАЛЫ

Из 36 известных соляных минералов содоносных отложений 20 относятся к карбонатам, 3 — к сульфатам, 3 — к хлоридам и фторидам, 2 — к боратам и 8 — к сложным солям.

Сульфаты (мирабиллит, тенардит, глазерит) и хлориды (галит и гидрогалит) могут формироваться в соляных озерах других гидрхимических типов и по отношению к содоносным отложениям не являются генетически определяющими. Из сложных солей к таким минералам относятся типлеит, глазерит и, возможно, гейлеит, из боратов — бура и тинкалконит. Практически все щелочноземельные металлы известны в осадочных формациях различных генетических типов и в эндогенных образованиях. Норсетит и бредлеит были впервые обнаружены в Грин-Ривер. Распространенные в соленосных комплексах кальцит и доломит создают с терригенным, биогенным, реже туфогенным материалом основной литолого-минеральный фон в содоносных отложениях. Это явление вытекает из физико-химической природы содовых растворов. При наличии в водах NaHCO_3 и N_2CO_3 , которые характеризуются высокой растворимостью и являются доминантными, карбонаты кальция и магния в начальные стадии осолонения содовых вод интенсивно переходят в твердую фазу. Этому переходу способствуют процессы взаимодействия (метаморфизации) содовых вод с водами, содержащими CaSO_4 и MgSO_4 по реакциям:



↓



↓

Ю. П. Никольская (1961), ссылаясь на М. Г. Валяшко и Е. М. Петрову, утверждает, что при воздействии на содовые воды слабо концентрированных растворов с CaSO_4 при 25°C может образоваться гейлюссит, а с MgSO_4 и MgCl_2 — нортупит, тихит и двойная соль $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$ (эйтелит). При этом содовые воды теряют часть карбоната натрия и обогащаются сульфатом натрия. Подобные реакции могут протекать и при поступлении CaSO_4 в

озерный бассейн в твердом состоянии в виде водных взвесей и воздушной пыли.

Таким образом, на всех стадиях развития содовых озер, независимо от формы поступления карбонатов кальция и магния, происходит интенсивное осаждение их с образованием кальциевых и кальциево-магниевых карбонатных осадков. В пресных и слабосоленых водах хемогенная садка карбонатов сопровождается биогенным осаждением, особенно карбоната кальция. В результате этих процессов при повышении минерализации содовых вод в составе их начинают резко преобладать легкорастворимые карбона-

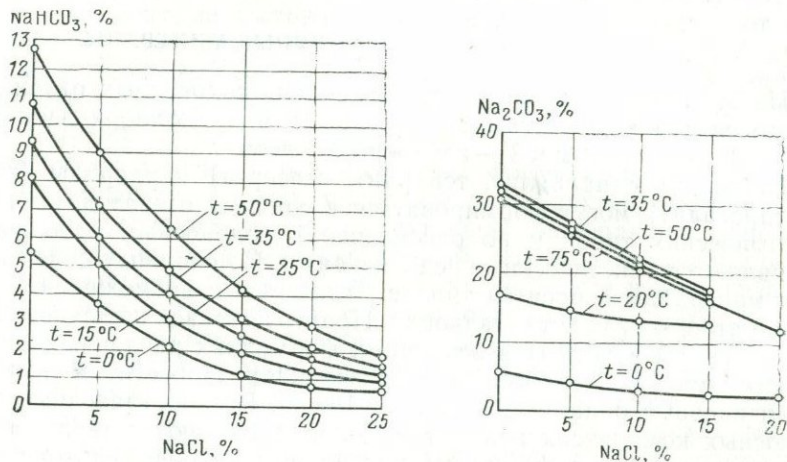


Рис. 16. Растворимость NaHCO_3 и Na_2CO_3 в растворах NaCl .

ты, сульфаты и хлориды натрия, реже калия. Многокомпонентная система пресных содовых вод на первых стадиях осолонения превращается в сравнительно простую водно-солевую систему: $\text{NaHCO}_3 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$, которая практически определяет характер и направленность процессов кристаллизации солей из поверхностных и донных рассолов содовых озер. В зависимости от количественного содержания солей воды озер могут представлять и более простые системы: $\text{NaHCO}_3 - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$; $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$; $\text{NaHCO}_3 - \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$.

Физико-химические равновесия этих систем определяются многими факторами. Основное влияние на процессы перехода солей в твердую фазу или обратно в раствор оказывают следующие факторы: 1) характер и величина растворимости солей в растворах, особенно в присутствии других компонентов; 2) изменение концентрации раствора; 3) изменение температуры раствора; 4) изменение парциального давления CO_2 в системе. Влияние этих факторов может проявляться одновременно, однако в каждом конкретном слу-

чае решающее воздействие на равновесное состояние системы оказывает один или два фактора.

Общий порядок кристаллизации солей определяется их растворимостью. Для основных компонентов состава содовых озер NaHCO_3 и особенно Na_2CO_3 растворимость в значительной мере зависит от температуры раствора и содержания в нем сульфата и хлорида натрия, которые, имея общий ион (Na^+), снижают растворимость карбоната и бикарбоната натрия (рис. 16). Из рис. 16 видно, что для диаграммы NaHCO_3 при всех температурах твердая фаза — NaHCO_3 . Для диаграммы Na_2CO_3 твердая фаза при 0°C — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$; 20°C — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$; 35°C — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$; 50°C — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$; 75°C — $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$.

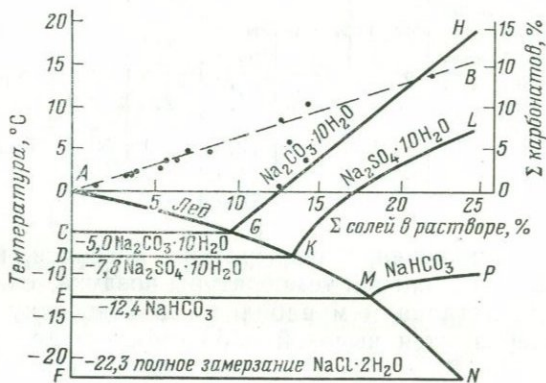


Рис. 17. Термическая диаграмма рассолов содовых озер Танатар и Кучерпак (Макаров, 1930).

В интервале температур $0-100^\circ\text{C}$ растворимость карбоната натрия в воде близка к растворимости сульфата натрия. В диапазоне температур $0-35^\circ\text{C}$ кривые растворимости их имеют политермический характер. Растворимость бикарбоната натрия проявляется менее четко, а хлористого натрия практически не зависит от температуры. Эти различия в растворимости солей проявляются и при их переходе в твердую фазу.

Термическая диаграмма рассолов содовых озер Танатар и Кучерпак, по С. З. Макарову (1930), приведена на рис. 17. В условиях резко выраженных сезонных изменений температуры из содовых рассолов озер Танатар и Кучерпак кристаллизовались преимущественно природная сода и мирабилит.

В летний период температура рассолов достигала $33,6-38,7^\circ\text{C}$, концентрация солей — $34,8-35,7\%$, карбоната натрия — $14,6-18,0\%$. Состав новосадки оз. Танатар I летом 1935 г. (Г. С. Седельников, 1954 г.) приведен в табл. 7.

Новосадка этих солей крайне неустойчива, и при незначительном разбавлении рассолов трона и галит быстро исчезают. В усло-

Состав новосадки оз. Танатар I (в вес. %)

Мощность (интервал) слоя, см	Описание слоя	Na_2CO_3	NaHCO_3	NaCl	Na_2SO_4	Сумма солей	Твердая фаза
0—3	Пористый, светло-серый	26,4	13,8	10,8	3,5	54,5	Трона, галит, семиводная сода
3—6	Плотный, стекловидный	23,9	4,0	23,9	10,9	62,6	Натрон, семиводная сода
7—9,5	Рыхлый, зеленоватый	24,2	3,8	10,8	3,9	46,6	Сода, галит
6—7	В виде пластинок	23,8	4,0	21,9	34,9	84,7	Буркеит, галит
9,5—11,5	Пористый	25,2	8,4	16,7	2,6	59,9	Трона, галит, сода
11,5—18	Плотный, стекловидный	34,5	2,0	12,3	2,1	50,9	Сода, галит
		32,3	—	7,4	2,5	46,2	
		27,3	—	20,8	5,8	53,8	

виях ритмичного изменения температуры рассолов, повторяющих в целом сезонные изменения температуры воздуха, ежегодные процессы перехода натрона и мирабилита в новосадку и обратно в рассол характеризуются высокой обратимостью даже при огромных количествах солей, вовлекаемых в процесс их политермической кристаллизации (рис. 18). Поэтому устойчивый переход солей в корневые залежи через новосадку в старосадку происходит очень медленно. Такие условия возникают в периоды интенсивного поступления солей за счет верховых озер, питающих конечный бассейн, или в периоды его интенсивного усыхания и последующей изоляции соляных отложений от поверхностной рапы. Так, в донных отложениях сульфатного оз. Кучук формирование почти мономинерального пласта мирабилита (5,5 м) связано с длительным питанием его солеными водами оз. Кулундинского. До начала экс-

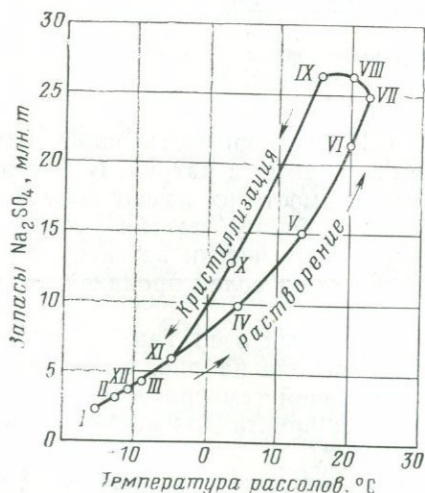


Рис. 18. Зависимость запасов сульфата натрия в поверхностных рассолах оз. Кучук от температуры за период 1959—1964 гг. (Ю. В. Баталин, В. Г. Кузнецов, 1965 г.).

позитивного изменения температуры рассолов, повторяющих в целом сезонные изменения температуры воздуха, ежегодные процессы перехода натрона и мирабилита в новосадку и обратно в рассол характеризуются высокой обратимостью даже при огромных количествах солей, вовлекаемых в процесс их политермической кристаллизации (рис. 18). Поэтому устойчивый переход солей в корневые залежи через новосадку в старосадку происходит очень медленно. Такие условия возникают в периоды интенсивного поступления солей за счет верховых озер, питающих конечный бассейн, или в периоды его интенсивного усыхания и последующей изоляции соляных отложений от поверхностной рапы. Так, в донных отложениях сульфатного оз. Кучук формирование почти мономинерального пласта мирабилита (5,5 м) связано с длительным питанием его солеными водами оз. Кулундинского. До начала экс-

плуатации системы озер Танатар, когда гидрохимический режим их не был нарушен, соляные отложения озер были также представлены пластовыми залежами кристаллической соды (на оз. Танатар I до 3,5 м) и линзами песков и супесей, сцементированных содой, отделенных от поверхностной рапы илистыми осадками (Кучин, 1930; Дзенс-Литовский, 1948). Кристаллизация соды в цементационных отложениях происходила, по-видимому, только из донных (грунтовых) рассолов. Таким образом, в содовых озерах, расположенных в зонах умеренного климата с хорошо выраженной сезонностью и большой амплитудой колебания температур на протяжении года, соляные отложения могут быть представлены в ос-

Таблица 8

Состав солевых фаз при изотермическом испарении содовых растворов в лабораторных условиях

Температура, °С	Возможные твердые фазы										Литературный источник	
	NaHCO ₃ нахколит	Na ₂ CO ₃ ·2H ₂ O термонарит	Na ₂ CO ₃ ·7H ₂ O	Na ₂ CO ₃ ·10H ₂ O натрон	Na ₂ CO ₃ ·NaHCO ₃ ·2H ₂ O трона	Na ₂ SO ₄ тенардит	Na ₂ SO ₄ ·10H ₂ O мирабилит	2Na ₂ SO ₄ ·Na ₂ CO ₃ буркент	NaCl галит	NaCl·2H ₂ O гидрогалит		H ₂ O (лед)
Система NaHCO₃ — Na₂CO₃ — Na₂SO₄ — NaCl — H₂O												
0	+			+	+		+		+			Справочник по растворимости (1969); G. Smith, D. Haines, (1964) То же Г. С. Седельников (1944, 1945, 1954) То же » » »
14	+			+	+		+		+			
20	+			+	+		+		+			
25	+		+	+	+	+	+	+	+			
30	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
45	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
60	+	+	+	+	+	+	+	+	+			
100		+						+	+			
Система NaHCO₃ + Na₂CO₃ + NaCl — H₂O												
0	+			+	+				+			
15	+			+	+				+			
20	+			+	+				+			
25	+		+	+	+				+			
30	+	+	+	+	+				+			
35	+	+	+	+	+				+			
45	+	+	+	+	+				+			
60	+	+	+	+	+				+			
Система Na₂CO₃ + Na₂SO₄ + NaCl + H₂O												
-5				+					+	+		Г. С. Седельников (1954) М. Г. Валяшко (1962)
25		+				+	+	+	+			

* Двойная соль $m \cdot Na_2SO_4 \cdot n \cdot Na_2CO_3$

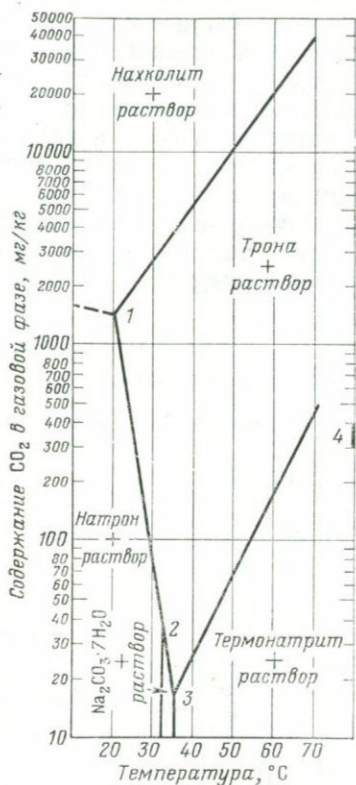


Рис. 19. Диаграмма P_{CO_2} — T системы Na_2CO_3 — NaHCO_3 — H_2O (Н. Р. Eugster, 1965).

природной обстановке встречаются значительно реже (табл. 8). По Г. С. Седельникову (1954), процессы кристаллизации Na_2CO_3 и NaHCO_3 усложняются реакцией $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} \rightleftharpoons 2\text{NaHCO}_3$, которая в летнее время идет с образованием бикарбоната, выводимого из раствора в виде трона. Зависимость карбонатных равновесий от соотношений между CO_2 , HCO_3^- и CO_3^{2-} подчеркивалась и Н. М. Страховым (1951).

Парциальное давление CO_2 в системе Na_2CO_3 — NaHCO_3 — H_2O изучалось Г. С. Седельниковым (1954) и Х. Югстером (Eugster, 1966). На рис. 19, по данным Х. Югстера, области устойчивости нахколита соответствуют наивысшие парциальные давления CO_2 в системе NaHCO_3 — Na_2CO_3 — H_2O . При современных давлениях CO_2 граница между полями трона + раствор и натрон + раствор соответствует температуре 25—26°C, а между полями

новном природной содой (натроном). Крупные залежи троны в содовых озерах умеренного пояса отсутствуют, так как благоприятные условия для ее устойчивой кристаллизации (высокие температуры и концентрации рассолов) существуют в очень короткие промежутки времени и быстро сменяются периодами осенне-зимней садки природной соды.

По-другому развиваются процессы солеобразования в содовых озерах субтропического и тропического поясов (озера юга Калифорнии и Невады, Восточной Африки), где сезонные колебания температуры атмосферного воздуха и рассолов озер выражены слабо. Здесь основным фактором, определяющим направленность физико-химических процессов солеобразования, является не температура, а сезонные и многолетние изменения концентрации рассолов за счет испарения. В соляных озерах этих климатических зон преобладают процессы изотермической кристаллизации преимущественно троны и галита. Другие солевые фазы (нахколит, термонатрит, натрон), которые наблюдаются при изотермическом испарении содовых растворов в лабораторных условиях, в

Основные физические, оптические и химические свойства соляных минералов содового типа

Минерал	Химический состав, %	Физические свойства				Оптические свойства								Химические и другие свойства	Литературный источник	
		Уд. вес	Твердость	Спайность	Цвет, прозрачность, блеск	Излом	Сингония	$\alpha (N_p)$	$\beta (N_m)$	$j (N_g)$	Дву-преломление	$2V$	Оптический знак			Дисперсия
Термонарит $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot\text{H}_2\text{O}$		1,55	1—1,5	(010)	Бесцветный или слабоокрашенный в желтый или серый цвет, блеск стеклянный	—	Ромбическая	1,420	1,506	1,524	0,104	48°	—	—	Легко растворим в воде	Бетехтин, 1950
Природная сода (натрон) $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 10\text{H}_2\text{O}$	Na_2O 21,6 CO_2 15,4 H_2O 63,0	1,42—1,47	1—1,5	(100) совершенная	Бесцветный, белый или серый, блеск стеклянный	—	Моноклинная	1,405	1,425	1,440	0,035	71°	—	—	Легко растворима в воде, при действии соляной кислоты бурно выделяет CO_2 , на воздухе теряет воду и белеет, при слабом нагревании плавится, выделяя термонарит	Бетехтин, 1950; Иванов, 1953
Нахколит NaHCO_3	Na 27,33 HCO_3 72,87	2,238	2,5	(101) совершенная	Бесцветный, красноватый, коричневый, полупрозрачный, блеск стеклянный	Раковистый	—	1,375	1,498	1,583	0,208	74°	—	$r < V$	Легко растворим в воде, при действии соляной кислоты выделяет CO_2 , при нагревании теряет воду с переходом в Na_2CO_3	Fahey, Mrose, 1962
Трона $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot\text{NaHCO}_3\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Na 30,47 CO_3 26,66 HCO_3 27,11 H_2O 16,11 Нераст. остаток 0,02	2,147	2,5—3	(100) совершенная	Жемчужно-белый, желтый, коричневый, блеск стеклянный	Неровный, полурасклевистый	—	1,417	1,494	1,543	0,126	74°	—	$r < V$	Растворима в воде, при действии соляной кислоты энергично выделяет CO_2 , при нагревании теряет воду и превращается в Na_2CO_3 . Флюоресцирует в ультрафиолетовом свете.	Fahey, Mrose, 1962
Шортит $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 2\text{CaCO}_3$	Na_2O 19,9 CaO 36,34 CO_2 42,90 Нераст. остаток 0,66 MgO 0,04	2,629	3,5	(010) отчетливая	Бесцветный, бледно-желтый, желтый, блеск стеклянный	—	Ромбическая	1,531	1,555	1,570	0,039	75°	—	$r < V$	Растворяется в холодной разбавленной кислоте с выделением CO_2 , при действии воды Na_2CO_3 переходит в раствор, CaCO_3 остается в твердой фазе, обладает сильным пьезоэлектрическим эффектом, флюоресцирует в ультрафиолетовом свете	Fahey, Mrose, 1962
Пирсонит $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot\text{CaCO}_3\cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Na_2O 25,45 CaO 22,75 CO_2 35,38 H_2O 14,70 MgO 0,18 Нераст. остаток 1,40	2,382	3—3,5	—	Бесцветный, бледно-желтый, прозрачный, блеск стеклянный	—	—	1,504	1,509	1,573	0,060	27°	+	$r < V$	Легко растворим в кислотах с энергичным выделением CO_2 , при действии воды Na_2CO_3 растворяется, CaCO_3 остается в твердой фазе, при нагревании теряет воду и плавится	Fahey, Mrose, 1962
Гейлюссит $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot\text{CaCO}_3\cdot 5\text{H}_2\text{O}$	Na_2O 20,80 CaO 19,20 CO_2 29,39 H_2O 29,97 Нераст. остаток 0,50	2,037	2,5—3	—	Бесцветный, бледно-желтый, прозрачный, полупрозрачный, блеск стеклянный	—	Моноклинная	1,445	1,514	1,524	0,079	40°	—	$r < V$	Легко растворим в кислотах с выделением CO_2 , в воде растворяется Na_2CO_3 , а CaCO_3 остается в твердой фазе, при нагревании потрескивает, теряет воду и плавится	Fahey, Mrose, 1962
Давсонит $\text{NaAl}(\text{OH})_2\text{CO}_3$	—	2,40	3,0	(110) совершенная	Белый	—	Ромбическая	1,466	1,542	1,596	0,130	77°	—	—	—	Бетехтин, 1950
Буркеит $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 2\text{Na}_2\text{SO}_4$	—	2,57	3,5	Отсутствует	В призматических кристаллах белый и светлорусый, блеск стеклянный	—	—	1,448	1,489	1,493	0,045	34°	—	—	—	Бетехтин, 1950
Нортупит $\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot\text{MgCO}_3\cdot\text{NaCl}$	Na_2O 36,59 CaO 0,04 MgO 15,97 CO_2 35,72 Cl 14,1 H_2O 0,04 Нераст. остаток 0,68	2,407	3,5—4	—	Бесцветный, бледно-желтый, полупрозрачный, блеск стеклянный	—	Кубическая	$N=1,513$	—	—	—	—	—	—	Легко растворим в кислотах с выделением CO_2 , при действии воды Na_2CO_3 и NaCl растворяются, а MgCO_3 остается в твердой фазе, при нагревании потрескивает, плавится. Флюоресцирует в ультрафиолетовом свете	Fahey, Mrose, 1962
Тихит $2\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 2\text{MgCO}_3\cdot\text{Na}_2\text{SO}_4$	—	2,5	3,5	—	Бесцветный	—	—	$N=1,51$	—	—	—	—	—	—	Легко плавится	Бетехтин, 1950
Ганксит $2\text{Na}_2\text{CO}_3\cdot 9\text{Na}_2\text{SO}_4\cdot\text{KCl}$	—	2,5	3,0	(0001)	Белый, желтый, блеск стеклянный	—	Гексогональная	1,461	1,481	$N_m-N_p=0,020$	—	—	—	—	Легко плавится	Бетехтин, 1950

трона + раствор и термонатрит + раствор — температуре 67—70°C. Это означает, что устойчивая кристаллизация нахколита и термонатрита может происходить в условиях, существенно отличных от нормальных: 1) при высоких давлениях CO₂, 2) при повышенных температурах. Такие условия, по-видимому, могут возникать при диагенезе и эпигенезе содоносных отложений; непосредственно в осадках современных содовых озер эти минералы практически не встречаются. Не исключается возможность образования их в озерах прошлых эпох, особенно при аномальных условиях в отношении температуры и парциального давления CO₂.

На примере эоценовой формации Грин-Ривер и отложений оз. Сирлс рассматривается краткая характеристика важнейших минералов содового типа и особенностей их распространения. Основные физические, оптические и химические свойства соляных минералов содового типа приведены в табл. 9.

Значения межплоскостных расстояний пяти наиболее интенсивных рефлексов содовых минералов приведены в табл. 10.

Таблица 10

Значения межплоскостных расстояний пяти наиболее интенсивных рефлексов содовых минералов (Fahey, Grose, 1962; Smith, Milton, 1966)

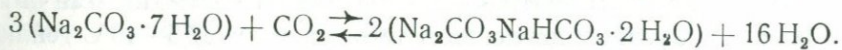
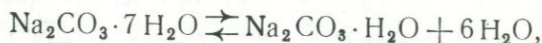
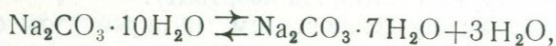
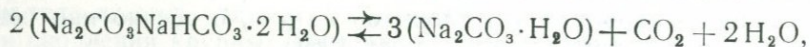
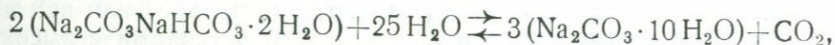
Шортит		Трона		Нахколит		Нортупит		Пирсонит		Гейлюссит		Давсонит	
<i>l</i>	α	<i>l</i>	α	<i>l</i>	α	<i>l</i>	α	<i>l</i>	α	<i>l</i>	α	<i>l</i>	α
71	5,515	50	9,804	13	4,85	60	8,132	100	5,14	100	6,403	100	5,654
71	4,957	35	4,920	15	3,48	71	2,706	90	3,18	100	3,203	19	3,368
100	2,562	85	3,075	25	3,08	100	2,488	90	2,88	80	2,726	52	2,781
71	2,179	100	2,650	100	2,97	35	2,122	90	2,66	80	2,635	16	2,605
60	1,996	35	2,446	13	2,69	30	1,758	100	2,47	50	2,515	15	2,149

Наиболее крупные скопления нахколита и давсонита выявлены в битуминозных сланцах впадины Пайсинес-Крик в штате Юта (Smith, Milton, 1966; Hite, Dyni, 1967). Нахколит залегает в низах соленосной зоны или в виде мелких рассеянных кристаллов среди битуминозных сланцев; иногда он образует маломощные (0,3—1,0 м) пластообразные залежи, прослеженные на площади около 470 км². Иногда тонкие прослои нахколита ритмично переслаиваются с галитом. Встречаются также розеткоподобные агрегаты (30 см), состоящие из грубых пластинчатых кристаллов нахколита.

Давсонит образует микроскопические кристаллы, рассеянные среди битуминозных сланцев, реже тонкие прослои и выполняет трещинки и небольшие пустоты. Он обнаружен также в залежах галита и нахколита. Распространение минералов по разрезу в целом отражает возрастание солености и щелочности озерных вод, в которых они отлагались. Микрзернистость кристаллов нахколита в пластовых залежах и наличие в них прослоев галита указывают на их непосредственное осаждение из рассолов, которые не были в

(совместно с другими минералами) на больших площадях различной мощности (до 13 м). В зависимости от примесей, главным образом органического вещества, пласты троны имеют жемчужно-белый, желтый и коричневый цвет. Реже наблюдаются гроздеобразные скопления кристаллов троны (до 40 мм) во вмещающих породах, иногда отмечаются прорастания кристаллов лафлинитом и лабунцовитом.

В осадках оз. Сирлс трона является основным породообразующим минералом соляных тел и проявляется в трех формах: тонкозернистых, крупнозернистых агрегатах из игольчатых кристаллов, реже макрокристаллах и грубозернистых агрегатах (Smith, Haines, 1964). Размер кристаллов от 1—3 до 25—45 мм. Соотношения между карбонатами и бикарбонатами натрия в растворах типа $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{NaHCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ определяются реакциями (Eugster, Smith, 1965):



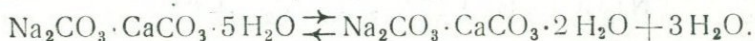
На диаграммах $P_{\text{CO}_2} - T$ и $a_{\text{CO}_2} - T$ $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{NaHCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$ системы поля устойчивости троны находятся между полями нахколита и термонатрита, примыкая слева к полям натрона и семи-водной соды при температуре выше 20°C (см. рис. 21). При наличии в растворе других солей, особенно хлористого натрия, трона стабильна и при более низких температурах — вплоть до 0°C (Eugster, Smith, 1965). В соленосных отложениях впадины Грин-Ривер и оз. Сирлс в огромном количестве развита трона, других солей мало (нахколит, термонатрит). Американские исследователи (Милтон, Югстер, 1961; Fahey, 1962; Bradley, 1964; Smith, Haines, 1964; Eugster, Smith, 1965) считают, что осаждение троны (часто с галитом) в эоценовых озерах впадины Грин-Ривер происходило при испарении рассолов, насыщенных карбонатами натрия и имевших высокие температуры. Парциальное давление CO_2 в атмосфере было повышенным. Х. Югстер (Eugster, 1966) считает, что обширные пласты троны в формации Грин-Ривер были отложены 50 млн. лет назад за период в 1 млн. лет. Присутствие троны указывает, что P_{CO_2} атмосферы того времени по отношению к P_{CO_2} современной атмосферы могло находиться в пределах от 0,1

до 10. Повышенное давление CO_2 , по его мнению, соответствовало палеоклиматическим условиям того времени, так как годовая температура в эоцене была на 10°C выше современной, а для повышения ее на $3,6^\circ\text{C}$ необходимо увеличение CO_2 в атмосфере в два раза.

Термонатрит в формации Грин-Ривер обнаружен в небольших количествах только в одной скважине (Fahey, Mrose, 1962).

Нортупит в оз. Сирлс наиболее распространен в нижнем соляном теле, донном иле и смешанном слое. Он проявляется в форме октаэдрических кристаллов (0,1—3 мм) или их сростков (до 2—50 мм), а также прослоев (мощность 1—20 мм), прожилков и рассеянных в илах скоплений. Во впадине Грин-Ривер нортупит — второй после галита хлористый минерал. Среди доломитизированных битуминозных сланцев он образует рассеянные кубические кристаллы (до 40 мм) или массивные шаровидные скопления. Жидкие и газообразные включения в кристаллах нортупита свидетельствуют о кристаллизации их при температуре $20\text{—}40^\circ\text{C}$ из иловых рассолов (Fahey, Mrose, 1962). Образование нортупита возможно за счет обменных реакций между доломитом, галитом и карбонатом натрия при наличии растворов (Eugster, Smith, 1965) или при взаимодействии обогащенных магнием вод и рассолами с высоким содержанием карбонатов и хлоридов натрия, особенно при повышенных температурах (Smith, Haines, 1964).

Соотношение между гейлюсситом и пирсонитом определяется реакцией



При атмосферном давлении и температурах $37,5\text{—}40^\circ\text{C}$ гейлюссит и пирсонит находятся в равновесии. С понижением солености и температуры развивается гейлюссит, а с увеличением — пирсонит. Последний при высоких температурах и концентрациях рассолов может дегидратироваться с образованием двойной соли $\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{CaCO}_3$, которая была получена искусственно и обнаружена в лавах Восточной Африки (Eugster, Smith, 1965). Гейлюссит и пирсонит обильны в осадках оз. Сирлс и соленосных породах формации Грин-Ривер. Минералы проявляются в виде рассеянных кристаллов или массивных агрегатов, заполняющих пустоты и трещинки в битуминозных сланцах. Они часто ассоциируют с шортитом, нортупитом и троней. Наблюдаются замещения пирсонита шортитом, а гейлюссита нортупитом и наоборот (Fahey, Mrose, 1962).

В оз. Сирлс гейлюссит и пирсонит широко развиты в илстых толщах. Они образуют идиоморфные и ксеноморфные микро- и макрокристаллы (от едва различимых под микроскопом до 1—2 и 10—50 мм). Максимальные размеры имеют ксеноморфные и гипидиоморфные разновидности. Они обычно хаотично ориентированы, рассеяны в иле или образуют гнездообразные скопления. Кристаллизация их происходила после отложения илов из донных рассолов.

Идиоморфные кристаллы гейлюссита клинообразны, для пир-

сонита характерен таблитчатый облик. Они бесцветны и прозрачны, часто содержат включения ила и микроорганизмов. Иногда встречаются сростки кристаллов и тонкие прослои.

В осадках современных озер гейлюссит встречается чаще, чем пирсонит. Он обнаружен во многих содовых озерах Северной Америки и Африки, в СССР известен в озерах Обь-Иртышского междуречья. М. Г. Валяшко и Н. М. Страхов считают гейлюссит типично метаморфогенным минералом, возникающим при взаимодействии вод, обогащенных кальцием, с водами содовых озер (Валяшко, 1962; Страхов, 1962). В эволюции содовых озер Н. М. Страхов (1951) выделил три стадии: кальцит-доломитовую, доломитовую и содово-гейлюсситовую. Кальцит, доломит и гейлюссит характеризуют начальные стадии развития содовых озер или периоды их обводнения, когда концентрация рассолов падает.

В илистых осадках оз. Сирлс обнаружен арагонит, который, будучи метастабильной фазой, выпадает вместо кальцита из растворов с высокой соленостью и высокими значениями pH, но еще недостаточных для образования гейлюссита и пирсонита (Smith, Haines, 1964).

Ганксит среди соляных минералов оз. Сирлс занимает по распространению третье место после галита и троны. В верхнем соляном теле он составляет до 15% его объема, образуя залежи (2,5 м) или скопления крупных кристаллов (30—150 мм) совместно с тронной, галитом, реже нортупитом.

Ганксит образуется в растворах с высоким содержанием калия и сульфат-иона. Из-за медленной кристаллизации ганксита первыми выпадают буркеит, глазерит и тенардит. При их перекристаллизации за счет взаимодействия с исходными растворами возникает ганксит (Smith, Haines, 1964). Большинство проявлений ганксита в оз. Сирлс считаются вторичными.

Кроме формации Грин-Ривер содовые минералы в ископаемом состоянии известны и в других районах мира, в том числе и в СССР. С отложениями верхнепермских содовых озер связываются проявления термонатрита в Предуралье (Апродова, 1945) и псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу в Предтимање (Плотников, Татарский, 1946). В Северной Боснии (Югославия) трона совместно с сирлезитом, кальцитом, опалом и пиритом приурочена к миоценовым мергелям и сланцеватым глинам озерного происхождения (Barić, 1966). В Бельгии в кембрийских кварцитах и филлитах развиты радиально-лучистые и округлые скопления давсонита на глубине 500—600 м в парагенезисе с кварцем, кальцитом, доломитом, сидеритом, пиритом, халькопиритом и галенитом (Van Tossell Rene, 1962).

В Канаде давсонит обнаружен в дайке, секущей ордовикские известняки (Stevenson I., Stevenson L. S., 1965); здесь он образует мелкие листочки и прожилки в ассоциации с кальцитом и сульфидами.

В СССР игольчатые кристаллы, спутанно-волокнистые и снопо-

видные агрегаты давсонита находятся в тектонической трещинке в гидрогермально измененных кварц-полевошпатовых песчаниках карбона (Белоус, Кузнецова, 1969). С давсонитом встречаются дикиит и сидерит, а также сульфиды, кварц, флюорит и кальцит.

В Австралии в пермских угленосных отложениях Сиднейского бассейна давсонит проявляется в виде тонковолокнистых игольчатых агрегатов среди кварцитовых песчаников с глинистым цементом (Longman, See, 1967). Содержание давсонита в них 7%, а доломита 2%.

В Закарпатье давсонит развит среди неогеновых отложений на ртутных месторождениях и рудопроявлениях (Барышников и др., 1966; Лазаренко, Мельников, 1969). Скопления давсонита приурочены к известковистым песчаникам, где он замещает карбонатный цемент, выполняет полости, гнезда и мелкие трещинки. Для минерала характерны сферолитоподобные и спонвидные агрегаты тонкоигольчатых кристаллов. С ним постоянно встречаются опал, пирит, реже киноварь. В большинстве случаев давсонит находится на некотором удалении от ртутных руд. Образование его связывается с циркуляцией гидротермальных щелочных растворов.

Среди проявлений давсонита намечается два генетических типа: осадочный и гидротермальный. Приуроченность давсонита этих типов к осадочным сериям пород и близость их минералогических ассоциаций обуславливают не всегда четкое различие между ними. Об этом свидетельствует наличие в битуминозных сланцах впадины Пайсинес-Крик кварца, флюорита, криолита, баритокальцита, пирита и вюртцита (Милтон, Югстер, 1961; Hite, Dyni, 1967; Smith, Milton, 1966).

В Восточной Африке трона обнаружена в пеплах и лавах вулкана Олдоиньо-Ленгаи (Dawson, Beweder и др., 1968). В отдельных образцах трона цементирует зерна нефелина, пироксена, апатита, волластонита, кальцита и пирита. Водорастворимая часть одного из образцов пепла (31% его веса) содержала (в %): Na_2O 38; K_2O 7,4; CO_3^{2-} 30; HCO_3^- 6,4; SO_4^{2-} 4,8; Cl^- 4,1. При испарении полученного раствора кристаллизовался термонатрит. Нерастворимый остаток был представлен нефелином.

В образце лавы, отобранном после извержения вулкана в 1960 г., водорастворимая часть составляла 53% его веса и содержала (в %): Na_2O 35; K_2O 5,5; CO_3^{2-} 34; HCO_3^- 11; SO_4^{2-} 4,5; Cl^- 2,5. В таких лавах обильны призматические кристаллы столбчатого облика (1,5 мм). Они принадлежат к новому соляному минералу, состоящему из $\text{Na}-\text{K}$ — Са-карбонатов, сульфатов и хлоридов с повышенным содержанием стронция и бария (Дэусон, 1969). Минерал одноосный, отрицательный, преломление ниже 1,54, двупреломление высокое. В разрезах, параллельных призматическим граням, обычны полисинтетические двойники. Сингония минерала гексагональная.

Небольшие налеты содовых минералов известны на вулканических породах Везувия, Этны, Тенерифа (Влодавец, 1927).

Для формации Грин-Ривер и содоносных отложений четвертичных озер характерно широкое развитие ряда несоляных аутигенных минералов (см. табл. 6). Преобладают силикаты натрия, калия, реже магния и кальция, представленные полевыми шпатами (альбит, ортоклаз, адуляр), цеолитами (анальцит, натролит, филлипсит, эрионит и т. д.), боросиликатами (сирлезит, ридмергнерит, гаррелсит, лейкосфен) и другими видами (сепиолит, лафлинит).

Наиболее полно аутигенные минералы развиты в породах формации Грин-Ривер, что в целом отражает длительную историю их формирования, особенно на стадиях диагенеза и эпигенеза. В четвертичных (и современных) озерах эти минералы менее выражены, так как процессы образования не завершились. Происхождение большинства несоляных аутигенных минералов содовых озер связано с длительными и сложными процессами взаимодействия между их поверхностными и донными рассолами и терригенно-туфогенными и соляными осадками, особенно при их диагенезе и эпигенезе. Энергичное воздействие содовых вод на терригенно-туфогенный материал озерных осадков и его интенсивное преобразование определяются высокими значениями pH содовых вод и их сильной щелочностью, т. е. условиями, которые резко отличаются от условий образования минералов терригенно-туфогенного вещества, присущего в озеро.

По данным американских исследователей (Milton, Chao, Fahey, Mrose, 1960; Милтон, Югстер, 1961; Най, Moiola, 1963; Smith, Haines, 1964; Най, 1966; Эйгстер, 1969), образование аутигенных силикатов в содовых озерах может происходить путем: 1) растворения и преобразования вулканогенно-туфогенного и терригенного (в основном пелитового) материала; 2) хемогенного осаждения непосредственно из донных и поверхностных рассолов; 3) вторичного преобразования ранее возникших аутигенных силикатов (например, цеолитов в анальцит и последнего в альбит).

Исходным материалом для этих процессов являются главным образом силикаты (полевые шпаты, пироксены, амфиболы, глинистые минералы) и кварц, поступающие в озерный бассейн за счет выветривания изверженных, метаморфических и осадочных пород или в виде вулканического пепла. Эти минералы преимущественно эндогенного происхождения, попадая в условия озерного бассейна, подвергаются интенсивной переработке и преобразуются в новые формы, равновесные с водами и хемогенными минералами озера. Основными факторами, влияющими на эти преобразования на всех стадиях, являются: 1) минеральный состав терригенного, туфогенного и хемогенного материала в осадках озера; 2) состав и минерализация его поверхностных и донных рассолов и вод; 3) окислительно-восстановительные условия среды (Eh, pH) и наличие свободной углекислоты; 4) степень уплотнения осадков; 5) температура и давление.

Наиболее полно процессы образования аутигенных минералов изучены в осадках оз. Сирлс (Hay, Moiola, 1963; Smith, Haines, 1964), в формации Грин-Ривер (Milton, Chao и др., 1960; Hay, 1966; Jijima, Hay, 1968), в озерах Восточной Африки (Hay, 1968; Eugster, 1967; Eugster, Cones, 1968; Эйгстер, 1969).

В разрезе самой глубокой скважины оз. Сирлс на долю илесто-глинистых, алевритовых и туфовых осадков приходится соответственно 46; 0,7 и 0,3%. В составе их по сравнению с соляными залежами резко доминируют кластические и аутигенные минералы. Илы и глины состоят в основном из глинистых (монтмориллонит, иллиты, хлорит, каолинит), песчаных (микроклин, альбит, андезин, кварц, реже апатит, пироксены) частиц, детритового и органического вещества, а также хемогенных минералов — арагонита, доломита, кальцита и других солей. Вулканическое стекло и стекловатые текстуры в илах и глинах не обнаружены. Цемент песчаников состоит в основном из галита и сирлезита. Туфы известны в шести прослойках общей мощностью 20 см. Туфы и вулканическое стекло более обильны в отложениях озер Оуэнс и Чайна, где происходила как бы предварительная дифференциация кластического и туфогенного материала в единой системе озер: Оуэнс — Чайна — Сирлс. Многие терригенные и туфогенные минералы оз. Сирлс подвергались интенсивному изменению и полному разрушению. Например, андезин, лабрадор, кварц и пироксен на глубинах более 70—80 м сильно корродированы, а в толщах смешанного слоя андезина, кварца и пироксена разрушены. Глинистые минералы, особенно монтмориллонит и хлорит, растворены или частично уничтожены на глубинах ниже 175 м (смешанный слой). Полностью растворено и замещено аутигенными минералами вулканическое стекло в туфовых прослоях. Такое интенсивное взаимодействие терригенного и туфогенного вещества с донными рассолами озера, характеризующимися высокой соленостью, явилось основной причиной образования аутигенных силикатов: адуляра, анальцима, филлипсита, сирлезита и др. Нетуфогенные осадки на глубинах 50—75 м и в нижних горизонтах смешанного слоя содержат 5—20, реже 60% аутигенных силикатов, туфовые прослои на 40—90% состоят из аутигенного кальцевого полевого шпата и анальцима.

Адуляр проявляется в виде микроскопических кристаллов или образует агрегаты (в туфах) и прорастания с сирлезитом. Кристаллы анальцима также микрозернисты и часто ассоциируют совместно с пирсонитом, гейлюсситом, арагонитом, сирлезитом и адуляром. Сирлезит, впервые обнаруженный в оз. Сирлс, представлен пластинчатыми кристаллами до 0,2 мм и находится совместно с тронной, гейлюсситом, пирсонитом, кальцитом и адуляром. Минерал часто окаймляет или цементирует зерна и прожилки галита. Филлипсит находится в туфовых прослоях донного и разделяющего ила в форме лейстоподобных кристаллов, которые окружают зерна других минералов, заполняют трещинки или образуют цемент. В осадках озер Чайна и Сирлс он распространен более широко, встре-

чается в парагенезисе с клиноптилолитом, эрионитом и сирлезитом.

В формации Грин-Ривер аутигенные силикаты представлены в основном анальцимом, калиевым полевым шпатом, альбитом, лафлинитом, сепиолитом, боросиликатами и другими минералами. Во впадине Грин-Ривер преобладают доломитизированные глинистые известняки, кремнеземные доломиты и соляные залежи (пачки Уилкинс-Пик), которые залегают среди пестроцветных битуминозных сланцев пачек Типтон (внизу) и Лейни (вверху). Туфогенные образования менее выражены. Туфы преимущественно риолитовые и андезитовые. Основные преобразования терригенных и туфогенных минералов заключаются в следующем. Туфы пачек Типтон и Лейни изменены до грубокристаллического анальцима стекловатой структуры. Аутигенный кварц в них заполняет межкристалльные пространства или образует прорастания с анальцимом. Альбит и калиевый полевой шпат в туфах этих пачек развиваются по первичному плагиоклазу, местами замещают анальцим, совместно с кварцем образуют пеструю мозаику среди преобладающей массы анальцима. Монтмориллонит развивался на месте вулканического стекла.

Туфы пачки Уилкинс-Пик интенсивно изменены до калиевого полевого шпата, альбита и кварца. Стекловатые структуры отсутствуют. В туфах кровли и подошвы пачки анальцим замещен полевым шпатом и кварцем. В большинстве туфов альбит и калиевый полевой шпат образуют прорастания по первичному плагиоклазу или полностью замещают его.

В нетуфогенных породах формации Грин-Ривер аутигенные минералы также широко развиты, особенно анальцим, калиевый полевой шпат и лафлинит, которые проявляются в значительных количествах в сланцах, глинистых известняках и доломитах. Анальцим обильно представлен в глинистых известняках пачки Лейни, меньше в пачке Типтон. Аутигенный полевой шпат составляет 20% глинистой фракции пород пачки Уилкинс-Пик. В отдельных образцах содержание лафлинита достигает 20—40%. В целом в глинистой фракции пород пачки Уилкинс-Пик количество аутигенных силикатов превышает содержание терригенных минералов. Монтмориллонит характерен в основном для нижней части пачки Типтон. Распределение аутигенных минералов соответствует солёности вод и рассолов, в которых они формировались: монтмориллонит — пресным, анальцим — водам слабой и умеренной солёности, альбит и калиевый полевой шпат — преимущественно рассолам (Нау, 1966).

В битуминозных сланцах впадины Пайсинес-Крик аутигенные силикаты представлены в основном альбитом и анальцимом; во впадине Уинта развиты минералы, аналогичные минералам впадины Грин-Ривер (см. табл. 6).

Лейкосфен во впадине Уинта находится в единичных кристаллах среди битуминозных доломитизированных глинистых известняков. Во впадине Грин-Ривер он встречается в ассоциации с троякой форме розетчатых и листоватых агрегатов.

Гаррелсит обнаружен в нескольких скважинах впадины Уинта в битуминозном доломитизированном известняке совместно с нахколитом, акмитом, баритокальцитом и нейгборитом, кристаллы ридмергерита (бороносного аналога альбита) в ассоциации с анальцимом, лейкосфеном, сирлезитом, магнезиорибекитом и акмитом.

Сирлезит (бороносный аналог анальцима) более распространен, чем ридмергерит. Он широко развит во впадине Грин-Ривер, в серовато-зеленых доломитизированных аргиллитах и черных битуминозных сланцах совместно с лафлинитом и шортитом. По Ч. Милтону и Х. Югстеру (1961), бораты в озерах впадин Грин-Ривер, Уинта и Пайсинес-Крик не осаждались, а обогащенные бором растворы взаимодействовали с силикатными минералами с образованием боросиликатов.

Характерным отличием формации Грин-Ривер является отсутствие анальцима и других цеолитов. Однако клиноптилолит и эрионит развиты в эоценовых туфах впадины Уинд-Ривер, где озерные отложения не содержат соляных минералов. Цеолиты обычны для молодых, преимущественно кайнозойских, отложений (Нау, 1966). В мезозойских породах сохраняются анальцим и ломонтит, в более древних аутигенные силикаты представлены в основном альбитом и калиевым полевым шпатом.

Широко распространенные мощные мезозойские анальцимолиты Северной Америки и Африки, палеозойские анальцимовые породы Тувы и альбитолиты Северного Кавказа являлись первоначально осадочными цеолитами (Нау, 1966). Анальцимолиты формации Локатонг (триас) сформировались в соляно-озерных отложениях, лишенных вулканического материала. Анальцимолиты мощностью 2—5 м залегают среди глинистых и доломитизированных пород общей мощностью 1250 м. Содержание анальцима 40%, аутигенного альбита 20—30%. Среди глинистых минералов преобладают иллиты и монтмориллонит. Пачка Попо-Эйдж формации Хачватер (триас) в Вайоминге содержит 40 м богатых анальцимом пород. Анальцимолиты также известны в формации Чинл (триас) в штате Юта; в Сахаре (40 м) они занимают площади в несколько тысяч квадратных километров, в Конго имеют мощность несколько десятков метров и переслаиваются с анальцимовыми аргиллитами (800 м), в Аргентине приурочены к комплексу Хаботьяно (верхний мел). Анальцимолиты часто обогащены железом, образовались из осадков, отложенных в соляных озерах или сериях озер. Имеют следы трещин усыхания и псевдоморфозы по соляным минералам, возможно, по пирсониту и гейлюсситу (Нау, 1966).

Альбитолиты Северного Кавказа приурочены к хемогенным породам (доломиты, глинистые известняки, бедные фосфориты) нижней красноцветной толщи P_1 в эффузивно-осадочной пестроцветной формации (Левина, 1959). Породы характеризуются толсто-, тонкослоистой и сферолитовой текстурой. Альбитолиты содержат примеси железистого доломита и халцедона (до 23%). Образование альбитолитов С. Д. Левина связывает со сложными алюмосиликат-

ными каогелями в озерном бассейне с высокой концентрацией щелочей (в частности, натрия). Р. Хей (Hay, 1966) сопоставляет эти альбитолиты с хемогенными анальцимолитами формации Локантонг и считает, что альбит образовался позднее из слоев, богатых анальцимом.

В современных и плейстоценовых осадках содовых озер Восточной Африки аутигенные минералы представлены в основном анальцимом, филлипситом, эрионитом, шабазитом, реже клиноптилолитом, натролитом и сирлезитом (Hay, 1966). По данным американских исследователей (Eugster, 1967; Eugster, Ions, 1968; Hay, 1968; Эйгстер, 1969), образование их, как и недавно открытых минералов магадита и кениаита, происходит за счет кремнистых гелей, возникающих в содовых озерах. Х. Эйгстер (1969) считает, что магадит и кениаит являются предшественниками слоистых кремнистых пород (роговиков), залегающих в основании осадков оз. Магади. Такой же механизм хемогенного образования он предполагает и для кремнистых железистых формаций (железистых кварцитов) докембрия.

Интересны современные карбонатно-кремнистые отложения (шерт) озер системы Куронг в Южной Австралии (Peterson, Borch, 1966). Здесь в условиях высоких значений рН (9,5—10,2) происходит растворение силикатов, а последующее снижение рН и усыхание озер приводит к образованию студенистого опал-кристобалита с кальцитом, доломитом и магнезитом.

ГЕОГРАФИЧЕСКИЕ И ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СОДЫ

ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И СОДОПРОЯВЛЕНИЙ

В первых отечественных работах по условиям образования соды (Меликов, 1896; Танатар, 1896) было выделено два типа содопроявлений: почвенные выцветы и соляные озера. Первая попытка классифицировать месторождения природной соды была сделана в работе Н. И. Влодавца (1927), который по способу образования и нахождения в природе выделил три типа месторождений углекислого натрия: 1) налеты на вулканических породах; 2) почвенные выцветы, образующиеся в результате капиллярного подъема и испарения подпочвенных вод, содержащих Na_2CO_3 ; 3) воды и отложения натровых озер, содержащие наибольшие количества соды. В этой работе указывалось, что в числе возможных источников получения соды являются буровые воды Апшеронского полуострова. Вопрос использования этих вод разрабатывался и неоднократно поднимался В. Т. Малышеком.

Таким образом определен еще один возможный тип содовых месторождений (подземные содовые воды), который указывался в классификациях месторождений углекислого натрия (Кашкаров, 1939; Дзенс-Литовский, 1939, 1957). В других классификациях (Кучин, 1934; Иванов, 1945; Апродова, 1945) выделялись только три первых типа, с упором на промышленное значение современных озерных месторождений.

А. А. Апродова (1945), ссылаясь на С. Доелтера, выделила следующие месторождения природной соды: 1) вулканогенные (налеты соды на лавах); 2) педогенные (почвенные образования); 3) лимногенные (озерные).

Ею намечен еще один тип содопроявлений и месторождений в нашей стране — ископаемые содоносные залежи. Выявлены они впервые в 1938—1939 гг., когда были обнаружены ископаемые залежи троны в формации Грин-Ривер (США).

В нашей стране первые упоминания об ископаемых залежах троны в Вайоминге появились, по-видимому, в 1948 г. На их важное промышленное значение указывалось Г. С. Седельниковым (1959).

Были выявлены ископаемые осадочные и гидротермальные проявления гейлюссита, троны и давсонита в других районах мира, а также высокоминерализованные содовые воды, генетически связанные с формацией Грин-Ривер (Feltis, 1968). Большой интерес с точки зрения происхождения представляют значительные скопления содовых минералов в карбонатит-содовых лавах и пеплах вулкана Олдоиньо-Ленгаи Восточной Африки.

В настоящее время по морфогенетическим признакам можно выделить следующие отложения:

I. Содоносные отложения и образования

A. Экзогенные:

1. Гипергенные — продукты выветривания и преобразования преимущественно щелочных и высокощелочных пород (налеты, выцветы, натёки).

2. Гидрогенные — соляные образования минерализованных содовых вод.

3. Педогенные (почвенные) образования (солонцы, солончаки).

4. Лимногенные (озерные):

а) осадки современных озер:

1) седиментационные (осадочные) залежи — пласты, линзы, прослои;

2) седиментационно-диагенетические — включения соляных минералов, рассеянные в осадках, цементационные образования;

б) ископаемые отложения:

1) седиментационные (осадочные) залежи — пласты, линзы, прослои;

2) седиментационно-эпигенетические, включения соляных минералов, рассеянные в отложениях, цементационные образования.

5. Катагенные — продукты преобразования первоначально несодоносных осадочных пород под воздействием подземных, особенно минерализованных, содовых вод.

B. Эндогенные:

6. Гидротермальные — минеральные образования гидротермальных растворов.

7. Вулканогенные — лавы, пеплы, вулканические эксгальцины.

II. Содовые воды повышенной минерализации

8. Озерные:

а) поверхностные воды и рассолы;

б) грунтовые (донные) воды и рассолы.

9. Подземные:

а) седиментационные;

б) инфильтрационные;

в) ювенильные (возрожденные).

Наибольший промышленный интерес представляют современные и ископаемые озерные отложения, поверхностные и грунтовые рассолы озер, а в некоторых случаях почвенные образования. Катагенные, гидротермальные и вулканогенные содопроявления не изучены. Не имеется общепринятых требований и к качеству подземных содовых вод. Для поверхностной рапы Михайловского месторождения (оз. Танатар) минимальное промышленное содержание карбоната натрия устанавливается не менее 0,5%, или при удельном весе 1,1—1,2 г/см³ около 5,5—6,0 г/л. Эти концентрации сопоставимы с содержанием карбоната и бикарбоната натрия в нефтяных водах Бакинской мульды (2,6—6,1 г/л), комплексная переработка которых

является экономически выгодной и технически осуществимой (И. А. Антоньева, 1963 г.).

Исследованиями П. Ф. Рза-Заде и Л. Г. Рустамова (1961) показано, что из щелочных буровых вод, содержащих всего 0,6 г/л бикарбоната натрия, при 40—45-кратном испарении получается ценное сырье (маточник) для комплексной переработки на иод, бром, кальцинированную соду и поваренную соль. Следовательно, не только поверхностные и грунтовые рассолы соляных озер, но и подземные воды с содержанием бикарбоната и карбоната натрия более 5 г/л необходимо рассматривать как самостоятельные содопроявления, которые в перспективе могут представлять промышленную ценность.

В качестве основных месторождений и содопроявлений приняты: 1) соляные содовые озера (соляные залежи, поверхностные и донные рассолы); 2) ископаемые содоносные отложения; 3) гидротермальные и вулканогенные содопроявления; 4) подземные содовые воды с содержанием бикарбоната или карбоната натрия более 5 г/л.

При анализе закономерностей размещения и формирования месторождений и проявлений природной соды учитывались особенности локализации парагенных образований (анальцима, цеолитов, боросиликатов и других минералов). Многие исследователи подчеркивают, что воды и рассолы континентальных содовых (карбонатных) озер обогащены бором намного больше, чем сульфатные и сульфатно-хлоридные.

По Т. Ф. Бойко (1969), эта закономерность наблюдается не только в районах молодого тектоно-магматизма, часто пространственно совпадающих с бороносными провинциями, но и в содовых озерах. В содовых рассолах обнаружены максимальные абсолютные и относительные содержания элемента. Более высокая бороносность водоемов карбонатного типа по сравнению с сульфатными и хлоридными той же степени минерализации обусловлена, по-видимому, повышенной бороносностью содовых поверхностных и подземных вод, которые их питают (Бойко, 1969).

Садка боратов в содовых озерах может происходить на стадии их предельно высокой солености в виде натриевых боратов (бура, тинкалконит, кернит) и на стадиях слабо минерализованных и умеренно соленых вод в результате взаимодействия озерной бороносной рапы с кальцийсодержащими илами или кальцийсодержащими водами, поступающими в озеро с образованием натрово-кальциевых боратов — улексита и колеманита. По-видимому, осаждение натриево-кальциевых боратов на стадии слабо минерализованных вод возможно и при поступлении бороносных содовых вод в озера, воды которых являются сульфатными или сульфатно-хлоридными. В этом случае бораты могут накапливаться в озерных отложениях совместно с гипсом.

Тесная генетическая связь боратов с подземными и поверхностными содовыми водами подтверждается совместным пространственным положением кайнозойских месторождений боратов и содовых

озер в Калифорнии и Неваде (США), Южной Америке и Центральной Азии (Горбов, 1960). Проявления соляных минералов содового типа известны в палеозойских, мезозойских и кайнозойских образованиях. Промышленные эвапоритовые залежи выявлены в кайнозойских отложениях. Наиболее крупные скопления в ископаемом состоянии представлены троней, нахколитом, шортитом, нортупитом, гейлюсситом, пирсонитом и давсонитом. Более широко в континентальных формациях распространены анальцимолиты, цеолиты, альбитолиты и другие породы и минералы, образовавшиеся в условиях высокощелочной (содовой) среды.

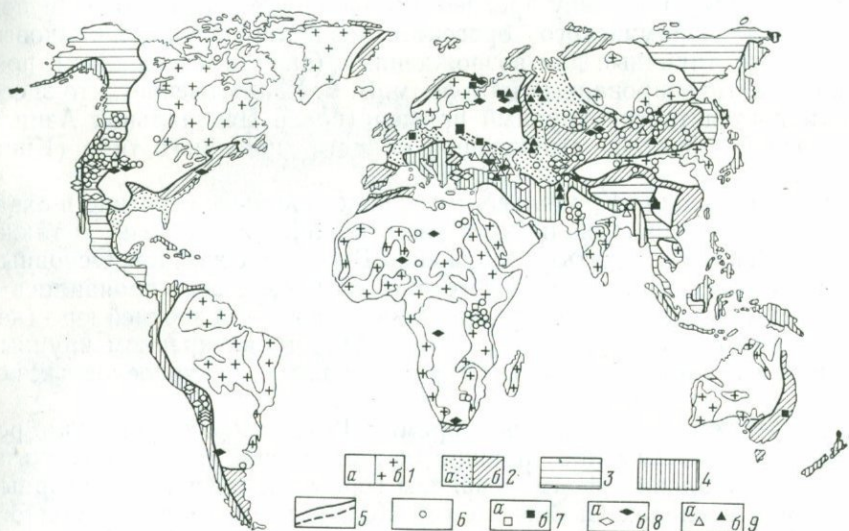


Рис. 20. Геолого-тектоническая схема размещения содовых месторождений, проявлений и парагенных им образований.

1 — области допалеозойской складчатости с развитым осадочным чехлом (а) и лишённые осадочного чехла или с незначительным чехлом (б); 2 — области палеозойской складчатости: с развитым осадочным чехлом (а) и лишённые осадочного чехла или с незначительным чехлом (б); 3 — области мезозойской складчатости; 4 — области кайнозойской складчатости; 5 — границы платформенных и горно-складчатых областей; 6 — солёные содовые озера; 7 — ископаемые содоносные отложения и образования кайнозойского (а) и докайнозойского (б) возраста; 8 — парагенные образования (анальцимолиты, цеолиты, бораты и др.) кайнозойского (а) и докайнозойского (б) возраста; 9 — подземные содовые воды с содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия более 5 г/л в породах кайнозойского (а) и докайнозойского (б) возраста.

Подземные содовые воды с повышенным содержанием карбоната и бикарбоната натрия (>5 г/л) приурочены к породам всех геологических систем. Изученность большинства месторождений, содопроявлений и парагенных им образований крайне низкая.

Месторождения, содопроявления и парагенные им образования установлены в пределах всех материков (рис. 20).

Большинство содовых месторождений, проявлений и парагенных им образований Северной Америки находятся в пределах Колорадско-Калифорнийского и Орегонско-Монтанского сегментов североамериканских Кордильер (рис. 21). Меньшее количество их расположено в Аляскинско-Канадском сегменте и в предгорных частях Северо-Американской платформы (озера штатов Небраска и Северная Дакота).

Восточная часть Кордильер до мелового периода представляла собой западную окраину древней платформы, на месте которой под влиянием ларамийского орогенеза возникли крупные блоковые структуры, типичные для возрожденных (эпиплатформенных) поясов или активизированных платформ. В. Е. Ханн отмечает, что здесь наблюдается третий крупный пример (после Центральной Азии и Восточной Африки) структурной области подобного типа (Кинг, 1961).

Западная часть Кордильер имеет более сложное строение и охватывает миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные зоны, а также кайнозойские складчатые сооружения Береговых хребтов. Основные орогенические движения в миогеосинклинальной зоне проявились в меловом периоде, а в эвгеосинклинальной зоне — в верхней юре (невадийская орогения). Они сопровождались внедрением крупных интрузий гранитоидов (горы Сьерра-Невада) и ультраосновных пород.

В третичное и четвертичное время в Кордильерах произошло региональное воздымание обширных территорий и расчленение их на крупные блоки с формированием горных поднятий и межгорных впадин в пределах Скалистых гор Колорадского плато, Большого Бассейна, а также образование вулканических цепей (Каскадные горы) и лавовых покровов (Кинг, 1961, 1969). К кайнозойским межгорным впадинам западных штатов США и приурочены мощные толщи озерно-континентальных отложений, с которыми генетически связаны ископаемые и современные содоносные образования в штатах Вайоминг, Юта, Колорадо, а также Невада, Калифорния и Орегон.

Дотретичные озерные отложения западной части США часто переслаиваются с морскими, что свидетельствует о незначительной приподнятости этой территории над уровнем моря в мезозойскую эру (Feth, 1964). В позднем мезозое и раннем кайнозое во многих межгорных впадинах (Грин-Ривер, Пайсинес-Крик, Уинта, Уошаки, Уинд-Ривер, Биг-Хорн) возникли крупные озерные бассейны, в которых произошло накопление мощных континентальных отложений (Haun, Kent, 1965). Постэоценовые озерные отложения распространены более широко (рис. 22, 23). Многие крупные озера существовали от позднетретичного времени до плейстоцена и современного периода (Feth, 1964). Большое Соленое озеро является реликтом плейстоценового оз. Бонневиль, осадки которого подстилаются позд-

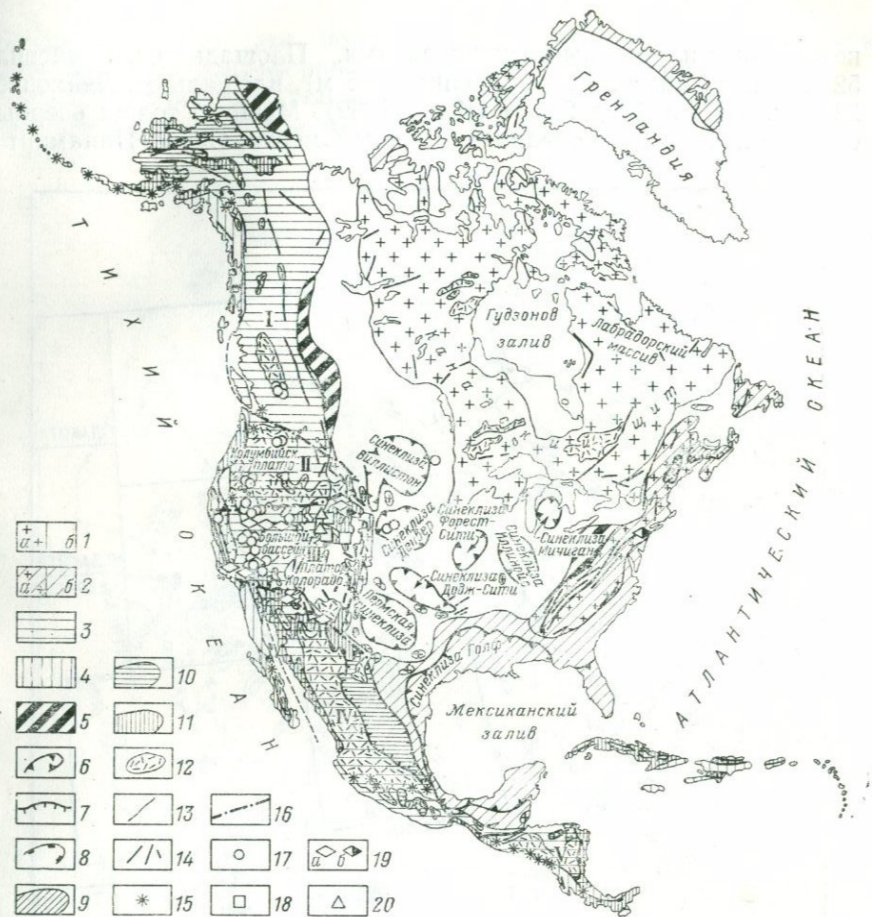


Рис. 21. Геолого-структурная схема размещения содоносных образований Северной Америки.

1 — области допалеозойской складчатости (карелиды и байкалиды): выступы фундамента, лишенные осадочного чехла или с незначительным чехлом (а); выступы и прогибы с развитым осадочным чехлом (б); 2 — области палеозойской складчатости (каледониды и герциниды): выступы фундамента, лишенные осадочного чехла или с незначительным чехлом (а); выступы и прогибы с развитым осадочным чехлом (б); 3 — области мезозойской складчатости (киммериды); 4 — области кайнозойской складчатости (альпиды); 5 — краевые предгорные прогибы; 6 — платформенные впадины (синеклизы, авлакогены); 7 — межгорные впадины заключительного (инверсионного) этапа развития геосинклиналей в области мезозойской и кайнозойской складчатости; 8 — межгорные впадины орогенного этапа развития в эпиплатформенных и эпигеосинклинальных областях допалеозойской, палеозойской и мезозойской складчатости; 9 — межгорные впадины, выполненные палеозойскими образованиями; 10 — межгорные впадины, выполненные мезозойскими образованиями; 11 — межгорные впадины, выполненные кайнозойскими образованиями; 12 — эффузивы и вулканогенно-осадочные образования; 13 — границы складчатых областей; 14 — глубинные разломы; 15 — вулканы (действующие и потухшие); 16 — границы сегментов; 17 — содовые озера; 18 — месторождения и проявления ископаемой природной соды в формации Грин-Ривер; 19 — образования, парагенные содоносным (бораты, цеолиты, анальцимолиты) в кайнозойских (а) и мезозойских (б) отложениях; 20 — подземные содовые воды формации Грин-Ривер с содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия более 5 г/л. Сегменты: I — Аляскинско-Канадский; II — Орегонско-Монтанский; III — Калифорнийско-Колорадский; IV — Мексиканский; V — Центрально-Американский.

нетретичными озерными отложениями. Площадь оз. Бонневиль 52 тыс. км² (максимальная глубина 355 м), площадь оз. Лейхонтен 22 тыс. км², глубина 270 м (Кинг, 1969). Мощные толщи озерных осадков известны во впадинах Долины Смерти, Оуэнс, Панаминт и

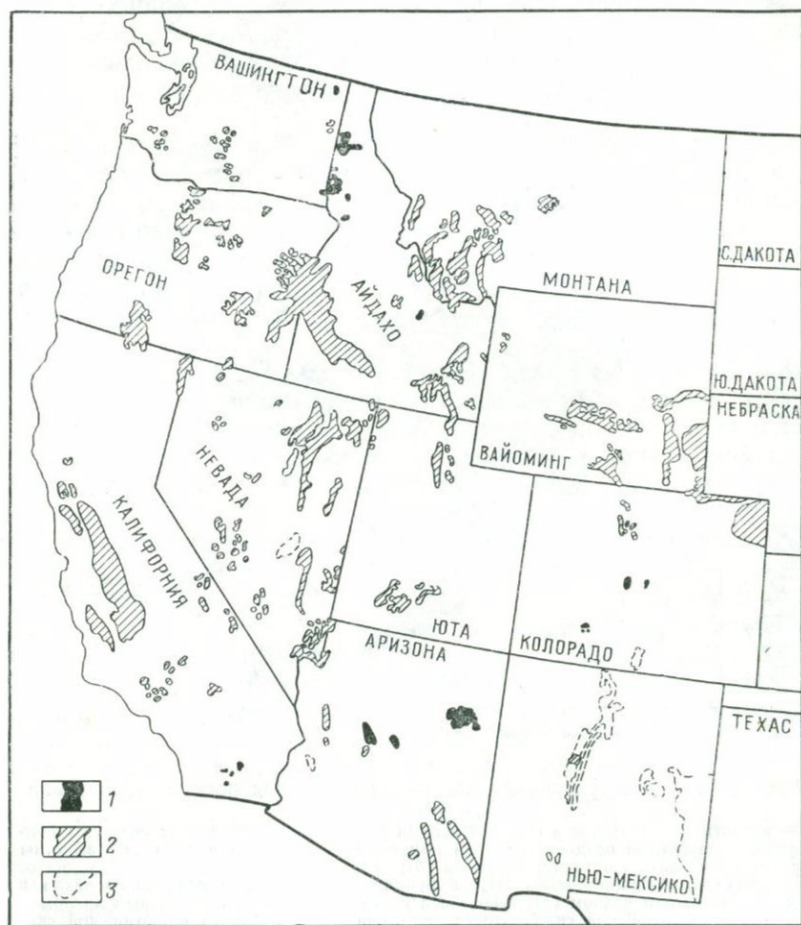


Рис. 22. Озерные олигоценые, миоценовые и плиоценовые отложения западной части США (Feth, 1964).

1 — в основном озерные отложения; 2 — свиты, включающие озерные отложения; 3 — предполагаемые озерные отложения.

др. Особенно широко четвертичные озера были развиты в плейстоценовый период, соответствующий висконсинскому оледенению. На западе США выделяется крупная Западно-Американская содоносная провинция. По геолого-структурному положению и времени образования месторождений и содопроявлений эту провинцию можно

подразделить на две подпровинции: Вайомингско-Колорадскую (восточную) и Калифорнийско-Невадйскую (западную).

Вайомингско-Колорадская подпровинция. В межгорных впадинах Центральных и Южных Скалистых гор (штаты Вайоминг, Юта

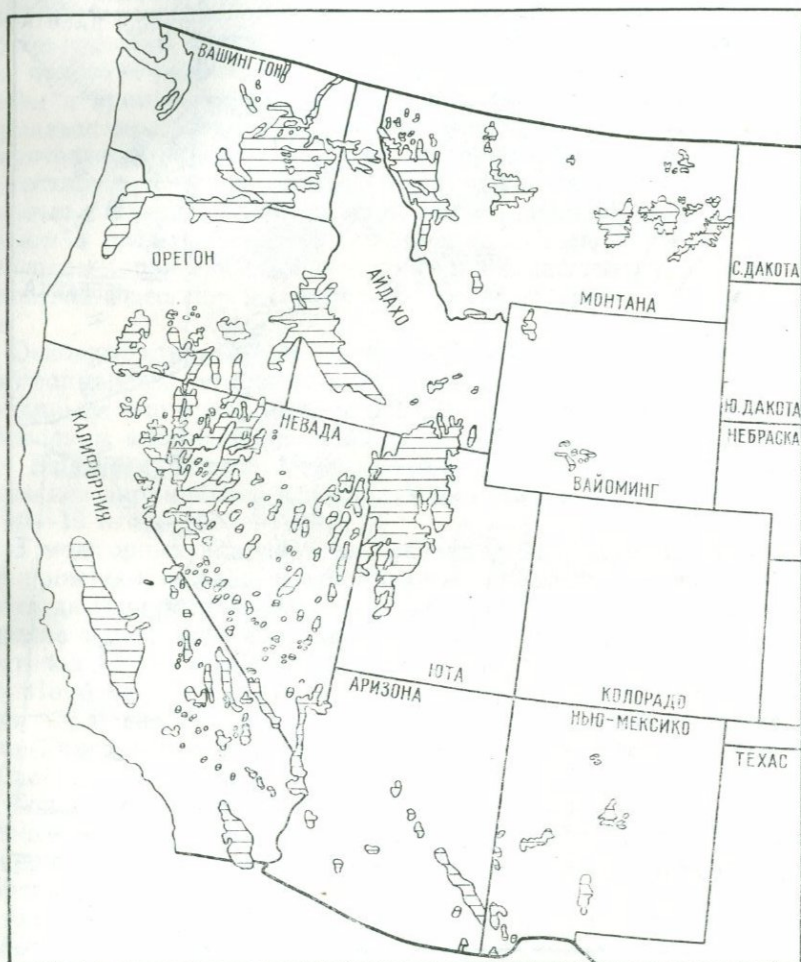


Рис. 23. Плейстоценовые озера западной части США (Feth, 1964).
Заштрихованы площади максимального распространения озер.

и Колорадо) широко развита палеогеновая соле- и содоносная формация Грин-Ривер и связанные с ней подземные содовые воды повышенной минерализации, а также мезозойско-кайнозойские анальцим-цеолитовые отложения (формации Чинл, Хачватер, Вагон-Бэд) озерного генезиса (Нау, 1966).

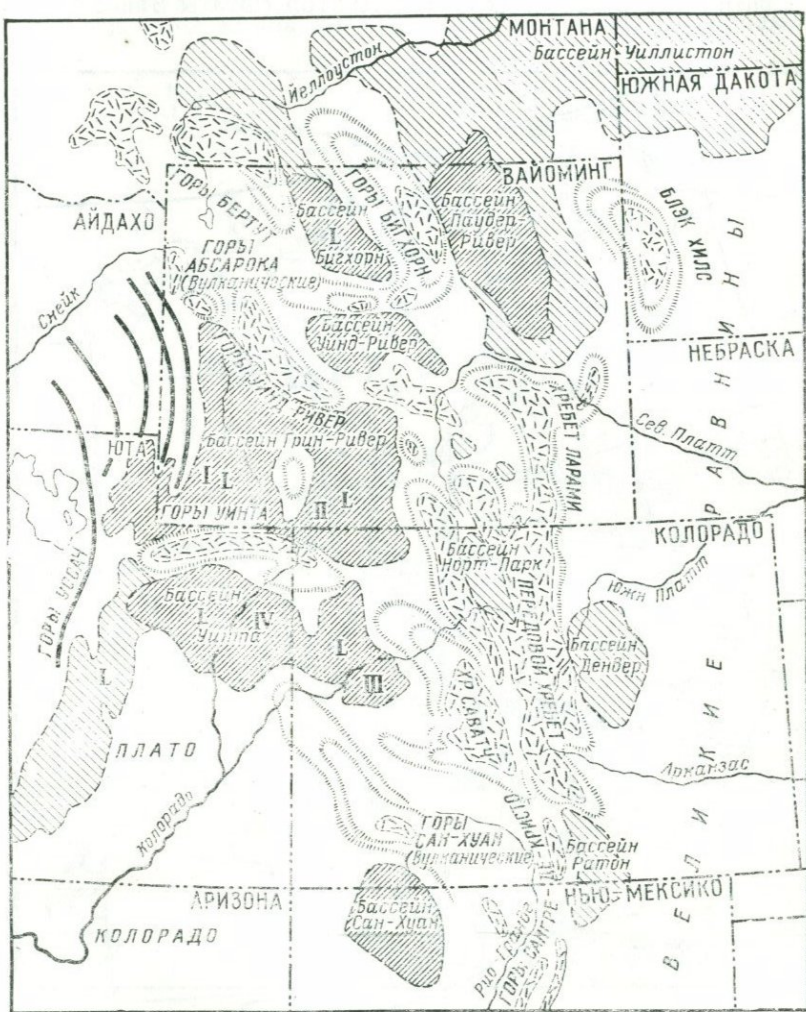


Рис. 24. Схема поднятий и впадин центральных и южных Скалистых гор (Кинг, 1961).

1 — мнгоэосинклинальные складки и блоки; 2 — выходы пород докембрийского основания; впадины, выполненные отложениями; 3 — палеоценовыми; 4 — палеоценовыми и эоценовыми; 5 — преимущественно эоценовыми. Межгорные впадины: I — Грин-Ривер; II — Уошаки; III — Пайнсис-Крик; IV — Уинта.

В геологическом строении провинции принимают участие почти все стратиграфические комплексы архея, протерозоя, палеозоя и кайнозоя. Архейские и протерозойские (докембрийские) осадочно-метаморфические и интрузивные комплексы слагают ядра большинства горных хребтов и сводовых поднятий (рис. 24). Палеозойские комплексы дислоцированы и метаморфизованы в меньшей степени и сложены преимущественно морскими образованиями. В верхах палеозоя развита формация фосфория, представленная глинистыми и кремнистыми сланцами, известняками, фосфорносными породами; мезозойские отложения залегают на палеозойских с незначительным перерывом или без перерыва. Они образуют пестрые по составу и генезису комплексы — морские на востоке и континентальные на западе. Кайнозойские образования локализируются в основном в пределах межгорных впадин и представлены континентальными терригенными и терригенно-хемогенными отложениями палеогена и неогена. Мощность их достигает нескольких тысяч метров.

Основные структурные элементы региона сформировались в эпиплатформенных условиях к востоку от геосинклинального пояса Кордильер, они представлены передовыми складками, сложенными в основном миогеосинклинальными комплексами (хребты Солт-Ривер, Вайоминг, Типтон, Уосач). Амплитуда вертикальных блоковых подвижек ларамийской и последующих стадий тектогенеза достигает 10—13 тыс. м (Love, 1969).

В межгорных впадинах дифференцированные блоковые движения проявились слабо и выполняющие впадины осадочные образования дислоцированы меньше. Дизъюнктивные нарушения, осложняющие кайнозойские осадки во впадинах, локализируются вблизи выступов дотретичных пород и часто имеют унаследованный характер. Наиболее крупные разрывы типа взбросо-надвигов располагаются вдоль склонов гор Уинта и Уинд-Ривер. К западу от впадины Грин-Ривер, в пределах поднятия Рок-Спрингс, прослежены разломы доэоценового возраста.

Содоносная формация Грин-Ривер, к которой приурочены ископаемые отложения троны, нахколита, давсонита и других содовых минералов, развита в межгорных впадинах Грин-Ривер, Уинта и Пайсинес-Крик.

Впадина Грин-Ривер расположена на юго-западе штата Вайоминг и ограничена хребтами Уинта, Вайоминг, Уинд-Ривер и поднятием Рок-Спрингс. Она выполнена флювиально-озерными отложениями, суммарная мощность которых на востоке впадины 4000 м. В центре впадины они залегают почти горизонтально, а вблизи горных поднятий слабо наклонены под углами 1—12°.

В пределах впадины формация Грин-Ривер (ранний — средний эоцен) представлена огромной линзой хемогенно-терригенных пород, залегающих среди мощных толщ терригенно-туфогенных пород формаций Уосач (внизу) и Бриджер (вверху). В основании формации Грин-Ривер находятся одновозрастные отложения: пачка Тип-

Литолого-стратиграфическая схема расчленения кайнозойских отложений юго-западной части штата Вайоминг (Bradley, 1964; Love, 1964)

Система	Отдел	Л и т о л о г и я			
Четвертичная	Голоцен + плейстоцен	Аллювиальные и делювиальные отложения: неотсортированные обломки пород, гравий, песок, глина, ил			0—85 м
	Плиоцен	Туфовые, частично окремненные песчаники, алевролиты, водорослевые известняки. Лавовые потоки некки вайомингита			0—115 м
Неогеновая	Миоцен	Формация Браунс-Парк Туфогенные песчаники, песчаные аргиллиты, кварциты, конгломераты. Промышленные залежи урана 0—400 м	Конгломераты Бишоп Конгломераты (хорошо окатанные обломки докембрийских и палеозойских пород), песчаники	0—150 м	
	Олигоцен	Нерасчлененные отложения олигоцена, близкие к формации Браунс-Парк			0—650 м
Эоцен	Верхний	Формация Бэтл-Спринг Грубозернистые галечниковые (аркозовые) песчаники, глины, аргиллиты, которые клинообразно сочленяются со слоями формаций Грин-Ривер и Бриджер 0—1100 м	Формация Бриджер Аргиллиты, туфогенные аргиллиты и песчаники, туфы андезитовые и риолитовые, иногда известковые, кристаллические и пемзовидные, мергели, известняки, алевриты, лигниты 0—920 м	Формации Бриджер и Уинта нерасчлененные Туфогенные аргиллиты, линзы туфогенных и илистых песчаников. Распространены в пределах впадин Уошаки (общая мощность неизвестна)	

Формация Уосач

Пласт Нью-Форк
Песчаные аргиллиты, линзы и слои грубозернистых галечниковых песчаников. Распространены на западе впадины Грин-Ривер

0—100 м

Формация Грин-Ривер

Пачка Лейни

Глинистые известняки, глинистые и битуминозные сланцы, песчаники илестые и туфогенные, туфы анальцимизированные, в прибрежных фациях водорослевые и оолитовые пласты.

0—600 м

Пачка Уилкинс-Пик

Слоистые доломитизированные аргиллиты, глинистые известняки и битуминозные сланцы, туфогенные песчаники и туфы.

Соляные отложения (преимущественно трона, галит, шортит и нортупит)

Маломощные уран-фосфатоносные зоны

0—600 м

Формация Уосач

Пласт Кафедрал-Блафс
Песчаные аргиллиты, линзы и горизонты илестых песчаников. Распространены на востоке и в центральной части впадины Грин-Ривер и во впадинах Уошаки и Грейт-Дивайд

0—450 м

Пласт Фонтенил

Чешуйчатые глинистые сланцы и глинистые известняки, иногда песчаные, частично водорослевые. Распространены на западе впадины Грин-Ривер

0—80 м

Пачка Типтон и пласт Типтон

Глинистые сланцы, органогенные глинистые известняки, в прибрежных фациях водорослевые отложения.

В пачке Типтон обилие битуминозных сланцев, бумажных глинистых сланцев, анальцимизированных туфов. Распространены на востоке и в центральной части впадины Грин-Ривер, а также во впадинах Уошаки и Грейт-Дивайд

0—150 м

Пласт Люмен

Глинистые и бумажные сланцы, известково-глинистые сланцы, известковые песчаники, глинистые известняки, мергели, угли. Распространены во впадинах Уошаки и Грейт-Дивайд

0—160 м

Система	Отдел		Л и т о л о г и я	
	Палеогеновая	Эоцен	Средний	<p>Формация Уосач (нерасчлененная)</p> <p>Песчаные аргиллиты с линзами песчаников, иногда илистых, в верхах разреза известково-глинистые сланцы и слабобитуминозные угли, вблизи горных поднятий мощные конгломераты</p> <p>0—650 м</p>
Нижний			<p>Нерасчлененные формации Бриджер, Грин-Ривер и Уосач</p> <p>Конгломераты, грубозернистые и тонкозернистые песчаники, которые распространены по периферии межгорных впадин.</p> <p>Общая мощность более 1—2 км</p>	
	Палеоцен + эоцен			

Дотретичные образования

Осадочные, метаморфические и изверженные породы мезозоя, палеозоя и кембрия

тон в центре впадины, пласт Типтон на востоке и пласт Фонтенил на западе (табл. 11). Они соответствуют одной из ранних обширных стадий эоценового оз. Госвит, которое было относительно пресноводным. Оно занимало впадины Грин-Ривер и Уошаки и покрывало иногда поднятие Рок-Спрингс. Климат в эоцене был теплым и относительно влажным (Bradley, 1948; Лав и др., 1967); в отдельных межгорных впадинах, по-видимому, имели место значительные отклонения в сторону аридности.

Озеро Госвит длительное время было бессточным. Усыхание его происходило постепенно при неоднократной смене влажных и засушливых периодов, что отразилось в периодической смене соляных и несоляных отложений. Поверхностные воды, питавшие озеро, были нормального речного типа и содержали карбонаты, сульфаты, хлориды и кремнекислоту. В озерном бассейне в результате физико-химических и биохимических процессов происходило относительное обогащение их карбонатами натрия, постепенное концентрирование и садка солей (Bradley, 1948; Милтон, Югстер, 1961; Fahey, 1962). Карбонаты кальция и магния выпадали в осадок с образованием кальцита и доломита, а бактериальное или иное анаэробное восстановление сульфата и железа обусловило формирование в осадках пирита (Милтон, Югстер, 1961). На процессы кристаллизации солей (кроме изменения состава, концентрации и температуры рассолов) значительное влияние оказывало содержание в них углекислоты, ее парциальное давление, глубина озера, наличие в озере мелководных заводей и заливов, стратификация вод по составу и температуре и другие факторы.

Соленосная пачка Уилкинс-Пик отражает одну из минимальных по размерам стадию развития оз. Госвит и приурочена к центральной и восточной частям впадины Грин-Ривер (рис. 25). К периферии пачка постепенно сменяется одновозрастными образованиями пластов Кафедрал-Блафс (на востоке) и Нью-Форк (на западе), относящимися к формации Уосач. Соляные минералы и обилие доломитизированных пород делают пачку Уилкинс-Пик существенно отличной от подстилающих и перекрывающих осадков. В пачке выделяются отложения соленосных и пресноводных фаций, соответствующие, по-видимому, циклическим изменениям оз. Госвит (Gulbertson, 1966). Для соленосных отложений (доломитизированные аргиллиты и глинистые известняки, реже окремненные доломиты) характерно широкое распространение кристаллов или пустот выщелачивания шортита, а также псевдоморфоз кальцита по шортиту.

Кроме шортита в породах пачки преобладают карбонаты натрия, кальция и магния, такие, как трона, нортупит, пирсонит, гейлюссит, а также хлористый натрий (галит). Соленосные породы имеют отчетливую ритмичность, обусловленную четким переслаиванием аргиллитов и глинистых известняков. Пласты троны и троны с галитом (около 40) залегают на глубине 130—1200 м (рис. 26) на площади около 3600 км² (Gulbertson, 1966). Пласты имеют мощность от нескольких сантиметров до 13 м, суммарная мощность 50 м. Об-

щие запасы троны в пластах мощностью более 1 м оцениваются в 67 млрд. т, в пластах троны с галитом 36 млрд. т. Соляные породы в основном тонкозернистые, цвет зависит от примесей (жемчужно-белый, желтый, коричневый). Характер залегания пластов троны и троны с галитом в пачке Уилкинс-Пик и строение показывают, что трона и галит осаждались при испарении озерных рассолов в стадии высоких концентраций.

У. Бредли (Bradley, 1964) считает, что соляные отложения на первых этапах отлагались главным образом в южной части впадины Грин-Ривер в локальной депрессии площадью 750 км². С расши-

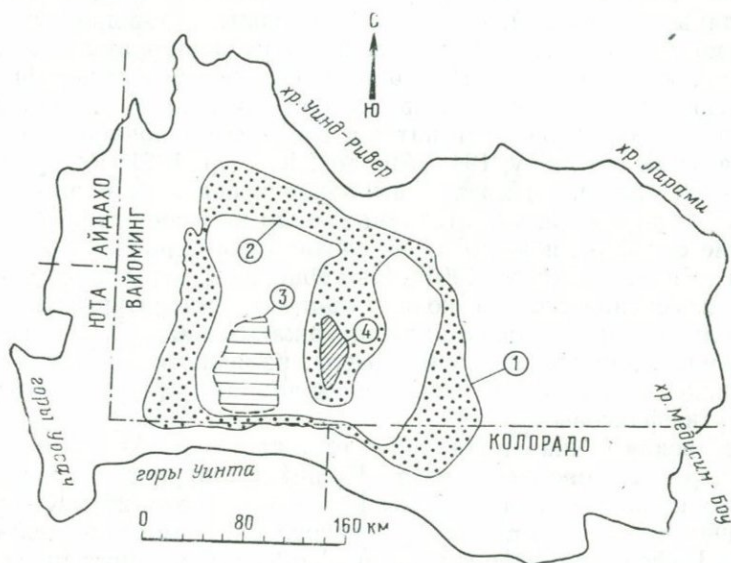


Рис. 25. Гидрографический бассейн и стадии развития оз. Госвит.

1 — граница озера в стадии отложения пачки Лейни; 2 — граница озера в стадии отложения пачки Уилкинс-Пик; 3 — площадь распространения пластов троны; 4 — поднятие Рок-Спринг.

рением ее в северном направлении площадь накопления троны и других солей достигла максимума при мощности пластов 6,5—7,0 м. На заключительных этапах солеобразования пласты троны формировались в средней части впадины Грин-Ривер.

Среди пресноводных и соленосных фаций пачки Уилкинс-Пик широко распространены битуминозные сланцы. Это тонкослоистые, сланцеватые доломитизированные известково-глинистые породы (иногда глинистые известняки и доломиты), сильно обогащенные органическим веществом (до 70%). Накопление органического вещества связывается с водными и другими организмами, так как даже на стадиях высокой солености оз. Госвит было стратифицировано (по минерализации вод и температуре) и явилось высоко-

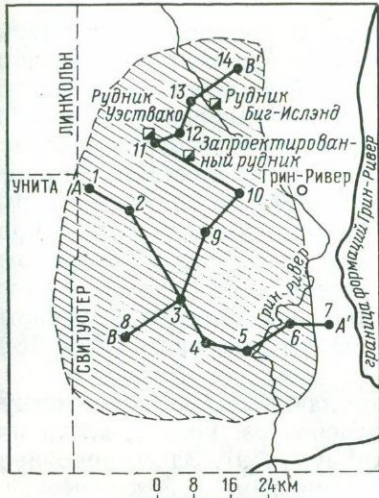
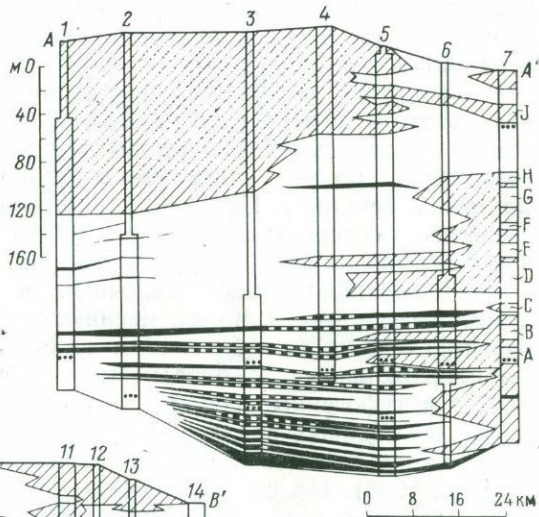


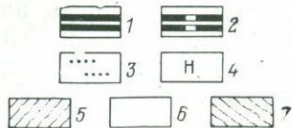
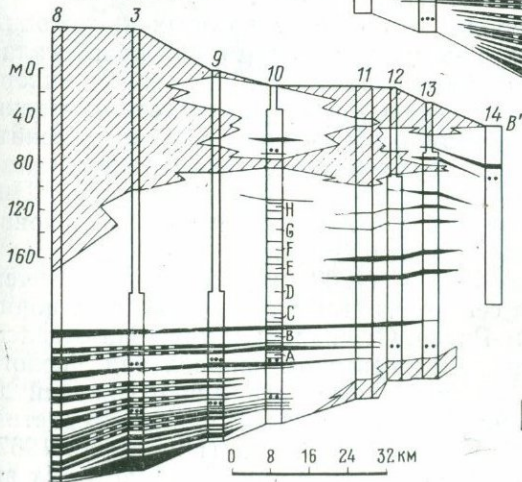
Рис. 26. Геологические разрезы пачки Уилкинс-Пик формации Грин-Ривер (Culbertson 1966)

1 — пласты троны; 2 — пласты троны с галитом; 3 — туфы; 4 — индексы толщ; 5 — пресноводные фации; 6 — соленосные фации; 7 — площадь распространения троны.

РАЗРЕЗ по линии А-А'



РАЗРЕЗ по линии В-В'



продуктивным (Bradley, 1948). В большинстве горизонтов битуминозные сланцы содержат значительное количество нефтяных углеводородов и дают при перегонке от 10 до 40 галлонов жидкой нефти на 1 т дистиллята. Изотопный состав углерода органического вещества по сравнению с органическим веществом морских осадков заметно обогащен легким углеродом (C^{12}) (Silverman, Epstein, 1958). Органические илы, сходные по составу со сланцами формации Грин-Ривер, обнаружены в современных озерах США и Африки (Bradley, 1966). Соотношения между углеродом и водородом в сланцах и илах довольно близкие. Отдельные горизонты илистых песчаников, алевролитов, тощих битуминозных сланцев и глинистых известняков пачки Уилкинс-Пик обогащены фосфором (P_2O_5 18%) и ураном (0,15%).

Выше пачки Уилкинс-Пик залегает пачка Лейни, соответствующая периоду резкого увеличения размеров оз. Госвит, когда площадь его достигала 26 тыс. км² (Bradley, 1959). Здесь преобладают глинисто-известковые, часто битуминозные, реже песчаные и туфогенные образования, встречаются гастроподовые известняки и хорошо сохранившиеся в сланцах остатки и отпечатки рыб (рыбные сланцы).

Характерной особенностью формации Грин-Ривер является широкое развитие туфогенных сланцев (туфопесчаников, туфоаргиллитов) и риолитовых и андезитовых туфов. Они распространены по всему разрезу, но наиболее типичны для пачек Уилкинс-Пик, Лейни и формации Бриджер. Центры вулканических извержений в эоцене находились в северо-западной, северо-восточной и центральной частях штата Вайоминг (рис. 27). А. Дж. Ирдли относит зону Скалистых гор к провинции высокощелочных и известково-щелочных пород, которые являются, по его мнению, продуктом значительной ассимиляции оливиновым базальтом кристаллических пород, богатых слюдой, ортоклазом и альбитом (Ирдли, 1967).

Туфы и туфогенные породы, отложение которых происходило в щелочных содовых водах с высоким значением рН, подвергались значительному изменению с образованием ряда аутигенных минералов (Нау, 1966). На стадиях пресных вод в результате изменения вулканического стекла происходило образование монтмориллонита.

При слабой и умеренной солености вод туфы подвергались сильной анальцимизации в пачках Типтон, Лейни и Уилкинс-Пик. В центральных частях пачки туфы сильно изменены, в них появились калневый полевой шпат, альбит и кварц.

Впадина Пайсинес-Крик (4200 км²) с юга ограничена поднятием Анкомпаре, на севере горами Уинта, на востоке поднятиями Елк-Маунтин и Уайт-Ривер. От впадины Уинта она отделена сводом Дуглас-Крик, вытянутым в северном направлении. Геологическая история развития впадины и стратиграфия отложений детально рассмотрена М. Квигли (Quigley, 1965), а характеристика соленосных отложений — Р. Хайтом и Д. Дини (Hite, Dupi, 1967).

Впадина выполнена озерными отложениями, среди которых вы-

деляют формации Огайс-Крик, Форт-Юнион (палеоцен) и Уосач, Грин-Ривер (эоцен). Формация Грин-Ривер во впадине Пайсинес-Крик эродирована. Максимальная мощность на севере впадины 1000 м. Формация подразделяется на пять пачек (снизу вверх): 1. Дуглас-Крик — песчаники, водорослевые и остракодовые известняки, оолитовые песчаники и известняки. 2. Гарден-Галф — в основном серые листовые сланцы. 3. Анвил-Поинтс — терригенные поро-

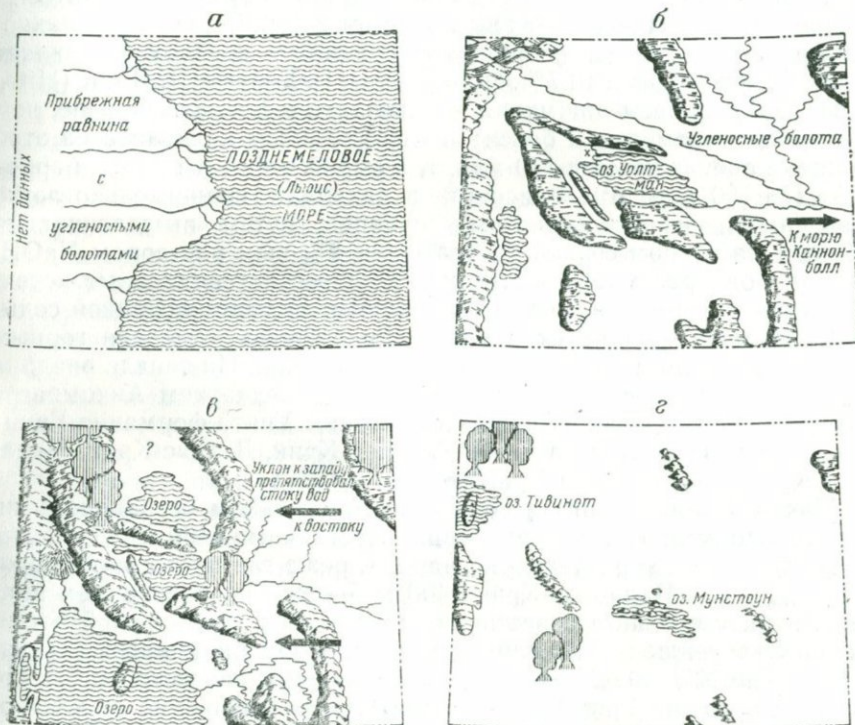


Рис 27. Палеогеографические схемы Вайоминга (Лав, Мак-Грю, Томас, 1967).
 а — верхний мел; б — верхний палеоцен; в — начало среднего эоцена; г — поздний плиоцен.

ды. 4. Парашют-Крик — серые глинистые известняки и битуминозные сланцы. 5. Эвакуйшен-Крик — в основном туфогенные песчаники, глинистые сланцы, алевролиты и глинистые известняки.

Общая мощность трех первых пачек превышает 330 м. Мощность соленосной пачки Парашют-Крик 280—600 м. Давсонит, нахколит, галит и другие соляные минералы приурочены к ее нижней половине. В центре впадины мощность соленосной зоны 300 м. Внизу зоны обнаружены выдержанные на значительной площади (465 км²) три горизонта, обогащенные нахколитом (нахколитовые толщи).

Мощность их 0,3—1,0 м. Вверху зоны развиты два галитовых горизонта (до 30 м). Из самой верхней части зоны соляные минералы выщелочены подземными водами. Здесь породы более сматы, брекчированы и содержат многочисленные пустоты выщелачивания соляных минералов. В битуминозных сланцах пачки Парашют-Крик давсонит и нахколит представлены в основном мелкими рассеянными кристаллами, количество которых увеличивается к центру впадины. Мощности битуминозных сланцев с давсонитом и нахколитом в центре впадины Пайсинес-Крик достигает 250 м. Содержание нахколита и давсонита в битуминозных сланцах в среднем составляет соответственно 15,5 и 10,7%. По расчетам Р. Хайта и Д. Дини (Hite, Dunip, 1967), запасы алюминия в давсоните в 1,5 раза больше, чем все запасы алюминия и бокситов США. Запасы нахколита на этой площади оцениваются в 130 млн. т, а сырой нефти в 1 млрд. баррелей (≈ 160 млн. м³). Давсонит и нахколит сравнительно легко извлекаются из битуминозных сланцев путем выщелачивания 2%-ным раствором серной кислоты или 2%-ным раствором NaOH. Поэтому они рассматриваются как крупные потенциальные источники сырья для производства алюминия и кальцинированной соды.

Впадина Уинта от впадины Грин-Ривер отделена горным хр. Уинта, вытянутым в широтном направлении. На западе впадина ограничена хр. Уосач, а на юго-западе — поднятием Анкомпагре и сводом Дуглас-Крик. В пределах впадины Уинта формация Грин-Ривер подразделяется на пачки: Уиллоу-Крик, Дуглас-Крик, Парашют-Крик и Эвакуэйшен-Крик (Kenneth, 1967).

Пачка Уиллоу-Крик представлена в основном остракодовыми, пеллециподовыми и гастроподовыми известняками (400 м). Для пачки Дуглас-Крик характерны песчаники, реже глинистые известняки (660 м), а для Парашют-Крик (400 м) — песчаники по краям впадины и битуминозные известняки и сланцы в центральной части. Пачка Эвакуэйшен-Крик сложена в основном битуминозными известняками (200 м). В северной части впадины, примыкающей к хр. Уинта, формация Грин-Ривер состоит преимущественно из конгломератов, песчаников и глинистых сланцев, отлагавшихся вдоль северного берега эоценового оз. Уинта. Уровень его достигал максимума в период формирования осадков пачки Парашют-Крик, а минимума — при образовании пачки Эвакуэйшен-Крик. Темп седиментации в озере соответствовал, по-видимому, скорости прогибания, причем большая часть озера имела глубину несколько сотен футов, а в зонах, где сформировались битуминозные сланцы, глубина озера могла превышать 300 м (Милтон, Югстер, 1961). Соляные минералы во впадине Уинта представлены в основном нахколитом и шортитом, рассеянными среди битуминозных сланцев. Встречаются эйгелит, давсонит и бурбанкит. Ч. Милтон и Х. Югстер (1961) подчеркивали различия в глубинах озерных бассейнов, причем рассолы озер впадины Уинта были, вероятно, разбавлены пресными водами еще до того, как могло произойти осаждение троны. Такие рассолы, по их мнению, существовали в придонных слоях застойной

зоны полулимнического озера и обладали повышенной величиной R_{CO_2} вследствие значительной глубины и наличия биогенного CO_2 . Все это способствовало осаждению нахколита, а не троны.

Образование шортита и нахколита происходило за счет взаимодействия обогащенных натрием растворов с кальцит-доломитовыми илами или в стадию диагенеза на границах солевых и кальцит-доломитовых слоев (Милтон, Югстер, 1961). В формации Грин-Ривер впадины Уинта выявлены подземные содовые воды, минерализация которых достигает 100 г/л (Feltis, 1968). Эти воды вскрыты скважинами на различных глубинах (табл. 12). Дебит скважин изменяется от 4 до 55 л/мин. Общая минерализация вод варьирует в широких пределах — от пресных (809 мг/кг) до соленых. Пресные и слабо минерализованные воды проявляются вдоль южного склона впадины, что связано с близостью районов питания этих водоносных горизонтов (плато Роан-Клифс). Пресные воды известны также на северном склоне впадины Уинта. Соленые воды и рассолы характерны для средней части впадины. Они являются седиментационными или возникают за счет выщелачивания соляных минералов.

Преобладают гидрокарбонатные натриевые воды 1 типа с высокой содовостью (44—95%) и слабой сульфатностью (0—43%), при этом повышенное содержание сульфата натрия характерно для вод слабой минерализации. В составе умеренно соленых и соленых вод доминирует хлористый натрий. Содовость и сульфатность их соответственно 0—32 и 0,8—19%. Максимальное содержание карбоната и бикарбоната натрия достигает 40,6 г/л.

Основными особенностями содоносной формации Грин-Ривер являются следующие: 1) приуроченность формации к крупным межгорным впадинам, сформировавшимся в период кайнозойской складчатости; 2) литолого-фациальная связь соленосных отложений с континентальными осадками озерно-речного происхождения и широкое развитие в них терригенных, хемогенных и туфогенных пород; 3) обилие в формации известково-доломитовых и битуминозных отложений; 4) строгое соответствие состава соляных минералов составу содовых вод; преобладание карбонатов натрия, кальция и магния, а также хлорида натрия при практически полном отсутствии сульфатов; 5) наличие аутигенных силикатов — анальцима, калиевого полевого шпата, альбита, лафлинита, сирлезита, гаррелсита, ридмергнерита, сепиолита, монтмориллонита, а также кварца и пирита; 6) образование соляных и парагенных минералов на стадиях сингенеза, диагенеза и эпигенеза; 7) формирование соленосных и вмещающих их отложений в пределах крупных внутриконтинентальных солеродных бассейнов, воды и рассолы которых были содовыми.

Калифорнийско-Невадийская подпровинция выделяется по широкому распространению содовых озер и связанных с ними месторождений минеральных солей, боратов и цеолитов. В большинстве случаев соли, бораты и цеолиты соответствуют различным стадиям и процессам сингенеза, диагенеза и эпигенеза осадков, накоплен-

Химический состав подземных содовых вод формации Грин-Ривер (R. D. Feltis, 1968 г.) впадины Уинта, США (в мг/кг)

№ скважины	Интервал опробования, м	Индекс воды, по О. А. Алек- кину	Ионы							Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	Na ₂ CO ₃ +NaHCO ₃ · 100 Сумма ионов
			Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻			
14	208—213	Cl ^{Na}	221,0	4,4	6,4	5,1	179	392	0	807,9	482	59
30	618—627	"	287,0	7	10	32	290	366	12	1004	447	44
7	71—786	"	418	0,5	3,2	21	310	691	0	1443,7	934	64
6	73—724	"	438	0,5	3,2	60	334	644	0	1479,7	869	58
8	418	"	438,6	1,5	3,6	4	422	606	12	1487,7	839	56
24	1006	"	572	1	2	99	145	1078	48	1945	1559	80
5	2262—2269	"	697	—	—	180	140	1075	141	2233	1729	77
5	2007—2010	Cl ^{Na}	9604	43	112	13700	1450	476	60	25445	56	0,2
16	623—1155	Cl ^{Na}	785	2,4	0	195	14	1480	128	2604,4	2230	85
1	1337—1342	"	866	1	4	80	Следы	1110	552	2633	2525	95
7	1018—1031	"	812	1	11	140	107	1379	216	2666	2193	82
9	596—602	Cl ^{Na}	894	9	35	850	205	630	84	2707	883	32
35	55—1312	Cl ^{Na}	859	7,3	0	290	9,1	1420	189	2774,4	2257	81
8	1086—1095	"	928	—	6	296	54	1440	228	2952	2369	80
5	1749—1751	Cl ^{Na}	1105	—	42	1350	290	85	96	2968	175	5
5	2124—2131	Cl ^{Na}	975	следы	21	470	21	1450	180	3117	2258	72
4	1466—1470	"	1008	13	58	604	215	1610	—	3508	1883	53
14	1638—1680	"	949	16	9,2	78	120	2340	0	3512,2	3071	87
14	1691—1711	"	1520	12	18	51	52	4000	0	5653	5347	94
7	631—639	Cl ^{Na}	39267	8	11	45000	525	9150	8520	102581	40603	39
13	1926—1948	"	4287	7	16	5300	79	1730	251	11670	2351	20
8	1144—1153	"	10506	92	272	13100	3870	1720	—	29560	592	2

Химический состав вод озер Калифорнии и Невады (мг/кг)

№ на рис. 28	Месторождение (озеро)	Индекс воды, по О. А. Алле- ккину	Ионы							Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	$\frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{\text{Сумма ионов}} \times 100$	Литературный источник	
			Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻					CO ₃ ²⁻
8	Тахо	Cl ^{Ca}	6,4	1,6	3,2	9,2	3,5	2,0	55,0	—	80,9	15,0	19	Livingstone, 1963
9	Гумбольдт	Cl ^{Na}	278,2	60,8	17,5	12,5	295,6	30,4	—	200,4	895,4	244,0	26	Bayley, 1930
10	Игл	Cl ^{Na}	208,0	59,0	49,0	4,5	22,0	1,6	870,0	—	1214,1	834,0	68	Livingstone, 1963
11	Пирамид	Cl ^{Na}	1179,7	73,6	79,5	8,7	1430,6	183	—	497,8	3452,9	509,0	15	Bayley, 1930
12	Уиннемака	"	1298	70,0	18,0	20,0	1725,0	135	572	—	3837	574,0	15	Livingstone, 1963
13	Лауэр-Алкали	"	1332,0	11,0	0,9	6,9	1160,0	307	1200	—	4017,8	1609,0	40	" "
14	Пирамид	"	1614,0	134,0	113	10,0	1960,0	264,0	1390	—	5485,0	1081,0	20	" "
15	Мидл-Алкали	"	3158,0	7,5	8,9	17,0	3330,0	576,0	2040,0	—	9137,4	1820,0	20	" "
16	Литл-Боракс	Cl ^{Na}	6952,0	731,0	24,0	8,0	505,0	10,0	18166	—	29676	24811	90	" "
17	Боракс	Cl ^{Na}	9858,0	332,0	31,0	—	5945	22,0	16668	—	32856	22610	69	" "
18	Блэк	"	7224,0	376,0	—	—	1421	2449	—	6980	18460	12330	67	Hay, 1966
19	Тилс	Cl ^{Na}	11500	625,0	—	—	18000	468,0	786,0	254	31633	1530,0	4	Ver-Plank, 1958
20	Моно	Cl ^{Na}	19481	947,0	51,0	20,0	11943	6580	—	11984	51007	20890	41	Ver-Plank, 1958
21	Боракс	Cl ^{Na}	29175	1164	268	23,0	24706	100	—	17203	72639	29160	40	" "
22	Дип-Спрингс	"	67620	1149	—	—	67193	4549	—	11148	151660	19690	13	" "
23	Тилс	"	64600	2630	—	—	68500	9950	5840	17800	169330	39478	23	Hay, 1966
24	Оуэнс	Cl ^{Na}	28412	1641	—	—	19335	7498	4142	15256	76284	32652	43	Bayley, 1930
25	Сода	Cl ^{Na}	114365	Следы	—	—	124618	52026	—	12053	303062	21290	7	Ver-Plank, 1958
26	Сирлс	"	98922	26624	—	—	132640	45499	—	27210	33,0895	48060	14	" "
27	Сирлс (донные рассолы верхнего соляного тела)	"	110045	27039	—	—	121582	45649	2	27178	331493	48007	14	Bates, 1960
28	Сирлс (донные рассолы нижнего соляного тела)	"	118379	15680	—	—	108068	44366	—	38388	374881	67808	21	" "

ных в единых озерных бассейнах. Многочисленные содовые озера подпровинции являются частью обширного пояса современных соляных озер, протягивающихся на западе Северной Америки от Британской Колумбии (Канада) до Калифорнийского залива (табл. 13, рис. 28). В озерах Сирлс, Оуэнс, Сода, Саммер, Эйберт и др. запасы минеральных солей и боратов достигают десятков и сотен миллионов тонн (Veg-Plank, 1958; Smith, 1963). Бораты, соли (в основном хлористый натрий) и цеолиты известны также в третичных озерных отложениях (формации Хей Ранч, Эсмеральда, месторождения Фор-Корнес, Крамер, Фурнас-Крик, Калико, Лайла, Долина Смерти, Авататц).

Большинство месторождений и соляных озер локализируются в межгорных впадинах западной и юго-западной частей Большого Бассейна, вблизи стыка его с кайнозойскими складчатыми сооружениями Береговых хребтов.

Большой Бассейн представляет собой высокое плоскогорье. Рельеф его определяется чередованием коротких субпараллельных хребтов с глубокими впадинами, отражающими блоковую тектонику региона. Третичные структуры наложены на востоке на миогеосинклинальные осадочные комплексы палеозоя, а на западе на эвгеосинклинальные осадочные, вулканогенные и интрузивные комплексы мезозоя (Кинг, 1961, 1969).

В палеоцене и эоцене на востоке Большого Бассейна формировались озерно-болотные и речные осадки, аналогичные одновозрастным отложениям межгорных впадин Скалистых гор. В его западной части существовало хорошо дренированное низкое плоскогорье. В олигоцене и миоцене здесь возникли комплексы вулканогенных пород (лав, агломератов, туфов), которые в значительной степени эродированы и перекрыты озерно-континентальными отложениями позднего миоцена и плиоцена.

Климат региона был влажный, на его территории преобладали хвойные леса. В плиоцене в связи с поднятием блока Сьерра-Невады появились саванны и степи. Региональное поднятие, начавшееся в плиоцене, завершилось в плейстоцене, когда широко проявились блоковые подвижки, затронувшие палеозойские, мезозойские и раннекайнозойские структурные комплексы. Основной этап сбросообразования приходился на ранний плейстоцен. Позднечетвертичные сбросы широко развиты по западному краю Большого Бассейна, в Западной Неваде и Юго-Восточной Калифорнии.

Кайнозойский вулканизм наиболее интенсивно проявился к северу и северо-западу от Большого Бассейна (штаты Орегон, Айдахо, Вашингтон, Британская Колумбия), где преобладают вулканические породы и их структуры (плато, конусы, эруптивные хребты). В эоцене преобладали подводные излияния базальтов, в миоцене сформировались базальты Колумбийского плато и андезито-базальты Каскадных гор. В плейстоцене вулканизм был менее интенсивным, хотя вулканы действовали в ледниковый и послеледниковый периоды. Граница континентального оледенения проходила севернее

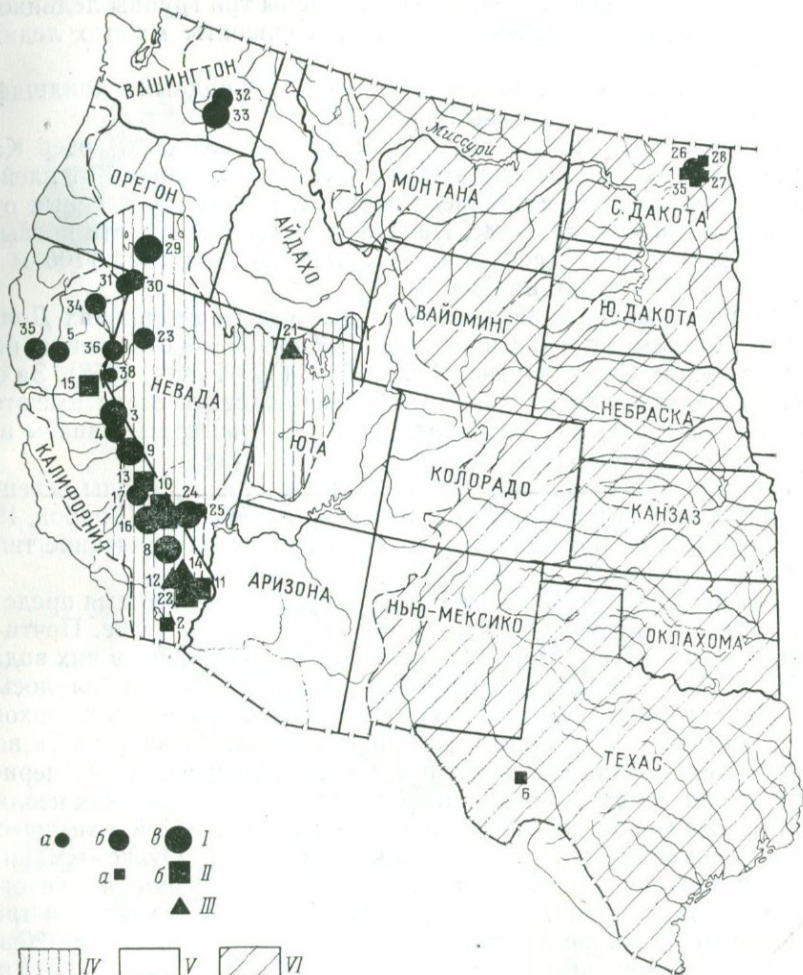


Рис. 28. Озера западной части США.

I — первого (содовые) типа (а — пресные, б — солоноватые, в — соляные); II — второго типа (а — солоноватые, б — соляные); III — третьего типа (соляные); IV — бессточные области; V — речные бассейны Тихого океана; VI — речные бассейны Атлантического океана. Озера: 1 — Девилл; 2 — Солтон-Си; 3 — Моно; 4 — Блэк; 5 — Боракс; 6 — Форт Стоктон; 7 — Биг Лейк; 8 — Сода; 9 — Дип-Спрингс; 10 — Безымянное в Долине Смерти; 11 — Данби; 12 — Бристол; 13 — Безымянное в Соляной Долине; 14 — Кадис; 15 — Трак Лейк; 16 — Сирлс; 17 — Оуэс; 21 — Большое Солёное; 22 — Дейл; 23 — Уиннемака; 24 — болото Тилс, центр юго-западной котловины; 25 — болото Тилс; 26 — Фри Пиллс; 27 — Стинк; 28 — Блек Тигербай; 29 — Альберт; 30 — Лауэр Алкали; 31 — Мидл-Алкали; 32 — Линноре у оз. Соап; 33 — Соап; 34 — Игл; 35 — Литл Боракс; 36 — Пирамид; 37 — Моно; 38 — Тахо; 39 — Раунд.

Большого Бассейна, однако горные ледники были отчетливо выражены. Так, для Сьерра-Невады установлены три группы ледниковых горизонтов: древние, висконсинские и горизонты малого ледникового века.

Современные особенности климата и природных ландшафтов Северной Америки показаны на рис. 29.

Большинство современных, в том числе и содовых, озер Калифорнии, Невады и Орегона являются унаследованными от плейстоцена, плиоцена и более раннего времени. Мощность озерных отложений впадин Оуэнс, Сирлс, Панаминт и Долины Смерти превышает 300—350 м, а по геофизическим данным достигает 1100 м (оз. Сирлс) и 3000 м (Долина Смерти).

Наиболее мощные залежи солей известны во впадинах Долины Смерти, Панаминт, оз. Сирлс и др. Содонные отложения находятся в озерах Сирлс, Оуэнс, Чайна и др. (Ver-Plank, 1958). За пределами Калифорнии и Невады крупные содовые озера имеются в Орегоне (озера Саммер, Эйберт, Алкали), суммарные запасы в которых достигают десятков миллионов тонн.

Геологическая характеристика Калифорнии и Невады освещена в обширной иностранной и отечественной литературе (Горбов, 1960; Орлова, 1961; Бойко, 1963 и др.). Ниже приводится описание типичных содовых озер.

Озера Оуэнс, Чайна и Сирлс длительное время представляли единую систему, получавшую питание от р. Оуэнс. Почти все соли, находящиеся в озерах Оуэнс и Сирлс, принесены в них водами р. Оуэнс (Ver-Plank, 1958). Озеро Сирлс в этой системе являлось конечным. В периоды обводнения оно получало воды из всех верховых озер, становилось глубоководным и иногда сбрасывало часть вод в озера долин Панаминт и Долина Смерти. В засушливые периоды связь между озерами прекращалась и они развивались как изолированные озерные бассейны. Это привело к механической и химической дифференциации озерных осадков в системе озер Оуэнс — Чайна — Сирлс и накоплению в последнем мощной и специфичной по составу толщи соляных пород, среди которых преобладают галит и трона.

Основное питание р. Оуэнс связано с водами хр. Сьерра-Невада и в меньшей степени гор Уайт-Маунтинс. Площадь водосбора реки составляет 86 тыс. км². В отличие от аридного климата межгорных впадин, где располагаются озера, хр. Сьерра-Невада имеет гумидный климат, покрыт хвойными лесами и характеризуется устойчивым снежным покровом, что создает благоприятные условия для питания р. Оуэнс и ее притоков. Воды р. Оуэнс, как и большинства других рек, берущих начало в хр. Сьерра-Невада, имеют типично содовый состав, содержание бикарбоната натрия в них достигает 26—57% общей суммы растворенных солей (табл. 14). Питают эти реки поверхностные и подземные воды (источники), состав которых формируется при взаимодействии с гранитными породами (граниты, кварцевые монциты, гранодиориты). Так, по данным Д. Фета, С. Роберсона и У. Ползера (Feth, Roberson, Polzer, 1964),

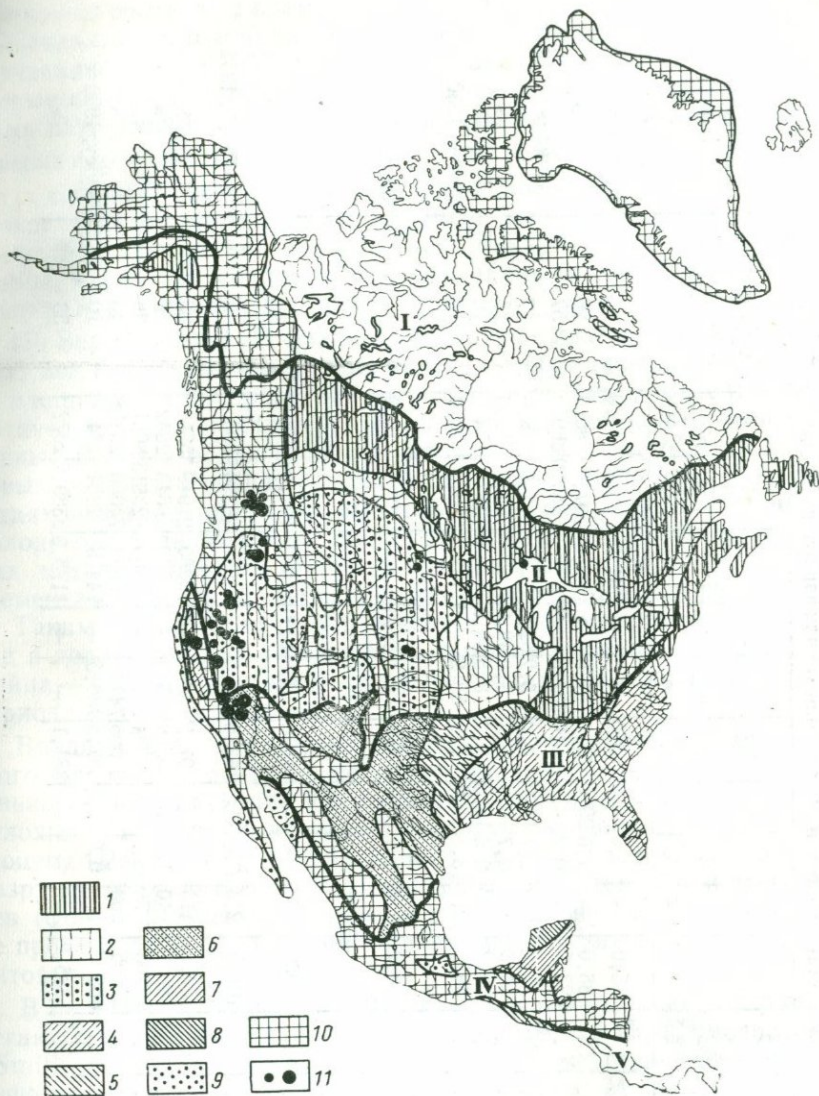


Рис. 29. Приуроченность содовых озер к ландшафтно-климатическим зонам Северной Америки.

I — арктический и субарктический пояса; II — умеренный пояс; III — субтропический пояс; IV — тропический пояс; V — субэкваториальный пояс. 1 — хвойные, смешанные и широколиственные леса умеренно континентального и континентального климата; 2 — влажные степи и лесостепи; 3 — степи, сухие степи, полупустыни и пустыни; 4 — смешанные постоянно влажные леса и сухие леса и кустарники; 5 — влажные степи и лесостепи; 6 — степи, сухие степи и кустарники, кустарниковые и полукустарниковые пустыни континентального и умеренно континентального климата; 7 — сезонные и постоянно влажные леса; 8 — саванны, редколесья и кустарники; 9 — кустарниковые полупустыни континентального климата; 10 — горные районы, относящиеся к различным климатическим поясам; 11 — пресные и минерализованные озера содового типа.

Химический состав вод рек и источников Калифорнии и Невады (в мг/кг)

№ на рис. 34	Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Аде- книгу								CO ₃ ²⁻	Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ × Сумма ионов × 100	Литературный источник
			Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻					
1	Река Мохаве	Cl _{Ca}	15,0	—	3,0	15,0	6,0	8	—	41,0	88,0	31,0	35	Ver-Plank, 1958
2	Река Оуэнс	Cl _{Na}	86,0	—	11,0	29,0	31,0	51,0	—	99,0	307,0	80,0	26	»
3	Река Амаргоса	Ca	423,0	17,1	0,2	2,0	109,0	257,0	639	—	15,20	869	57	Livingstone, 1963
4	Река Сакраменто	Cl _{Ca}	7,7	0,9	2,7	14,0	4,0	5,2	62,0	—	117,0	8,0	7	»
5	Река Траки	»	4,3	1,6	2,7	8,4	2,2	1,0	48,0	—	84,1	13,0	15	»
6	Река Раш-Крик	»	9,2	2,3	2,5	13,0	1,0	8,5	69,0	—	147	24,0	16	»
7	Река Гумбольдт	»	49,2	10,5	13,1	51,6	7,9	50,2	—	142,8	325,3	59,0	18	Bayley, 1930
29	Средний состав вод исто- чников Сьерра-Не- вады	»	6,2	1,6	1,7	10,4	1,1	2,4	54,3	—	77,7	19,0	24	Эйрстеп, 1969
30	Средний состав вод исто- чников Сьерра-Не- вады после 1000-крат- ного сгущения	Cl _{Na}	5950	1570	—	—	1040	2400	4250	4500	19710	13800	70	»
31	Основной источник Ком- плексион	Cl _{Na}	10115	214	Сл.	Сл.	15386	54,0	—	455	26224	803	3	Ver-Plank, 1958
32	Основной источник Уил- бур-Хат	»	8357	413	46	»	9735	138	—	3260	21949	5558	25	»
33	Источник Фаутс	»	486	40	199	132	5588	13	—	2185	8643	2642	30	»
34	Источник Аква-Деней	»	11100	78	Сл.	Сл.	7304	262	—	4869	23613	8601	36	»
35	Источник Валлей	»	28606	1208	»	—	20005	7474	—	16683	74056	29468	40	»
36	Источник Стимбот	»	865	108	0,6	7,1	997,5	130,5	—	144,8	2254	234	10	Bayley, 1930
37	Источник Сульфур-Бэнк	Cl _{Na}	1335,2	—	—	—	881,1	—	—	1173,3	3389,6	2072	53	»

изучавших состав вод временных и постоянных источников хр. Сьерра-Невада, 77 источников из 78 относятся к содовым и имеют минерализацию от 9 до 175 мг/л. Преобладают гидрокарбонатные кальциевые виды (57 источников), остальные являются гидрокарбонатными натриевыми. При их испарении сначала устанавливается равновесие с атмосферой ($P_{CO_2} = 10^{-3.5}$ атм), а затем осаждаются кальцит и сепиолит (Эйгстер, 1969). Содержание сульфат-иона в водах низкое. При тысячекратном сгущении в условиях равновесия с атмосферой воды сильно обогащаются бикарбонатом и карбонатом натрия, а при дальнейшем концентрировании (в 15—20 раз) они становятся насыщенными (Эйгстер, 1969).

По Вер-Планку (Ver-Plank, 1958), состав подземных (и термальных) вод Калифорнии отражает состав преобладающих типов пород на площадях их распространения и дренирования и зависит от климатических условий. На территории развития преимущественно осадочных пород в водах доминируют сульфаты и хлориды; в засушливых районах сульфаты преобладают над хлоридами. На площадях выветривания гранитных и вулканических пород и в районах молодого вулканизма воды содержат карбонаты и сульфаты щелочных металлов и часто обогащены кремнеземом, бором и другими элементами. Аналогичные особенности характерны для речных вод.

Таким образом, преимущественное распространение содовых вод в долине р. Оуэнс обусловило питание системы озер Оуэнс — Чайна — Сирлс в основном содовыми водами на протяжении всего периода их существования.

Впадина долины р. Оуэнс является погруженным блоком Большого Бассейна, отделенного от горных хребтов Сьерра-Невада, Иньйо и Уайт-Маунтинс нормальными сбросами. Древние озерные отложения впадины относятся к позднему плиоцену и раннему плейстоцену (Pakiset и др., 1964). Они состоят в основном из продуктов разрушения гранитных пород: аркозов, гравелитов, глинистых сланцев (формация Косо). Третичные вулканические породы во впадине представлены базальтами, риолитами, андезитами, а также риолитовыми туфами (туфы Бишоп).

В оз. Оуэнс до глубины 250 м развиты глины, ниже которых залегают илы, пески и глины с остракодами и створками диатомей (Smith, Pratt, 1957). Местами встречаются мергели, диатомиты и туфогенные песчаники с опаловым цементом. Максимальная глубина озера была 80 м, а площадь 570 км². Уровень озера был на 70 м выше уровня 1912 г., а глубина 10 м. Бессточным озеро стало примерно 4000 лет назад, а после отвода р. Оуэнс по водопроводу в г. Лос-Анджелес оно превратилось в мелководное плейа. Суммарные запасы солей в озере оцениваются в 160 млн. т, из них на долю карбоната натрия приходится около 60—70 млн. т (Bauley, 1930). В пльвиальные периоды воды из оз. Оуэнс в оз. Чайна поступали через узкую долину р. Индиан, расположенную между хребтами Сьерра-Невада и Косо. В периоды подъема уров-

ня оз. Сирлс водораздел между озерами затоплялся и оз. Чайна превращалось в мелководный залив единого озерного бассейна. Скважина, пробуренная в оз. Чайна до глубины 235 м, вскрыла илы и пески с небольшим количеством диатомей, остракод и моллюсков. В верхних горизонтах (до 75 м) встречены кристаллы кальцита и гейлюссита, что свидетельствует о повышенной минерализации вод озера в период накопления этих осадков.

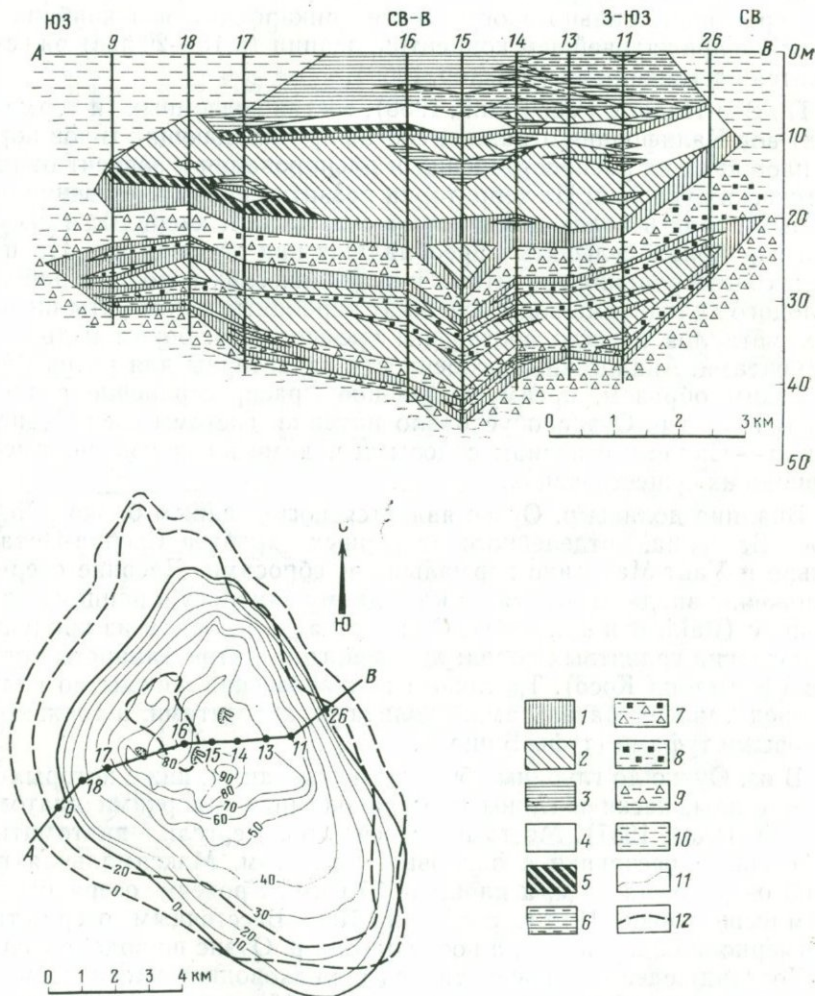


Рис. 30. Разрез оз. Сирлс по линии А—В. По D. V. Haines (1959).
 1 — трона; 2 — трона и галит; 3 — галит; 4 — ганксит; 5 — ганксит, трона и галит; 6 — галит с илом; 7 — ил (глина) с кристаллами пирсонита и гейлюссита; 8 — ил (глина) с кристаллами пирсонита; 9 — ил (глина) с кристаллами гейлюссита; 10 — ил (глина); 11 — изопакиты верхнего соляного тела; 12 — изопакиты нижнего соляного тела.

Соляные залежи оз. Сирлс представлены крупными и сложными по минеральному составу линзами, расположенными в центре озерной котловины (рис. 30). Они разделены горизонтом илов с гейлюсситом, пирсонитом и галитом. Илы плотные, слоистые, богатые органическим веществом, содержат копролиты и зерна пыльцы. В кровле и подошве горизонта имеются прослойки доломита, а в кровле — арагонита. Мощность разделяющего ила достигает 4 м (Haines, 1959; Smith, Haines, 1964).

Верхняя соляная линза (верхнее соляное тело) обнажается в центре озера на площади 30 км². К периферии она перекрывается соляно-илистыми и глинистыми осадками (до 10—13 м). Максимальная мощность линзы достигает 30 м. В центральной части верхние горизонты ее представлены пластами галита, ганксита, троны с прослоями буры с глазеритом и сульфогалитом. В низах линзы преобладают трона, галит и прослойки ганксита. В краевых зонах встречаются также буркеит, тенардит и бура. Здесь линза перекрыта плотными слоистыми илами с прослоями галита, а также кристаллами ганксита, буры, троны, тенардита, пирсонита и гейлюссита. В толще перекрывающего ила обнаружен тинкалконит.

Нижняя соляная линза (нижнее соляное тело) имеет более сложное строение (рис. 31). В соляных горизонтах развита трона, реже галит и буркеит. В отдельных горизонтах обнаружены тенардит, нахколит, ганксит, нортупит и тихит. В илистых горизонтах наряду с гейлюсситом и пирсонитом встречаются прослойки арагонита. Встречаются многочисленные кристаллы буры. Максимальная мощность линзы составляет 18 м. Нижняя соляная линза подстилается мощным горизонтом донного ила, который залегает на смешанном слое, включающем крупные линзы троны и галита (см. рис. 31).

К соляным и илистым отложениям оз. Сирлс приурочены донные межкристалльные и иловые рассолы, заполняющие поры и пустоты, общий объем которых достигает 44—50% (Haines, 1959; Bates, 1960). В составе рассолов преобладают хлориды, карбонаты и сульфаты натрия и калия (табл. 15).

Таблица 15
Состав межкристалльных рассолов соляных тел оз. Сирлс (Bates, 1960)

Соляное тело	Состав, вес. %											Сумма солей
	Na ₂ CO ₃	Na ₂ SO ₄	NaCl	KCl	KBr	N a ₂ S	Li ₂ O	WO ₃	I ₂	B ₂ O ₃	F	
Верхнее	4,80	6,75	16,06	5,08	0,12	0,08	0,015	0,007	0,003	0,07	0,002	34,617
Нижнее	6,78	6,56	15,51	2,94	0,08	0,38	0,006	0,004	0,002	0,044	0,002	34,268

Характерны очень высокие концентрации бора, лития и вольфрама. Удельный вес рассолов 1,24—1,34 г/см³, величина pH 9,1—9,4. Температура рассолов верхнего соляного тела 22,7—24,5°C. В соляных отложениях наблюдаются скопления газа, состоящего из смеси

висконсинскому оледенению. Абсолютный возраст нижнего тела и разделяющего ила составляет 10—34 тыс. лет, а контакта между донным илом и смешанным слоем 100—150 тыс. лет.

По Д. Смит и Д. Хайнесу (Smith, Haines, 1964), история осадконакопления в оз. Сирлс отражает историю изменения климата региона и колебаний уровня озер, занимавших его древнюю котловину. Минеральный состав соляных линз смешанного слоя и литология вмещающих илов свидетельствуют о формировании их в условиях значительного колебания уровней озер и минерализации вод. В их составе преобладали карбонаты и хлориды натрия; концентрации бора, калия и сульфат-иона были относительно низкими.

Донные илы накапливались в глубоком озере, уровень которого был довольно устойчив, а воды стратифицированы по солености. Наличие мирабилита и тенардита указывает на постепенное увеличение в водах сульфата натрия.

Соляные линзы (нижняя и верхняя) оз. Сирлс соответствуют двум крупным периодам повышенной аридности климата региона (Veg-Plank, 1958). Соляные толщи формировались на фоне устойчивого усыхания озера, которое прерывалось периодами временного обводнения. Соленость вод постепенно возрастала, что привело к увеличению в осадках пирсонита, нортупита и буры. Появление буркеита свидетельствует об относительном понижении температуры рассолов. Содержание карбонатных солей в них было выше, чем хлоридов и сульфатов, а концентрация бора и калия была повышенной (Eugster, Smith, 1965).

Разделяющие илы накапливались в период обводнения оз. Сирлс и относительного повышения его уровня. Наличие доломита, а также возрастание количества гейлюссита и пирсонита в верхних горизонтах илов связано, по-видимому, с начавшимся сокращением объема вод в озере, которое достигло максимума в период формирования верхнего соляного тела. Этот период характеризовался устойчивым усыханием озера, так как выдержанные прослои ила среди соляных отложений отсутствуют. Илы развивались только в краевых зонах озера. К основанию верхнего соляного тела приурочен наиболее мощный пласт тонкозернистой троны, развитый на значительной площади. Постепенно он переходит в пласт троны с галитом, а еще выше — в галит или галит с илом. В верхах тела, реже в низах, широко представлены также ганксит и глазерит. Все это свидетельствует о постепенном росте минерализации рассолов и сдвиге состава их в сторону преобладания хлоридов и сульфатов над карбонатами. Абсолютное и относительное повышения содержания калия и сульфатов в рассолах, обусловленные длительным выводом из рассолов карбонатов и хлоридов натрия в виде троны и галита, способствовали кристаллизации буркеита, тенардита и глазерита, которые затем перекристаллизовались в ганксит (Smith, Haines, 1964). Концентрация бора в рассолах в период формирования верхнего соляного тела достигла максимума. Это привело к интенсивному образованию в его осадках кристаллов буры.

Перекрывающие илы отлагались в мелководном соляном озере, уровень которого испытывал сезонные колебания.

Сложный состав эвапоритовых образований оз. Сирлс показывает, что формирование их происходило из рассолов и вод различной минерализации и состава, определяемого многими компонентами:

HCO_3^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , $\text{B}_4\text{O}_7^{2-}$, Cl^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ и K^+ . Из шестнадцати соляных минералов, слагающих осадки оз. Сирлс, десять являются карбонатными или содержат карбонаты: кальцит (арагонит), доломит, гейлюссит, пирсонит, нахколит, трона, тихит, буркеит, ганксит и нортупит. Пять минералов (гейлюссит, пирсонит, трона, мирабилит и бура) являются кристаллогидратами. Условия кристаллизации их в большей степени, чем других минералов, контролируются активностью воды ($a_{\text{H}_2\text{O}}$) и уголекислоты (a_{CO_2}). Величины их зависят от состава рассолов, температуры и давления. В условиях оз. Сирлс температура рассолов, особенно донных, сравнительно постоянная, а влияние общего давления на минеральные равновесия незначительное (Eugster, Smith, 1965). С повышением минерализации рассолов активность воды понижается, величина $a_{\text{H}_2\text{O}}$ уменьшается; уменьшение солёности вод ведет к увеличению $a_{\text{H}_2\text{O}}$. Степень этого влияния определяется типом ионов, т. е. составом рассолов и вод.

Величина a_{CO_2} непосредственно не связана с солёностью и контролируется содержанием ионов HCO_3^- , CO_3^{2-} и соотношением между ними. Они зависят от следующих факторов: 1) взаимодействия вод и рассолов с различными содержаниями CO_3^{2-} и HCO_3^- (приток извне, нарушение стратификации); 2) изменения парциального давления CO_2 в атмосфере; 3) изменения содержания CO_2 в водах и рассолах под влиянием жизнедеятельности растений и бактерий; 4) изменения величины рН.

Х. Югстер и Д. Смит (Eugster, Smith, 1965) выделили 28 полей (областей) устойчивости минеральных ассоциаций (рис. 32). Для зон высоких значений $a_{\text{H}_2\text{O}}$ характерны гейлюссит, мирабилит и глазерит, для зон низких значений $a_{\text{H}_2\text{O}}$ — пирсонит и тенардит. Зоны высоких значений a_{CO_2} характеризуются в основном нахколитом и глазеритом, а зоны низких величин a_{CO_2} — натроном и термонаритом, которые в отложениях оз. Сирлс отсутствуют. На основе этих минеральных ассоциаций для отложений оз. Сирлс были построены графики активностей H_2O и CO_2 (рис. 33, 34). Относительные значения активностей выведены из минеральных ассоциаций, отражающих современные физико-химические равновесия в соляных осадках. Как указывают Х. Югстер и Д. Смит (Eugster, Smith, 1965), парагенетические ассоциации минералов, а следовательно, и условия равновесия между ними, характеризующиеся значениями $a_{\text{H}_2\text{O}}$ и a_{CO_2} , являются унаследованными от первоначальной обстановки их образования, так как диффузия и миграция донных рассолов в отложениях озера незначительны.

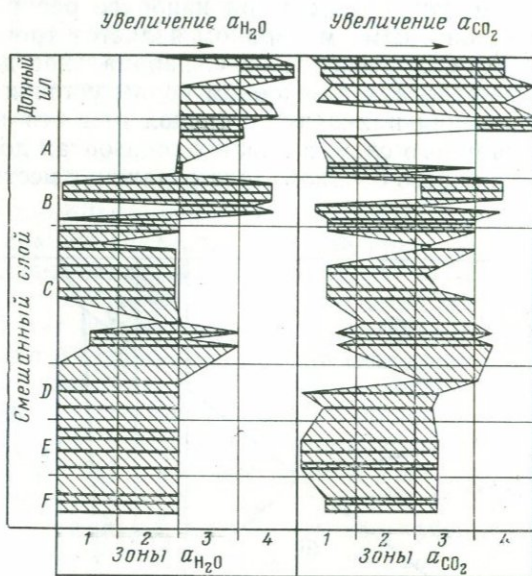


Рис. 33. Схематические диаграммы a_{H_2O} и a_{CO_2} для смешанного слоя и донного ила оз. Сирлс (Eugster, Smith, 1965).

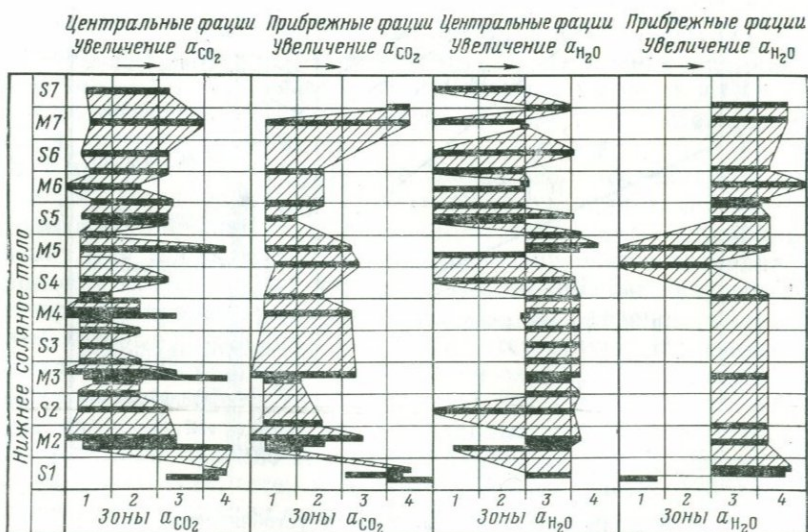


Рис. 34. Схематические диаграммы a_{H_2O} и a_{CO_2} для нижнего соляного тела оз. Сирлс (Eugster, Smith, 1965).

ния активности CO_2 . Они могли быть обусловлены постепенным увеличением содержания карбонатов в рассолах (в толщах А и В преобладает трона) или аномально высокими соотношениями HCO_3/CO_3 . Резкие колебания активностей CO_2 даже в соседних интервалах разрезов объясняются слабой миграцией CO_2 в осадках озера.

Профили $a_{\text{H}_2\text{O}}$ в основном отражают прогрессивное повышение солености (минерализации) рассолов озера. Преобладание в толщах смешанного слоя слабодонного пирсонита над гейлюсситом связано с действием современных температур, которые на глубинах 300 м достигают 30—35°C и более.

Таким образом, основные особенности формирования содоносных отложений оз. Сирлс выражаются в следующем: 1) на протяжении длительного периода оз. Сирлс являлось низовым (конечным) в системе озер: Оуэнс — Чайна — Сирлс, что обусловило дифференциацию терригенного и хемогенного материала в их осадках; 2) в питании озер преобладали содовые воды р. Оуэнс, которые формировались в условиях гумидного высокогорья на площади преимущественного распространения интрузивных (гранитных) и вулканических пород; 3) минерализация вод и их содовость в системе: р. Оуэнс — оз. Оуэнс — оз. Чайна — оз. Сирлс последовательно возрастала; 4) накопление отложений оз. Сирлс происходило в серии прогрессивно усыхавших озер, размеры, глубина и минерализация вод которых изменялись синхронно с изменениями климата региона; 5) несмотря на значительные колебания солености вод и рассолов, состав их постепенно обогащался солями калия, сульфат-иона и бора, что привело к интенсивной садке этих солей на конечных этапах развития озера; 6) кристаллизация солей и последовательность перехода их в донные отложения определялись в основном изменениями концентрации и состава рассолов и в меньшей степени изменениями парциального давления CO_2 и температуры рассолов.

Другие содовые озера Калифорнийско-Невадийской подпровинции изучены слабо. Для состава их вод и рассолов характерны значительные колебания содовости (от 7 до 90%) и бороносности (табл. 16).

В питании озер Литл Боракс, Боракс, Блэк, Дип-Спрингс и др. существенную роль играют термальные источники.

На территории Калифорнийско-Невадийской подпровинции имеются сульфатные и сульфатно-хлоридные озера. Соляные отложения их представлены в основном галитом, а также тенардитом, мирабилитом и гипсом (Ver-Plank, 1958). Современные соляные образования Долины Смерти характеризуются отчетливой зональностью. В центральных частях депрессий преобладают хлориды, их окружает зона сульфатов, а на периферии прослеживается сульфатно-карбонатная зона с карбонатами натрия (Hunt, Mabey, 1966).

Содовые озера известны также в штате Орегон. Наиболее крупные из них Саммер и Эйберт. Площадь оз. Саммер 180 км², а площадь водосбора 1425 км². В летнее время озеро покрывается коркой

Содержание бора в содовых водах рек, озер и источников Калифорнии и Невады (Bayley, 1930; Ver-Plank, 1958; Livingstone, 1963; Hay, 1966)

Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Алеккину	Минерализация, мг/кг	Содержание бора, мг/кг	В
				Сумма ионов · 10 ⁴
Река Амаргоса	Cl ^{Na}	1520	0,8	5,5
Река Сакраменто	Cl ^{Ca}	117	0,01	0,8
Река Раш-Крик	"	147	0,1	6,8
Источник Уилбур-Хот	Cl ^{Na}	21949	103	47
Источник Стимбот	"	2254	18	80
Источник Сульфур-Бэнк	"	3390	97	290
Озеро Игл	"	1214	0,03	2,5
Озеро Лауэр-Алкали	Cl ^{Na}	4018	19	46
Озеро Мидл-Алкали	"	9137	38	41
Озеро Боракс	"	32856	221	114
Болото Тилс	"	31633	422	134
Озеро Моно	Cl ^{Na}	72785	157	22
Озеро Литл-Боракс	Cl ^{Na}	72639	272	37
Озеро Дип-Спрингс	"	151660	60	4
Озеро Оуэнс	Cl ^{Na}	76284	34	4,4
Озеро Сода	Cl ^{Na}	303062	145	4,8
Озеро Сирлс	"	331493	890	27
Озеро Сирлс (донные рассолы)	"	324881	1006	33

солей, состоящей из галита, соды и сульфата калия. Запасы солей в озере составляют 14 млн. т, в том числе хлористого натрия 3,9 млн. т и карбоната натрия 9 млн. т. Озеро Эйберт (155 км²) представляет собой типичное сухое озеро. Соляная корка имеет такой же состав. Суммарные запасы солей оцениваются в 25,6 млн. т, в том числе хлористого натрия — в 14 млн. т, карбоната натрия — в 10,6 млн. т. В небольшом сухом оз. Алкали, окруженном песчаными дюнами, соляные образования представлены содой, термонатри-том, тронной и гейлюсситом.

Месторождения и содопроявления Африки

Восточно-Африканская содоносная провинция выделяется нами по наличию содовых эвапоритов в озерных отложениях современного и четвертичного возраста, а также карбонатито-содовых лав и пеплов вулкана Олдоиньо-Ленгаи, региональному распространению подземных и поверхностных содовых вод (от ультрапресных до рассольных) и широкому развитию аутигенных цеолитов, образовавшихся в высокощелочной среде (рис. 35).

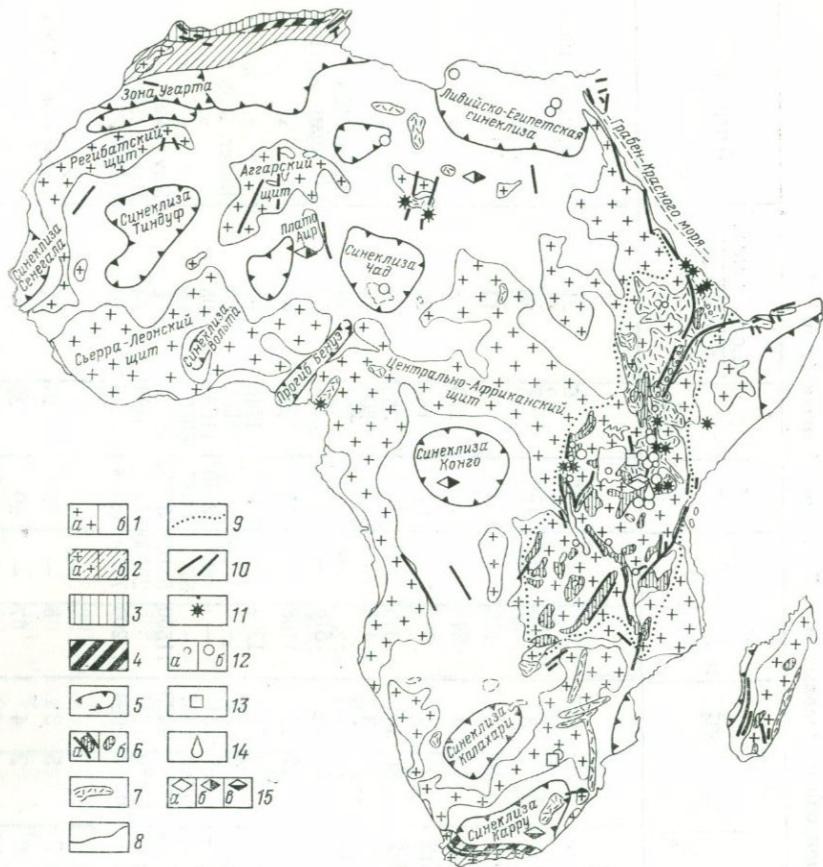


Рис. 35. Геолого-структурная схема размещения содоносных образований Африки.

1 — области допалеозойской складчатости (карелиды и байкалиды): а — выступы фундамента, лишенные осадочного чехла или с незначительным чехлом, б — выступы и прогибы с развитым осадочным чехлом; 2 — области палеозойской складчатости (каледониды и герциниды): а — выступы фундамента, лишенные осадочного чехла или с незначительным чехлом, б — выступы и прогибы с развитым осадочным чехлом; 3 — области кайнозойской складчатости; 4 — краевые и межгорные прогибы; 5 — платформенные впадины (синеклизы и авлакогены) с мощным (1500—2000 м) осадочным чехлом; 6 — впадины, выполненные преимущественно кайнозойскими образованиями: а — впадины-грабены рифтовых зон, б — плоские впадины; 7 — эффузивы и вулканогенно-осадочные образования; 8 — границы складчатых областей; 9 — границы рифтовой системы Восточной Африки; 10 — глубинные разломы; 11 — вулканы; 12 — содовые озера: а — пресные и соленоватые, б — соленые; 13 — ископаемые содоносные отложения; 14 — карбонатно-содовый вулкан Олдоиньо-Ленган; 15 — образования, парагенные содоносным (цеолиты, анальцимольты) в кайнозойских (а), мезозойских (б) и палеозойских (в) отложениях.

Близкими по генезису и источникам карбонатов натрия являются содопроявления Северной Претории, долины Вади-эль-Натрун (Египет) и, по-видимому, впадины оз. Чад. Обособленное положение

Химический состав природных содовых вод Восточной Африки (в мг/кг)

Место взятия пробы	Индекс воды по О. А. Аллену	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	$\frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{\text{Сумма ионов} \times 100}$	Литературный источник
Озера													
Чайна	Cl ^{Na}	3	2,4	0,3	0,6	1	0,7	7,6	—	29,5	6	21	Livingstone, 1963
Якимбо	"	17	13	—	1	7	12	41	—	91	52	57	" »
Виктория	"	8	4	—	2	7	3	17	—	41	15	36	" »
Джордж	Cl ^{Ca}	14	14	6	22	10	3	115	—	170	24	14	" »
Ньяса	Cl ^{Na}	22	11	7	16	11	4	243	—	314	213	68	" »
Танганьика	Cl ^{Mg}	60	33	42	12	28	4	382	—	561	183	32	" »
Баринго	Cl ^{Na}	126	15	22	22	36	40	336	—	577	365	63	" »
Руква	"	149	19	5	12	26	3	425	—	639	500	70	" »
Найваша	"	262	—	15	42	20	1	—	421	761	567	74	Baker, 1958
Эдуард	"	154	8	49	13	35	24	618	—	901	454	50	Livingstone, 1963
Киву	Cl ^{Mg}	203	31	122	8	42	32	1108	—	1546	642	41	" »
Рудольф	Cl ^{Na}	770	23	4	5	429	56	1304	—	2591	1740	67	" »
Ханингтон	"	29671	—	—	27	5930	270	—	31906	67804	56000	83	Baker, 1958
Кратер-Лейк	"	5017	—	—	—	492	131	—	6640	12280	11680	95	" »
Накуру	"	33970	—	—	—	7160	1457	—	37400	79987	66007	82	" »
Натрон	"	62197	1050	—	—	18300	4420	11500	58100	155597	118465	76	Hay, 1966
Элементейта	"	22799	—	—	—	10460	1317	—	20100	54676	35474	64	Baker, 1958
Магади	"	94434	1550	—	—	48000	984	12200	77200	34368	153146	65	Hay, 1966
Реки													
Сипи, Уганда	Cl ^{Mg}	10	2	7	3	5	3	6	—	36	24	82	Livingstone, 1963
Муембе, Уганда	Cl ^{Ca}	11	2	3	10	2	4	67	—	99	32	32	" »

Грик, Уганда	Cl ^{Na}	17	2	4	14	3	16	86	—	142	32	23	»	»
Сироко, Уганда	Cl ^{Mg}	16	2	15	5	2	2	134	—	176	56	33	»	»
Малагараси, Танзания		16	2	9	13	16	2	93	—	151	11	6	»	»
Голубой Нил	Cl ^{Ca}	7	2	6	24	3	7	109	—	158	8	4	»	»
Белый Нил у Хартума	Cl ^{Na}	31	12	5	17	8	0,4	149		222	97	38	Livingstone, 1963	
Рузизи, Бурунди	Cl ^{Mg}	95	63	67	8	24	18	628		903	366	40	»	»
Источники														
Район оз. Ханнингтон	Cl ^{Na}	108	—	—	15	11	13	—	146	293	218	75	Вакер, 1958	
То же		100	—	—	26	6	13	—	153	298	200	68	»	»
Район оз. Элементарта	»	1300	—	—	—	461	104	—	1245	3110	2200	71	»	»
Район оз. Рудольф	»	1485	—	6	10	452	143	—	1495	3591	2600	72	»	»
Район оз. Магади	»	11100	200	—	—	5200	180	12400	3700	32940	23160	70	Эйгстер, 1969	
»	»	12600	239	—	—	5950	150	15600	3500	38110	28160	72	»	»
»	»	12800	200	—	—	6020	160	15800	3200	38300	27500	77	»	»
Гейзер, район оз. Ханнингтон	»	1550	—	—	14	319	58	—	1720	3671	3030	82	Вакер, 1958	
Скважины														
№ С-1559, район оз. Магади	»	279	—	—	—	152	—	363	57	851	600	70	»	»
Район оз. Магади	»	3822	—	—	—	2001	—	5664	454	11977	8598	71	»	»
То же	»	1399	—	—	—	1055	—	1801	28	4296	2529	58	»	»
№ С-16652, район оз. Магади	»	1276	—	—	—	400	—	2178	255	4109	3449	83	»	»

занимают соляные содовые озера района городов Мурзука и Бенгази в Ливии. В докайнозойских образованиях содоносные отложения на территории Африки неизвестны. Однако развитие мощных толщ анальцимолитов среди мезозойских и верхнепалеозойских пород впадин Карру, Конго и плато Аир свидетельствует о существовании на континенте озерных бассейнов содового типа.

Восточная Африка является одним из регионов мира, где сосредоточено много мелких и крупных содовых озер с водами различной минерализации (табл. 17). Большинство озер этого региона и озера-гиганты Танганьика, Ньяса, Виктория имеют воды содового типа. Содовый состав характерен для многих рек внутреннего и внешнего стока (например, Белый и Голубой Нил) и источников подземных вод. По составу преобладают гидрокарбонатные натриевые виды содовых вод. Пресные воды рек и крупных озер являются гидрокарбонатными кальциевыми или гидрокарбонатными магниевыми. Большинство вод обладает высокой содовостью, возрастающей по мере увеличения минерализации, и низкой сульфатностью, что подчеркивает тесную генетическую взаимосвязь подземных, речных и озерных вод Восточной Африки. На примере этого региона можно рассмотреть особенности физико-географической и геологической обстановки, формирования и развития содовых озер на разных стадиях их существования, а также процессы и масштабы содонакопления.

Восточно-Африканская провинция расположена в пределах Восточно-Африканского плоскогорья, представляющего крупное содовое поднятие древнего кристаллического фундамента, окруженного внутренними равнинами континента и прибрежной низменностью. Рельеф плоскогорья резко контрастный благодаря наличию высоко приподнятых горных блоков и вулканических конусов (гора Килиманджаро 5895 м, гора Кения 5199 м, гора Рувензори 5120 м) и опущенных рифтовых зон с глубокими озерными впадинами (оз. Танганьика 1470 м, оз. Ньяса 706 м, оз. Киву 496 м, оз. Эдуард 117 м).

Плоскогорье является главным водоразделом между основными водными артериями материка — реками Конго, Нилом и Замбези, а внутри выделяется область внутреннего стока, приуроченная к Восточной рифтовой долине (рифт Грегори). В этой бессточной долине располагается большинство современных солоноватых и соляных содовых озер, а также содоносные отложения озер Магади, Натрон и др.

Значительная высота и резко выраженная расчлененность рельефа Восточной Африки во многом определяют контрастность и пестроту природно-климатических ландшафтов и развитие засушливых и полузасушливых зон, где количество летних осадков снижается до 200—300 мм, а зимних до 0—5 мм (рис. 36). Испарение с поверхности озер достигает 1400—3100 мм в год (озера Виктория, Танганьика, Ньяса, Найваша и Натрон) и намного превышает годовые осадки (Thompson, Dadson, 1963; Hay, 1966). Этот фактор наряду с

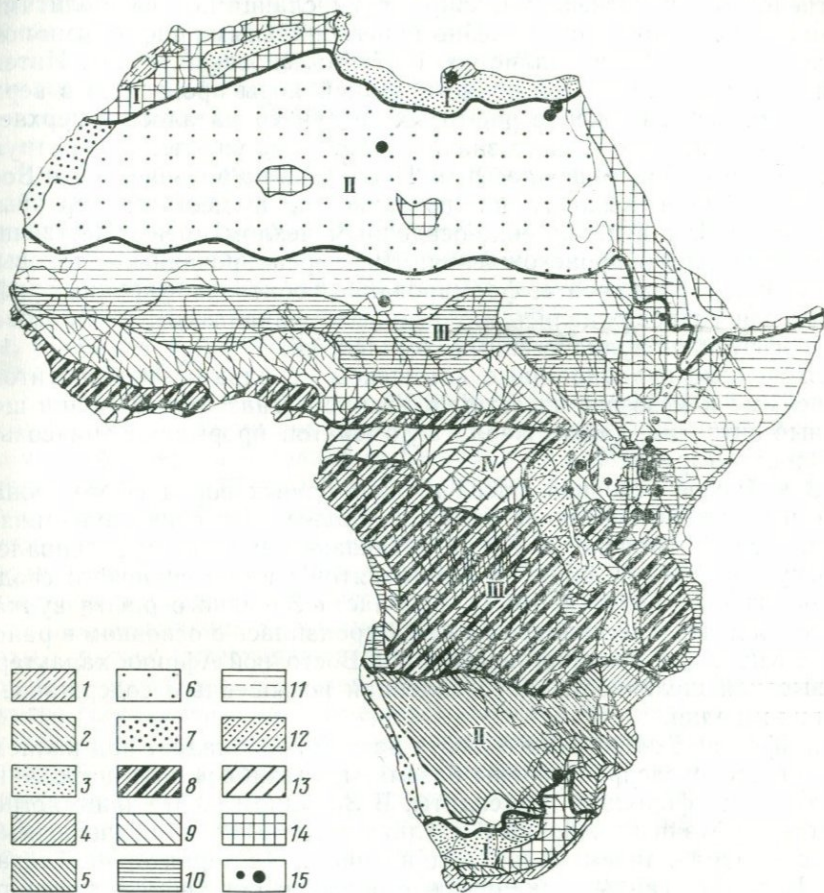


Рис. 36. Приуроченность содовых озер к ландшафтно-климатическим зонам Африки.

I — субтропический пояс; II — тропический пояс; III — субэкваториальный пояс; IV — экваториальный пояс; 1 — постоянно влажные и сезонновлажные леса и кустарники; 2 — редколесья и кустарники; 3 — полупустыни и пустыни; 4 — постоянно влажные и сезонновлажные леса; 5 — саванны, редколесья и кустарники; 6 — внутриматериковые полупустыни и пустыни континентального климата; 7 — приокеанические пустыни и полупустыни с высокой относительной влажностью; 8 — постоянно влажные и сезонновлажные леса; 9 — влажные саванны и саванновые леса; 10 — умеренно влажные саванны; 11 — сухие и опустыненные саванны, редколесья и кустарники; 12 — внутриматериковые лесостепи; 13 — влажные и вечнозеленые леса; 14 — горные районы, относящиеся к различным климатическим поясам; 15 — пресные и минерализованные озера содового типа.

бессточностью ряда озер является основной причиной превращения их в солоноватые и соляные бассейны.

В геолого-структурном отношении территория провинции приурочена к мегашиту Африканской платформы, сложенному мощными комплексами докембрийских метаморфизованных пород (границы

то-гнейсами и парагнейсами, кварцитами, сланцами, амфиболитами, чарнокитами и др.) и осложненному региональными рифтовыми поясами (Хоутон, 1966; Паллистер, 1967; Милановский, 1969). Интенсивная активизация этой области земной коры произошла в верхнем кайнозое; заложение рифтовых структур началось в верхнем палеозое и мезозое и они в значительной мере унаследовали структуры докембрийского фундамента. Последний на большей части Восточной Африки выходит на поверхность, а местами перекрыт осадочным или вулканогенно-осадочным чехлом преимущественно континентального происхождения. Дифференцированные блоковые перемещения фундамента, формирование и обновление крупных рифтовых зон сопровождалось интенсивным вулканизмом и образованием эффузивно-вулканогенных комплексов.

Щелочные вулканогенные комплексы с ядрами карбонатитов, относимые к мезозою, известны в Уганде и Танзании. В Кении щелочные интрузии, дайки, жерла агломератов прорывают триасовые песчаники Дарума.

В кайнозое основная масса вулканогенных пород сформировалась в неоген-четвертичное время, наиболее интенсивно вулканизм проявился в плиоцене. В Кении и Танзании вулканизм развивался преимущественно в наиболее приподнятой части Кенийского свода (Короновский, Гвоздик, 1969). В области Западного рифта вулканическая деятельность была слабее и проявилась в основном в районе оз. Киву. Для вулканогенных пород Восточной Африки характерна высокая щелочность, обусловленная повышенным содержанием натрия и калия.

В эффузивах Восточного рифта натрий преобладает над калием, здесь широко распространены базальты, трахибазальты, нефелиниты, трахиты, фонолиты, комендиты. В Западном рифте чаще встречаются эффузивы основных и ультраосновных сильнощелочных лав с преобладанием калия над натрием. На территории Танзании, Кении и Уганды вулканические образования занимают обширные площади и включают разнообразные породы, в том числе карбонатитовые комплексы и анальцимовые базальты и базальтиты.

В Западном рифте интерес представляют лавовые поля Катве и Кикорондо (севернее оз. Эдуард), относимые к калиевым и лейцитовым анкаратритам и мелалейцитам, богатым пироксенами и рудными минералами. Темноцветные компоненты и TiO_2 привносились карбонатитовым флюидом, который реагировал с гранитами с высвобождением огромных количеств углекислоты и образованием кратеров взрыва и туфов (Хоутон, 1966).

Осадочные комплексы Восточной Африки представлены преимущественно континентальными отложениями. Морские осадки, часто переслаивающиеся с континентальными, распространены в основном в прибрежной зоне.

Палеозойско-мезозойские отложения представлены системой Карру (верхний карбон — нижняя юра), в которой наряду с конгло-

мератами, гравелитами и песчаниками широко развиты угленосные отложения, черные глинистые сланцы, известковистые горизонты, а также линзы бурых железняков, мергелей и доломитизированных известняков. В Кении система Карру слагает пояс шириной до 55 км, а в Танзании в прогибе Рухуху мощность ее достигает 2,9—3,0 км.

Кайнозойские континентальные отложения распространены как в области Западного (Танганьикского), так и Восточного (рифт Грегори) рифтов. В Кении миоценовые образования (туфы, известняки, глины, аргиллиты, песчаники, конгломераты с остатками гастропод, рептилий и млекопитающих) прослежены от оз. Рудольф до оз. Виктория. В других районах они содержат известковистые сланцы, фонолиты и лавовые потоки; в районе Эль-Вака озерные осадки гипсоносны.

В области Западного рифта древние озерные отложения, сопоставимые с миоценовыми породами о. Русинга (оз. Виктория), вскрыты у оз. Альберт и в долине р. Семлики на глубине 1200 м. Здесь конгломераты, глинистые и битуминозные сланцы, залегающие на кристаллическом фундаменте, перекрыты позднеплиоценовыми и постплиоценовыми глинами с известковистыми конкрециями и прослоями песков и галечников. Аналогичные образования с пластами известняков и гипса (?) известны на северном берегу оз. Эдуард.

В районе вулкана Элгон миоцен-плиоценовые породы (конгломераты, аркозы, известняки, агломераты) выполяют впадины миоценового пенеплена. На северо-западном побережье оз. Ньяса слои Сунгве (песчаники и конгломераты) залегают на динозавровых слоях нижнего мела и с эрозионным перерывом перекрыты мергелями, алевролитами и песками с прослоями органогенно-обломочных известняков (слои Чивондо). Мощность обеих толщ составляет 110 м. Выше находятся конгломераты и песчаники (слои Читимве), а также вулканогенные отложения плейстоцена (Хоутон, 1966).

Более широко в Восточной Африке распространены озерные отложения четвертичного возраста.

Вблизи оз. Виктория плейстоценовые отложения представлены глинами, гравелитами и пеплами (слои Канам, 36 м), глинами, гравелитами и песчаниками с прослоями алевролитов и известняков (слои Рави), а также пеплами, туфами, глинами и известняками (слои Канджера), сопоставимыми со слоями Олоргесайлие. В основании слоев Рави прослеживается четкий размыв. В глинах и песчаниках этих слоев обнаружены кристаллы гейлюссита и вулканический материал (Хоутон, 1966). В районе озер Накуру, Элементейта и Найваша верхнеплейстоценовые глины, илы с прослоями диатомитов и большим количеством вулканического материала отлагались в крупном оз. Гемблиан, уровень которого был намного выше уровней современных озер и колебался синхронно с изменением климата региона (Thompson, Dadson, 1963), для которого в плейстоцене и голоцене выделяется пять засушливых и шесть плювиальных фаз.

На северном побережье оз. Рудольф озерно-аллювиальные осадки (слои Омо), эквивалентные по литологии и возрасту слоям Канам, нарушены сбросами, образуют ступенчатые блоки и местами смяты в складки (до 15°). Эрозионные и аккумулятивные террасы оз. Рудольф располагаются на различных уровнях, из них самая высокая находится на 100 м выше современного уровня озера.

В Танзании хорошо известны выходы континентальных образований в районе р. Фогель — оз. Эяси (туфы и глины с вулканическим пеплом, разделенные нефелинитовыми лавами и агломератами), а также в ущелье р. Олдувай (Хоутон, 1966). На обширных площадях у оз. Руква озерные глины, диатомовые сланцы и пески имеют мощность до 130 м и содержат большое количество пепла. На берегах р. Сонгве обнаружены своеобразные полосчатые травертины, отложенные термальными источниками.

Таким образом, на территории Восточной Африки палеотектонические и палеогеографические условия, благоприятные для формирования озерно-континентальных отложений, существовали с верхнего палеозоя. Накопление отложений, особенно кайнозойских, происходило преимущественно во впадинах рифтовых зон на фоне интенсивных тектонических, вулканических и эрозионных процессов, в условиях как влажного, так и засушливого климата. Значительная часть отложений формировалась, по-видимому, в пресноводных и осолоняющихся озерах, в том числе и содового типа, что подтверждается составом слагающих их пород.

Большинство современных озер (Танганьика, Ньяса, Альберт, Эдуард, Рудольф) находится в рифтовых грабенах; другие (оз. Виктория) возникли в более пологих депрессиях за их пределами или в результате подпруживания речных долин лавовыми потоками (оз. Киву). За время своего существования многие (и наиболее крупные) озера неоднократно исчезали и возникали вновь или значительно изменяли свои размеры и минерализацию вод (Дмитриевский, Олейников, 1969). И в современных условиях озера-гиганты Танганьика и Ньяса являются полупроточными бассейнами, основной расход вод которых связан с испарением (соответственно 95 и 90%).

Для многих крупных озер характерна стратификация вод по температуре и составу. Концентрация солей у поверхности оз. Киву составляет 1,0—1,5 г/л, а на глубине достигает 4 г/л. Ниже глубины 270 м застойные воды озера содержат растворенные газы — метан, углекислый газ и сероводород (Елин, Мухин, 1964). Происхождение их связывается с анаэробным разложением органического вещества. Ежегодный прирост запасов газов составляет 3,5 млн. м³, а общие запасы оцениваются в 44—57 млрд. м³. Благоприятные предпосылки для накопления газов имеются в озерах Танганьика и Ньяса, где застойные воды, лишенные кислорода, залегают соответственно на глубинах 230 и 400 м.

Минерализация вод оз. Виктория крайне низкая (42—92 мг/л) и обусловлена преимущественным питанием озера атмосферными

осадками (86% прихода), значительной проточностью (речной сток из озера составляет 18% расхода) и высокой биологической продуктивностью.

Среди осадков оз. Виктория, обогащенных органическим веществом, имеются водорослевые илы, которые, по мнению У. Бредли (Bradley, 1966), являются аналогами илов эоценовых озер Скалистых гор, из которых впоследствии сформировались битуминозные сланцы формации Грин-Ривер. Современные илы оз. Виктория состоят из микроскопических водорослей и бактерий с примесью зерен пыльцы, остатков организмов, растительной ткани, диатомей, спикул губок и др. Несмотря на обилие органики, слабую консистенцию и окислительную обстановку, эти илы почти не разлагаются и хорошо сохраняют остатки растений и крупных организмов. В воздушно-сухом состоянии илы плотные, черные, напоминают битуминозные сланцы не только по внешнему виду, но и по соотношению основных компонентов, особенно углерода и водорода (С:Н для илов равно 7,4—7,6, для сланцев формации Грин-Ривер 7,8).

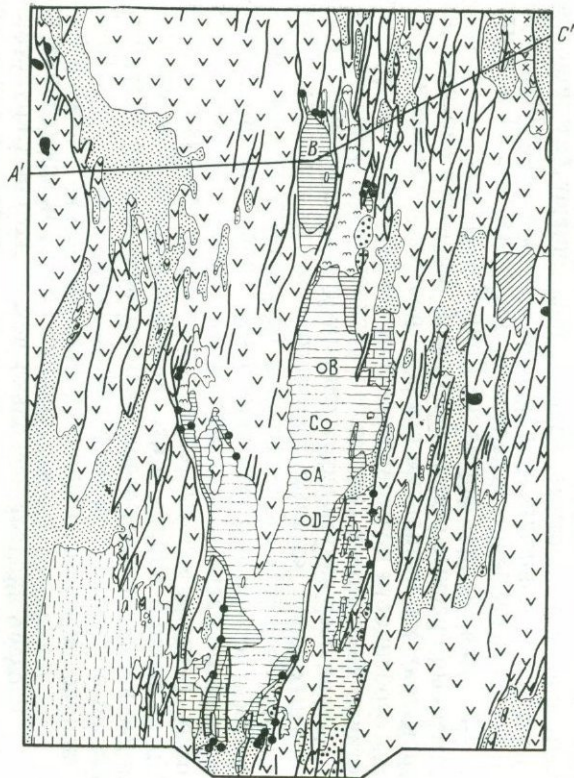
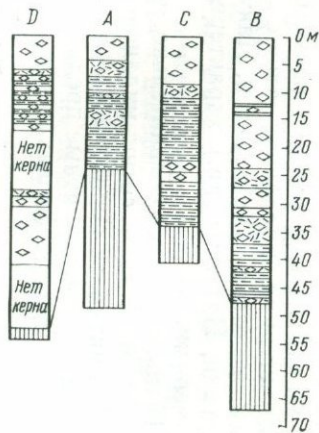
Современные пресные озера Восточной Африки в определенной мере характеризуют начальные стадии развития содоносных бассейнов, их особенности и условия накопления терригенно-органогенных, частично хемогенных (кальциево-магниевого) осадков. На этих стадиях в водах озер аккумулируются значительные количества легкорастворимых солей, которые при благоприятных условиях (быстрое усыхание озер или сток их вод в бессточные низовые озера) могут явиться источником формирования соленосных отложений. Ориентировочные расчеты показывают, что в водах крупнейших содовых озер региона запасы солей достигают миллиардов тонн (в оз. Ньяса около 5 млрд. т, в оз. Танганьика более 20 млрд. т).

Соляные и солоноватые озера в Восточной Африке приурочены к бессточной области Восточного рифта. Наиболее крупное оз. Рудольф расположено в тектонической грабене на высоте 375 м выше уровня моря. Длина его 220 км, ширина 50 км, максимальная глубина 73 м. В озеро впадает несколько рек, из которых крупнейшая р. Омо стекает с Абиссинского нагорья. Минерализация вод в озере периодически изменяется — от пресных до солоноватых и слабосоленых. Запасы солей в водах озера составляют почти 1 млрд. т, из них более половины приходится на бикарбонат натрия.

Типично соляные содовые озера (Ханнингтон, Накуру, Кратер-Лейк, Элементейта, Магади, Натрон и др.) характеризуются значительно меньшими размерами.

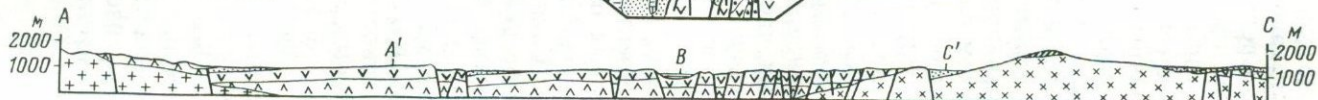
В озерах Магади и Натрон имеются сравнительно мощные соленосные отложения с запасами соды в сотни миллионов тонн. Оба озера находятся в одной из наиболее пониженных частей Восточной рифтовой долины, что создает благоприятные предпосылки для стока в них больших количеств поверхностных и подземных содовых вод (Baker, 1958).

В районе оз. Магади алевролиты, вулканические пеплы (слои Олоронга) залегают на базальтах и щелочных трахитах и наруше-



- | | |
|----|----|
| 1 | 13 |
| 2 | 14 |
| 3 | 15 |
| 4 | 16 |
| 5 | 17 |
| 6 | 18 |
| 7 | 19 |
| 8 | 20 |
| 9 | 21 |
| 10 | 22 |
| 11 | 23 |
| 12 | |

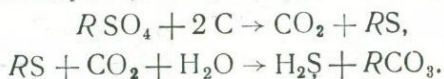
Разрез по AA'BC'C



пы серий сбросов. Слои Олоргесайлине (диатомиты, глины, мергели, пеплы, горизонты почв) содержат остатки фауны среднего плейстоцена, кости млекопитающих и каменные орудия труда. Сопоставимые по возрасту отложения кремнистой серии (кремнистые породы, известняки, пеплы, сцементированные кальцитом) с раковинами гастропод соответствуют пресноводному озеру. Формирование слоев связывается с существованием обширного озера, уровень которого был на 12—14 м выше современного уровня оз. Магади (рис. 37).

Эвапоритовые образования представлены в основном троней, нахколитом и реже галитом и вилиомитом (фторидом натрия). Соли образуют сравнительно чистые горизонты или переслаиваются с илами и глинами. Пласты троны и троны с илами залегают на неровной поверхности пород кремнистой серии. Кремнистые осадки в основном темноцветные, массивные, иногда пористые и переслаиваются с глинами. Они перекрывают лавы и туфы коренного ложа озера впадины. Образование эвапоритов происходило в условиях, близких к современному, т. е. на стадии сухого озера, когда рассолы занимали отдельные неглубокие депрессии, в которых кристаллизовались соляные минералы. На ранних этапах формирования соленосных отложений озеро периодически обводнялось, что обусловило переслаивание в низах разреза илесто-глинистых и соленосных осадков. Линзообразные залежи троны на глубине более плотные, чем у поверхности. Трона темно-серая или коричневая, реже желтая и белая. Цвет зависит от примесей.

В кернах скважин трона обладает сильным запахом сероводорода, образование которого связывается с деятельностью сульфатредуцирующих бактерий (Baker, 1958):



Соленосные отложения озера пропитаны донными рассолами, состав которых близок к составу поверхностных рассолов в лагунах оз. Магади (табл. 18). Вблизи озера имеется много термальных содовых источников с минерализацией до 7—37 г/л и температурой до 33—86°С (табл. 19). Состав и температура их стабильные. Источники вытекают, как правило, из тектонических трещин и ослабленных зон, образуя группы источников или единичные выходы. Дебиты их различные: от мелких струй до крупных источников с большими расходами. По расчетам Д. А. Стивенсона, суммарный приток вод источников в оз. Магади составляет около 274 тыс. м³/сут, с

Рис. 37. Геологическая обстановка района оз. Магади, Кения (Baker, 1958).

Голоцен: 1 — аллювиальные террасы; 2 — делювий, лёссовидные суглинки; 3 — галечники; 4 — рассолы в лагунах оз. Магади; 5 — трона и соленосные илы. Голоцен — верхний плейстоцен: 6 — алевролиты и глины. Средний плейстоцен: 7 — кремнистые породы, глины, известняки. Нижний плейстоцен: 8 — алевролиты и глины с туфовым материалом; 9 — пеплы и лавы вулканических жерл; 10 — пемзовый пепел; 11 — ортофосфорные трахиты; 12—13 — щелочные трахиты. Плиоцен: 14 — оливиновые базальты; 15 — нефелиниты; 16 — трахиты, авгитовые базальты, агломераты. Архей: 17 — кварциты, мусковит-биотитовые гнейсы. Колонки скважин: 18 — трона; 19 — илы с троней; 20 — илы и глины; 21 — кремнистые породы; 22 — термальные источники; 23 — скважины на оз. Магади.

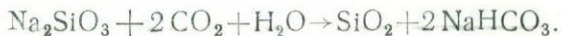
Химический состав содовых (гидрокарбонатных натриевых) рассолов оз. Магади (в мг/кг)

Место взятия пробы	Глубина отбора пробы, м	Na ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	F ⁻	Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ +NaHCO ₃ , мг/л	$\frac{Na_2CO_3+NaHCO_3}{\text{Сумма ионов}} \cdot 100$
Рассолы лагун									
Лагуна									
Пэддок	С поверх-ности	101531	41831	10165	90167	1230	244924	173264	71
Бэд-Рок	То же	31338	11761	8060	26540	280	77979	57976	74
I с фабричными отходами	"	49064	21825	15248	37995	45	124177	88106	71
II то же	"	10349	4607	3340	7429	339	26064	17720	67
III » »	"	17899	11337	3485	11909	90	44720	26158	58
Озеро Малое Магади	"	74686	37587	23235	52739	950	189197	125145	66
То же	"	89763	46681	22509	64648	1221	224822	145182	64
Донные рассолы									
Скважина									
A	12,5	144831	72750	4538	122632	1639	346390	222865	64
»	19,8	69037	28772	14169	56391	1228	169597	119941	70
»	36,6	120799	46596	17717	105852	2317	293281	211367	72
B	6,1	173640	85905	1132	150391	1881	412949	280710	67
»	34,1	171769	89742	1712	144862	1599	409684	258241	63
»	51,8	103613	52743	8278	85063	922	250619	161650	64
C	6,1	167486	82898	1124	145577	1458	398543	268694	65
»	36,9	165748	89936	2248	136798	1457	396187	244734	62
D	6,4	157291	84329	1132	131224	1352	375328	233352	62
»	39,0	150704	87687	2881	118317	1736	361325	212961	59

Химический состав гидрокарбонатных натриевых содовых вод термальных источников района оз. Магади (в мг/кг)

№ источника	Na ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ +	$\frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{\text{сумма ионов}} \cdot 100$
							NaHCO ₃ , мг/л	
1	10000	4735	89	7658	5064	27546	19486	70
2	6660	3154	89	6347	2737	18987	13573	71
3	7689	3757	152	9605	1936	23139	16642	71
4	8853	4373	200	12378	1531	27335	19746	72
5	8821	4316	200	12498	1473	27308	19745	71
6	9245	4500	214	12296	1954	28209	20379	72
7	7834	3485	144	5154	4492	21109	15030	70
8	13270	6490	187	9490	6882	36319	25220	69
9	3401	1506	129	3813	1368	10217	7294	71
10	6495	2923	192	5186	3217	18013	12822	70
11	6202	2836	185	4815	3095	17133	12096	70
12	9177	4411	235	6585	4721	25129	17404	69
13	12277	6027	222	8962	6208	33696	23304	68
14	13182	6447	230	9326	6834	36019	24911	68
15	12997	6379	202	4696	8953	33227	22279	66
16	13038	6379	194	4696	9011	33318	22382	67
17	2500	1321	190	2778	632	7421	4939	66
18	10962	5202	180	15436	2003	33783	24788	73
19	11016	5225	167	12596	3454	32458	23441	71
20	12518	5940	173	15309	3432	37372	27139	72
21	11865	5667	153	15369	2831	35885	26158	72
22	5182	2315	68	3212	2818	13595	9399	68
23	4477	2067	61	3238	2398	12241	8693	70
24	7717	3674	61	4282	4731	20465	14251	69

которыми ежедневно поступает более 4300 т солей, или около 1,6 млн. т в год. По Б. Х. Бакеру (Baker, 1958), эти воды являются основным поставщиком солей в озеро. Однако вопрос происхождения неясен. Одни исследователи считали их ювенильными, полагая, что магматические воды, богатые углекислотой, реагируют с натриевыми силикатами вулканических пород с образованием бикарбоната натрия и кремния по следующей реакции:



Другие исследователи допускали возможность образования источников за счет смешения озерных рассолов, опускающихся вниз с восходящими струями горячих подземных вод (теория рециркуляции). Б. Х. Бакер (Baker, 1958) считал, что эти источники являются обычными подземными водами метеорного происхождения, нагретыми на глубине, состав которых формируется за счет выщелачивания вулканических пород. По Б. Х. Бакеру, в результате длительных и сложных процессов в районе современных впадин Магади и Натрон возникло тело щелочных подземных вод, которые выходят на поверхность в виде термальных содовых источников.

Озеро Натрон расположено на высоте 650 м над уровнем моря. Длина его 56,5 км, ширина 16—24 км. Наибольшая глубина в августе 1964 г. составляла 2,4 м. Уровень озера подвержен резким колебаниям в зависимости от климатических условий и стока речных вод. В периоды низкого уровня на большой площади обнажаются соляно-илистые отложения.

Значительная часть питающих вод поступает в озеро из области развития докембрийских кристаллических пород через р. Пеннини и другие более мелкие реки. Дельта реки длиной 40 км выполнена обломками докембрийских пород. С севера через болотистую и пересыхающую дельту в озеро впадает крупная р. Васо-Ньи́ро, которая, как и большинство ее притоков, стекает с вулканических гор Рифтовой долины. В 16 км южнее озера находится действующий вулкан Олдоиньо-Ленгаи, от которого к озеру протягивается аллювиальная равнина, сложенная нефелиновыми пепловыми туфами. Вблизи озера имеются щелочные источники, соли которых берутся из погребенных соляных отложений и рассолов (Нау, 1966). Поверхностные рассолы оз. Натрон обогащены карбонатными солями, на долю которых приходится 70—76% солевого состава. Содержание кремнезема в них 135—176 мг/кг, бора до 59 мг/кг, фтора 966 мг/кг, брома 73 мг/кг, а рН равен 9,7—9,85. Донные отложения до глубины 2 м представлены черными илами и тронной. Илы обогащены органикой и обычно содержат кристаллы гейлюссита, пирсонита и троны. Среди глинистых минералов преобладают иллиты, а в алевролитовой и песчаной фракциях — кварц и калиевый полевой шпат. Содержание анальцима в илах 2—25% (среднее 10%). Представлен в основном кристаллами размером менее 2 мм. Вулканическое стекло в илах не обнаружено. В илах дельты р. Пеннини с анальцимом встречается шабазит, а в пепловых туфах — филлипсит. Местами имеются конгломераты с кальцитовым цементом (кальцекрыты).

На западном побережье оз. Натрон обнажается средне-плейстоценовая пачка Пеннини, являющаяся более древним аналогом современных отложений озера (Нау, 1966). Мощность пачки 85—95 м. Верхняя часть разреза представлена иллитовыми глинами, переслаивающимися с доломитами и трахитовыми туфами. Реже встречаются глинистые сланцы, обогащенные органикой. В отдельных горизонтах широко развиты пустоты выщелачивания троны и гейлюссита. Накопление этих осадков происходило в соляном озере. Трахитовые туфы изменены с образованием эрионита, реже калиевого полевого шпата, анальцима и филлипсита. Нетуфогенные глинистые осадки содержат до 10—25% анальцима и калиевого полевого шпата.

Юго-западнее оз. Натрон известны обнажения цеолитоносных и соляных пород в ущелье Олдуваи. Формирование этих отложений происходило в карбонатно-натриевых (содовых) растворах в обстановке жаркого полуаридного климата. Поверхностные образцы почв здесь дают растворы с рН=9,5—10,6, а солевые выцветы бога-

ты карбонатами натрия. В этих условиях вулканическое стекло туфов превращается в филлипсит, нефелин и давсонит. Плейстоценовые озерно-аллювиально-эоловые отложения ущелья Олдувай залегают на кристаллических породах докембрийского фундамента, базальтах и вулканических туфах. Последние отлагались в водной среде (Хоутон, 1966; Нау, 1966).

В плейстоценовых отложениях выделяются цеолитоносные и соляно-озерные фации. В самых нижних горизонтах (I и II) преобладает филлипсит, реже эрионит. В верхах горизонта II, а также в иллитовых глинах верхних горизонтов (III и IV) встречаются анальцим и шабазит. В горизонте IV имеется 13-метровая толща цеолитизированных туфов с филлипситом и натролитом, а также шабазитом и анальцимом.

Осадки соляно-озерных фаций представлены доломитами, трахитовыми туфами и глинами (иллитовые, местами монтмориллонитовые). В глинах и туфах обильны аутигенные минералы — калиевый полевой шпат, анальцим, филлипсит. Эти осадки коррелируются с отложениями верхней части пачки Пеннини и сходны с ними по литологическим признакам. Они отлагались в умеренно соленом озере, воды которого были стратифицированы по минерализации, причем соленые воды приурочивались к центру озера. Комплекс осадочных пород ущелья Олдувай затронут серией тектонических нарушений. Верхние горизонты их частично эродированы и перекрыты аллювиально-эоловыми песками и туфами. В пределах Восточной рифтовой долины находится единственный в мире вулкан, с которым связаны содоносные пеплы и лавы.

Вулкан Олдоиньо-Ленгаи относится к группе молодых вулканов Северной Танзании, жерла которых представлены экструзивными карбонатитовыми породами. Конус вулкана сложен ийолитовыми и нефелиниговыми туфами и агломератами, переслаивающимися с лавами фонолит-нефелинитового состава (Dawson и др., 1968). Характерной особенностью вулкана является периодическое извержение карбонатито-содовых лав и пеплов, обогащенных карбонатами натрия. В одном из образцов после извержения в 1940 г. содержалось (в %): N_2CO_3 40; Na_2SO_4 5,4; CaO 6,82; MgO 0,38; K_2O 0,16; Fe_2O_3 1,99; SiO_2 0,16 (Даусон, 1969). При извержении вулкана в 1966 и 1967 гг. пепел разносился на 65—130 км, а на склонах гор белоснежные покровы пепла достигали мощности 5—10 см. Газы вулкана имели сильный запах серы; вокруг фумарол наблюдались белоснежные образования.

Лавы вулкана разделяются на два типа: силикатные (нефелиниты, фонолиты, меланефелиниты) и натровые карбонатные. В составе последних преобладают щелочи, от типичных карбонатитов они отличаются почти полным отсутствием кремнезема, глинозема, небольшим содержанием CaO и MgO и высоким содержанием фтора, хлора, сульфатной серы и воды.

Весьма специфичен и характер излияния карбонатных лав. Они обладают относительно невысокой температурой, свечение их не

наблюдается. Лавы образуют подвижные потоки типа пахоэхоэ и вязкие глыбовые потоки типа аа. После извержения потоки имеют черный цвет, через 24—36 ч начинают выцветать, а через 6—7 дней становятся светло-серыми или белыми. Трещины в потоках часто бывают покрыты налетом нахколита. Лавы имеют высокие содержания лития, рубидия, стронция, циркония, ниобия, лантана, иттрия, бария и других элементов. Содержание тория и урана в лавах иногда достигает соответственно 4,3 и 34,5 г/т. Уран и радий находятся в состоянии радиоактивного равновесия.

В продуктах извержения вулкана натрий преобладает над калием, что отвечает натриевому характеру магматизма в этой части рифта Грегори. Преобладание кальция над магнием также свойственно большинству карбонатитов Танзании. По сравнению с силикатными натрово-карбонатные лавы имеют более высокие значения Na/K и K/Rb . Это позволяет предполагать, что натрово-карбонатные продукты извержения вулкана не являются дифференциатами ранних силикатных пород (Даусон, 1969).

По данным А. П. Виноградова, О. И. Кропотовой и В. И. Герасимовского (1970 г.), изотопный состав углерода карбонатитовых лав соответствует изотопному составу углерода других карбонатитов Восточной Африки (табл. 20), но отличается от изотопного состава

Таблица 20

Изотопный состав углерода карбонатитов Восточной Африки (δC^{13}).
По А. П. Виноградову, О. И. Кропотовой, В. И. Герасимовскому (1970 г.)

Тип породы	Изотопный состав
Na—Ca-карбонатная лава Олдоиньо-Ленган	-0,71
Натровый карбонатит Олдоиньо-Ленган	-0,45
Кальциевый карбонатит Олдоиньо-Ленган	-0,70
Карбонатит горы Керимаси	От -0,45 до -0,75
Карбонатит горы Олдоиньо-Дила	-0,58
Карбонатитовый туф горы Керимаси	-0,65
Карбонатит горы Квараха	-0,74
Карбонатит горы Мрина	-0,60
Корка соды оз. Магади	-0,09
Травертин вблизи оз. Магади	+0,2

углерода травертина и солей оз. Магади. Углерод натровых карбонатитов облегчен по сравнению с кальциевыми карбонатитами. По мнению этих исследователей, различия в изотопном составе углерода растворимой в воде (натровый карбонат) и нерастворимой (кальциевый карбонатит) частей карбонатной лавы не исключает механизма образования щелочного карбонатита в поверхностных условиях при реакции углекислого натрия или NaOH, присущей карбонатитовым лавам, с атмосферной углекислотой.

При рассмотрении проблемы генезиса карбонатит-содовых лав

и пеплов вулкана Олдоиньо-Ленгаи большинство исследователей отдает предпочтение глубинному, т. е. магматическому, источнику их образования (Даусон, 1969; Милановский, 1969; Горячев, 1968; Виноградов и др., 1970). Наличие этих лав и пеплов является убедительным доказательством существования щелочно-карбонатных магм. По Дж. Даусону (1969), образование карбонатитов вулкана происходило в четыре фазы: 1) внедрение Na — K — Ca-карбонатной магмы в породы кристаллического фундамента с образованием оторочки метасоматитов от гранитов до фенитов и мельтейгитов; 2) внедрение карбонатитов, обогащенных кальцием, и возникновение пород с пониженным содержанием кремнезема (черные пирокласты, нефелиниты); 3) то же, с образованием меланефелинитов; 4) внедрение Na — Ca — K-карбонатной магмы и извержение лав и пеплов, обогащенных натриевыми карбонатами.

П. Уилли (1969) допускает возможность возникновения остаточной карбонатитовой магмы, богатой щелочами за счет кристаллизации или ликвации щелочной перидотитовой магмы, и сохранения ее благодаря несмесимости силикатной и карбонатитовой магм. П. Уилли отмечает, что трудно понять, каким образом могла образоваться глубинная магма, состоящая в основном из щелочных карбонатов и как такая магма могла достичь высоких уровней земной коры, не прореагировав с силикатными вмещающими породами. Эти и многие другие вопросы не находят убедительного объяснения у сторонников теории магматического происхождения.

На наш взгляд, карбонатит-содовые породы вулкана Олдоиньо-Ленгаи возникают не в результате глубинных магматических процессов, а за счет взаимодействия вулканических продуктов с содоносными осадочными породами озерно-континентального происхождения, прорываемыми жерлом вулкана. Это предположение базируется на: 1) относительно широком распространении озерных известково-карбонатных отложений и приуроченности их главным образом к рифтовым зонам; 2) тектонической нарушенности таких отложений (например, в ущелье Олдувай); 3) характере излияния карбонатитовых лав, который свидетельствует о возникновении их на небольшой глубине; 4) необычном солевом составе лав и пеплов вулкана, во многом аналогичном составу соленосных озерных отложений этого района (резкое преобладание карбонатов натрия при относительно низком содержании хлоридов и сульфатов натрия и солей калия).

Таким образом, проблема образования карбонатито-содовых лав и пеплов вулкана Олдоиньо-Ленгаи, как и других карбонатитов Восточной Африки, не решена. Не менее сложным представляется происхождение поверхностных и подземных, в частности термальных, вод этой территории, сильно обогащенных карбонатами натрия и имеющих региональное распространение. Сторонники магматического происхождения карбонатитов рассматривают эти воды как одну из конечных стадий магматической деятельности, допуская возможность существования не только остаточной карбонатитовой

магмы, но и образования гидротермальных или карботермальных растворов, которые, как и газо-паровая фаза, отделяются от магмы при более высоких температурах (Уилли, 1969).

Другие исследователи (Baker, 1958; Thompson, Dodson, 1963) считают, что горячие термальные источники являются подземными водами метеорного происхождения, нагретыми и насыщенными ювенильным паром, поднимающимся из глубин, или нагретыми на глубине на контакте с горячими породами. Отмечая сходство составов большинства вод Восточной Африки, Б. Бакер (Baker, 1958) указывает, что соли в подземных водах Рифтовой долины образуются за счет выщелачивания силикатов изверженных пород. Возникают бикарбонаты Na, K, Ca и Mg, которые могут превращаться в карбонаты с потерей CO₂. Большую обогащенность озерных вод карбонатами натрия по сравнению с речными и другими поверхностными водами Б. Бакер усматривает в различных путях миграции карбонатов и бикарбонатов Na, Ca, Mg и K. Калий поглощается почвенными коллоидами на первых стадиях миграции вод (в горизонте в почв). Частично осаждаются менее растворимые соли кальция и магния, значительное количество которых переходит в осадок в озерах на ранних этапах концентрирования озерных вод и благодаря усвоению многими организмами. Карбонаты натрия почти все остаются в растворе.

Некоторые исследователи разделяют обе точки зрения на образование содовых вод Восточной Африки. Р. Хей (Hay, 1966) считает, что Восточная Рифтовая долина чрезвычайно богата карбонатом натрия, а растворенные карбонаты и бикарбонаты натрия характерны для большинства современных озер и источников. Большая часть карбонатов натрия в Восточной Рифтовой долине могла образоваться при выветривании обогащенных натрием вулканических пород, часть же имеет непосредственно вулканическое происхождение. Магматическая природа карбонатных солей в озерах Восточной Африки поддерживается советскими исследователями (Горячев, 1968; Милановский, 1969).

Таким образом, механизм влияния вулканических процессов на формирование содового состава подземных и поверхностных вод Восточной Африки также во многом спорен: преобладает ли при этом эндогенное образование карбонатных солей и последующий вынос их на поверхность в виде твердых и жидких фаз или решающую роль здесь играют процессы взаимодействия вод, обогащенных вулканогенной углекислотой, с щелочными комплексами вулканических пород.

По нашему мнению, именно процессы взаимодействия вод с вулканическими, а также интрузивными образованиями являются наиболее важными для формирования содового состава подземных и поверхностных вод этого региона. Основанием служат следующие факторы: 1) территория Восточной Африки с преобладанием эффузивных пород кислых и основных высокощелочных магм и древних изверженных, преимущественно гранитных, и метаморфических

пород, богатых натриевыми полевыми шпатами; 2) тектоническая активность региона и сильная расчлененность рельефа в условиях субэкваториального климата и пестроты ландшафтно-климатических зон создают благоприятные предпосылки для интенсивного выветривания полевошпатовых пород и выноса ионов натрия в поверхностные и подземные воды; 3) повышенное количество атмосферных осадков на водосборных площадях региона (более 500 мм) и высокая поглощаемость их сильнотрещиноватыми, часто пористыми, эффузивными и интрузивными породами определяют повышенную инфильтрацию вод и водонасыщенность пород; 4) вулканическая активность региона и обогащение подземных вод вулканогенной углекислотой обуславливает интенсивную миграцию вод и их активное взаимодействие с породами, обогащенными натрием. Таким образом, региональное распространение подземных и поверхностных содовых вод, а следовательно, и наличие содовых эвапоритов на территории Восточно-Африканской провинции являются результатом ее специфической геолого-структурной и природно-климатической обстановки. На примере Восточной Африки подтверждается положение, что одним из основных факторов, определяющим региональное размещение содовых озер, является преобладание древних и новейших изверженных и метаморфических пород (Страхов, 1951, 1962) или кислых, основных и средних изверженных и вулканических пород (Эйгстер, 1969). На основании этого были сделаны выводы, что содовые бассейны заведомо существовали с древнейших времен и были тогда, вероятно, развиты гораздо сильнее, чем сейчас, ибо их субстрат — магматические породы — занимали в древности гораздо большие площади на поверхности Земли, чем теперь (Страхов, 1962). Для докембрия, континентальные массивы которого были сложены преимущественно изверженными и вулканическими породами, воды изолированных бассейнов, независимо от того, принадлежали они к внутренним озерам или первичным океанам, были скорее натриевого карбонатно-бикарбонатного, чем натриевого хлоридного, типа (Эйгстер, 1969).

Восточная Африка обладает многими чертами древних континентов, так как территория ее сложена в основном кристаллическими интрузивными и вулканическими породами и характеризуется интенсивным вулканизмом.

На формирование состава вод Восточной Африки преимущественно за счет взаимодействия с породами фундамента и вулканогенными комплексами указывает также преобладание в них карбонатных солей над хлористым натрием при почти полном отсутствии сульфатов. Это обусловлено, во-первых, низким содержанием хлора и сульфат-иона в древних метаморфических и изверженных породах и вулканогенных образованиях, во-вторых, опережающим выносом этих компонентов из продуктов выветривания по сравнению с карбонатными солями в условиях интенсивной промываемости пород.

Известны также содовые озера впадины Вади-эль-Натрун

(АРЕ), содопроявления на северо-восточном побережье оз. Чад (Республика Чад) и в районе Северной Претории (ЮАР).

Сведения о содовых озерах впадины Вади-эль-Натрун крайне ограничены. Эта бессточная впадина с максимальной отметкой минус 28 м ниже уровня моря находится в дельте р. Нила и содержит серию небольших содовых озер, содержащих трону и галит. Предполагается, что образование их связано с подземным питанием впадины водами р. Нила.

Озеро Чад, расположенное в Центральной Африке, приурочено к крупной тектонической впадине Сахарской плиты, начало заложения которой относится к мезозою. В третичное время эта впадина занимала огромную территорию и была занята обширным озером.

На юго-западе впадины континентальные отложения палео-Чада залегают на породах верхнего мела (Хоутон, 1966). В их составе преобладают пески и песчаники с горизонтами глин и латеритов мощностью 300—700 м.

На третичных отложениях с эрозионным перерывом залегают четвертичные аллювиально-озерные, озерные и эоловые осадки. Они содержат глины, пески, диатомиты, вулканические пеплы, озерные известняки и засоленные глины. В них обнаружены гастроподы, пеллециподы, а также остатки рыб, черепах, гиппопотамов и слонов.

Современное оз. Чад занимает южную часть древней котловины и располагается на высоте 240 м над уровнем моря. Площадь водного зеркала варьирует от 10 до 18 тыс. км². Максимальная глубина озера достигает 4—7 м. Уровень озера подвержен резким многолетним и сезонным колебаниям в зависимости от притока речных вод (реки Шари, Логне, Комадугу-Йобе, Йед-серам и др.), на долю которых приходится 85% (1920 мм) общего прихода вод в озеро. Годовая амплитуда колебания уровня составляет 0,6—0,8 м в засушливые годы и до 2 м в многоводные. За последний период максимальные уровни приходились на 1904, 1916, 1921 и 1938 гг. Годовая сумма осадков равна 330 мм (15%) в приходной части водного баланса озера. Основной расход вод связан с испарением — 2000 мм (89%) и подземной инфильтрацией вод — 250 мм (11%) по руслу высохшей р. Бахр-эль-Газаль. Наличие этого оттока делает озеро полупроточным, что, по-видимому, является основной причиной слабой минерализации вод оз. Чад. Озеро находится в стадии усыхания. Берега его плоские, сильно заболочены. На северо-восточном побережье широко развиты грунтовые содовые воды, а также рассолы (табл. 21) и твердые содоносные образования, приуроченные к междюнным впадинам (Maglione, 1968).

Здесь выделяются четыре разновидности содоносных образований: 1) кристаллы гейлюссита в нижних горизонтах осадков впадин; 2) гейлюссит с тронной в виде массивных, волокнистых и радиально-лучистых образований темного цвета, рассеянных среди глин; 3) линзообразные тела (30—40 см) на дне впадин, представленные массивными волокнистыми и игольчатыми скоплениями троны; 4) солевые выцветы на поверхности в виде корок

Химический состав вод (в мг/кг) и рассолов района оз. Чад (у Maglione, 1968 г.)

Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Але- кину	Na ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁺	CO ₃ ²⁻	Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг-л	$\frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{\text{Сумма ионов}} \cdot 100$
Озеро Чад, гора Кара-Катия . . .	Na Cl	53	31	21	50	4		409	6	574	227	40
Колодец, Лива . . .	"	138	78	6	28	14	77	470		811	487	60
Колодец, Вади . . .	"	398	35	22	44	202	91	866	42	1700	974	57
Рассол, Лива . . .	"	69000	5357	19	16	14180	2458	31415	75900	198345	176543	89
Колодец, Кая . . .	"	603	106	4	6	124	312	1232	75	2462	1802	73
Рассол, Кая . . .	"	125235	6139	19		20915	3921	85400	126000	367629	324245	88
Колодец, Анджия . .	"	189	23	6	20	85	101	396	12	832	454	54
Рассол, Анджия . .	"	129720	11730	19		49360	5117	62525	120000	378471	297976	79
Колодец, Бедарра . .	"	296	37	18	46	100	221	665	24	1407	664	47
Рассол, Бедарра . .	"	82048	50048	39		14534	2023	27459	130500	306651	267978	87

(15—20 см). Образование троны и гейлюссита связывается с кристаллизацией их из высокоминерализованных рассолов междюнных впадин, а также из грунтовых вод вблизи земной поверхности при их капиллярном поднятии и испарении.

Основное питание современное оз. Чад получает за счет рек, стекающих с плоскогорьев Азанде, Дарфур и горных массивов Яде и Камерун. В их строении принимают участие докембрийские образования и гранитные комплексы фундамента Африканской платформы. Здесь, в условиях умеренно влажных и влажных саванн и саванных лесов, создаются благоприятные условия для выветривания и формирования содового состава речных вод, которые обеспечивают содовый состав вод оз. Чад. Содовые воды, видимо, были характерны и для палеоозер впадины Чад.

В Претории (Южная Африка) соленосно-илстые отложения, содержащие трону и гейлюссит, вскрыты бурением до глубины 77 м в одной из впадин вблизи вулкана Солт-Пэн (Хоутон, 1966; Гиттинс, 1969). Эта впадина расположена на 64 м ниже среднего уровня окружающей равнины, на которой развиты бушвелдские граниты. Вулкан Солт-Пэн представлен кратером, от которого сохранились только края и выходы брекчированных вмещающих пород и доломитовые брекчии. Доломитовые образования, как и тонкозернистые породы, сложенные кальцитом, магниезиальным доломитом, анкеритом с прожилками и включениями кварца, магнетита, пирита, апатита, а также хлоритом и биотитом, относятся к категории карбонатитов вулкана. Вулкан представляет собой погруженную кальдеру несомненно послемелового и, возможно, позднечетвертичного возраста и является самым молодым в Южной Африке (Гиттинс, 1969). Его ближайшими аналогами считаются вулканы Керимаси и Олдоиньо-Ленгаи в Танзании.

Месторождения и содопроявления Евразии

На территории Евразии месторождения природной соды представлены современными соляными озерами; ископаемые содопроявления и парагенные им образования известны в породах палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Изученность их, в том числе и многих содовых озер, крайне низкая.

Известные содопроявления и парагенные им образования на территории Евразии не являются каким-то исключением, а имеют много сходного и общего с аналогичными проявлениями и образованиями в Северной Америке и Африке.

По геолого-структурному положению и распространению содовые озера, содопроявления и парагенные им образования в Евразии разделяются на две группы (рис. 38): 1) приуроченные к межгорным впадинам и депрессиям горно-складчатых систем; 2) приуроченные к депрессиям и синеклизам предгорных участков древних и молодых платформ.

Большинство содовых озер и проявлений первой группы терри-

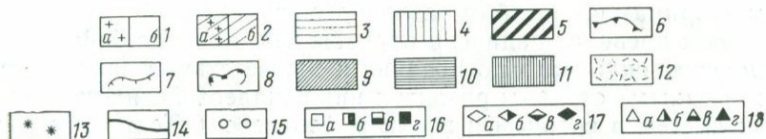


Рис. 38. Геолого-структурная схема размещения содоносных образований Евразии.

1 — области допалеозойской складчатости (карелиды и байкалиды): а — выступы фундамента, лишенные осадочного чехла или с незначительным чехлом, б — выступы и прогибы с развитым осадочным чехлом; 2 — области палеозойской складчатости (каледониды и герциниды): а — выступы фундамента, лишенные осадочного чехла или с незначительным чехлом, б — выступы и прогибы с развитым осадочным чехлом; 3 — области мезозойской складчатости (киммериды); 4 — области кайнозойской складчатости (альпиды); 5 — краевые и предгорные прогибы; 6 — платформенные впадины (синеклизы и авлакогены) с мощным (1500—2000 м и более) осадочным чехлом. Межгорные впадины: 7 — инверсионного развития геосинклинальных областей; 8 — орогенного развития областей завершённой складчатости; 9 — выполненные палеозойскими отложениями; 10 — выполненные мезозойскими отложениями; 11 — выполненные кайнозойскими отложениями; 12 — наземные эффузивы и осадочно-вулканогенные образования; 13 — вулканы; 14 — границы складчатых областей; 15 — содовые озера; 16 — содовые минералы в кайнозойских (а), мезозойских (б), палеозойских (в), отложениях; 17 — образования (анальцимолиты, цеолиты, бораты), парагенные содоносным в кайнозойских (а), мезозойских (б), палеозойских (в) и допалеозойских (г) отложениях; 18 — подземные содовые воды с содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия более 5 г/л в кайнозойских (а), мезозойских (б), палеозойских (в) и допалеозойских (г) отложениях.

ториально и генетически связаны с унаследованными и наложенными впадинами и прогибами областей палеозойской и допалеозойской складчатости (Центральная Азия и примыкающие регионы), а также с орогенными впадинами и депрессиями Альпийско-Гималайской складчатой области (Карпаты, Кавказ и Малоазиатское нагорье).

Ко второй группе относятся содопроявления европейской части СССР, содовые озера юга Западной Сибири, Северо-Западной Индии и других районов.

Содовые озера и проявления Центральной Азии и смежных регионов

На рассматриваемой территории, охватывающей складчатые сооружения Забайкалья, Саяно-Алтая, Восточного Казахстана и Средней Азии, Монголии и смежных районов КНР, широко распространены современные содовые озера, реже подземные содовые воды с повышенной минерализацией и континентальные анальцим-цеолитовые отложения.

Складчатые сооружения Средней Азии, Казахстана, Забайкалья, Монголии и КНР по геолого-тектоническому строению, особенностям развития, палеогеографии и широкому распространению древних озерно-континентальных отложений представляют наибольший интерес с точки зрения возможного развития содовых озер и содоносных бассейнов.

На обширных территориях Центральной Азии и смежных регионов осадочно-континентальные комплексы приурочены к многочисленным впадинам и прогибам различного возраста.

Наиболее древние впадины и прогибы заложены на байкальском и каледонском складчатом основании и соответствуют заключительным (орогенным) стадиям развития нижнепалеозойских геосинклинальных систем в среднем и верхнем палеозое («Тектоника Евразии», 1966). Мощности осадочных комплексов в них достигают нескольких тысяч метров; в наложенных впадинах (Рыбинской, Минусинской, Усинской и др.) преобладают континентальные формации; в унаследованных прогибах (Тувинском, Киргизско-Иссык-Кульском, Карагандинском и др.) они характерны для верхних структурных этажей. С континентальными формациями в Тувинском прогибе связаны анальцим-цеолитовые породы среднего девона и нижнего карбона, изученные Е. З. Бурьяновой (1954, 1956, 1960). Они приурочены к терригенно-хемогенным и туфогенным отложениям (песчаники, туфопесчаники, туфы, аргиллиты, алевролиты), достигающим иногда 100-метровой мощности. Главнейшими аутигенными спутниками анальцима и цеолитов являются флюорит, коллофан, кальцит, доломит, реже сульфиды. Е. З. Бурьянова (1960) считает, что анальцимовые породы Тувинского прогиба по составу и структуре аналогичны анальцимовым породам формации

Грин-Ривер, а образование их происходило в реликтовых озерах или лагунах с повышенной соленостью и щелочной средой. При этом образование анальцима и цеолитов предшествовало накоплению в донных осадках алюмокремниевых гелей. Р. Хей в сводке по цеолитам относит анальцимолиты Тувинского прогиба к образованиям соляных щелочных озер (Нау, 1966).

Проявления анальцима и ломонтита известны также в девонских и каменноугольных отложениях Южно-Минусинской котловины (Михайлов, Фринари, 1970). Для континентальных вулканогенно-осадочных формаций среднего и верхнего палеозоя Минусинской впадины характерно широкое развитие сероцветно-красноцветных карбонатно-терригенных, кремнисто-терригенных и угленосных отложений с фосфатопроявлениями, эвапоритовыми и озерными мергелями и известняками. К некоторым впадинам Алтае-Саяна, в том числе Минусинской группы и Тувинскому прогибу, приурочены подземные минеральные воды содового типа (Пиннекер, 1968). Содовые воды повышенной минерализации, связанные с отложениями балахонской и кольчугинской серий, имеются также в Кузнецком прогибе (Анкундинов, Во Конг Нгиен, 1968).

Особенностью палеозойских континентальных формаций ряда впадин Казахстана (Тенгизской, Джекказганской, Чуйской и др.) является наличие горизонтов медистых песчаников и эвапоритов с залежами калийных солей и гипсов. В Тенгизской впадине интересны проявления аутигенного ломонтита в породах кирейской свиты (Купман и др., 1969). В низах ее встречаются тонкие прослой порфириовидных известняков, текстура которых обусловлена округлыми скоплениями мелкозернистого кальцита. Местами известняки кремнистые.

Мощные континентальные образования мезозоя и кайнозоя (до 5—8 км) Центральной Азии и смежных регионов приурочены к крупным впадинам и прогибам, формирование которых связывается с послеплатформенным этапом развития земной коры в пределах областей эпиплатформенного орогенеза (по А. Л. Яншину и др.) В отличие от эпиплатформенных структур Северной Америки и Африки, наложенных в основном на древние платформы (впадины Скалистых гор и Восточной Африки), мезозойско-кайнозойские впадины Азии формировались как на древних платформах, так и в складчатых зонах преимущественно палеозойского возраста (Косыгин, Лучицкий, 1962). Заложение и развитие впадин происходило под влиянием складчатых движений в соседних мезозойских и кайнозойских геосинклинальных системах, ограничивающих мезозойско-кайнозойский континент Азии с юга и востока. Западная граница его определялась берегами эпиконтинентальных морей в пределах Западно-Сибирской низменности и равнин Средней Азии. Мезозойские впадины и прогибы во внутриконтинентальных зонах выполнены исключительно континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными формациями. В окраинных зонах они включают частично и морские осадки, возраст которых на востоке конти-

нента ограничивается в основном поздней юрой, а на западе — палеогеном.

Фациальный облик мезозойских осадков крайне изменчив. Преобладают моллассонидные и угленосные формации, сочетающиеся с вулканическими, преимущественно андезитовыми, образованиями. В поднятиях, разделяющих впадины, многочисленны гранитоидные интрузии с монзонитами, сиенитами и щелочными гранитами.

По данным Г. Г. Мартинсона (1966, 1969), в юрское и меловое время в межгорных впадинах Средней Азии, Забайкалья, Монголии и КНР существовали крупные озерные бассейны. В них наряду с терригенными красноцветными и сероцветными отложениями развиты вулканогенно-осадочные породы, карбонатные и «бумажные» сланцы, мергели, известняки, доломиты, а также угленосные и битуминозные образования. Для континентальных красноцветных формаций ряда впадин (например, Ферганской и Таджикской) характерно наличие магнезиальных силикатов и повышенная карбонатность (Сочава, 1967). Ископаемые остатки фауны мезозойских отложений азиатских впадин во многом близки к мезозойским формам Северной Америки. Как во внутриконтинентальных впадинах Скалистых гор, так и во впадинах Монголии и КНР с битуминозными породами мезозоя и кайнозоя связаны месторождения нефти и газа (Саидов, 1957; Рябухин и др., 1969; Лав и др., 1967). Проявления нефти и газа известны также в мезозойско-кайнозойских отложениях впадин Забайкалья.

Кайнозойские, преимущественно неотектонические, впадины выполнены в основном континентальными моллассонидными отложениями, иногда очень мощными и грубыми по составу. В зонах аридного климата они красноцветные, часто карбонатные, а в более северных районах — сероцветные и угленосные.

С красноцветными типами нередко связаны соленосные отложения, особенно во впадинах Средней Азии и КНР (Фергана, впадины Тянь-Шаня, Цайдам и др.). В Монголии и частично в Забайкалье время заложения впадин относится к верхнему мелу, при этом некоторые из них пространственно совпадают с более древними мезозойскими впадинами. В Средней Азии и на большей территории Центральной Азии начало формирования впадин приходится на верхний олигоцен и нижний миоцен. В Забайкалье, Монголии, КНР развитие впадин и осадконакопление в них сопровождалось интенсивным вулканизмом, давшим продукты преимущественно основного состава (базальты, платобазальты).

Для мезозойско-кайнозойских впадин Монголии, как и для Забайкалья, характерно широкое распространение минеральных вод, среди которых значительную роль играют типично содовые воды. Они известны в Ниглинском, Дзун-Баинском, Тамцагском и других бассейнах (табл. 22) и имеют сходство с водами меловых отложений района Торейских озер (Попов, Толстихин, 1966). Для бассейнов характерна определенная зональность, изменение химического состава и минерализации вод с глубиной, что является след-

Химический состав минеральных вод (в %-экв) нижнемеловых артезианских бассейнов и других структур МНР (Попов, Толстихин, 1966)

№ сква- жины	Глубина, м	Индекс воды, по О. А. Але- кину	Минера- лизация, г/л	Cl ⁻	SO ₄ ⁻	HCO ₃ ⁺ + CO ₃ ⁻	K ⁺ + Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
Ниглинский бассейн									
1-К	167	Cl ^{Na} _I	4,0	7	—	93	97	—	3
Дзун-Баинский бассейн									
4	478—484	Cl ^{Ca} _I	27,4	96	4	—	6	3	91
4	493—496	Cl ^{Na} _I	26,5	—	—	—	—	—	—
109	672—676	Cl ^{Na} _I	1,5	32	—	68	88	—	12
78	683—690	"	10,8	33	1	66	96	—	4
69	722—729	"	1,9	35	—	65	74	—	26
13	734—740	"	1,4	45	—	55	80	—	20
4+ОЦ	826—831	Cl ^{Na} _{III}	46,0	98	2	—	95	1	4
3	966—967	"	20,9	97	—	3	99	—	1
3	980—1006	"	19,8	98	—	2	100	—	—
Тамцагский бассейн									
2-р	1157	Cl ^{Na} _I	3,3	27—31	11—14	35—65	87—92	7—11	1—2
Ухинская структура									
7	330—336	Cl ^{Na} _{II}	7,0	83	4	13	97	—	3
9	350—364	Cl ^{Na} _{III}	33,1	100	—	—	89	—	11
К-2	443—449	"	34,0	99,5	—	0,5	99	—	1
12	498—683	"	17,2	100	—	—	93	1	6
Цаган-Эльская структура									
1	340	Cl ^{Na} _I	2,8	45	3	52	78	2	20
1	896	Cl ^{Na} _{II}	4,4	72	5	23	82	1	17
1	900	"	5,5	80	—	20	97	—	3
1	1050	Cl ^{Na} _{III}	9,98	88	3	9	86	—	14
7	1109—1296	"	42,2	99	1	—	93	1	6
1	1334—1337	"	114,9	98	2	—	86	5	9
10	1565—1604	"	65,1	100	—	—	86	2	12

ствием сложной палеогидрогеологии современных озерных котловин и впадин, состав вод которых формировался в различных физико-географических условиях. В. Н. Попов и Н. И. Толстихин (1966) подчеркивают, что подобно тому, как в настоящее время состав вод современных озер Монголии изменяется в очень широких пределах — от озер пресных гидрокарбонатных щелочноземель-

ных до озер содовых — горько-соленых и соленых с высокой концентрацией солей, так, по-видимому, в меловое и более позднее время состав вод озерных бассейнов, широко распространенных в то время, был достаточно разнообразен. Это, очевидно, справедливо и для впадин Забайкалья. Общие предпосылки для формирования содового состава вод озер Забайкалья и Монголии в третичную и мезозойскую эпохи были, возможно, более благоприятными, чем в четвертичный период. Субстрат фундамента, на фоне которого развивались мезозойско-кайнозойские впадины, в общих чертах был близок к современному, а накопление озерно-континентальных осадков в них сопровождалось вулканическими явлениями.

В мезозое изливались породы преимущественно кислого и щелочного состава, а в кайнозое — основного. Это способствовало выводу на поверхность пород, обогащенных натрием и калием, а также насыщению подземных и поверхностных вод углекислотой.

Иной была палеогеографическая обстановка формирования озер и осадконакопления в них. В мезозое и первой половине кайнозоя Центральная Азия и примыкающие к ней регионы располагались в зонах тропического и субтропического аридного и семиаридного климата, а на месте современных полупустынь, степей и лесостепей преобладали ландшафты саванн, саванностепей и опустыненных саванн (Синицын, 1965, 1966). Максимум аридизации климата в мезозое приходился на ранний и средний триас, позднюю юру и мел. В эти периоды аридные и семиаридные области охватывали Среднюю и Центральную Азию и достигали средних районов Западно-Сибирской низменности и верховьев Амура. Аналогичное положение было характерно и для палеогена. С раннего олигоцена начинается общее похолодание климата, усиливаются его континентальность и дифференцированность, особенно после воздымания горных хребтов, обусловивших не только горизонтальную контрастность ландшафтов, но и их вертикальную поясность.

Таким образом, как и в верхнем палеозое, формирование мезозойско-кайнозойских континентальных формаций на территории Центральной Азии и смежных регионов происходило в различных палеотектонических, палеогеографических и, по-видимому, палеогидрохимических условиях. В некоторых впадинах они отлагались в озерных бассейнах содового типа, о чем свидетельствуют литолого-фациальный облик континентальных осадков, единичные находки анальцима и цеолитов, образовавшихся в условиях повышенной щелочности, а также приуроченность к континентальным отложениям подземных содовых вод иногда повышенной минерализации.

Содопроявления наблюдаются в мезозойских отложениях провинции Юньнань (КНР), здесь широко представлены красноцветные континентальные образования юры и мела.

Озерная сода имеется в уезде Хулунь (провинция Хэйлунцзян), на западе в провинции Нинся, а также в мезозойских отложениях

в провинции Юньнань (КНР). Учитывая благоприятную геологическую обстановку этого региона, а также сведения о распространении здесь углекислых минеральных вод и рассолов, генетически принадлежащих к группе рассолов выщелачивания (Silag, 1969), нет оснований считать данные о соде в мезозойских отложениях провинции Юньнань ошибочными.

Возможность существования содовых озер в мезозое и кайнозое косвенно подтверждается и разнообразием гидрохимических типов современных озер, часть которых унаследована от более древних озерных бассейнов.

Современные содовые озера на территории Центральной Азии и соседних регионов пользуются довольно широким распространением. Они известны в Забайкалье, Монголии, Средней Азии, КНР и других местах.

В большинстве случаев озера образуют системы или группы и локализуются преимущественно в пределах степей и лесостепей (рис. 39). Для Забайкалья и Монголии характерно преобладание содовых озер над озерами других гидрохимических типов. В межгорных депрессиях Средней Азии содовые озера по отношению к озерам других типов выдержаны более локально. Такое положение, например, в Илийской впадине занимают мелкие содовые озера и содовые солонцы в урочище Соркуль и Кундузды (Иванов, 1945; Посохов, 1946). По данным Е. В. Посохова, образование их происходит за счет вод, формирование гидрокарбонатного натриевого состава которых связано химическим обменным реакциям в присутствии коллоидальных тел и биохимическим реакциям. По его мнению, не исключена возможность, что грунтовые содовые воды обогащаются карбонатами натрия за счет восходящих гидрокарбонатных натриевых содовых вод.

С питанием грунтовыми водами содового типа связано также наличие содовых озер и солончаков в Голодной степи (озера Туз-Кан, Балыклы, Исыккуль, Калгансыр, солончак Айдар). Засоление развито здесь на площади около 100 км² (Рубанов, 1961). Местами отмечается выклинивание сравнительно концентрированных подземных содовых вод. Содовые корки мощностью 1—2 см развиты во многих депрессиях. Здесь, как и в Илийской впадине, соляные образования представлены натроном, тронной, тенардитом, мирабилитом и галитом. В оз. Калгансыр предполагается наличие пласта соды или песков, сцементированных содой.

Наиболее широко содовые озера представлены в Монголии и Забайкалье. Все крупные озера этих регионов (Убсу-Нур, Хиргис-Нур, Хара-Ус-Нур, Хара-Нур, Тэлмин-Нур, Бон-Цаган-Нур, Хубсугул, Буир-Нур, Зун-Торей, Барун-Торей и др.) являются содовыми (табл. 23, 24). Воды оз. Байкал также относятся к содовому типу (см. табл. 3). Содовые озера в этих регионах преобладают. Так, из 91 озера Забайкалья, анализы которых приведены в сводке «Минеральные воды южной части Восточной Сибири» (1961—1962), 80 имеют воды содового типа. Близкие соотношения, видимо, харак-

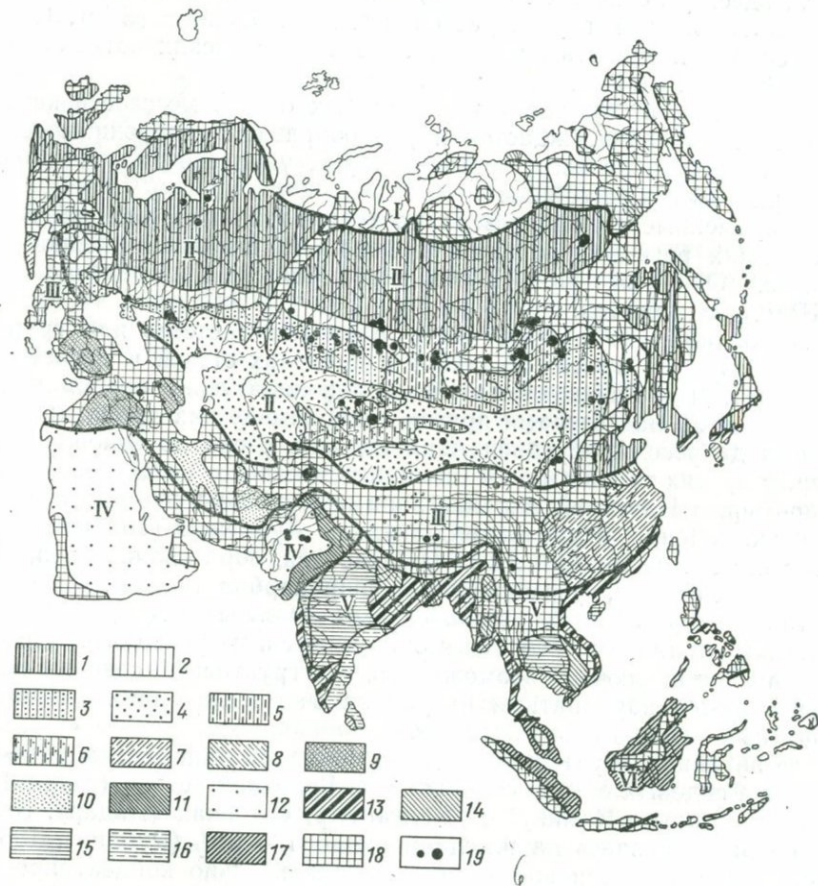


Рис. 39. Приуроченность содовых озер к ландшафтно-климатическим зонам Евразии.

I — арктический и субарктический пояса; II — умеренный пояс; III — субтропический пояс; IV — тропический пояс; V — субэкваториальный пояс; VI — экваториальный пояс; 1 — хвойные, смешанные и широколиственные леса континентального и умеренно континентального климата; 2 — лесостепи и луговые степи; 3 — степи и сухие степи; 4 — полупустыни и пустыни; 5 — высотные степи и лесостепи; 6 — высотные пустынноstepенные ландшафты; 7 — смешанные постоянно влажные и сухие леса и кустарники; 8 — влажные степи и лесостепи; 9 — сухие степи, редколесья и кустарники, кустарниковые и полукустарниковые полупустыни и пустыни резко континентального климата; 10 — полупустыни и пустыни континентального климата; 11 — саванны, редколесья и кустарники; 12 — внутриматериковые полупустыни и пустыни; 13 — постоянно влажные и сезонно влажные леса; 14 — влажные саванны и саванновые леса; 15 — умеренно влажные саванны; 16 — сухие и опустыненные саванны, редколесья и кустарники; 17 — влажные вечнозеленые леса; 18 — горные районы, относящиеся к различным климатическим поясам; 19 — пресные и минерализованные озера содового типа.

Таблица 23

Химический состав содовых озер (в %-экв) МНР (Попов, Толстихин, 1966)

Озеро	Индекс воды, по О. А. Аленкину	Минерализация, г/л	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻ + CO ₃ ²⁻	K ⁺ Na ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺
Котловина больших озер								
Хара-Усу-Нур	Cl ^{Na}	0,112	1	6	93	57	13	30
Хара-Нур	"	0,275	8	9	83	68	19	13
Айрик-Нур	"	0,390	12	14	74	82	15	3
Дургэ-Нур	"	4,024	23	35	42	98	1	1
Хиргис-Нур	Si ^{Na}	7,432	30	40	29	83	16	1
Убса-Нур	Cl ^{Na}	18,488	55	35	10	99	—	1
Долина озер								
Бон-Цаган	Si ^{Na}	5,738	41	48	10	98	—	2
Орог-Нур	"	1,296	21	41	38	88	3	9
Улан-Нур	Cl ^{Na}	0,372	20	—	80	43	28	29
Хангайская горная область								
Хубсугул	Cl ^{Ca}	0,188	3	16	81	40	5	55
Холбо-Нур	Cl ^{Na}	1,042	38	12	50	75	19	6
Ир-Гун-Нур	"	3,824	27	20	53	99	—	1
Тэлмин-Нур	Cl ^{Na}	6,500	38	36	25	99	—	1
Восточно-Монгольская равнина								
Буир-Нур	Cl ^{Na}	0,594	32	14	53	79	21	—
Сумыйн-Нур	Cl ^{Na}	7,45	62	17	21	97	2	1

терны и для Монголии, где из 26 минеральных озер (Попов, Толстихин, 1966) 18 являются содовыми.

По минерализации воды содовых озер варьируют от пресных до соленых (Гуджирное, Киранское, Баин-Цаган, Доронинское, Борзинское и др.), по составу преобладают гидрокарбонатные натриевые (рис. 40,41).

Озера более минерализованы сульфатными натриевыми и хлоридными натриевыми видами содовых вод, хотя содовость их обычно ниже и редко превышает 25% (табл. 25).

Процессы формирования химического состава вод озер Забайкалья и Монголии определяются многими факторами. Преобладание здесь содовых озер обусловлено, по-видимому, региональным развитием поверхностных и подземных содовых вод, которые связаны как с кристаллическими породами фундамента, так и с осадочными комплексами межгорных впадин.

Химический состав вод содовых озер Забайкалья и других (в мг/кг)

Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Алексину	Na ⁺ + K ⁺		Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Минерализация, г/л	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ Сумма ионов ·100	Литературный источник

Бурятская АССР

Озера													
Нуха-Нур	Cl ^{Na}	2250*	—	—	530	460	1780	1240	6260	4640	74		«Минеральные воды» (1962)
Белое Верхнее		5240	—	—	2070	2220	3630	1920	15080	8380	56		То же
Гуджирное	Si ^{Na}	12820	324	42	2209	22431	2684	360	40870	2293	7		«Экспедиция Геологического института» (1968 г.)
Гуджирганское	»	35830*	50		5570	58310	4720	3190	107670	11915	11		«Минеральные воды» (1962)
Киранское	Cl ^{Na}	51380	30	100	59480	8670		11510	131170	19942	14		То же
Оброчная Лещадь	Si ^{Na}	105380*	30	8	14300	185380	6590	5220	316958	18140	6		» »
Большая Лещадь	»	10340			6030	9920	1030	1680	29000	4385	15		» »

Читинская область

Зун-Торей	C ^N	362	61	29	198	165	793	Не обн.	1608	550	34		«Экспедиция Геологического института» (1968 г.)
Барун-Торей	»	412	72	27	185	206	762	90	1754	690	39		То же
Цаган-Нор	»	10770	9		6200	2103	3900	5598	28580	15220	53		Н. А. Власов и др. (1967)

Большой Чиндат . . .	Cl ^{Na}	9800	20		00	5000	1000	1100	26520	3233	12	«Минеральные воды» (1962)
Доронинское, северо-восточный берег . . .	Cl ^{Na}	5961	51	17	2094	103	7900	2205	18331	14509	79	«Экспедиция Геологического института» (1968 г.)
С глубины 2, 5 м . . .	"	11006			4113	244	7982	6806	30151	23010	76	Н. В. Власов и др. (1967)
То же 4,5 м	"	13430			4331	250	10060	8759	36830	29321	78	То же
» » 5,1 м	"	19447			592	345	11418	14540	46342	41402	39	» »
Чепчек № 2	"	7880	20	10	20	110	6840	6860	21740	21420	98	«Минеральные воды» (1962)
Хадактинское	Si ^{Na}	12260	40	2	50	13300	8450	3520	37622	17670	47	То же
Цаган-Нор (большое)	Cl ^{Na}	14250	10		12800	6500	1490	2900	37950	7130	19	» »
Цаган-Нор	Cl ^{Na}	22173	37	28	12514	1657	1896	16514	54819	31543	58	Н. А. Власов и др. (1967)
Борзинское	Cl ^{Na}	30839	14	6	37525	4751	3195	3979	80309	11348	14	Н. А. Шмидеберг (1966)
»	Cl ^{Na}	62836	76	42	43860	56495	8601	5040	176950	20305	12	Экспедиция Геологического института (1968 г.)
»	Si ^{Na}	78320	38	42	42050	91732	8296	4800	225278	19627	9	То же

Красноярский край

Учум	[Si ^{Na}	13351	231		4712	18943	4234	54	41525	4385	10	И. Н. Лепешков и др. (1962)
Хурлана	"	15876	17	12	4290	22454	2892	1677	47218	6839	14	То же
Алтайское	"	16291	119	178	10710	17334	2496	642	47770	3579	7	» »
Щелочное	Cl ^{Na}	1406	5	7	316	604	1774	341	4453	3004	67	» »

Алма-Атинская область

Соркуль № 22	Cl ^{Na}	19994					8425	21968	50387	50377	100	Е. В. Посохов (1964)
Соркуль № 2	"	3343	1	4	2609	1424	458	1049	8888	2469	28	То же
Соркуль № 3	"	10751	26	22	7452	5749	7642	472	32114	11183	35	» »
Содовое № 1 Кундузды	Cl ^{Na}	13243		69	4319	8636	5244	5758	37269	17207	46	» »
Соркуль № 23	"	38590			19291	3111	17142	23666	101800	65402	64	» »

Распределение содовых озер Забайкалья по видам, содовости и сульфатности вод

Индекс воды, по О. А. Але- кину	Минерализация, г/л						$\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3$.100				Na_2SO_4 .100				Всего озер	
	1	1-10	10-20	20-35	35-50	50-100	Сумма ионов				Сумма ионов					
							10	10-25	25-30	50	10	10-25	25-30	50		
Cl^{Na}	2	22	4	5	1	3	—	—	7	30	17	17	3	—	37	
S_1^{Na}	—	2	—	1	3	—	2	3	3	—	—	—	2	6	8	
Cl_1^{Na}	—	5	4	1	1	2	1	3	6	5	—	3	8	3	14	
Итого . .	2	29	8	7	5	5	3	5	9	15	30	20	25	8	6	59

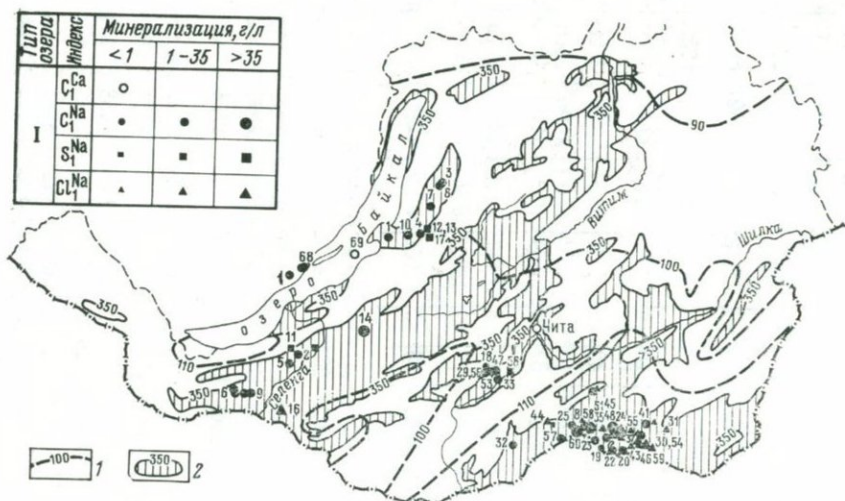


Рис. 40. Распространение содовых озер Забайкалья

1 — линии равных величин суммарной солнечной радиации (1 ккал/см² в год);
2 — области с осадками менее 350 мм.

В Забайкалье развиты в основном содовые воды (табл. 26). Содовые воды характерны для локальных площадей, например на Ингодино-Былыринском водоразделе из 35 проб воды (Степанов и Богданов, 1962) 21 проба относится к содовым водам. Воды содового типа развиты и на водосборной площади оз. Байкал, особенно на восточном побережье, с которого стекает основное количество питающих озеро речных вод (Вотинцев, Глазунов, Толмачева,

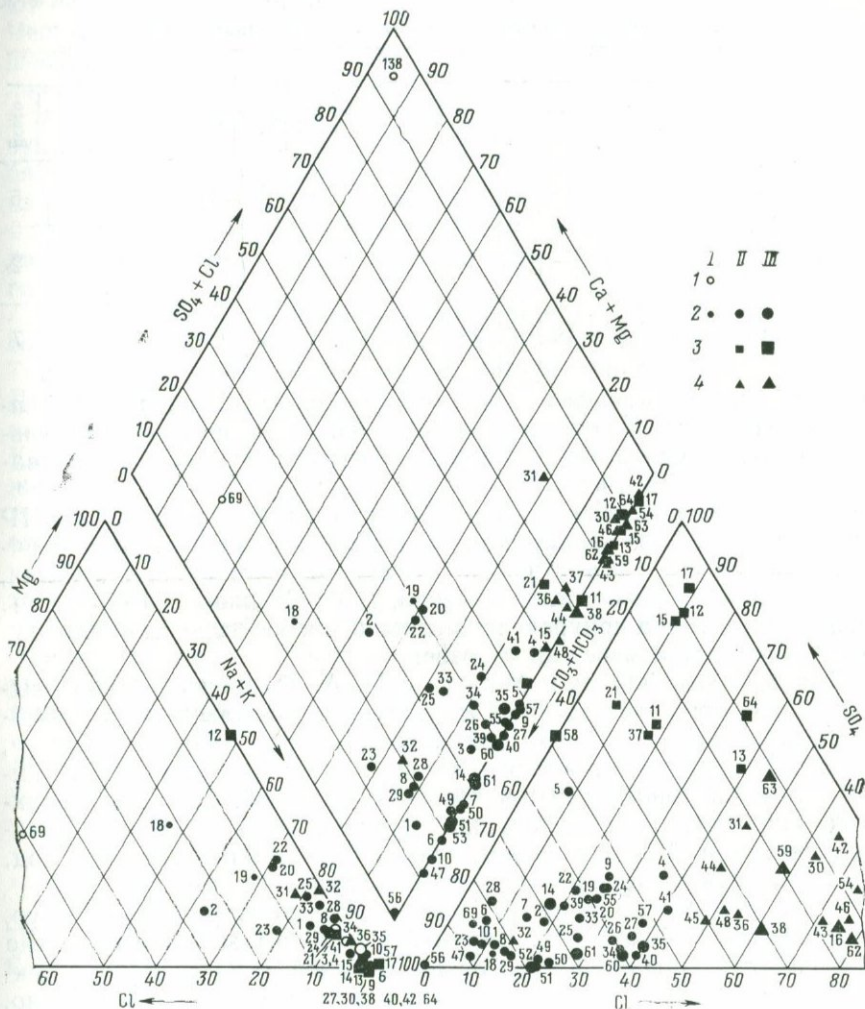


Рис. 41. Диаграмма состава вод озер Забайкалья.

Содовые озера: I — пресные; II — солоноватые; III — соленые; 1 — гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные магниевые; 2 — гидрокарбонатные натриевые; 3 — сульфатные натриевые; 4 — хлоридные натриевые.

1965). Здесь большинство вод малых притоков, а также главнейших рек — Селенги, Баргузина, Турки и Верхней Ангары относятся к гидрокарбонатным кальциевым содовым водам. Среди дождевых вод Забайкалья также преобладают воды содового типа (Цыганок, 1966).

По мнению большинства исследователей, происхождение озерных котловин обязано в основном тектоническим процессам. В об-

Распределение подземных вод Забайкалья по типам и видам

Минерализация, г/л	Всего анализов	I тип						II тип						III тип		
		Ca	Mg	Na	Na	Всего	Ca	Mg	Na	Ca	Mg	Na	Всего	Ca	Mg	Всего
		Cl	Cl	Cl	Si		Cl II	Cl II	Cl II	Si II	Si II	Si II		Cl III	Cl III	
Менее 1	173	77	8	31	18	134	21	2	1	1	1	8	34	5	—	5
1—5	78	36	5	22	—	63	5	2	—	—	—	6	13	1	1	2
Итого	251	113	13	53	18	197	26	4	1	1	1	14	47	6	1	7

разовании некоторых озер определенную роль могли играть вулканические (подпруживание и замыкание котловин потоками базальтов), а также мерзлотные и перигляциальные процессы (Селиванов, 1967; Симонов, 1962).

Большинство современных озер Забайкалья, Монголии и КНР представляет собой реликты более древних и крупных четвертичных, а возможно, и третичных бассейнов (Кузнецов, Мурзаев, 1963; Дзенс-Литовский, Микицинский, 1963; Селиванов, 1967 и др.). Современные озера приурочены в основном к межгорным впадинам, залеженным в кайнозое или мезозое.

Для Южной Сибири и Монголии Н. А. Флоренсов (1968) выделяет два морфологических типа озер — байкальский и гобийский (дарасунский). Озера байкальского типа (Байкал, Хубсугул, Телецкое и др.) размещаются в длинных и узких впадинах, созданных активной сбросовой (рифтовой) тектоникой. Для них характерны скалистые берега, большие глубины, обильное речное питание и регулярный сток, а следовательно, низкая минерализация вод, обогащенность кислородом и богатый органический мир.

Озера гобийского типа (Убсу-Нур, Хиргис-Нур, Хара-Ус-Нур, Бон-Цаган-Нур, Зун-Торей, Барун-Торей и др.) занимают мелкие плоские котловины овальной формы глубиной от 3—5 до 30 м. Тектоническое происхождение таких котловин часто замаскировано, а озера в них развиваются на мезозойско-кайнозойском осадочном или осадочно-вулканогенном комплексе пород. Озера часто имеют речное питание, но периодически или совсем лишены стока. Соответственно воды их в той или иной степени минерализованы, а органический мир относительно беден.

Соленые содовые озера в Забайкалье обладают небольшими размерами и запасами солей, которые сосредоточены в поверхностных и донных рассолах. Корневые отложения солей отсутствуют или редко представлены мирабилитовыми залежами. Содовые воды этих озер обогащены сульфатом натрия и относятся преимущественно к сульфатному натриевому виду. Такие озера, например, характерны для Алгинской группы (озера Гуджирганское, Большая

Лещадь, Оброчная Лещадь) Баргузинской долины, где преобладают сульфатные натриевые виды. По данным Н. А. Власова, Л. А. Чернышева и Л. И. Павловой, в питании озер Алгинской группы существенную роль играют глубинные горячие источники. Минерализация этих вод незначительная. Интенсивное испарение в озерах в летний период и низкие температуры рассолов зимой способствуют соленакропленению и образованию устойчивых залежей мирабилита-стеклеца в донных отложениях. Мощность мирабилита в оз. Большая Лещадь 1,5—2,5 м, в оз. Гуджирганском 3,5 м.

Корневые залежи мирабилита-стеклеца известны также в содовых озерах Борзинской группы (Борзинское, Ганга-Нор, Цаган-Нор и др.).

В Ингодинской впадине прослеживается Ингодинская группа содовых озер (Доронинское, Чепчек 1, Чепчек 2, Чепчек 3, Круглое, Торм). Они раньше представляли единый озерный бассейн. Для оз. Доронинского (глубина 5—5,5 м) характерна сезонная стратификация рапы. В зимний период оно покрывается льдом мощностью 1,2—1,5 м. На поверхности льда образуются выцветы солей (Гуджир).

Сведения о соляных содовых озерах Монголии и КНР крайне ограничены. А. И. Дзенс-Литовский и В. В. Микицинский (1963) указывают, что соляные озера пустынь КНР обычно являются хлоридносульфатными, сульфатными и содовыми.

Содовые озера имеются во Внутренней Монголии и провинциях Шэньси, Шаньси и Хэйлуцзян. Во Внутренней Монголии (на территории Барги) выделяется несколько групп содовых озер, площади которых иногда достигают 500 км² (табл. 27).

Т а б л и ц а 27

Состав вод озер на территории Барги (Торгашев, 1927)

Озеро	Содержание солей, г/л			
	Na ₂ CO ₃	Na ₂ SO ₄	NaCl	Сухой остаток
Содовое	115,14	71,0	213,13	411,58
Соляное	48,87	20,31	20,65	91,68
Среднее	6,06	3,45	5,61	15,35

В Ордосской синеклизе сода добывалась из озер Чахан-Нор и Налин-Нор.

По данным В. А. Ковды (1959), почвы континентальных низменностей и озерно-речных террас степей Маньчжурни и Внутренней Монголии характеризуются развитием содовых, сульфатно-содовых и хлоридно-содовых солончаков и солонцов, занимающих огромные площади (районы городов Хайлара, Цицикара и Чаньчуна).

Образование их, по-видимому, связано с региональным распространением здесь грунтовых содовых вод с минерализацией 1—2,5 г/л, залегающих на глубине 1—2 м. Бикарбонатные (щелочные) почвы известны в провинциях Нинся, Шэньси, в пустынях и полупустынях Западного Китая. В Западном Китае процессы соленакопления в почвах развиваются под влиянием глубинных минерализованных и десульфированных вод нефтяного типа, а также с выклиниванием щелочных (содовых) вод. С этими водами, возможно, связаны содовые озера Цайдамской впадины, известной своими сульфатно-хлоридными и хлоридными озерами с большими запасами камня, лития и бора.

Содопроявления и парагенные им образования в Альпийско-Гималайской складчатой области

Большое количество известных содопроявлений и парагенных им образований в Альпийско-Гималайской складчатой области находится в пределах Карпат, Малой Азии и Кавказа (см. рис. 41). Сведения о содопроявлениях Ирана и Афганистана крайне ограничены. Западная часть Альпийско-Гималайской складчатой области характеризуется широким распространением подземных содовых вод часто с повышенным содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия, наличием проявлений давсонита, троны, цеолитов и боратов, а также развитием современных содовых озер и участков содового засоления почв и пород.

Альпийско-Гималайская складчатая область охватывает обширную территорию и имеет сложное строение. Выступы основания, сложенные докембрийскими и палеозойскими породами, выходят на поверхность только в пределах срединных массивов и крупных антиклинориев. Геосинклиальный комплекс включает образования от триаса (местами от верхнего палеозоя) до верхнего эоцена — нижнего миоцена. Для нижнего структурного яруса (преимущественно триас — нижний мел) характерно широкое развитие карбонатных и карбонатно-глинистых формаций с редкими эффузивами. В ряде мест (Западные Карпаты, Крымско-Кавказская зона) имеются мощные вулканогенно-осадочные формации, типичные для ранних стадий геосинклиального развития («Тектоника Евразии», 1966). В верхнем структурном ярусе (верхний мел — нижний миоцен) доминируют флишевые формации, включающие эффузивы преимущественно основного состава.

Молассовый комплекс соответствует заключительному этапу геосинклиального развития Альпийско-Гималайской области. Он представлен осадками неогенового и отчасти верхнеолигоценового и четвертичного возраста, выполняющими межгорные впадины и краевые прогибы, возникшие в орогенную стадию развития области.

Интрузивные массивы основного и ультраосновного состава связаны с участками интенсивного геосинклиального прогибания

вдоль зон глубинных разломов. Они известны в Крыму, на Кавказе, в Южных Карпатах, Малой Азии и в других местах.

Выходы интрузивных тел кислого и среднего состава приурочены главным образом к осевым частям крупных антиклинальных структур (Гиндукуш, Памир, Каракорум, Гималаи). Интрузии гранитов известны на Кавказе, Карпатах и Балканах. Возраст их мезозойский, имеются интрузии эоценового и позднепалеогенового возраста (Малый Кавказ, Восточный Понт и др.). Для всей области характерен позднечетвертичный и современный вулканизм. Озерно-континентальные отложения связаны с заключительными стадиями орогенного развития области и локализуются преимущественно в межгорных впадинах и депрессиях. В Закавказье встречаются толщи, накопление которых происходило в бассейнах с водами содового типа. В отдельных регионах в настоящее время существуют благоприятные условия для формирования подземных и поверхностных содовых вод.

Современные высокогорные озера содового типа в основном являются пресными (Севан, Кара-Гель, Кекилнохур, Зикилнокур, Галагель и др.). Из анионов в водах преобладают гидрокарбонаты; из катионов господствующими могут быть как кальций, так и магний и натрий. Ряд высокогорных озер имеет воду повышенной минерализации. Озеро Куриш-Гёл в Турции имеет гидрокарбонатный натриевый состав и минерализацию 2,6 г/л (табл. 28), оз. Ван — хлоридный натриевый состав и минерализацию 26,3 г/л. Оба они характеризуются высокой содовостью (53 и 47% соответственно) и относительно невысокой сульфатностью (17 и 14%).

Солоноватые и соляные содовые преимущественно хлоридные натриевые озера располагаются и на прибрежных равнинах в Азербайджане и Туркмении. В Туркмении озера Западный Порсугель и Розовый Порсугель (п-ов Челекен) питаются преимущественно водами грязевых вулканов и нефтепромысловыми сбросовыми водами содового типа. Минерализация воды озер 25 и 39 г/л, содовость 8—10%, сульфатность 2%. Общее содержание солей в озерах увеличивается.

Озера Забратское и Бюк-Шор (8—9 км² каждое), расположенные недалеко от Баку, являются старыми, в них еще в прошлом столетии начали сбрасываться промышленные сточные воды. Питание их происходит за счет поверхностного стока с прилегающих возвышенностей, вод источников, выходящих из продуктивной толщи, и промышленных сточных вод. При небольшой глубине (до 2 м) и значительном испарении (800—1200 мм в год) минерализация их очень высокая, сезонные колебания минерализации большие и определяются летним испарением и осенне-зимне-весенним разбавлением. В связи с увеличением сброса жестких промышленных вод содовые воды оз. Бюк-Шор перешли в воды II типа. Небольшое оз. Чикан-Сумгаит, питающееся природными водами, имеет сульфатный натриевый состав и слабую минерализацию (3,2 г/л) при значительной содовости (39%).

Химический состав озерных и подземных вод орогенных впадин и депрессий
Альпийско-Гималайской складчатой области (в мг/кг)

Место взятия пробы	Индекс-волы, по О. А. Алекину	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Сумма ионов	$\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3$, мг/л	$\frac{\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3}{\text{Сумма ионов}} \cdot 100$	Литературный источник
Озера												
Ван, Турция	Cl^-_{Na}	8328	106	9	5903	2447	9531	—	26324	12347	47	—
Куриш-Гёл, Турция-Иран	Cl^-_{Na}	759	25	11	342	306	1200	—	2643	1424	53	D. Livingstone (1963)
Забратское, АзССР	Cl^-_{Na}	40886	130	Следы	60200	140	4920	—	106276	5876	5	Н. И. Влодавец (1927)
Беюк-Шор, АзССР	Cl^-_{Na}	127749	118	120	182042	18104	2285	472	330790	3176	1	К. П. Буланов (1939)
Чикан-Сумгаит, АзССР	Si_{Na}	969	20	27	25	1049	1171	—	3261	1331	39	К. Д. Заманов (1954)
Розовый Порсугель, Тур- кменская ССР	Cl^-_{Na}	14605	62	41	20410	543	3387	—	39048	4058	10	Г. М. Сухарев (1959)
Западный Порсугель,	"	9313	36	28	13089	53	2352	—	24911	2923	8	То же
Сасык-Куль, Памир	"	51447	10	Не обн.	40100	9530	9190	22750	133027	52802	40	С. А. Крайнов (1966)
Чукур-Куль, Памир	"	24223	25	"	13500	14856	520	10670	63484	19454	31	То же
Источник Исти-Ису, Иран	Cl^-_{Na}	5210	30	10	1100	200	9680	—	16230	13076	80	А. Ф. Горбов (1960)
Источник Бура-Хана, главн. грифон, Тур- ция	Cl^-_{Na}	7216	40	240	5690	500	8000	—	21730	9730	45	То же
То же, грифон 5	"	2480	40	20	2120	240	2320	—	7220	2833	39	»
Скв. 8 у сел. Двин, АрмССР	"	9925	124	164	10696	8	9028	—	29971	10886	36	О. А. Бозоян (1962)
Скв. 5 у сел. Птгни, АрмССР	"	17016	339	410	22360	818	8301	—	49254	7363	15	В. Г. Оганесян и др. (1961)

Скв. 5, Джульфа, Нахичеванская АССР	„	6828	73	336	6854	918	5675	—	20684	5893	28	А. Б. Авдеева (1960)
Скв. 1, Бакинская мурда, АзССР	„	5667	Следы	14	5803	44	4179	42	15749	6459	41	И. Л. Антоньева (1962)
Скв. 1339, балаханская свита, Сураханы	„	15088	4	5	18827	23	5637	989	40573	9475	23	М. И. Бабаян и др. (1961)
Скв. 21052, сабунчинская свита, Балаханы	„	19958	107	134	28779	15	4124	124	53236	4723	9	То же
Скв. 44, понтический ярус, Арзани-Клыч	„	6871	124	84	7009	39	7003	—	21130	8432	40	» »
Грязевый вулкан Кардан-Ахтармы	Cl ^{Na}	4616	24	Следы	3405	48	4770	827	13690	7922	58	—
Скв. 1054, Сураханы, АзССР	„	5130	41	22	4747	13	4836	426	15215	7177	47	С. Т. Ованатов и др. (1959)
Скв. 1, Тягчай, АзССР	„	4299	49	20	3756	432	4698	—	13254	6048	46	С. С. Самедов и др. (1969)
Скв. 2, Чокрак, Краснодарский край	„	8255	38	206	8864	1282	5858	—	24603	6938	28	М. Г. Валяшко и др. (1960)
Скв. 327, караган Глубокий Яр	„	5251	92	204	4620	35	7195	—	17297	8415	100,3	То же
Скв. 2 (279,35 м), Красная Поляна, Краснодарский край	Cl ^{Na}	3193	8	14	1432	47	6405	205	11604	9108	78	М. И. Врублевский (1969)
Источник 236, Нижний Тузлук, Ставропольский край	„	9111	448	11	8960	143	10081	—	29354	11563	39	То же
Источник Эссендуки 17, Ставропольский край	„	3388	75	140	2230	7	5960	—	11799	7100	60	И. Я. Пантелеев (1960)
Скв. 1, палеоген, ст. Нагутская	„	3682	44	19	1556	21	7344	—	12666	9726	77	Ю. Т. Кузнецов и др. (1961)

Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Алекину	Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ - NaHCO ₃ м / л	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ Сумма ионов · 100	Литературный источник
Источник 1, Ингушин, юра, Карачаево-Черкес- ская автономная об- ласть	Cl ^{Na}	6280	168	208	7564	32	6980	—	20143	7576	38	С. Р. Крайнов и др. (1966)
Скв. Небит Даг, крас- ноцветная толща, Тур- кменская ССР	•	9633	36	100	13970	384	1525	—	25648	1428	5	С. С. Джибути (1962)
Источник Кипящий бугор (мезозой), Туркмен- ская ССР	•	11110	265	43	15250	190	4320	—	31178	3940	13	М. Г. Валяшко и др. (1962)
Источник Уцери (глав- ный), ГрузССР	Cl ^{Na}	2554	112	257	360	3	7439	—	10725	8391	78	М. И. Врублевский (1962)
Ст. Урави II, ГрузССР	•	3191	151	32	2135	51	5510	—	10070	6767	61	То же
Скв. 17 (неоген), Но- рио, ГрузССР	•	12694	317	125	18480	2	2910	95	34623	1554	3,8	К. В. Гогоришвили и др. (1964)

Сильно минерализованные бессточные озера Памира Чукур-Куль (63,5 г/л) и Сасык-Куль (113 г/л) относятся к хлоридному натриевому виду. Содовость их вод достигает 31—40%. В них наблюдается высокое содержание иона CO_3^{2-} (17%) и низкое иона HCO_3^- (0,4—3%), вероятно обусловленное пониженным парциальным давлением углекислоты на большой высоте. Эти озера располагаются в районе содового засоления четвертичных и коренных пород (р. Аличур-Гунт). По данным Е. В. Часовниковой (1968), 60% водных вытяжек из различных пород относится к содовому типу. В северной части Памира большая часть водных вытяжек относится ко II типу и указывает на сульфатное засоление. Воды озер (Кара-Куль, Ранг-Куль) здесь также II типа.

Поверхностные (и озерные) воды тесно связаны с подземными водами, среди которых во многих районах Альпийско-Гималайской области широко распространены или преобладают воды содового типа (Армения и прилегающие территории Азербайджана).

Распределение подземных вод Армении по гидрохимическим типам и минерализации приведено в табл. 29. Среди содовых вод здесь господствуют гидрокарбонатный кальциевый и гидрокарбонатный натриевый виды.

Таблица 29

Распределение подземных вод Армении по гидрохимическим типам и минерализации

Минерализация, г/л	I тип						II тип	IIIa тип	IIIб тип	Всего
	C_I^{Ca}	C_I^{Mg}	C_I^{Na}	S_I^{Na}	Cl_I^{Na}	Всего				
До 0,5	166	38	174	1	1	380	120	97	7	604
0,5—1	59	31	39	1	1	131	65	28	1	225
1—3	73	22	59	1	4	159	45	10	—	214
3—5	13	5	36	—	1	55	12	4	—	71
5—10	—	2	16	—	4	22	1	2	—	25
10—15	—	—	—	—	2	2	—	—	—	2
15—25	—	—	—	—	—	—	1	—	—	1
Более 35	—	—	—	—	1	1	—	—	—	1
Всего . . .	311	98	324	3	14	750	244	141	8	1143

Сульфатные и хлоридные воды пользуются ограниченным распространением. Для подземных вод Армении характерны повышенные содержания углекислоты (до 2,5—3,0 г/л и выше), что в значительной степени способствует формированию содовых вод (табл. 30).

Подземные содовые воды связаны в основном с вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами кайнозоя и юры (табл. 31). Они бывают приурочены к вулканогенно-осадочным породам

Распределение гидрохимических типов минеральных вод Армении по содержанию углекислоты (%)

Тип воды	Содержание CO ₂ , г/л						Число водосточников
	до 0,1	0,1-0,5	0,5-1	1-1,5	1,5-2	>2	
I	3,1	14,5	24,4	27,7	20,0	9,3	290
II	8,0	16,0	24,0	25,4	17,3	9,3	75
III	9,1	9,1	22,7	31,8	18,2	9,1	22

меловой системы и известнякам разного возраста. Очевидно, условия, благоприятные для формирования содовых вод на территории Армении, существовали и в докайнозойское время.

Таблица 31

Приуроченность разных гидрохимических типов подземных вод Армении к породам разного возраста (Тер-Мартirosян, 1968)

Породы, к которым приурочен источник	Тип воды, %			Число проб воды
	I	II	III	
Вулканогенные породы четвертичного возраста	64,7	15,3	20,0	170
Вулканогенные породы неогена и палеогена	62,8	19,4	17,8	192
Вулканогенно-осадочные породы мела	39,6	37,5	22,9	48
Вулканогенно-осадочные породы юры	64,4	25,6	10,0	90
Известняки разного возраста	26,7	40,0	33,3	15

В кайнозой они были наиболее благоприятными. В этот период площадь суши постепенно увеличивалась, появилось большое количество межгорных впадин с континентальным режимом осадко-накопления. Во многих из них возникли обширные бассейны, воды которых, как, например, в Ленинанканской котловине, были содовыми. Этот тип воды сохранился в озерных отложениях до настоящего времени (скважины в Ленинанкане, Ахурияне, Ахурике, Арени, Гете, Ерасхавросе и др.). Минерализация вскрытых вод местами превышает 3 г/л. По мнению Ю. В. Саядяна (1966), в Ленинанканской котловине пресные воды, заключенные в линзах коллектора в пределах центральной части древнего озерного водоема, имеют реликтовое происхождение, т. е. сохранились со времени существования водоема.

Э. С. Халатян (1969) типично содовые воды углекислых источников (Саят-Нова, Ехегис и Орбатех) с минерализацией 7,6—15,6 г/л связывает с даний-палеоценовыми и третичными вулкано-

генно-осадочными толщами. Он подчеркивает, что даний-палеоценовые образования Армении откладывались в аномально соленых водоемах. Это нашло свое отражение в химическом составе углекислых минеральных вод и сказалось на высокой минерализации и обогащенности вод однотипными микроэлементами. Реликтовые морские водоемы, к которым В. В. Богачев (1964) относит озера Севан, Ван и Урмия, под влиянием содовых вод, стекавших с ближайших горных возвышений, относительно быстро изменяли свой химический состав и гидрохимический тип. О широком распространении содовых вод в прошлом свидетельствуют проявления цеолитов в Закавказье, которые образуются преимущественно под воздействием высокощелочных вод.

Большой интерес представляют условия формирования минерализованных высокосодовых вод хлоридного натриевого вида в окрестностях селений Птгни и Двина в Ереванском соленосном бассейне. По данным А. А. Тер-Мартirosяна (1968), воды Двина образуются при выщелачивании соленосных отложений. По мнению Н. И. Долухановой («Геология Армянской ССР», 1969), двинский тип вод (Двин, Горбатеж и др.) формируется в засоленных фациях флюидной толщи палеогена. Содовые воды, но с меньшим содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия и не так сильно концентрированные встречаются здесь очень часто. Сильно минерализованные воды скв. 4 у Раздана, вскрывшей пласты соли, относятся к ШБ типу. Соленосные толщи Ереванского бассейна содержат слои гипса, что, казалось бы, должно исключать присутствие содовых вод. Широкое распространение их, особенно высокосодовых вод типа Двин и Птгни, позволяет высказать предположение о том, что в Армении в кайнозойское время в области соленакпления существовали участки, которые были изолированы или почти изолированы от морских бассейнов. Под влиянием стекавших содовых вод на таких участках образовались содовые бассейны, в которых процессы и характер соленакпления соответствовали содовому типу. Подтверждением служат данные А. Ф. Горбова (1960) о происхождении бороносных и высокосодовых вод источников Бура-Хана в Турции (см. табл. 28). По А. Ф. Горбову, источники Бура-Хана приурочены к третичной сильно дислоцированной толще известняков, мергелей, песчаников, пестроцветных и известковистых глин и галечников, перекрытых андезитовыми лавами; формирование химического состава источников происходит в результате растворения твердых отложений солей и боратов, скрытых на глубине. Вблизи выходов источников образуются травертины, выцветы буры, соды и галита. Формирование состава вод источников Исти-Ису связывается с гидротермальными растворами и вулканическими эксгаляциями. Вблизи содовых гейзеров в районе г. Дильмана широко развиты кремнистые и известняковые туфы. На западе Турции к озерно-континентальным вулканогенно-осадочным отложениям приурочены крупные месторождения боратов — колеманита, пандермита, местами улексита (месторожде-

ния Султан-Чаир, Бигадице, Кестелеке и др.). Большинство их локализовано в верхнетретичных (неогеновых) отложениях, содержащих мергели, туфы и известняки. Залежи колеманита в Бигадице находятся в мергелях и известняках, переслаивающихся с глинами и туфами. Породы местами доломитизированы и содержат улексит, гидроборацит и монтмориллонит. Гипс не обнаружен. Озерные лафлинит-сепиолит-анальцимовые отложения (неоген) обнаружены в Анатолии (Wolfram, 1967). Здесь на Хилликском месторождении бентонитовых глин выявлены лафлинит (до 50%), анальцим (до 10—15%), монтмориллонит (10—15%), иллит (5%), доломит (до 10%), пирит и марказит. В отдельных горизонтах присутствуют соляные минералы. Выше по разрезу вместо лафлинита развит сепиолит.

Территория Армении и смежных районов Азербайджана является перспективной на вулканогенно-осадочные месторождения боратов (Горбов, 1960), цеолитов (Михайлов, Кринари, 1970) и природной соды.

В Восточном Азербайджане широко распространены высокосодовые воды нефтяных месторождений, связанные в основном с низами продуктивной толщи Апшерона. Реже они вскрываются в нижележащих (вплоть до юрских) отложениях. Минерализация щелочных нефтяных (содовых) вод обычно 15—35, иногда 55 г/л. Формирование состава их происходит в процессе диагенеза и раннего эпигенеза песчано-глинистых отложений параллельно нефтеобразованию.

При дальнейшем эпигенезе пород и росте минерализации нефтяных вод состав их постепенно изменяется до III б типа.

Гидрогеологическая обстановка Западной Туркмении и Восточного Азербайджана очень близки. Нефтяные содовые воды здесь приурочиваются к низам красноцветной толщи, являющейся аналогом продуктивной толщи Апшерона. Минерализация и содовость вод Туркмении обычно ниже, чем вод Апшерона; они пространственно тяготеют к зонам крупных тектонических разрывов. С удалением от разломов содовые воды замещаются высокоминерализованными водами III б типа.

В Грузии подземные содовые воды связаны с разновозрастными породами различного литологического состава. Преобладают гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые виды. В районе Боржми содовые воды приурочены к карбонатным и карбонатно-глинистым породам.

В пределах Главного Кавказского хребта содовые воды преобладают в кристаллических породах (табл. 32).

С увеличением минерализации вод увеличивается содовость (табл. 33). Это обусловлено относительным возрастанием гидрокарбонатного натриевого вида, характеризующегося наивысшей содовостью.

Более содовыми являются минеральные воды Абхазско-Краснополянской провинции. Там, из 44 проб вод, анализы которых при-

Таблица 32

Распределение типов минеральных вод в центральной части Кавказского хребта (Врублевский, 1962)

Минерализация, г/л	I тип						II тип	IIIa тип	IIIб тип	Всего
	C _I Ca	C _I Mg	C _I Na	S _I Na	Cl _I Na	Всего				
До 1	16	2	7	—	—	25	7	6	—	38
1—5	29	—	92	1	4	166	23	5	1	195
5—10	1	—	29	—	6	36	1	1	3	41
Более 10	—	—	4	—	8	12	—	—	3	15
Всего . . .	46	2	132	1	18	239	31	1	7	289

Таблица 33

Содовость минеральных вод центральной части Кавказского хребта

Минерализация, г/л	NaHCO ₃ +Na ₂ CO ₃ , % экв				Всего вод
	до 10	10—25	25—50	>50	
До 1	13	10	2	—	25
1—5	45	66	44	11	195
5—10	4	6	4	22	36
Более 10	—	4	4	4	12
—	62	86	54	37	239

водит М. И. Врублевский (1969), 42 относятся к содовым, а две — к гидрокарбонатным натриевым II и IIIa типов. Из содовых вод господствуют гидрокарбонатные натриевые. В Краснополянской скв. 2 в четырех пробах из шести содержание углекислого натрия составляет 5—9 г/л. Воды с подобной содовостью встречаются на Кавказе довольно часто, особенно в Приэльбрусском районе.

По данным В. М. Куканова (1968), в Примацестинском районе водные вытяжки показывают присутствие во всех литологических разностях палеогена, мела и юры следующих водорастворимых солей: хлоридов натрия, редко хлоридов магния, сульфатов натрия, магния и кальция, гидрокарбонатов натрия. Содержание гидрокарбонатов натрия в породах палеогена может достигать 0,9%. В. М. Куканов допускает присутствие в горных породах минералов типа глауберита и гейлюссита. В районе Мацесты содовые воды встречаются в любых породах.

В нефтеносных мезозойских и кайнозойских отложениях Индо-Кубанского прогиба пользуются широким распространением подземные часто высокосодовые воды преимущественно хлоридного натриевого вида. Изучение их имеет большое значение, так как они, как и нефтяные воды Апшерона, могут являться сырьем для получения соды, поваренной соли, бора и йода.

Содержание углекислого натрия в них 7—9 г/л; дебиты отдельных скважин значительные (более 500 м³/сут.). Зависимость содержания бора и йода от минерализации содовых вод прямая (Кудрявцева, 1957). Это подтверждает тесную связь их содовости и бороносности.

Близкое гидрогеологическое положение занимают содовые воды Керченского полуострова, где они приурочены к нефтеносным отложениям мелового и кайнозойского возраста. Минерализация их 10—20 г/л, концентрация бикарбоната натрия 3—3,5 г/л (Оленевская, Мошкаревская, Владиславская площади). Содовые воды грязевых вулканов обогащены бором, мышьяком, медью, цинком и другими элементами. Минерализация вод источника Каялы-Сарт 10 г/л, содержание бикарбоната натрия 6,8 г/л (Иванов и др., 1960).

В Карпатах высокосодовые воды повышенной минерализации часто встречаются во внутренней антиклинальной зоне на Мармарошском кристаллическом массиве и Выгорлат-Гутинской вулканической гряде, а также в Чоп-Мукачевской и Верхне-Тиссенской впадинах. Они изливаются в источниках и вскрываются буровыми скважинами. По своему химическому составу высокосодовые воды являются преимущественно гидрокарбонатными натриевыми и реже хлоридными натриевыми (табл. 34). Их минерализация может достигать 10—27 г/л. Содержание углекислоты 1,5—2,6 г/л. В водах меньшей минерализации содержание CO₂ также иногда высокое.

В Закарпатье, в Вышковском рудном поле на участках Ракош и Шаян, в бассейне р. Большая Уголька, в окрестностях сел Драгова и Золотарева выявлены проявления давсонита, генетически связанные с верхнетретичными ртутными месторождениями (Барышников и др., 1966; Лазаренко, Мельников, 1969).

В изверженных породах давсонит развивается за счет вулканического стекла. Более благоприятной средой для его образования являются кислые туфы и песчаники, где минерал замещает карбонатный цемент, выполняет полости, гнезда и образует мелкие прожилки. Для давсонита характерны сферолитоподобные, сноповидные агрегаты и тонкоигольчатые кристаллы. Давсонит замещает анкеритовые прожилки. В парагенезисе с давсонитом встречается опал, иногда пирит; реже в агрегатах давсонита наблюдаются мелкие зерна киновари. Давсонит находится на некотором удалении от ртутных руд, большие скопления его встречаются в известковистых песчаниках.

Э. А. Лазаренко и В. С. Мельников (1969) считают, что закономерная приуроченность давсонита к ртутным гидротермальным рудопоявлениям указывает на циркуляцию гидротермальных щелочных растворов, с которыми связан перенос ртути.

В Закарпатье известны халцедоновые гейзериты, образовавшиеся за счет щелочных термальных источников (Кречковский, Теплов, 1966). По Э. А. Лазаренко (1966), в образовании продуктов газовой гидротермальной деятельности значительную роль играют

Характеристика подземных содовых вод Карпат

Место взятия пробы		Минерализация, г/л	Индекс воды, по О. А. Алексиу	СО г/л	рН	NaHCO ₃		Литературный источник
						%-экв.	г/л	
Источник	Свалаява	9,6	Cl ^{Na}	1,7	6,8	82	8,5	Голева, 1960
Источник	Драгово	6,7	Cl ^{Na}	1,6	6,4	38	2,7	То же
Источник	Поляна Квасова	9,7	Cl ^{Na}	2,1	6,85	62	6,0	.
Скважина	Поляна Квасова	10,5	.	2,1	6,6	82	8,5	.
Источник	Шаянское	6,3	.	2,6	6,7	54	3,3	.
Скважина	4-РК, Шаянское (167 м)	6,9	.	2,1	7,2	55	4,0	Гаюн, 1961
Скважина	2-Р, Шаянское (121 м)	4,3	.	2,0	7,2	56	1,8	.
Скважина	8, Новополянское (120 м)	10,3	.	2,0	10,3	81	8,5	.
Источник	Сойменское	7,3	Cl ^{Na}	1,8	6,9	17	1,5	Иванов и др., 1960
Скважина	3, Сойменское (60 м)	6,6	Cl ^{Na}	2,0	6,9	31	2,0	Гаюн, 1961
Скважина	1, Горно-Тиссенское (41,8 м)	6,0	Cl ^{Na}	1,9	7,3	11	0,2	.
Скважина	2, Горно-Тиссенское (95 м)	27,4	.	2,0	7,3	18	5,2	.

грунтовые воды, которые насыщаются летучими и подогреваются вулканическими эманациями.

Природа щелочных растворов, с которыми связывается происхождение давсонита в верхнетретичных вулканогенно-осадочных комплексах Закарпатья, во многом еще неясна.

Для неогеновых и четвертичных вулканогенно-осадочных формаций Закарпатского внутреннего прогиба, расположенного в краевой зоне Большой Венгерской впадины, характерны отложения озерно-континентального происхождения (Утробин, 1966).

В этом отношении интересны данные Л. Барича (Barić, 1966) о проявлениях сирлезита и троны в миоценовых озерных отложениях на юго-западе Большой Венгерской впадины (в районе г. Тузла, Северо-Восточная Босния). Сирлезит и трона находятся среди слоистых мергелей и сланцеватых глин, обогащенных органическим веществом и содержащих тонкие прослойки пепла. Сирлезит образует мелкие кристаллы, сферолитовые скопления и реже тонкие прослойки (4 см). Трона встречается в редких кристаллических агрегатах размером до 1 см. В парагенезисе с сирлезитом и тронной установлены кальцит, опал и пирит. Образование сирлезита связывается с воздействием борсодержащих вод на растворимый кремнезем вулканических пеплов в процессе диагенеза отложений.

Месторождения и содопроявления других территорий Евразии

Месторождения (содовые озера) и содопроявления известны на Русской, Индийской и Западно-Сибирской платформах и других территориях континента (см. рис. 41). Особого внимания кроме хорошо изученных содовых озер Западной Сибири заслуживают проявления ископаемых содовых минералов и палеозойских формаций Русской платформы и соседних районов. Самые древние содовые минералы в Европе представлены давсонитом в кембрийских и каменноугольных отложениях Бельгии и Донбасса.

Давсонит в кварцитах и филлитах кембрия обнаружен в провинции Люксембург при бурении на глубине 540—800 м (Van Tassel, 1962). Минерал образует здесь радиально-лучистые и округлые скопления в ассоциации с кальцитом, доломитом, сидеритом, кварцем, а также пиритом, халькопиритом и галенитом. Генезис минералов неизвестен. Возможно, что они сингенетичны кремнистым и глинистым осадкам, которые впоследствии были метаморфизованы до кварцитов и филлитов. Более вероятно их вторичное происхождение за счет гидротермальных растворов или глубоких содовых вод.

На Дружковско-Константиновском ртутном рудопроявлении в Донбассе давсонит имеет гидротермальное происхождение (Беловус, Кузнецова, 1967) и находится в тектонической трещине среди интенсивно измененных кварц-полевешпатовых песчаников верхнего карбона.

Проявления норсетита и кальцита, образовавшихся за счет пневматолито-гидротермальных процессов, найдены также на Кольском полуострове в карбонатах массива Вуориярви (Капустин, 1969). Современные образования десятиводной соды (натрона) известны в породах и горных выработках Хибинского щелочного массива, где они кристаллизуются из содовых вод, формирующихся при взаимодействии углекислых растворов с щелочными породами (Дорфман и др., 1969). Выцветы соды часто появляются также на свежих отвалах нефелиновых сиенитов Хибинских рудников.

Происхождение цеолитов и анальцимовых пород (песчаники с содержанием анальцима до 80—90%) в бокситоносных отложениях нижнего карбона Северо-Онежского района (Кальберг, Левандо, 1963) связывается с переотложением продуктов коры выветривания при участии щелочных растворов в условиях прибрежной равнины с небольшими мелководными озерами.

Содовые минералы типично осадочного происхождения приурочены к верхнепермским отложениям Предуралья и Юго-Западного Предтима́нья (Апродова, 1945; Плотников, Татарский, 1946).

В Предуралье (Пермское Прикамье) А. А. Апродовой в 1944 г. при ревизионном обследовании керна скв. К-7, пробуренной в 1940 г. на Верхне-Городковском месторождении нефти, с глубины 16,2 м был обнаружен термона́трит (1,1 м) в юговской свите (по но-

вой стратиграфической схеме — шешминский горизонт уфимского яруса). По описанию А. А. Апродовой термонатрит образует коричневатую-серую брекчиевидную, слабокавернозную породу, загрязненную пелитом и мелкими (1—3 мм) галечками известняка, мергеля и кремнистых пород. Брекчиевидность породы обусловлена угловатыми белыми включениями термонатрита.

В составе породы преобладают карбонаты натрия (табл. 35). Содержание хлоридов натрия и калия низкое, сульфат натрия не обнаружен.

Таблица 35

Состав термонатритовой породы Прикамья (в %)

Компоненты	Серое плотное вещество	Белое плотное вещество	Белое выветрелое вещество
Нерастворимый остаток	8,64	0,72	0,32
$\text{CaCO}_3 \cdot \text{MgCO}_3$	1,31	—	—
CaCO_3	—	0,02	0,27
$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$	71,87	95,57	85,46
$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$	8,98	—	10,68
NaCl	0,43	0,07	0,17
KCl	0,03	0,08	0,05
R_2O_3	2,04	Не опр.	Не опр.
Вода гигроскопическая	6,30	3,55	3,07

По данным В. А. Апродова (1949), в районе Верхне-Городковского месторождения широко развиты алевролиты, аргиллиты, известковистые песчаники, листоватые известняки и мергели, местами доломиты и битуминозные известняки озерного и озерно-лагуного происхождения. Мощность отдельных пачек пород достигает 30—70 м. М. М. Страхон (1951) подчеркивает, что обстановка, благоприятная для возникновения содовых озер, здесь была налицо: аридный климат, соседство с разрушающейся горной страной, в которой на поверхность выходили метаморфические и изверженные породы, поставившие в предгорье аркозового типа детрит, и возможно, содового типа воды. В. А. Апродов и А. А. Апродова (1945) подчеркивают ясно выраженную микрослоистость озерных осадков, соответствующую сезонным изменениям режима озер, наличие в осадках ископаемых трещин усыхания, битуминозность пород и присутствие пирита, марказита и растительных остатков. Особое внимание, по их мнению, при дальнейших работах на соду в Прикамье должно быть уделено гидрохимическим исследованиям вод местных источников и буровых скважин, так как в скважинах Городковского месторождения буровые воды имеют сильнощелочной характер.

В Юго-Западном Предтима́нье содопроявления представлены псевдоморфозами кальцита по гейлюсситу, обнаруженными в об-

нажениях по р. Елве, левому притоку р. Мезени (Плотников, Татарский, 1946). Зона с псевдоморфозами прослеживается здесь на протяжении 4 км. Мощность ее 0,5—0,8, иногда 2 м. Псевдоморфозы залегают в виде сплошного слоя или рассеяны в породе. Они имеют вид правильно развитых кристаллов с шероховатыми гранями. Размер их от едва заметных до 25—30 см (Плотников, Татарский, 1946; Плотников, Молин, 1969).

М. А. Плотников и В. Б. Татарский (1946) пришли к выводу, что первичным минералом являлся гейлюссит, а находка псевдоморфоз в осадочных породах интересна как показатель физико-химических условий среды, в которой образовались породы — среды с высокой щелочностью вод. М. А. Плотников (1957), исходя из палеогеографических условий накопления отложений, вмещающих псевдоморфозы пород, предположил возможность их образования в верхнепермском водоеме содового типа Зона с псевдоморфозами приурочена к карбонатным породам елвинского горизонта, выделенному впервые А. А. Малаховым. М. А. Плотников относит их к елвинской свите татарского яруса (Плотников, Молин, 1969). В составе татарских отложений преобладают мергели, известняки, доломиты, пелитолиты и алевролиты. Характерной особенностью является присутствие анальцимсодержащих пород, прослеженных в широкой полосе, субпараллельной современному Тиману. Анальцим наблюдается в виде идиоморфных кристаллов, выделений в порах и трещинах, микроолитовых скоплений и цемента.

Карбонатные породы часто обладают отчетливой микрослоистостью, имеют серую, светло-серую, белую и лимонно-желтую окраску, содержат пирит, халцедон и опал, а также известковистые конкреции, поры и прожилки, заполненные кальцитом или псевдоморфозами его по гейлюсситу. В пачке а елвинской свиты отмечены псевдоморфозы по микрокристаллам каменной соли. Местами мергели, известняки и доломиты битуминозные. В породах встречаются ископаемые остатки водорослей, остракод и пеллеципод.

Широкое развитие известковых и магнизиальных отложений, вплоть до магнетитисто-доломитовых типов, характерно также для района нижнего течения рек Мезени и Вашки (Плотников, 1964). Здесь в породах краснощельской, нижней рощинской и верхней рощинской пачек имеются кристаллы анальцима. Породы белощельской пачки выделяются четкой микрослоистостью, обусловленной чередованием тончайших карбонатно-пелитовых слоев с карбонатно-алевритовыми. В мергелях местами встречаются оригинальные образования кальцита с линейно-лучеобразным расположением кристаллов. Мергели часто пиритизированы, содержат кремнистые желваки и микроскопические вкрапления.

В районе р. Пезы в одном из пластов темно-серых мергелей белощельской пачки обнаружены участки полых псевдоморфоз по крупным, хорошо ограниченным сингенетичным кристаллам и реже друзы самих кристаллов. Состав кристаллов соответствует кальциту (CaO 52,64%; MgO 1,63%; CO_2 43,50%). М. А. Плотников

(1964) сопоставляет их с псевдоморфозами извести, выделенными С. Я. Лятти в оз. Севан. Он отмечает, что в отличие от севанских псевдоморфозы белощельской пачки заключены в доломитовом мергеле (CaO 21,62%; Mg 15,51%; CO_2 33,90%). Возможно, кристаллообразование происходило в бассейне, богатом углекислыми солями кальция и магния на глубине около 50 м. Здесь же в пласте доломита встречены полые псевдоморфозы по скелетным кристаллам каменной соли, указывающие на значительную засоленность водоемов.

Псевдоморфозы кальцита по гипсу описаны М. А. Плотниковым в ряде пачек низовьев рек Мезени и Вашки (большенисогорская, нижняя роцинская, краснощельская и др.). Они расположены в низах татарских отложений этого района; в разрезах белощельской пачки, находящейся в верхах разреза, псевдоморфозы кальцита по гипсу не зафиксированы. Все это и находки псевдоморфоз кальцита по гейлюсситу в елвинской свите свидетельствуют о специфической обстановке формирования татарских отложений в бассейне рек Мезени, Вашки и Елвы.

Интерес представляют также находки в верхнепермских известково-магнезиальных породах междуречья Камы и Вятки аутигенных минералов: опала, аллофана, монтмориллонита, цеолитов и анальцима (В. А. Горошкова, Г. Ф. Колобова, 1957 г.). В отдельных местах мергели, известняки и доломиты сухонской свиты сильно окремнены, характеризуются повышенной магнезиальностью и тонкой волнистой слоистостью.

Проявления содовых и парагенных минералов в верхнепермских отложениях Предуралья и Предтима́нья не случайны. Для осадочных формаций верхней перми этих регионов характерна чрезвычайно быстрая фациальная изменчивость — от фаций открытого мелкого моря и лагунно-морских до лагунных и типично озерно-континентальных и речных (Розницын, 1961; Игнатьев, 1963; Плотников, 1964; Плотников, Молин, 1969). Для татарского яруса центральной и восточной частей Русской платформы В. И. Игнатьев (1963) наряду с группами фаций нижнетатарского озера-моря, прибрежных равнин (такрыов и шоров), аллювиально-речных, элювиально-делювиальных и других фаций выделяет:

I. Группу фаций обширных изолированных или связанных между собой озерных водоемов, получивших широкое распространение в северо-двинское время:

1. Комплекс фаций озер с повышенной соленостью.
2. Комплекс фаций солоноватоводных озер:
 - а) терригенные фации солоноватоводных озер;
 - б) мергельно-карбонатные фации солоноватоводных озер.
3. Комплекс фаций преимущественно пресноводных озер или слабосоленатоводных озер.
4. Комплекс фаций сточных пресноводных и солоноватоводных озер.

II. Группу фаций мелких остаточных озерных водоемов вятского времени:

1. Комплекс фаций остаточных мелководных периодически пересыхающих, пресноводных или слабосоленоводных озер.

2. Комплекс фаций устойчивых пресноводно-солонатоводных озер.

3. Комплекс фаций застойных, заболоченных озер.

Приведенные данные показывают, что в верхнепермское время на востоке Русской платформы в условиях усилившейся континентальности и жаркого субтропического климата значительная часть красноцветных и пестроцветных терригенно-карбонатных и карбонатных толщ формировалась в озерных бассейнах, в том числе и в озерах с водами содового типа (Борисов, 1965).

Косвенным подтверждением является приуроченность к верхнепермским отложениям востока Русской платформы подземных содовых вод (см. рис. 1). Такие воды встречаются в татарских и казанских (белебеевских) отложениях. На отдельных участках они наблюдаются в породах уфимского яруса. Минерализация содовых вод обычно невелика (редко более 3 г/л). Содовые воды широко развиты на территории Удмуртской АССР (табл. 36).

Т а б л и ц а 36

Распределение типов подземных вод Удмуртской АССР в породах разного возраста (в %)

Породы	I тип				Всего	II тип	III тип	Итого	Всего проб воды
	C _I Ca	C _I Mg	C _I Na	S _I Na					
Четвертичные	55	9	18	—	82	18	—	100	11
Татарские	17	17	40	3	77	11	12	100	239
Казанские	28	18	24		70	13	17	100	103
Всего	22	17	35	2	76	11	13	100	353

Наибольшим распространением пользуется гидрокарбонатный натриевый вид содовых вод, что предопределяет их высокую содовость (табл. 37).

Содовость менее 10% имеет одна четвертая всех проб вод, более 25% — почти половина. Для большинства проб характерно низкое содержание хлора и сульфат-иона. В содовых водах татарских отложений преобладает гидрокарбонатный натриевый вид, в водах из казанских — гидрокарбонатный кальциевый (см. табл. 37).

С осадочными формациями пермского возраста связана единственная в СССР находка сирлезита в соляных и туфогенных породах поднятия Азгир (гора Чапчачи) в Прикаспийской синеклизе (Лобанова, 1960). Считалось, что породы поднятия представлены каменной солью с примесью и прослоями ангидрита и глинистого материала. В действительности же наряду с поваренной солью в

Распределение подземных вод разных гидрохимических типов в Удмуртской АССР (скважины для водоснабжения)

Минерализация, г/л	I тип					Всего	II тип	IIIa тип	IIIb тип	Итого	I тип
	Cl ₁ Ca	Cl ₁ Mg	Cl ₁ Na	S ₁ Na	Cl ₁ Na						
До 0,5	61	52	69	1	—	183	27	31	1	242	70
0,5—1	14	9	51	1	1	76	7	10	2	95	80
1—3	1	—	3	1	4	9	6	1	—	16	56
Всего	76	61	123	3	5	268	40	42	3	353	76

них присутствуют горизонты (17,5 м), прослой и примесь тенердита, туффиты со своеобразным комплексом аутигенных минералов (сирлезит, барит, гиллебрандит, цеолиты, монтмориллонит) при полном отсутствии ангидрита или гипса. Сирлезит проявляется по всему разрезу скважин в виде мелких идиоморфных кристаллов и небольших друз с общим содержанием 1—6%. Присутствие его в соляной толще Азгира, как подчеркивает В. В. Лобанова, имеет не только минералогическое значение, но и представляет очень большой генетический интерес, так как в данном случае имела место сильнощелочная среда, богатая кремнеземом, и, возможно, повышенное содержание бора в рапе за счет привноса его пепловым материалом.

В Западной Сибири содовые озера распространены в широкой полосе, протягивающейся на юге Западно-Сибирской плиты в зоне степей, лесостепей и смешанных лесов (табл. 38). Эта полоса примыкает к горным сооружениям Урала и Алтая-Саяна и заходит в Северный Казахстан. По своему составу и минерализации озера очень разнообразны.

Пресные озера встречаются преимущественно на севере этой полосы, к югу увеличивается количество солоноватых, а затем соляных озер. Наблюдается также увеличение площади с засоленными почвами и солонцами, что свидетельствует об усилении континентальности и аридности климата.

Особый интерес представляют озера Обь-Иртышского междуречья, где в пределах низменных равнин и Предуральского плато сосредоточено огромное количество пресных, солоноватых и соляных озер разных гидрохимических типов. Здесь же находятся соляные содовые озера системы Танатар. Процессы соленакопления в озерах Обь-Иртышского междуречья хорошо изучены в работах Н. И. Базилевич, И. П. Герасимова, А. Ф. Горбова, А. И. Дзенс-Литовского, А. А. Иванова, Е. Н. Ивановой, Б. Л. Исаченко,

Химический состав содовых озер южной части Западно-Сибирской низменности (в мг/кг)

Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Алекину	Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	C ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	$\frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{\text{Сумма ионов}} \cdot 100$	Литературный источник
Курганская область												
Озера												
Подборное	Cl _I Na	1657	1	4	1177	48	2624	—	5511	3587	65	Е. К. Абросимова (1966)
Чепарево	Cl _I Na	2008	80	10	1844	82	2410	—	6434	2722	42	То же
Узково	Cl _I Na	3684	49	5	274	60	3622	2858	10522	9806	92	» »
Горькое-Московка	Cl _I Na	4655	76	8	4584	384	4320	—	14027	5403	38	» »
Долгое-Сетово	Cl _I Na	6596	225	6	9327	281	2143	—	18578	1369	7	» »
Душное-Белогово	SI _I Na	54878	447	38	32858	63305	10855	—	162381	11693	7	» »
Челябинская область												
Мышьянка	Cl _I Na	1870	40	10	720	190	1580	1010	5420	4695	87	» »
Павлодарская область												
Кандаралды	SI _I Na	9552	2	8	5574	4448	5185	2430	27199	11400	42	Е. В. Посохов (1960)
Кос-Такыр	SI _I Na	3512	33	11	1141	3546	1640	687	10570	3289	31	Ю. П. Никольская (1961)
Чушкалинское	Cl _I Na	2994	60	20	3581	986	714	90	8444	735	8	То же
Ак-Куль	SI _I Na	7409	61	сл.	3796	5475	1008	2707	20456	5857	29	» »
Уялы	SI _I Na	11997	236	41	8152	11431	1501	1532	34890	3611	10	» »
Шербакты	Cl _I Na	24156	491	21	33189	5072	1914	596	65439	811	1	» »

Сейтень	Cl ^{Na}	32727	64	сл.	36061	7214	1347	7204	84617	14177	16	»	»
Дширганы	Cl ^{Na}	57741	113	102	10954	12547	23648	47017	152152	114101	75	»	»
Улькен-Сор	S ^{Na}	68791	сл.	сл.	13050	79478	5245	26504	193068	53591	23	»	»
Маралды	Cl ^{Na}	129107	74		144417	55948	6995	8044	344585	23382	7	»	»

Семипалатинская область

Сор-Маилды	„	19987	10	31	14497	15562	2515	2954	55556	8506	15	»	»
----------------------	---	-------	----	----	-------	-------	------	------	-------	------	----	---	---

Новосибирская область

Устьянцевское I	Cl ^{Na}	2013	16	12	967	1219	1150	536	5913	2433	41	Н. И. Базилевич (1965)	
Устьянцевское III	„	6436	69	17	3170	3855	5780	661	19988	8780	44	То же	

Алтайский край

Кос-Куль	Cl ^{Na}	6458	201	Следы	3622	4024	704	3018	18027	5584	31	Ю. П. Никольская (1961)	
Бол. Джелтырь (Жел- тырь)	Cl ^{Na}	33021	43	5	21473	16452	4380	12606	37980	27882	32	То же	
Воловое	Cl ^{Na}	145	57	45	42	14	717	Нет	1020	406	40	Е. С. Телентюк (1952)	
Панфилово	„	652	102	24	241	94	1780	„	2893	1646	67	»	
Лопушье	Cl ^{Ca}	66	35	63	52	Следы	452	„	668	116	18	»	
Сарызюк	„	45	15	84	7	„	438	„	589	147	25	»	
Желтое	Cl ^{Na}	6685	23	13	1572	1836	3713	4484	18326	12820	77	»	
Тюрино	„	8985	4	4	1726	101	2701	8894	22145	19384	76	»	
Большое Горькое	„	3247	21	22	704	631	5207	769	9971	8376	84	»	
Рублево	„	230	50	40	80	30	731	50	1211	632	52	»	
Демкино	„	270	60	50	90	30	990	Нет	1490	740	49	»	
Танатар VII	„	5611	40	91	2517	576	4317	2952	16104	10695	70	»	
Танатар III	„	38682	54	86	16116	7962	1459	31374	95733	56420	58	»	
Танатар II	„	35035	11	21	7126	22249	6032	22249	89494	47119	52	»	
Танатар I	„	61994	22	89	26445	11698	6711	48070	155029	92988	60	»	
153 Восточный ключ	Cl ^{Na}	28	18	20	28	20	183	Нет	279	44	16	»	

В. П. Казаринова, О. Д. Кашкарова, Н. С. Курнакова, М. И. Кучина, С. З. Макарова, В. В. Микицинского, А. В. Николаева, Ю. П. Никольской, Б. Л. Ронкина, Г. С. Седельникова, Н. М. Стрехова, Е. С. Телентюка, В. Г. Эдигера и др.

В геологическом строении Обь-Иртышского междуречья принимают участие преимущественно терригенные породы большой мощности мезозойско-кайнозойского возраста, лежащие на дислоцированном палеозойском основании. Многие тектонические элементы осадочного чехла унаследуют структуры складчатого фундамента. Начиная с верхнего палеогена осадконакопление здесь развивалось в континентальных условиях. Формирование озерных, озерно-болотных и аллювиальных отложений происходило за счет переотложения осадочных толщ преимущественно морского происхождения и аккумуляции терригенного материала. Климат региона в кайнозое характеризовался постепенным похолоданием и усилением континентальности. В плиоцене появились ландшафтные зоны саванн, лесостепей и степей. В ледниковые периоды аридность климата возрастала; в межледниковые эпохи происходил рост его увлажненности. В голоцене наметилось некоторое потепление и расширение площадей под степными и лесостепными ландшафтами. Многие исследователи считают, что основным периодом соленакопления на территории Обь-Иртышского междуречья являлась послеледниковая эпоха (Никольская, 1961). Имеются указания на возможность накопления солей в плиоцене и среднечетвертичное время (Базилевич, 1969). Начальные этапы формирования котловин наиболее крупных современных озер относятся, по-видимому, к раннему плейстоцену, когда на месте современных озер Кулундинского, Кучукского, Большого Ярового, Бурлинского, Таволжанского и др. существовали крупные и более глубокие озерные бассейны (Мартынов, 1963). Древние озерные отложения (илы, глины, пески) достигают мощности 20—50 м и залегают на неогеновых глинах. Образование котловин этих озер связывается с проявлением тектоники и ветровой эрозии, а не с деятельностью речных водотоков. Современные более мелкие озера приурочены к неглубоким блюдцеобразным понижениям в рельефе, расположенным в одиночку или небольшими группами. Они, как правило, бессточные. В древних ложбинах Предалтайского плато озера образуют цепочкообразные системы, соединенные временными или постоянными водотоками. Верховые озера проточные и полупроточные, пресные, а низовые, особенно занимающие конечные пункты стока вод, бессточные, соленые. К ним, например, относятся содовые озера системы Танатар, получающие питание из верховых озер Касмалинской долины. Основным источником водно-солевого питания озер являются атмосферные осадки и воды поверхностного стока, хотя в ряде крупных озер довольно значительную роль играют грунтовые воды. Испарение с поверхности озер достигает 350—600 мм в год и превышает годовое количество осадков (250—300 мм). К концу лета многие небольшие озера полностью пересыхают и за-

полняются водой только в дождливые периоды или весной за счет талых вод. Сезонные и многолетние колебания уровней озер выражены довольно отчетливо. Даже для крупных озер полное обновление пресных вод происходит за 2—7-летний период, что обуславливает интенсивную аккумуляцию солей в них.

Химический состав природных вод южной части Обь-Иртышского междуречья, особенно в пределах Кулундинской степи, изучен довольно хорошо. По данным П. П. Воронкова (1965), весенние микроручейковые воды часто относятся к содовым (42 пробы из 152). Данные, приведенные в работе Ю. П. Никольской (1961), показывают, что и среди грунтовых вод они пользуются широким распространением (табл. 39).

Таблица 39

Распределение гидрохимических типов грунтовых вод Кулунды (в %)

Минерализация, г/л	I тип					Всего	II тип	III тип	Всего вод
	$\text{C}_{\text{I}}^{\text{Ca}}$	$\text{C}_{\text{I}}^{\text{Mg}}$	$\text{C}_{\text{I}}^{\text{Na}}$	S_{I}	$\text{Cl}_{\text{I}}^{\text{Na}}$				
Менее 0,5	12,7	4,0	23,3	0,3	—	40,3	24,3	35,4	300
0,5—1	2,6	2,6	26,1	0,3	—	31,6	31,3	37,1	384
1—3	—	—	11,5	2,1	2,1	15,7	43,2	41,1	382
3—5	—	—	1,3	2,6	5,2	9,1	70,1	20,8	77
Более 5	—	—	2,9		2,9	5,8	64,8	29,4	34
Всего . . .	4,1	1,9	18,5	1,0	1,1	26,6	36,8	36,6	1176

По мере роста минерализации и метаморфизации вод количество содовых вод заметно сокращается, а доля вод II типа существенно возрастает, что свидетельствует о их генетической взаимосвязи.

Подземные воды второго и глубже залегающих водоносных горизонтов чаще относятся к гидрокарбонатному натриевому виду I типа и имеют минерализацию 3 г/л. В речных водах содовых вод значительно больше, чем в грунтовых (64% от общего числа анализов, приведенных Ю. П. Никольской). Среди озерных вод преобладают содовые воды (табл. 40).

Наиболее распространенными являются воды гидрокарбонатного натриевого вида.

С увеличением минерализации (5 г/л) возрастает доля сульфатных натриевых, а затем хлоридных натриевых (более 50 г/л) вод содового типа. По сравнению с грунтовыми водами тенденция к переходу озерных содовых вод в сульфатные по мере их концентрирования выражена менее четко. Наибольшее значение воды II типа приобретают при минерализации более 50 г/л, в грунтовых водах при 1—3 г/л. Инерция к самосохранению вида и типа у озерных вод проявляется намного сильнее, чем у подземных.

Территориально содовые озера Обь-Иртышского междуречья

Распределение гидрохимических типов озерных вод Кулунды (в %)

Минерализация, г/л	I тип					Всего	II тип	III тип	Всего озер
	Cl _{Ca}	Cl _{Mg}	Cl _{Na}	Sl _{Na}	Cl _{Na}				
Менее 0,5	11,8	23,6	52,9	—	5,9	94,2	5,8	—	17
0,5—1	3,3	10,0	53,4	—	3,3	70,0	30,0	—	30
1—3	—	—	74,4	—	—	74,4	25,6	—	39
3—5	—	—	61,5	15,4	15,4	92,3	7,7	—	13
5—10	—	—	18,2	36,4	18,2	72,8	27,2	—	11
10—30	—	4,4	17,4	34,8	17,4	74,0	13,0	13,0	23
30—50	—	—	8,3	25,0	25,0	58,3	41,7	—	12
Более 50	—	—	6,3	7,6	12,7	26,6	44,3	29,1	79
Всего	1,3	3,6	33,0	10,3	10,7	58,8	29,6	11,6	224

тяготеют преимущественно к речным долинам Предалтайского плато и Южному Прииртышью, т. е. к площадям со значительным развитием сосновых ленточных боров (рис. 42, табл. 41).

Здесь, по-видимому, создаются благоприятные условия для формирования вод содового состава за счет более интенсивного вы-

Таблица 41

Распределение гидрохимических типов озер на территории Кулунды (Никольская, 1961)

Местонахождение	I тип					Всего	II тип	III тип	Всего озер
	Cl _{Ca}	Cl _{Mg}	Cl _{Na}	Sl _{Na}	Cl _{Na}				
Долины									
Барнаульская	1	7	17	—	7	32	5	—	37
Касмалинская	1	—	15	6	4	26	14	—	40
Верхне-Кулундинская	—	—	15	4	—	19	5	2	26
Мостовская	—	—	10	1	—	11	—	—	11
Нижне-Кулундинская	—	—	3	—	—	3	1	—	4
Бурлинская	1	—	—	—	—	1	10	5	16
Итого	3	7	60	11	11	92	35	7	134
Впадины									
Центрально-Кулундинская	—	1	1	4	1	7	11	6	24
Северное Прииртышье	—	—	—	—	—	—	2	3	5
Южное Прииртышье	—	—	13	8	11	32	19	10	61
Итого	—	1	14	12	12	39	32	19	90
Всего	3	8	74	23	23	131	67	26	224

ветривания боровых песков. На водораздельных степных пространствах между долинами преобладают воды II и III типов.

Содовые озера системы Танатар находятся на юго-западном окончании Касмалинской долины и занимают северную окраину Гатского бора. Южная ветвь системы начинается группой мелких

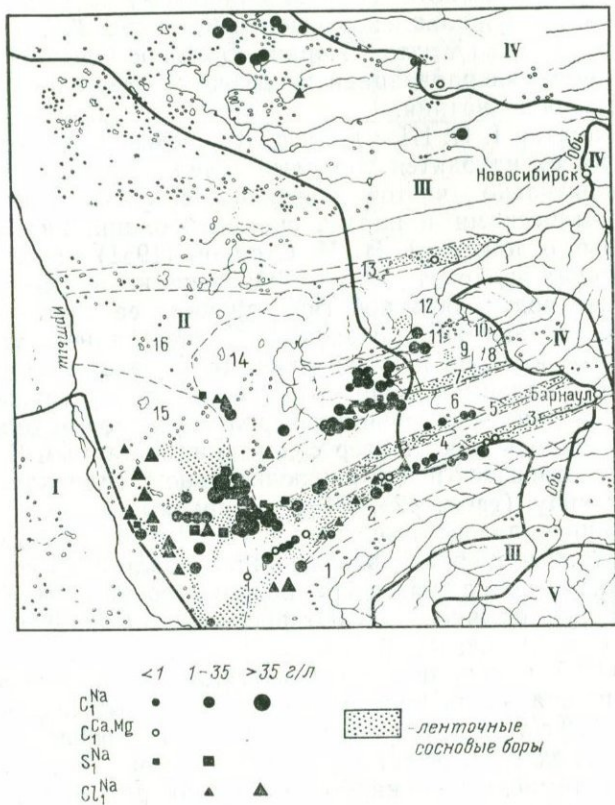


Рис. 42. Содовые озера Обь-Иртышского междуречья.

Речные долины: 1 — Алейская; 3 — Барнаульская; 5 — Касмалинская; 7 — Верхне-Кулундинская; 9 — Мостовская; 11 — Нижне-Кулундинская; 13 — Бурлинская. Водоразделы: 2 — между долинами Алейской и Барнаульской; 4 — Барнаульской и Касмалинской; 6 — Касмалинской и Верхне-Кулундинской; 8 — Верхне-Кулундинской и Мостовской; 10 — Мостовской и Нижне-Кулундинской; 12 — Нижне-Кулундинской и Бурлинской; 14 — Центральная Кулундинская впадина; 15 — южная возвышенная часть Прииртышья. I — пустынные степи; II — степи; III — лесостепи; IV — подтайга; V — тайга.

озер (Танатар VII), затем следуют озера Танатар VI и V, соединяющиеся проливами с озерами Танатар IV, III, II, I, образующими северную ветвь. Через озера Демкино и Рублево система связана с обширной группой верховых озер, развитых по двум направлениям. Первое направление (от низовых к верховым) составляют

озера Селюково, Селитренное, Желтое, Близнецкое, Лопушье, Лебяжье, Воловое; второе — Восточный Ключ, Сарызюк, Песчаное, Зеленое, Сухое Горькое, Малое Горькое, Большое Горькое, Панфилово.

Озера, питающие систему Танатар, пресные, содовые, относящиеся преимущественно к гидрокарбонатному натриевому, реже к гидрокарбонатному кальциевому видам (см. табл. 39).

Некоторые озера (Желтое, Тюрино, Большое Горькое) отличаются повышенной минерализацией и высоким содержанием карбонатов и бикарбонатов натрия.

Озера Танатар I, II, III и др. имеют соленые воды, под иловыми отложениями их находятся корневые залежи солей. Они образуют линзы сравнительно чистой десятиводной соды (натрона) или представлены песками и илами, сцементированными солями (цементационные отложения). Н. М. Страхов (1951) писал, что здесь в разных озерах проходят различные ступени концентрирования одной и той же воды; заметной гибридизации ее посторонними водами иного состава не происходит. С увеличением минерализации карбонаты кальция и магния уходят в осадок с образованием в отложениях кальцита, доломита, гейлюссита, а также магниезильных силикатов типа сепиолит-керолита и, возможно, брусита.

Подземные воды вокруг озер содовые и, по данным Е. С. Телентюка (1952), относятся почти исключительно к гидрокарбонатному натриевому виду (табл. 42). Вблизи верховых и проточных озер они слабо минерализованные, вокруг соленых и соляных — сильно минерализованные до рассольных. Границы залегания содовых рассолов не всегда совпадают с границами озер. В этих случаях на рассолах сверху обычно залегают пресные или чаще солоноватые воды.

Наибольшей минерализации подземные содовые рассолы достигают на площадях распространения содоносных песков под озерами (150—170 г/л). Минерализация рассолов и соотношение между солями в них подвержены сезонным изменениям. В зимнее время с понижением температуры карбонаты и бикарбонаты натрия выпадают в осадок, в результате чего растворы обогащаются хлористым и сернокислым натрием. С повышением температуры происходит растворение соды и уменьшение относительного содержания хлоридов и сульфатов натрия.

Промышленные запасы соды в озерах системы Танатар сосредоточены в поверхностных и грунтовых рассолах, а также в донных отложениях. До 1963 г. добыча соды на месторождении велась горным способом, а основными объектами переработки были линзы содовых песков озер Танатар III и I со средним содержанием Na_2CO_3 9,9—13,7%. В настоящее время обработка содовых песков ведется по методу направленного подземного выщелачивания, что позволяет вовлекать в промышленную эксплуатацию отложения с содержанием Na_2CO_3 не менее 3% (вместо 5% при горном способе). По М. Н. Сыроватской (1963 г.), среднее содержа-

Химический состав подземных вод системы озер Танатар (в мг/л)

№ скважины	Местонахождение	Индекс воды	Ионы							Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ +NaHCO ₃	Na ₂ CO ₃ +NaHCO ₃ ·100	Сумма ионов
			Na ⁺ +K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻				
412	Озеро Близнецкое	Cl ^{Na}	296	15	33	65	29	804	Нет	1239	861	69	
426	Между озерами Лебяжьим и Воловое	"	408	25	64	26	33	1313	"	1869	1366	73	
158	К юго-западу от оз. Рублево	Cl ^{Ca}	44	14	53	29	38	251	"	429	27	60	
123	Район оз. Селитренное	Cl	59	14	35	37	25	237	"	407	82	20	
415	Между озерами Близнецкое и Лопушье	"	56	8	13	32	20	146	"	275	91	30	
423	Район оз. Лебяжьего	"	487	32	25	13	20	1480	"	2057	1712	83	
139	К востоку от оз. Демкино	"	1705	72	62	1034	639	2427	"	5989	2577	43	
131	К северу от оз. Рублево	"	1741	224	15	898	547	3222	163	6810	4122	60	
407	Район оз. Близнецкое	"	2774	13	14	751	470	3126	1204	8352	6337	76	
394	К югу от оз. Рублево	"	4999	7	5	1007	141	1864	4676	12699	10784	85	
198	Район оз. Танатар VII и Водопой	Cl ^{Na}	29114	6	6	29596	8081	5457	5248	77508	15745	20	
125	Район оз. Селитренное — Валовое	Cl ^{Na}	46559	20	4	15001	19783	4131	33697	119195	65169	54	
187	То же	"	47871	11	3	30420	15236	4153	40186	137910	76659	56	
197	Район оз. Танатар VII	Cl ^{Na}	56178	7	7	62777	7986	4325	13087	144365	29032	19	
129	Район оз. Селитренное	Cl ^{Na}	66434	10	3	28792	13780	9298	49069	167386	99439	59	

ние основных компонентов в кондиционных и некондиционных отложениях оз. Танатар III было следующим (в %):

	Кондиционные пески				
	Na ₂ CO ₃	NaCl	Na ₂ SO ₄	Нерастворимый остаток	H ₂ O
Линза I	7,26	0,32	0,26	70,74	21,44
Линза II	7,10	0,53	0,32	69,86	21,04

		Некондиционные пески				
Линза I	1,94	0,30	0,25	81,03	16,52	
Линза II	1,81	0,53	0,26	81,65	15,66	

Мощность линз составляла 0,4—3,3 м, а перекрывающих их песков и глин 0,1—2,2 м. Промышленные запасы соды имеются также в отложениях озер Танатар I и II.

Содовые озера Петуховской группы (озера Большое и Малое Петуховское) расположены в полосе четвертичных борových песков. Котловины озер выполнены темно-серыми илами и песками, часто илистыми мощностью 3—6 м. Их подстилают зеленовато-серые, иногда бурые глины с прослоями песков. Сода встречена в илах и песках. В верхних горизонтах, вблизи поверхностных рассолов, содержание ее 12%. С глубиной она резко снижается (1—2%). Концентрация карбоната натрия в грунтовых рассолах изменяется от 0,1 до 3,5%.

Объем поверхностных рассолов и содержание Na_2CO_3 варьируют в широких пределах. В 1927 г. максимальная концентрация карбоната натрия составляла 1—1,5%, в 1956 г.—11,5%, а в 1961 г.—3,6—4,0%. Добыча соды из поверхностных рассолов ведется по методу бассейнизации.

В зоне соснового бора находится и Кандаралдинская группа содовых озер (Павлодарская область). По данным И. М. Мягкова (1953 и 1967 гг.), в озерах Кандаралды I, II, III и др. имеются мергели и илы с гейлюсситом, а также линзы кристаллических солей, представленные гейлюсситом, натроном и треной (?). В илах и мергелях гейлюссит проявляется в виде тусклых непрозрачных желтоватых кристаллов клиновидного облика (3—15 мм) и достигает иногда 40—70%. В оз. Кандаралды I образования с гейлюсситом слагают четыре линзы площадью 2000—14 000 м² и средней мощностью 0,4—0,8 м.

В оз. Кандаралды II вскрыта корневая линза солей площадью 1100 м² и мощностью 2,8 м. Содержание карбоната натрия в ней составляет 35,8%, а бикарбоната натрия — 31,3%.

Таким образом, на равнинных территориях наиболее благоприятные предпосылки для содонакопления и формирования содовых отложений возникают не в одиночных изолированных озерах, а в системах озер, где имеются конечные бессточные или периодически проточные озера, получающие солевое питание в основном за счет вод верховых проточных и полупроточных озер.

В других районах Евразии соляные содовые озера известны на Украине (озера Голопристанское, Солёный Лиман), в Якутии (оз. Абалах) и Индии. Наиболее крупные содовые озера Дидвана и Самбхар находятся в штате Роджастан (Krishnan, 1968).

В соляно-илистых отложениях оз. Самбхар только до глубины 3,5—4,0 м содержится около 50 млн. т солей. Илы в озере прослежены до глубины 80 м. Источником солей считаются подземные воды, промывающие позднечетвертичные породы.

Небольшие содопроявления и выцветы, в том числе и содовые, имеются в районе Аркот (штат Мадрас), где они эксплуатируются (Krishnaswamy, 1967). В округе Салем сода, поваренная соль совместно с органическим веществом встречаются в песках, содержащих 18—57% карбоната натрия (Влодавец, 1927).

На юге Аравийского полуострова интересно месторождение жирной аморфной массы с мыльным запахом, содержащим около 50% соды (Влодавец, 1927). Содовые выцветы известны также на Кипре и в Венгрии.

Подземные содовые воды с повышенной содовостью обнаружены в Западной Сибири, Северном Приаралье и на о. Сахалин. На северо-западе Западно-Сибирской низменности они вскрыты в нефтегазоносных юрских и меловых отложениях в районе Ханты-Мансийска, Увата и Шаима. Минерализация вод здесь 20—29 г/л, содержание карбонатов и бикарбонатов натрия 5—16 г/л. Воды относятся к хлоридному натриево-магнийскому виду и характеризуются низким содержанием сульфатов.

По В. В. Лаврову (1955), в шурфе, вскрывшем угленосные отложения среднего олигоцена, в районе урочища Майсор (Северное Приаралье) были обнаружены воды с минерализацией 54,1 г/л и содержанием соды 8,4 г/л. Более минерализованные воды были вскрыты шурфом, заложенным в аллювиальных отложениях на западном берегу залива Тшебас (Посохов, 1960). Минерализация воды равна 78,3 г/л, а содержание соды — 13,4 г/л. Происхождение этих вод не изучено. На о. Сахалин, в районе г. Синегорска, в нефтяных водах некоторых скважин содержание соды достигает 9—10 г/л.

Содопроявления Южной Америки и Австралии

Сведения о содопроявлениях Южной Америки и Австралии крайне ограничены.

В южной Америке соле-бороносные салары и соляные озера довольно многочисленны на территории высокогорных плато Пуна и Альтиплано в складчатой системе Анд (Перу, Боливия, Аргентина). Здесь в мезозое и кайнозое в орогенных депрессиях накапливались мощные терригенно-вулканогенные толщи континентального происхождения, иногда красноцветные и соленосные.

Интенсивный кайнозойский вулканизм обусловил широкое развитие пород базальт-андезитового состава и активную фумарольно-сульфатарную деятельность. С выветриванием этих пород связывается накопление солей и боратов в современных саларах и озерах (озера Качилагуна, Колпелагуна и др.), часть которых содержит природную соду, трону и другие соли (Ahlfeld, 1956). В оз. Качилагуна среди солей преобладает сода (92,9%), содержание мирабилита и галита низкое (соответственно 5,9 и 0,75%). На дне оз. Колпелагуна имеется залежь чистой соды. Образование кар-

бонатов натрия в озерах объясняется выветриванием туфов, питанием озер термами и деятельностью микроорганизмов.

С вулканогенно-осадочными отложениями соленых озер Р. Хей (Нау, 1966) связывает проявления анальцима в формации Дак-Виктор (верхний триас) и в комплексе Хаботьяно (верхний мел) в Аргентине.

В Австралии проявления давсонита известны в пермских угленосных отложениях Сиднейского бассейна (Longhnan, See, 1967).

Минерал в виде тонковолокнистых игольчатых агрегатов находится в кварцитовых песчаниках с глинистым цементом.

Среднее содержание давсонита в породе 7%, доломита 2%. При действии на измельченный песчаник 5%-ным раствором соляной кислоты минерал полностью растворяется. Присутствие давсонита в угленосных отложениях свидетельствует о формировании их в условиях засушливого климата.

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПРОЯВЛЕНИЙ ПРИРОДНОЙ СОДЫ

Карбонаты и бикарбонаты натрия встречаются в водных растворах (содовых водах) и в виде обширной группы соляных минералов экзогенного, реже эндогенного происхождения. Условия образования эндогенных проявлений природной соды не ясны. Экзогенные типы содопроявлений представляют собой различные стадии сложного и непрерывного процесса миграции и аккумуляции карбонатов и бикарбонатов натрия, протекающего в системе.

содовые воды \rightleftharpoons твердые содовые образования.

Некоторые из этих проявлений, особенно педогенные, гипергенные и гидрогенные, являются временными, неустойчивыми и, по видимому, очень редко переходят в ископаемое состояние. Общая роль их в развитии процессов содообразования и содонакопления значительная.

Наиболее крупные скопления карбонатов и бикарбонатов натрия в настоящее время известны в образованиях озерного, или лимногенного, типа. К ним относятся рассолы и содоносные отложения современных соляных озер, большинство ископаемых содопроявлений и крупнейшие месторождения троны, нахколита и давсонита формации Грин-Ривер.

Выяснение особенностей формирования и размещения месторождений и содопроявлений озерного типа, а также установление критериев и предпосылок их прогнозирования и поисков имеет теоретическое и практическое значение.

Состав минералов содового типа строго соответствует солевому составу содовых вод, а образование их происходит под влиянием многих факторов при испарении вод с поверхности озер в аридных или семиаридных условиях (см. табл. 5).

Основные закономерности накопления содовых минералов аналогичны закономерностям формирования других эвапоритов. Существенная особенность их в отличие от сульфатных и хлоридных солей заключается в том, что содовые эвапориты могут и могли формироваться исключительно в солеродных бассейнах содового типа и в типично континентальной обстановке (с верхнего докембрия, когда состав океана стал близким современному).

Общие закономерности размещения и развития содовых бассейнов, как и солеродных бассейнов других гидрохимических типов, контролируются структурно-геологическими и ландшафтно-климатическими факторами. По отношению к внутриконтинентальным солеродным бассейнам, в том числе и содовым, влияние этих факторов больше выражено и проявляется значительно сильнее, так как в данном случае они определяют не только закономерности пространственного размещения солеродных бассейнов и полноту развития галогенеза в них, но и особенности формирования и распространения вод, питающих озерные бассейны.

Многие исследователи вопрос об источниках питания бассейнов, с которыми связано накопление мощных галогенных формаций морского типа (лагунные, заливные, краевых частей открытого моря, внутриконтинентальных солеродных морей), решают однозначно: преобладающее значение здесь играли морские (океанические) воды определенного химического состава, который оставался неизменным с конца докембрия (Валяшко, 1962; Страхов, 1962). Это предопределило отчетливо выраженное постоянство минерального состава морских эвапоритов в пространстве и во времени на протяжении всех постпротерозойских этапов развития морского галогенеза. Поэтому вся история его складывается не из качественных, а из количественных колебаний интенсивности и полноты галогенного процесса и из географического смещения узлов соленакопления в аридных зонах (Страхов, 1962). Тектонические факторы в основном контролировали возникновение и пространственное положение замкнутых или полузамкнутых бассейнов и их прогрессивное прогибание на фоне сравнительно стабильных платформенных структур земной коры и морских регрессий (Иванов, 1953; Иванов, Левицкий, 1960; Страхов, 1962).

Значительно сложнее обстоит дело с влиянием геолого-тектонических и ландшафтно-климатических факторов на условия и особенности развития континентального соленакопления. В этом случае в областях аридного и семиаридного климата необходимо наличие внутриконтинентальных впадин и депрессий с тектоническим режимом, благоприятным для соленакопления и обеспечения этих впадин водно-солевым питанием, строго определенным не только в количественном, но и в качественном отношении.

Основу размещения различных гидрохимических типов континентальных вод (и озер), а следовательно, и отложений в них составляют геологическое строение и петрографический состав пород водосборных площадей. Это влияние состава пород на гид-

рохимический тип озер осуществляется посредством геолого-тектонического режима региона (разнообразие и пестрота состава пород, выводимых на поверхность в горно-складчатых областях, или монотонность их на платформах) и определяемых им местных ландшафтно-климатических условий (расчлененность рельефа, вертикальная поясность, локальная аридность или гумидность, биогеоценозы), которые в совокупности контролируют интенсивность и физико-химическую направленность процессов разрушения (выветривания) тех или иных типов пород. Это обуславливает разнообразие состава вод, питающих континентальные бассейны, и различие их гидрохимических типов: хлоридные, сульфатные, содовые. Так как геолого-тектонические и ландшафтно-климатические условия формирования состава подземных и поверхностных вод различных участков земной поверхности неодинаковы и со временем изменяются, то история континентального галогенеза складывается не только из количественных, но и качественных изменений в пространстве и во времени.

Из-за ограниченности размеров континентальных солеродных бассейнов, а также солевого питания их исключительно за счет внутриконтинентальных вод влияние на них любых других внешних факторов (вулканизма, почвообразования, разгрузки глубинных подземных вод, приноса соляной пыли ветром и т. д.) выражено значительно сильнее, чем на солеродные бассейны морского типа.

Континентальный галогенез менее интенсивен во времени, так как солеродные бассейны питаются преимущественно пресными и слабосоленоватыми водами с минерализацией значительно ниже морской воды, и менее компактен в пространстве из-за сравнительно малых размеров большинства соляных озер, их обилия и рассеянности на площади того или иного региона. Продолжительность существования многих континентальных бассейнов значительно короче, чем бассейнов морского типа, хотя вероятность и частота возникновения первых во времени и пространстве намного выше. Поэтому наряду с качественными изменениями континентальный галогенез и в количественном отношении рассредоточен (рассеян) как в пространстве, так и во времени.

Все это обуславливает разнообразие гидрохимических типов континентальных соляных озер и их обилие даже в пределах одного и того же региона. Однако вероятность сочетания условий, благоприятных для возникновения крупных по размерам и длительно существовавших континентальных соляных озер, где могли бы формироваться мощные соляные толщи, встречаются значительно реже. Так, из огромного количества современных минерализованных озер, развитых на поверхности Земли, на физико-географических картах зафиксировано с площадью 10—50 км² 182 озера; 50—150 км² 139; 150—300 км² 85; 300—600 км² 46 и более 600 км² 67 озер. Озера разбросаны на огромных пространствах Евразии, Америки, Африки и Австралии. Многие из них соляные и обладают запасами солей в рассолах и донных отложениях в десятки и сотни

миллионов тонн. Возраст большинства озер редко старше четвертичного, т. е. не превышает 1 млн. лет. Если допустить, что удельная плотность минерализованных озер на площадях древних аридных зон была аналогична современной, а средняя продолжительность существования крупных озер составляла 0,1—0,5 млн. лет, то количество соляных озер, существовавших в прошлом, например, с верхнего палеозоя, выразится значительной цифрой. Несомненно, что многие из них имели соляные залежи, но общие предпосылки для перехода их в ископаемое состояние и последующее сохранение были ограничены. Причины кроются не в высокой растворимости солей континентального происхождения, в частности карбонатов и сульфата натрия, которые сопоставимы с растворимостью хлоридов натрия и калия (см. рис. 15), более обычных в ископаемых отложениях, а в том, что континентальные соляные залежи намного уступают по размерам и мощностям соляным залежам морского типа (Иванов, 1953; Яншин, 1961). Континентальные формации (и галогенные) наиболее сильно «потрепаны» в геологической истории в силу их значительной эродированности, особенно в горно-складчатых областях и предгорных частях платформ, где условия для их формирования (но не сохранения) более благоприятны.

Однако многие современные соляные озера, а также выявленные в СССР и за рубежом ископаемые соляные залежи континентального типа достигают значительных размеров и обладают запасами солей в десятки и сотни миллионов, реже миллиардов тонн (озера и ископаемые залежи мирабилита, тенардита, глауберита, астраханита, галита в США, Испании, Канаде, КНР). Не являются исключением в этом отношении и соляные содовые озера Магади, Натрон, Оуэнс, Сирлс, Саммер, Ван, Рудольфа, Самбхар и др., площади которых составляют сотни и тысячи квадратных километров при мощности осевших отложений в десятки и сотни метров (соляных линз 10—15 м).

Суммарная площадь распространения содоносной формации Грин-Ривер во впадинах Грин-Ривер, Уинта и Пайсинес-Крик достигает нескольких десятков тысяч квадратных километров, а суммарные запасы солей огромны и сопоставимы со многими крупными месторождениями калийных солей мира.

Следовательно, в отдельные периоды возникали условия, благоприятные для накопления мощных соленосных, в том числе и содоносных, отложений континентального типа.

Об этом в определенной мере свидетельствует наличие в настоящее время крупнейших озер: Байкал, Танганьика, Ньяса, Виктория, Чад, Моно, Эрхай, Телецкое, Онежское, Чудское, Верхнее и др., которые отражают не только геолого-структурную и ландшафтно-климатическую обстановку возникновения и развития пресных содовых озер, но и указывают на потенциальные возможности формирования крупных солеродных бассейнов содового типа. В прошедшие геологические эпохи имелись благоприятные предпо-

сылки для широкого распространения таких же, а может быть, и более крупных содовых озер (Страхов, 1962; Эйгстер, 1969). На ранних этапах развития Земли, когда океанические воды являлись содовыми, могли существовать содовые озера, питающиеся морскими водами. Однако возможности соленакпления в докембрийские эпохи во многом не ясны, предпосылки для сохранения таких солей незначительны и вероятность обнаружения их ограничена. Формирование докембрийских железистых кварцитов Х. П. Эйгстер (1969) связывает с содовыми бассейнами повышенной минерализации.

При выяснении особенностей формирования и размещения континентальных месторождений минеральных солей, их прогнозирования и поисках необходимо уделять большое внимание палеотектоническим и палеогеографическим условиям развития регионов и их осадконакоплению с точки зрения: 1) формирования и локализации озерно-континентальных отложений; 2) палеогидрохимических особенностей формирования состава древних поверхностных и подземных вод и выявления гидрохимических типов озерных бассейнов; 3) палеогеоморфологических и палеоклиматических предпосылок развития континентального галогенеза, его типа, масштаба и полноты; 4) возможности перехода соленосных отложений в ископаемые залежи и их последующего сохранения.

При формировании замкнутых внутриконтинентальных бассейнов, в которых могут развиваться процессы галогенеза, решающую роль играли структурно-геологические особенности развития регионов (тектонический режим, скорость и направленность движений земной коры). Они определяют структурно-тектонические, геоморфологические и ландшафтно-климатические предпосылки и условия накопления, захоронения и сохранения соленосных образований. Галогенные формации, связанные с морским солепитанием, располагаются в основном в краевых впадинах и синеклизах платформ с завершенным или почти завершенным складкообразованием (Иванов, 1953; Иванов, Левицкий, 1960; Страхов, 1962). Реже они приурочены к горно-складчатым областям геосинклинальных систем, где локализуются в депрессиях инверсионной стадии развития геосинклиналей. В этом случае, как и на платформенных структурах, накопление галогенных комплексов происходило на фоне морских регрессий, местами трансгрессий, т. е. в периоды, когда происходила смена морского режима осадконакопления на континентальный и наоборот.

Структурно-геологическое положение современных соляных озер и слабо изученных континентальных галогенных формаций (особенно содовых) выражено менее четко. С одной стороны, они приурочены к типично платформенным областям (Северная Африка, Индия, Австралия, Западная Сибирь), с другой — к складчатым сооружениям геосинклинальных систем (западное побережье Северной и Южной Америки, Малая Азия, Иран) или к переходным между ними зонам, т. е. к возрожденным эпиплатформенным поясам

или активизированным платформам (Центральная Азия, Восточная Африка, Скалистые горы). Большинство содопроявлений и парагенных им образований располагается в межгорных депрессиях горно-складчатых сооружений, созданных или обновленных (активизированных) вертикальными подвижками земной коры в мезозойско-кайнозойские, реже верхнепалеозойские (Центральный Казахстан, Алтае-Саян) этапы тектогенеза. В геосинклинальных системах такие впадины связаны с орогенными, т. е. заключительными, этапами их развития. Меньшая часть содопроявлений и парагенных им образований находится на территориях платформ (Предуралье, Предтимање, Обь-Иртышское междуречье, Северная Африка и др.) и располагается в основном в их предгорных частях. Роль тектонических факторов в локализации внутриконтинентальных бассейнов здесь не менее значительна. Это, например, подтверждается современным положением соляных (и содовых) озер Обь-Иртышского междуречья, которые приурочены к древним ложбинам стока или пониженным участкам, отражающим в общем плане структурный рельеф кристаллического фундамента и покрывающего его мезозойско-кайнозойского чехла.

При активном тектоническом режиме и значительной расчлененности рельефа горно-складчатых систем и предгорных участков платформ здесь возникают: 1) благоприятные предпосылки для разрушения и выветривания преимущественно интрузивных, эффузивных и метаморфогенных пород и энергичной промываемости продуктов их разрушения, обогащения подземных и поверхностных вод вулканогенной и метаморфогенной углекислотой; усиленной разгрузки подземных вод и термальной активности, а также других процессов, способствующих формированию или выводу на поверхность содовых вод (уничтожение артезианских бассейнов, разгрузка нефтяных вод); 2) локальные ландшафтно-климатические зоны (вертикальная и горизонтальная поясность) с наличием местных гумидных и аридных площадей, обуславливающие возможность зарождения питающих озера растворов и формирования их состава в гумидных условиях на участках водосбора, аккумуляции и испарения в аридных и семиаридных условиях межгорных впадин и депрессий (озера Калифорнии и Невады, Восточной Африки, Забайкалья, МНР и др.); 3) группы или системы проточных, полупроточных и бессточных озер, часто связанных между собой временными или постоянными водотоками, что создает благоприятные условия для механической и химической дифференциации сносимого в озера вещества, последовательного повышения минерализации поверхностных вод и интенсификации солепитания в бессточных (конечных) озерах (например, системы: воды гор Сьерра-Невада — р. Оуэнс — оз. Оуэнс — оз. Чайна — оз. Сирлс, озер Рифтовых долин Восточной Африки, оз. Рублево — оз. Демкино — озера Танатар).

Все это создает благоприятные предпосылки для возникновения местной (локальной) интенсификации процессов соле- и содонако-

пления в пространстве и во времени. Благоприятные палеотектонические и палеогеографические предпосылки для развития континентального галогенеза, особенно содового типа, могут возникать преимущественно на фоне континентального режима тех или иных регионов, в чем и заключается наиболее существенное различие палеогеографических и фациальных условий проявления континентального и морского галогенеза. Поэтому континентальный и морской галогенез несколько сдвинуты по времени или территориально, т. е. могут развиваться одновременно на различных территориях или сменяться по времени в пределах одного региона. Однако эпохи максимального проявления галогенных формаций морского и континентального типов, по-видимому, не совпадают.

При рассмотрении палеогеографических и палеоклиматических предпосылок континентального соленакопления важно учитывать тот факт, что современные соляные озера и другие солепроявления (засоление почв, солевые выцветы, налеты) известны в аридных и семиаридных зонах всех климатических поясов — от арктического до субэкваториального. Однако наибольшее количество озер (и содовых) располагается в южных областях умеренного пояса, в субтропическом, тропическом, реже субэкваториальном поясах. Содовые озера (солончатые и соляные) приурочиваются в основном к ландшафтно-климатическим зонам лесостепей, саванн, степей и полупустынь (см. рис. 29, 36, 39), т. е. преимущественно к семиаридной и аридной зонам. Горизонтальная зональность распространения содовых озер усложняется вертикальной поясностью в горных районах, поэтому соляные (и содовые) озера могут проникать и в другие ландшафтно-климатические зоны. В этом проявляется пространственный контроль климата над континентальным соле- и содонакоплением. Положение климатических поясов и их аридных зон в истории Земли неоднократно изменялось. Смещение ландшафтно-климатических и аридных зон значительно сильнее проявлялось на размещении областей и узлов континентального галогенеза, чем морского, так как последний более жестко контролируется сочетанием структурно-тектонических факторов и положением прибрежных зон морей.

Влияние климата не ограничивалось только контролем над пространственным размещением областей и узлов соленакопления, так как климат является одним из ведущих факторов, определяющих общую направленность и интенсивность солеобразования в континентальных солеродных бассейнах. Это влияние проявляется через действие многолетних и сезонных изменений климата, которые усиливают или ослабляют солеобразование и приводят к определенной ритмичности озерных отложений, выражающейся в развитии соляных, слабосоляных и несоляных пород. На галогенез в озерном бассейне основное воздействие оказывают многолетние и вековые изменения климата, выражающиеся в сохранении или усилении его аридности или в ее ослаблении и усилении гумидности. Эти изменения определяют направленность периодических (много-

летних) процессов солеобразования на стадии самосадочного соляного озера (Валяшко, 1962). При усилении или сохранении аридности эти процессы направлены в сторону необратимого перехода солей в твердую фазу. При ослаблении аридности и нарастании гумидности возможен обратный переход солей в донные и поверхностные рассолы. Это влияние климата проявляется через понижение или повышение уровня озера, т. е. через рост или уменьшение минерализации рассолов и изменение концентрации солей. Изотермические процессы ярко выражены в соляных озерах тех климатических зон, где в условиях жаркого или умеренножаркого и тепло-го климата (субтропический, тропический, субэкваториальный поясы) сезонность проявляется благодаря изменению количества осадков, влажности воздуха и величине испарения, а сезонные изменения температур выражены слабо. В таких зонах в основном сезонное колебание уровней озер определяет сезонные (циклические) изменения минерализации рассолов и концентрации солей, а вместе с ними и изотермические процессы их кристаллизации. В таких случаях периодические и циклические процессы обусловлены только колебаниями уровней озер и выражаются через изотермические процессы кристаллизации солей, т. е. в целом направлены одно-сторонне.

Политермические процессы характерны для соляных озер умеренного пояса, где сезонные изменения температур воздуха вызывают синхронные колебания температур поверхностных и даже донных рассолов от плюсовых до минусовых значений. В содовых озерах они приводят к образованию новосадки природной соды (натрона) и мирабилита, которые при благоприятных условиях могут переходить в старосадку и корневые залежи (оз. Танатар). Сильное влияние сезонных колебаний температур на процессы кристаллизации солей можно проследить на сульфатно-хлоридном оз. Кучук — крупном континентальном солеродном бассейне, запасы мирабилита которого только в донных отложениях достигают 450 млн. т. Корневая залежь мирабилита площадью около 130 км² и мощностью 5,5 м залегает непосредственно под поверхностными рассолами и периодически отделяется от них рыхлым слоем новосадки мощностью 30—40 см. Образование ее связано с политермическими процессами кристаллизации мирабилита, обусловленными ярко выраженными циклическими изменениями температуры рассолов. Наблюдения Ю. В. Баталина и В. Г. Кузнецова за озером в 1959—1964 гг. показали, что сезонные изменения температуры рассолов от минус 15,4 до плюс 22,2°C (среднемесячные температуры января и июля за этот период) вызывали синхронные изменения запасов сульфата натрия в поверхностных рассолах от 2,3 до 26,4 млн. т. (см. рис. 20). В этот период в среднем более 50 млн. т мирабилита ежегодно переходило в твердую фазу (новосадку) или обратно в раствор. За последние 35—40 лет эти процессы в оз. Кучук характеризовались высокой обратимостью и более 10—15% общих запасов мирабилита в озере ежегодно вовлекались в поли-

термические процессы кристаллизации солей. Обратимость процесса может быть нарушена при устойчивом понижении уровня озера (его усыхании) или при возобновлении усиленного притока в оз. Кучук рассолов оз. Кулундинского, что в прошлом и привело к формированию корневой линзы мирабилита. О существенных изменениях гидрохимического режима оз. Кучук свидетельствует наличие в корневой залежи прослоев ила и тенардита. Первые соответствуют периодам обводнения озера, вторые — периодам усыхания, так как образование тенардита могло происходить благо-

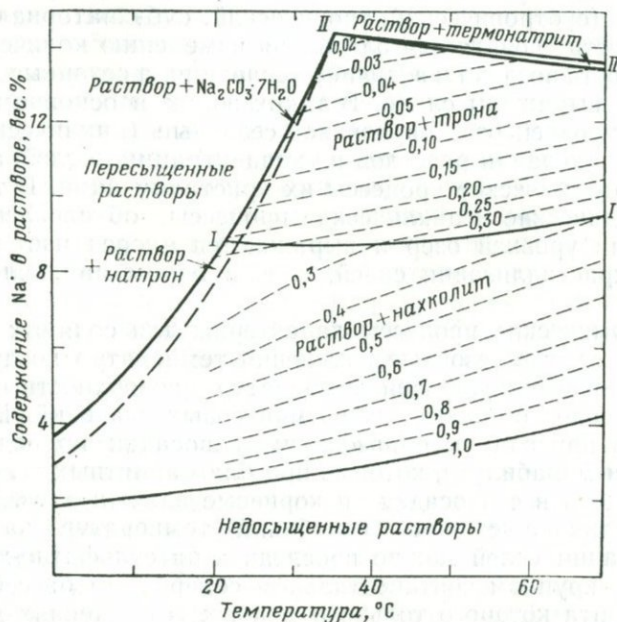


Рис. 43. Диаграмма системы $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{NaHCO}_3 - \text{H}_2\text{O}$. (Bradly, Eugster, 1969).

Пунктирными линиями показаны значения $\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}}$

даря инконгруэнтному плавлению мирабилита при высокой концентрации в рассолах хлористого натрия и интенсивном прогреве их на небольшой глубине озера. Подобные процессы солеобразования возможны и в содовых озерах умеренного пояса, так как растворимость и кристаллизация натрона сильно зависят от температуры, а условия перехода его в корневые отложения во многом аналогичны условиям накопления мирабилита (см. рис. 17, 43).

Таким образом, климат не только контролирует пространственное положение континентальных соляных озер, но и обуславливает интенсивность, направленность и характер соленакопления в них.

В соляных содовых озерах в условиях жаркого, умеренно жаркого и теплого климата кристаллизуются и накапливаются в донных отложениях трона и галит, а в зонах умеренного и умеренно холодного климата — природная сода (натрон), мирабилит, реже галит.

При наличии благоприятных тектонических и климатических предпосылок континентальный галогенез определенного типа (хлоридный, сульфатный, содовый) может развиваться только в солеродных бассейнах соответствующего гидрохимического типа, т. е. при наличии гидрохимических предпосылок, предопределяющих устойчивое питание солеродного бассейна водами определенного гидрохимического типа.

Возможны три случая возникновения содовых озер путем: 1) питания озера исключительно содовыми водами; 2) питания озера преимущественно содовыми водами; 3) формирования содового состава вод непосредственно в озере в результате биохимических, физико-химических и других процессов.

Последний вариант в природе встречается, по-видимому, редко и связан в основном с восстановлением сульфата натрия при действии сульфатредуцирующих бактерий с одновременным образованием сернистого водорода и соды (Влодавец, 1927; Кучин, 1934; Посохов, 1946, 1969; Никольская, 1961; Базилевич, 1965). По П. М. Мурзаеву (1968), озера подобного типа встречаются в Киренаике, вблизи Бенгази (Ливия). Здесь в полосе пустынь и солончаков известно четыре небольших озера (650 м^2), воды которых обогащены сероводородом (100 мг/л) и содержат тонкодисперсную серу. В осадке (серной руде) одного из озер содержание элементарной серы достигает 50%, соды 20%, кремнезема 12%. Придонные слои озер и желатиноподобное вещество на берегах включают колонии серных бактерий, которые восстанавливают сульфаты вод с образованием соды.

На примере различных регионов мира показано, что содовые озера могут возникать и развиваться до солеродных бассейнов при условии питания их содовыми водами. Региональное или локальное (очаговое) распространение подземных и поверхностных содовых вод является основой регионального или локального распространения содовых озер. Пути формирования состава содовых вод, питающих озера, многообразны и в каждом конкретном случае определяются целым рядом геолого-тектонических и ландшафтно-климатических факторов. Ведущая роль при их формировании принадлежит процессам взаимодействия вод, обогащенных углекислотой, с натрийсодержащими породами, почвообразования, минерализации растений, десульфатизации, диагенеза и эпигенеза морских и озерных отложений, выщелачивания содовых минералов и др. Основное значение при этом имеют процессы глубокого химического разложения и выветривания изверженных и осадочных пород, особенно имеющих высокие содержания натрия (табл. 43).

Наибольшие отклонения содержаний N_2O и K_2O от средних

Содержание натрия и калия в изверженных и осадочных породах (в %)

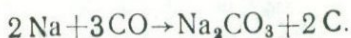
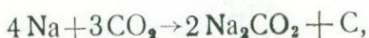
Тип породы	Na ₂ O	K ₂ O
Изверженные породы		
Ультраосновные породы	0,1—2,3	0,04—4,9
Габбро	1,26—3,67	0,19—0,91
Породы трапповой формации и жильные породы габбро-базальтовой группы	0,61—4,91	0,16—1,49
Породы базальтовой группы	1,3—4,07	0,37—1,76
Щелочные габброидные породы	1,07—9,63	0,12—8,05
Щелочные базальтоидные породы	1,94—6,45	1,3—7,58
Сиениты	3,1—6,53	2,99—5,70
Нефелиновые сиениты	6,29—16,25	0,79—6,46
Диориты	3,37—3,39	2,10—2,12
Андезиты	3,41—3,83	1,64—2,44
Трахиты и родственные им породы	3,08—7,65	3,62—5,80
Граниты и гранодиориты	3,32—6,0	1,39—5,45
Кислые эффузивные породы	2,85—6,14	1,26—4,56
Средний состав изверженных пород	3,84	3,13
Осадочные породы		
Глинистые породы	1,3	3,24
Монтмориллонитовые глины	1,53—2,74	0,12—1,59
Песчаные породы	0,45	1,31
Аркозовые песчаники	—	1,12—1,54
Известняки	0,05	0,33
Кремнистые породы	0,05—0,08	0,03—0,5
Средний состав осадочных пород	1,13	2,86

значений характерны для средних, кислых и щелочных разновидностей пород (особенно нефелиновых сиенитов), в составе которых существенную роль играют щелочные алюмосиликаты (щелочные полевые шпаты — альбит, ортоклаз и фельдшпатыды — нефелин, лейцит). Ж. Милло (1964) и Е. В. Посохов (1969) подчеркивают, что основной формой выветривания силикатов является гидролиз, т. е. замещение в кристаллической решетке силикатов ионов натрия, калия и кальция водородными ионами воды (H⁺) вследствие ее частичной диссоциации. При этом происходит образование алюмокремниевых кислот и освобождение гидроокисей кальция, калия и натрия. Гидроокись натрия, соединяясь с углекислотой по реакции $\text{NaOH} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{NaHCO}_3$, образует бикарбонат натрия, который и переходит в водный раствор.

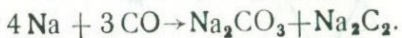
Повышение влажности пород, температуры и присутствие в воде CO₂ (увеличивает концентрацию ионов H⁺) усиливают гидролитическое разложение минералов, что способствует формированию содовых вод.

Не случайно, что подземные и поверхностные содовые воды (и озера) широко распространены в районах, где интенсивно проявилась кайнозойская фаза вулканизма (Калифорния и Невада в

США, Восточная Африка, Южная Америка, Закавказье и др.). На примере вулкана Олдоиньо-Ленгаи видно, что возможность эндогенного образования карбонатов и бикарбонатов натрия не ясна. При температуре 300—400° С протекают реакции (Алабышев и др., 1959):



При температуре 625—780°С протекает реакция



Влияние вулканизма на формирование содовых озер этих районов проявляется не в развитии здесь глубинных и эндогенных источников карбонатов натрия или ювенильных содовых вод, а в том, что в этих районах в результате тектонической и вулканической активности возникают условия: 1) для вывода на поверхность эффузивных пород, обогащенных натрием; 2) для насыщения подземных и поверхностных вод метаморфогенной и вулканогенной углекислотой; 3) для развития термальной активности и интенсивного взаимодействия метеорных вод с эффузивными и другими породами. Все эти факторы усиливают процессы формирования подземных и поверхностных содовых вод, особенно при наличии благоприятных предпосылок для интенсивного выветривания пород, как это имеет место в Восточной Африке. Сочетание комплекса докембрийских интрузивных, преимущественно гранитоидных, и метаморфогенных пород кристаллического основания и наложенных на них сильнощелочных разностей вулканогенных пород и предопределило региональное развитие подземных (термальных) и поверхностных содовых вод. На тройной диаграмме (рис. 44) фигуративные точки состава вод располагаются вблизи полюса карбонатов, примыкая или находясь на стороне $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{Na}_2\text{SO}_4$. Это подчеркивает не только их высокую содовость, низкую сульфатность и хлоридность, но и генетическую взаимосвязь озерных, речных и подземных вод, а также близость процессов формирования их состава.

Иначе выглядит геолого-структурная и ландшафтно-климатическая обстановка формирования плейстоценовых и современных содовых озер в межгорных впадинах Калифорнии и Невады. Последние здесь наложены на мезозойское складчатое основание с широким развитием как осадочных, так и интрузивных гранитоидных (батолит Сьерра-Невады) и ультраосновных пород. Формирование впадин и заполнение их озерно-континентальными осадками происходило на фоне интенсивного кайнозойского вулканизма с продуктами кислого и основного состава и за счет эрозии комплексов осадочных, эффузивных и интрузивных пород. Это в условиях субтропического и умеренного климата четвертичного перио-

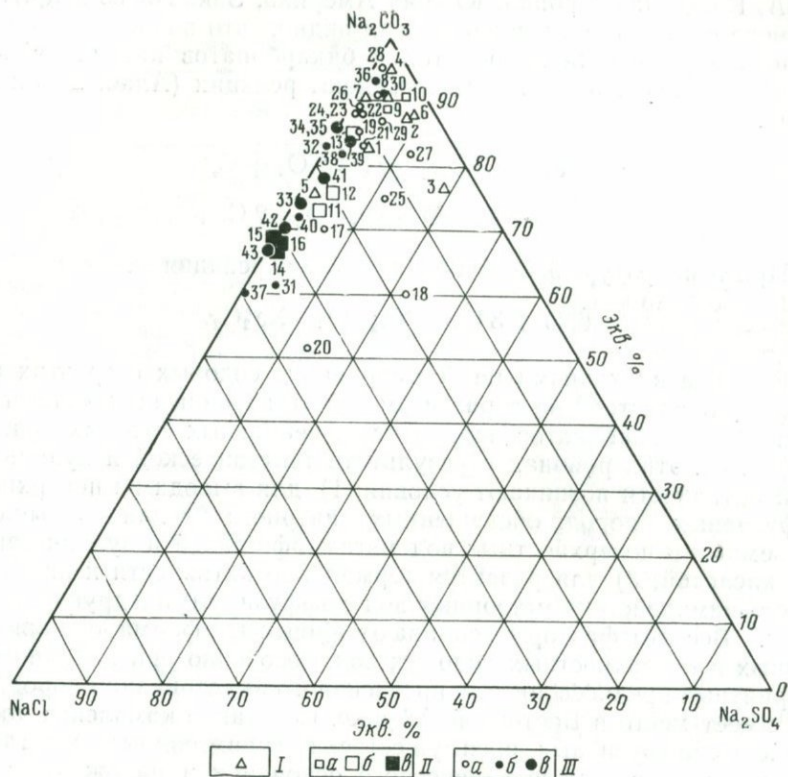


Рис. 44. Диаграмма состава содовых вод Восточной Африки

I — реки; II — источники; III — озера: а — пресные, б — солоноватые, в — соляные. Реки: 1 — Сипи; 2 — Муембе; 3 — Гринк; 4 — Сироко; 5 — Малагараси; 6 — Голубой Нил; 7 — Белый Нил у Хартума; 8 — Рузизи. Источники: 9—10 — у оз. Ханнингтон; 11 — у оз. Элементейта; 12 — у оз. Рудольф; 13 — гейзер у оз. Ханнингтон; 14—16 — у оз. Магади. Озера: 17 — Чайна; 18 — Якимбо; 19—20 — Виктория; 21 — Джордж; 22 — Ньяса; 23—24 — Танганьика; 25 — Баринго; 26 — Руква; 27—28 — Найваша; 29 — Эдуард; 30 — Киву; 31 — Рудольф; 32—35 — Ханнингтон; 36—37 — Кратер-Лейк; 38—39 — Накуру; 40—41 — Натрон; 42 — Элементейта; 43 — Магади.

да обусловило большую пестроту состава подземных и поверхностных вод. Наряду с широким распространением содовых озер и четвертичных содоносных отложений развиты озера других гидрхимических типов (II и III) с сульфатонасными хлоридными отложениями, в том числе гипсовыми (Долина Панамит, Долина Смерти и др.). Содовые воды Калифорнии и Невады обладают несколько повышенным содержанием сульфата и хлорида натрия (рис. 45).

В Центральной Азии орогенные и наложенные (неотектонические) впадины и их отложения, а также подземные и поверхностные воды формировались на фоне различных комплексов осадочных,

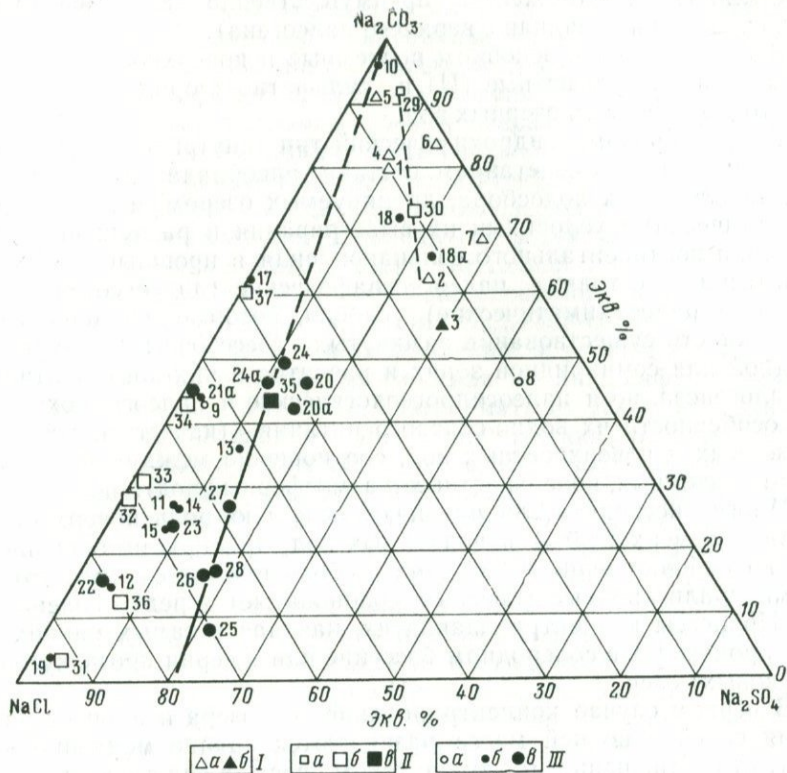


Рис. 45. Диаграмма состава содовых вод Калифорнии и Невады (США).

I — реки; II — источники; III — озера: а — пресные, б — солоноватые, в — соляные. Реки: 1 — Мохаве; 2 — Оуэнс; 3 — Амаргоса; 4 — Сакраменто; 5 — Траки; 6 — Гумбольдт. Озера: 8 — Тахо; 9 — Гумбольдт; 10 — Игл; 11 — Пирамид; 12 — Уиннемака; 13 — Лауэр-Алкали; 14 — Пирамид; 15 — Мидл-Алкали; 16 — Лигл-Боракс; 17 — Боракс; 18—18а — Блэк; 19 — болото Тилс; 20—20а — Моно; 21 — Боракс; 22 — Дип-Спрингс; 23 — Тилс; 24—24а — Оуэнс; 25 — Сода; 26 — Сирлс; 27—28 — донные рассолы оз. Сирлс. Источники: 29 — средний состав вод источников Сьерра-Невады; 30 — то же после 1000-кратного сгущения; 31 — Комплекссион; 32 — Уилбур-Хат; 33 — Фаутс; 34 — Акваденей; 35 — Баллей; 36 — Стимбот; 37 — Сульфур-Банк.

эффузивных и интрузивных пород в сложной ландшафтно-климатической обстановке.

В предгорных участках платформ с развитым осадочным чехлом, например в юго-восточной части Западно-Сибирской плиты (Обь-Иртышское междуречье), размещение различных гидрохимических типов подземных (в основном грунтовых) и поверхностных вод и современных озер в большей степени контролируется ландшафтно-климатическими факторами, определяющими характер процессов почвообразования (Никольская, 1961) и почвенного засоления (Базилевич, 1965), так как материнский субстрат выветривающихся пород представлен монотонной по составу толщей пес-

чано-глинистых отложений преимущественно континентального происхождения (начиная с верхнего палеогена).

Здесь развиты в основном подземные и поверхностные содовые воды, а также сульфатные (II) и сульфатно-хлоридные (III) типы грунтовых, речных и озерных вод.

Таким образом, гидрохимический тип внутриконтинентальных озер определяется сочетанием состава преобладающих типов пород на площадях водосбора, дренируемом озером, и ландшафтно-климатическими условиями их выветривания и разрушения. При изучении континентального соленакопления в прошлые эпохи важно выяснить не только палеогеографические (палеогеоморфологические и палеоклиматические) условия, которые предопределяют возможность существования замкнутых (бессточных) бассейнов в аридной или семиаридной зонах и развития в них континентального галогенеза, но и палеогидрогеологические и палеогидрохимические особенности их водно-солевого питания (качественный состав подземных и поверхностных вод, соотношение между притоком в озеро подземных, поверхностных и атмосферных вод).

Многие исследователи признают ведущую роль поверхностных (речных и верховодок) и подземных вод, дренируемых на площадях водосбора озерного бассейна. В большинстве случаев это слабо минерализованные (пресные, солоноватые) и редко соленые воды. Процессы концентрирования их, начиная с самых ранних стадий, происходят в солеродном бассейне или в серии промежуточных (верховых) озер.

В первом случае концентрирование вод озера и процесс накопления солей в водной массе развиваются крайне медленно и зависят от соотношения между притоком пресных вод в озеро и их испарением. При высоком испарении и слабом притоке вод озеро быстро высыхает, при интенсивном притоке и низком испарении оно опресняется. Благоприятные условия для осолонения озера возникают при изохорическом испарении, когда соотношения между объемами испаряющейся и притекающей воды уравниваются. В этом случае минерализация вод и накопление солей, а следовательно, их переход в донные отложения в крупном бассейне происходит медленно, так как масса солей, приносимых пресными водами, незначительна. Для интенсификации процесса аккумуляции солей и формирования сравнительно мощных солоносных отложений необходимо испарение огромных количеств воды. Наиболее благоприятные предпосылки для этого возникают, когда бассейн имеет значительную площадь и относительно небольшую глубину.

Благоприятные предпосылки для интенсификации процессов соленакопления и солеобразования создаются не в одиночных озерах, а в группах или системах озер, связанных между собой постоянными или временными водотоками. В этом случае могут возникнуть условия для: 1) испарения пресных, солоноватых и соляных вод на значительной площади; 2) последовательного повышения минерализации озерных вод в верховых (промежуточных) озерах; 3) уси-

ленного питания солями низовых (конечных) озер за счет поступления в них вод повышенной минерализации (вплоть до соленых); 4) интенсивного образования соляных осадков в конечных бессточных озерах; 5) дифференциации и отложения большей части терригенного материала в промежуточных озерах. Образование таких систем или групп озер может быть связано с развитием тектонических впадин и депрессий, с эрозионно-тектоническими и речными долинами, а также с распадом крупных озерных бассейнов при их усыхании. Эти системы могут находиться в тектонически активных (озера Оуэнс, Чайна, Сирлс, озера Восточной Рифтовой долины, Центральной Азии) или в относительно спокойных регионах (озера Обь-Иртышского междуречья, долина Вади-эль-Натрун и др.). Чем более устойчива по времени и направленности развития структурно-геологическая, палеогеоморфологическая и ландшафтно-климатическая обстановка, тем более благоприятные условия возникают для развития и длительного существования таких озерных систем, питания их водами преимущественно одного гидрохимического типа, а следовательно, и для развития процессов соленакопления.

Типично конечным (низовым) бассейном (иногда проточным) являлось оз. Сирлс, основное водно-солевое питание которого было связано с р. Оуэнс и верховыми озерами Оуэнс и Чайна, площади которых на ранних стадиях были во много раз больше современных. Поэтому пресные и ультрапресные содовые воды (в основном гидрокарбонатные кальциевые и гидрокарбонатные натриевые), стекавшие с гор Сьерра-Невада и др., быстро достигали озерных бассейнов, где происходило их концентрирование и обогащение карбонатами и бикарбонатами натрия. Многократное обводнение и усыхание озер с периодическим перетоком вод в оз. Сирлс привело к накоплению мощных соленосных отложений.

С низовым положением в Восточной Рифтовой долине связывается и формирование залежей троны в озерах Магади и Натрон. По мнению Б. Бакера (Baker, 1958), в четвертичное время здесь существовали многочисленные озера, которые периодически обводнялись и усыхали. Многократное концентрирование озерных вод, а также растворение соленосных отложений верховых озер обусловили формирование высокосодовых, часто сильно минерализованных, вод, поверхностный и подземный сток которых к озерам Натрон и Магади привел к образованию в них крупных залежей троны. В эоценовом оз. Госвит, например, сформировались крупнейшие залежи троны впадины Грин-Ривер. В стадию бессточного озера, когда накапливались соленосные породы пачки Уилкинс-Пик, оз. Госвит островом, образованным поднятием Рок-Спрингс, и мелководными отмелями (барами) было разделено на ряд полуизолированных бассейнов. Наиболее пониженные из них находились в южной и центральной частях впадины Грин-Ривер, где отлагались пласты троны, а иногда и галита. В этих бассейнах расход вод через испарение возмещался в основном притоком менее соленых вод из северной части озера и Восточного залива (Bradley, Eug-

ster, 1969). Восточный залив соединялся с основной частью озера узким проливом и питался водами двух крупных рек (см. рис. 27). Одна стекала с Гранитных гор, другая дренировала восточное окончание хр. Уинта. Такой механизм, подчеркивают У. Бредли и Х. Эйгстер, должен был обеспечить отложение действительно мощных соляных пластов вследствие огромного источника растворенных солей во всех частях озера, которые действовали как огромный генератор рассола. Поступление солей в оз. Госвит связывается в основном с притоком вод и минеральных источников с площади водосбора, а также с выщелачиванием вулканического пепла, осаждавшегося в озере и на территории его гидрографического бассейна (Bradley, Eugster, 1969). Воды современных источников, расположенных на предполагаемой площади водосбора оз. Госвит, преимущественно содовые и характеризуются повышенным содержанием кремнезема (8,2—55 мг/кг) и фтора (до 7—15 мг/кг). Величина рН 7,6—10,0, температура 18,3—37,8°C. Термальные и щелочные источники были активными и в эоценовое время, о чем свидетельствуют находки в формации Грин-Ривер ископаемых образований (белые брекчированные известняки с многочисленными прожилками кварца и кальцита).

У. Бредли и Х. Югстер подчеркивают, что основные физико-географические (осадки, испарение, поверхностный приток, температура) и физико-химические (минерализация и состав вод, величины отношения $\frac{\text{HCO}_3^-}{\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}}$) показатели оз. Госвит на различных

стадиях его развития были во многом близки аналогичным показателям современных озер Виктория, Магади, Моно, Аберт. Они допускают, что средний состав вод (включая и минеральные источники), поступавших в оз. Госвит в стадию накопления соленосной пачки Уилкинс-Пик, соответствовал составу вод современной р. Грин-Ривер, которая дренирует значительную часть впадины Грин-Ривер и прилегающих территорий. Это предположение является малообоснованным, и, как признают сами исследователи, современный состав вод р. Грин-Ривер представляет не самую лучшую модель состава вод, которые питали оз. Госвит в период формирования пачки Уилкинс-Пик. Гидрокарбонатные кальциевые воды р. Грин-Ривер относятся не к первому (содовому), а ко второму типу (табл. 44). При концентрировании подобных вод превращения их в содовые, а тем более в высокосодовые рассолы не произойдет. Набор солей, который может возникнуть, будет соответствовать сульфатному (гипс, глауберит, мирабилит, тенардит, галит), а не содовому профилю.

Так, бессточное оз. Балхаш, расположенное в аридной зоне, питается водами, очень близкими по составу и минерализации водам р. Грин-Ривер (табл. 45). На первых стадиях концентрирования вод в оз. Балхаш происходит садка карбонатов кальция и магния. Среди анионов в водах главным становится сульфатный ион, а среди

Химический состав вод современных источников на территории предполагаемого гидрографического бассейна оз. Госвит (в мг/кг)

Источник	Индекс воды, по О. А. Алекину								Сумма ионов	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ , мг/л	Na ₂ CO ₃ + NaHCO ₃ Сумма ионов -100
		Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₂ ⁻			
Теплый	Cl ₁ ^{Na}	65,2	0,2	3,2	78,0	16,0	30,0	—	192,6	26,0	13,0
Безымянный	S ₁₁ ^{Na}	239,6	48,0	221,0	3,8	641,0	123,0	—	1276,4	—	—
	Cl ₁ ^{Na}	152,4	0,7	8,0	132,0	51,0	141,0	—	485,1	155,0	31,0
Лихтия	Cl ₁ ^{Na}	2192,0	32,0	30,0	1340,0	600,0	3000,0	—	7194,0	3786,0	52,0
Нарцис	.	2317,0	31,0	29,0	1420,0	637,0	3140,0	—	7574,0	3990,0	52,0
Серный	.	2037,0	37,0	35,0	1220,0	558,0	2890,0	—	6777,0	3579,0	52,0
Железный	.	773,0	58,0	86,0	432,0	228,0	1570,0	—	3147,0	1402,0	44,0
Горячий	Cl ₁ ^{Na}	288,0	0,5	18,0	310,0	145,0	104,0	—	865,5	64,0	8,0

катионов — ион натрия. В мелких озерах, расположенных по берегам оз. Балхаш, при дальнейшем концентрировании балхашской воды происходит образование мирабилита (Карашиган II), тенардита (Тектурмас, Майкамыс, Карасуат, Кашкентениз II), мирабилита и тенардита (Булайколь), тенардита и галита (Кашкентениз II). Можно полагать, что состав вод, питающих оз. Госвит, был отличным от состава вод современной р. Грин-Ривер. Используя данные У. Бредли и Х. Югстера (Bradley, Eugster, 1969) по общему притоку вод в оз. Госвит в период формирования пачки Уилкинс-Пик ($3,34 \cdot 10^{18}$ м³) и баланс основных компонентов, входящих в состав соляных и других аутигенных минералов, можно ориентировочно рассчитать усредненный состав вод, которые являлись источниками их образования. Эти воды были гидрокарбонатными кальциевыми первого типа, т. е. содовыми. Полученный усредненный состав, очевидно, более всего соответствовал составу вод на ранних стадиях их концентрирования, так как в дальнейшем за счет биохимических и физико-химических процессов происходило существенное перераспределение компонентов между водами и донными отложениями.

Расчитанный состав оз. Госвит в качественном отношении близок к составу пресных вод многих крупных озер и рек (табл. 46, 47, 48), отражающих широкое распространение и физико-географическую обстановку формирования содовых вод в различных регионах мира. В питании оз. Госвит основная роль, по-видимому, принадле-

Предполагаемый химический состав вод и рассолов оз. Госвит (в мг/кг)

Место взятия пробы	Индекс воды	Na ⁺ + K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	Сумма ионов	NaCO ₃ + NaHCO ₃	$\frac{Na_2CO_3 + NaHCO_3}{\text{Сумма ионов}} \cdot 100$
Река Грин-Ривер, Юта, США	CaCl	32	14	41	12	81	152	—	332	—	—
		14,8	12,5	22,7	3,7	18,6	27,7	—	100	—	—
Предполагаемый состав вод, питавших оз. Госвит в стадию формирования пачки Уилкинс-Пик	CaCl	47	21	61	18	120	227	—	494	—	—
		14,7	12,6	22,7	3,8	18,6	27,6	—	100	—	—
Озеро Виктория, Африка	Cl ^{Na}	14	3	6	4	2	56	—	116*	31	36
		26,0	10,3	13,7	5,4	2,4	42,2	—	100	—	—
Озеро Госвит в стадию опреснения (аналогичны водам источника Теплого у оз. Магади)	Cl ^{Na}	126,9	—	—	5950	147	15600	3540	37860	27738	73
		50,0	—	—	15,4	0,3	23,5	10,8	100	—	—
Рассолы оз. Госвит до садки солей (аналогичны рассолам оз. Магади)	Cl ^{Na}	91104	—	—	48000	984	12200	72200	224490	144233,0	64
		50,0	—	—	17,0	0,3	2,5	30,2	100	—	—

* В сумму ионов входят SiO₂, P, NO₃.

Химический состав вод р. Грин-Ривер и поверхностных вод бассейна оз.
Балхаш (в мг/л)
% · экв.

Место взятия пробы	Индекс воды	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Сумма ионов	Литературный источник
Реки										
Грин-Ривер	Ca Cl	32 14,8	14 12,5	41 22,7	12 3,7	81 18,6	152 22,7	—	332 100	W. H. Bradly, H. P. Eugster (1969)
Или	Ca Cl	29 13,4	15 12,6	48 24,0	22 6,7	62 13,4	175 22,9	—	349 100	Б. А. Беремжанов, (1968)
Ак-Су	"	16 11,9	11 16,8	23 21,3	8 4,5	22 8,6	121 36,9	—	273 100	То же
Лепса	"	22 11,8	11 12,0	39 26,2	16 5,9	40 11,2	150 32,9	—	278 100	"
Каратал	"	40 13,6	10 8,7	55 27,7	16 4,5	67 14,2	189 31,3	—	377 100	"
Озера										
Балхаш, западная часть	Na Si	180 28,9	47 14,3	37 6,8	158 16,3	223 17,1	214 12,9	30 3,7	887 100	"

Место взятия пробы	Индекс воды	$\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Mg^{2+}	Ca^{2+}	Cl^-	SO_4^{2-}	HCO_3^-	CO_3^{2-}	Сумма ионов	Литературный источник
Балхаш, Барлытобе	S _{II} ^{Na}	1009 32,6	274 16,8	17 0,6	802 16,8	1481 23,0	600 7,3	118 2,9	4301 100	Б. А. Беремжанов (1968)
Минерализованные озера, питающиеся водами оз. Балхаш Қарашиган I	S _{II} ^{Na}	69424 48,8	805 1,2	12 —	10925 5,0	13175 44,4	2415 0,6	—	215256 100	"
Майкамыс	"	111649 39,2	14894 9,9	2164 0,9	102852 23,4	157088 26,4	1273 0,2	—	389920 100	"
Тектурмас	"	113898 44,2	7190 5,5	719 0,3	82690 29,8	156391 29,0	1284 0,2	—	362172	"

Расчет усредненного состава вод оз. Госвит

Объекты расчета	Единица измерения	Катионы				Анионы				Итого
		Na ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Сумма	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Сумма	
Общее количество в аутигенных и соляных минералах в пачке Уилкинс-Пик	г · 10 ¹⁶	6,3*	20,5*	9,6*	36,4	1,25*	5,2**	119,6	127,4	163,8
Усредненный состав вод, питавших оз. Госвит	г · экв · 10 ¹⁶ % · экв. мг/л	0,27 6,6 21,0	1,02 25,8 61,0	0,79 17,6 32,0	2,08 50,0 114,0	0,03 0,8 4,2	0,09 2,2 17,2	1,96 47,0 400,0	2,08 50,0 421,4	4,16 100,0 535,4

* По данным W. H. Bradley, H. P. Eugster.

** Рассчитано по количеству S = 1,4 · 10¹⁶.

жала поверхностным и подземным водам содового типа, тем более что накопление осадков, соответствующих пачке Уилкинс-Пик, происходило на фоне полуаридного климата с флорой саванного типа и довольно интенсивного вулканизма (Bradley, Eugster, 1969). О региональном распространении содовых вод в период существования оз. Госвит свидетельствует наличие содоносных отложений во впадинах Уинта и Пайсинес-Крик, развитие которых происходило в аналогичной геолого-структурной и палеогеографической обстановке. В силу различий в водно-солевом питании, размерах и глубинах озер, их уровней и температурных режимов и стратификации вод условия для формирования соленосных отложений во впадинах Уинта и Пайсинес-Крик были существенно отличными, так как крупные залежи троны в них неизвестны. В известково-доломитизированных и битуминозных породах впадины Уинта обнаружены проявления троны, шортита, нахколита и эйтелита, а во впадине Пайсинес-Крик — залежи галита, нахколита и битуминозные сланцы, обогащенные давсонитом и нахколитом.

Внутриконтинентальный солеродный бассейн представляет собой сложную водно-солевую систему, общая направленность, характер и динамика развития которой на всех стадиях существования определяются совокупностью, динамикой и воздействием как внешних (тектонический режим, ландшафтно-климатические, гидрохимические и др.), так и внутренних (размер, глубина, изменение уровня, температуры, минерализации, стратификация вод, биологическая продуктивность) факторов.

На ранних, подготовительных, по М. Г. Валяшко (1962), стадиях развития озер (до начала садки легкорастворимых солей) обыч-

Сравнение усредненного состава вод оз. Госвит с составом содовых вод крупных озер и рек различных районов земного шара (в %-экв)

Место взятия пробы	Индекс воды, по О. А. Алексинову	Минерализация, мг/л	Na ⁺ + K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻
Озера								
Усредненный состав вод оз. Госвит	Cl ^{Ca}	535	6,6	25,8	17,6	0,8	2,2	47,0
Виктория	Cl ^{Mg}	116	13,9	8,5	25,8	3,3	1,5	45,2
Танганьика	Cl ^{Na}	569	21,8	4,2	24,0	5,6	0,6	43,8
Чад	Cl ^{Na}	573	20,0	17,9	12,1	0,7	1,4	47,9
Руква	Cl ^{Ca}	719	43,7	3,9	2,4	4,7	0,4	44,2
Тахо	Cl ^{Ca}	81	15,4	22,1	12,5	4,8	1,9	43,3
Хара-Усу	Cl ^{Na}	181	22,3	27,9	12,4	1,2	5,4	43,4
Хара-Нур	Cl ^{Ca}	256	22,5	11,0	16,5	6,6	7,5	35,9
Хубсугул	Cl ^{Ca}	183	20,0	27,5	2,5	1,5	8,0	40,5
Телецкое	"	75	8,9	31,4	9,7	1,1	3,6	45,3
Байкал	"	93	7,2	37,3	5,5	0,85	4,25	44,9
Эрхай	"	207	4,1	28,1	17,8	—	3,3	46,7
Севан	Cl ^{Mg}	736	17,6	8,5	23,9	8,4	2,0	39,4
Чудское	Cl ^{Ca}	163	11,1	29,0	9,9	3,4	1,9	44,7
Онежское	Cl ^{Na}	38	10,0	24,0	16,0	4,0	3,0	43,0
Ладожское	Cl ^{Na}	68	22,3	19,0	8,7	12,0	2,7	35,3
Реки								
Голубой Нил	Cl ^{Ca}	158	8,2	29,6	12,2	2,0	3,7	44,3
Белый Нил	Cl ^{Na}	249	25,8	16,2	8,0	4,3	0,2	42,5
Малагараси	Cl ^{Mg}	176	15,3	16,0	18,7	11,0	1,0	38,0
Сакраменто	Cl ^{Ca}	117	12,9	28,2	8,9	4,4	4,5	41,1
Оуэнс	Cl ^{Na}	307	27,5	13,9	8,6	8,3	10,1	31,6
Гумбольдт	Cl ^{Ca}	325	19,7	21,3	9,0	1,8	8,7	39,5
Рио-Негро	Cl ^{Ca}	167	18,8	26,5	4,7	3,6	7,5	38,9
Юкон	"	135	8,7	31,5	9,8	0,3	6,1	43,6
Махануди	"	73	10,0	26,8	13,2	2,8	1,0	46,2
Южный Буг	"	396	5,1	30,3	14,5	2,7	4,9	42,4
Вятка	"	267	14,4	24,5	11,1	3,2	2,2	44,6

ным является повышение минерализации воды и стабилизации ее химического состава (в том числе и за счет метаморфизации). В накапливающихся осадках преобладает терригенный и биогенный материал, который сопровождается карбонатами кальция и магния. Терригенные, обогащенные биогенным веществом, осадки формиру-

ются как в центральных, так и в прибрежных частях бассейна. В содовых озерах на стадии пресных вод биогенное осаждение карбонатов кальция и магния сменяется хемогенным. Сначала появляются известковистые осадки, затем они становятся более магниевыми, причем роль карбонатов магния по мере осолонения вод заметно усиливается, а на стадии солоноватых и соляных вод резко преобладает. На примере формации Грин-Ривер и разрезов осадков современных содовых озер (особенно Сирлс) видно, что общий литолого-фациальный профиль отложений, вмещающих содоносные (соляные) образования, определяется широким развитием илесто-глинистых и известково-доломитовых пород, обогащенных иногда органическим и туфогенным веществом.

На более поздних стадиях (стадия самосадочного озера), когда концентрация вод достигает насыщения по отношению к легкорастворимым солям, а физико-химические равновесия в озерной системе определяются в основном циклическими (сезонными) и периодическими (многолетними) изменениями уровней (следовательно, концентрации) и температуры рассолов, начинается формирование соляных осадков. Сначала при наличии устойчивого слоя поверхностной рапы (рапное озеро) к карбонатам кальция и магния присоединяются кальций, магний и натриевые соли (типа гейлюссита, возможно, пирсонита), которые сопровождают эпизодическую садку соды, троны, мирабилита и галита, образующих новосадку или старосадку солей на дне озера.

Переход солей в донные отложения начинается тогда, когда донные рассолы достигают насыщения по отношению к карбонатам, сульфатам и хлоридам натрия, а озеро находится на стадии прогрессивного усыхания и восполнения солей в поверхностных рассолах.

В содовых озерах на этих стадиях в зависимости от климатических условий преобладает садка троны и галита (изотермические процессы кристаллизации) или природной соды и мирабилита (политермические процессы). При длительном испарении содовых рассолов, находящихся в равновесии с атмосферной углекислотой, значительное количество троны (80%) кристаллизуется до начала устойчивого осаждения галита (Bradley, Eugster, 1969).

Минеральный состав содоносных эвапоритов строго соответствует солевому составу содовых вод; по парагенезису соляных минералов можно выделить два типа отложений: содовый и содово-сульфатный. Для первого типа отложений характерно присутствие только карбонатных минералов (соляные залежи Грин-Ривер, озера Магади и Натрон). Во втором типе наряду с карбонатными минералами породообразующими могут быть сульфаты натрия (оз. Тана-тар) и реже комплексные соли типа глазерита, буркеита, ганксита (оз. Сирлс). Минералы хлористого натрия характерны для обоих типов и не являются генетически определяющими.

В связи с высокой щелочностью содовых рассолов и зависимостью их солевых равновесий от парциального давления CO_2 боль-

шое значение в содовых озерах имеют процессы образования соляных и других аутигенных минералов из донных рассолов, особенно при взаимодействии их с озерными (в том числе соляными) осадками.

В зависимости от исходного состава рассолов (например, соотношения в них HCO_3^- и CO_3^{2-}), изменения давления углекислоты, температуры и других факторов могут возникнуть нахколит, давсонит, шортит, нортупит, а также кальций—магний—натриевые силикаты (анальцит, стивенсит, лафлинит, сепиолит, адуляр), боросиликаты (сирлезит, лейкосфен, ридмергнерит, гаррелсит) и другие минералы. Большая часть этих минералов образуется при диагенезе и эпигенезе осадков после их захоронения, однако некоторые из них осаждаются непосредственно из высокощелочных растворов. Здесь имеют место низкотемпературные процессы, ведущие к образованию силикатов (включая аутигенный альбит и калиевый полевой шпат), халцедона, опала и кварца, обусловленные, во-первых, накоплением кремнезема, натрия, калия, магния и кальция непосредственно в озерных водах, а во-вторых, интенсивным взаимодействием содовых вод с аллохтонным, терригенным и туфогенным веществом. Последовательность формирования силикатов также соответствует солености вод: для пресных вод характерен монтмориллонит, для слабосоленых и умеренно соленых — цеолиты и анальцит, для сильносоленых — альбит и калиевый полевой шпат (Нау, 1966).

В осадках содовых озер часто имеет место чередование собственно соляных и несоляных отложений, вызванное периодической сменой условий осадконакопления как в годовых, так и в многолетних циклах. Неоднократное растворение, переотложение и перекристаллизация солей ведут к потере первичной структуры и слоистости соляных пород и формированию однородных пластов различной мощности и лишенных слоистости. Более сложный характер разрезов возникает в случае вертикальной (химической или температурной) стратификации вод озера или существенных отклонений условий солеобразования на его площади (прибрежные, центральные или изолированные участки), что ведет к большей пестроте соляных отложений. Растворение и перекристаллизация соляных минералов могут происходить и при их переходе в корневые залежи и дальнейшем захоронении на стадиях диагенеза и эпигенеза. Происходит снижение активности воды, рост с глубиной температуры и изменение парциального давления углекислоты. Гидратированные соли теряют кристаллизационную воду. Гейлюссит переходит в пирсонит, далее в шортит, мирабилит — в тенардит. Натрон и трона, по-видимому, могут превращаться в термонатрит и вегшейдерит. Г. С. Седельников (1954) допускает возможность медленного перехода природной соды (натрона) в трону.

Все это необходимо учитывать при выяснении генетических особенностей содоносных отложений и определении времени и скоро-

сти их образования. По данным И. Фахея (Fahey, Mrose, 1962), скорость накопления троны в пласте 17 пачки Уилкинс-Пик 0,04—0,1 см/год (в среднем 0,22 см, или около 1 см за 4,75 года). Эти скорости значительно выше скоростей отложения вмещающих пород, так как для накопления 1 см песчаников требовалось 8 лет, глинистых известняков — 16,5 года, сланцев и аргиллитов — 70 лет и битуминозных сланцев — 230 лет (Bradley, Eugster, 1969). Периоды аккумуляции солей в водах и рассолах оз. Госвит охватывали значительно большие промежутки времени, чем периоды перехода их в донные отложения. В современных содовых озерах скорость накопления солей достигает 0,6—2,5 см/год (оз. Магади) и 30 см/год (оз. Оуэнс). Наблюдаемая ритмичность соляных отложений озер часто соответствует не годовым, а многолетним циклам и отражает периоды устойчивого перехода солей в донные отложения.

Для последующего сохранения содоносных отложений большое значение, по-видимому, имеют тип и мощность перекрывающих их образований, формирующихся на заключительных стадиях озерного бассейна, а также степень закрытости и раскрытости структур, к которым они приурочены. Во впадине Грин-Ривер соляные породы пачки Уилкинс-Пик перекрыты согласно залегающей толщей известково-глинистых и битуминозных сланцев, аргиллитов и алевролитов (пачка Лейни, мощность 300—500 м), выше которых залегает терригенно-туфогенная формация Бриджер мощностью более 1000 м. Образование этих толщ было обусловлено изменением как тектонического режима впадины, так и климата региона и привело к быстрому захоронению содоносных отложений. Во впадинах Уинта и Пайсинес-Крик последние, видимо, а значительной части эродированы.

Следовательно, соленосные породы содового типа, как и вмещающие их отложения, имеют характерный фациально-литологический профиль, отражающий стадийность и условия накопления содоносных осадков, а также последующие преобразования их на стадиях диагенеза и эпигенеза.

Кроме характерного комплекса соляных и несоляных минералов основные отличия осадков содовых озер от осадков озер других гидрхимических типов выражаются: 1) повышенной магнезиальностью за счет более широкого диапазона развития доломита и магнезиальных силикатов (от низкой до предельно высокой солености вод); 2) повышенной кремнистостью благодаря образованию обширного ряда аутигенных силикатов, а также опала, халцедона и кварца; 3) полным отсутствием в осадках сульфатов кальция (гипса и ангидрита). Последние в типично содовых озерах никогда не образуются, а при взаимодействии с содовыми водами растворяются с появлением псевдоморфоз кальцита по гипсу (Перельман, 1959, 1965).

Рассмотренные выше особенности формирования и размещения содоносных отложений показывают, что: 1) содонакопление не является исключением, а представляет собой закономерное явление

в современном и древнем континентальном галогенезе; 2) содовые озера, ископаемые содоносные отложения и парагенные им образования локализуются в основном во впадинах и депрессиях горно-складчатых эпиплатформенных и эпигеосинклинальных систем, а также предгорных территорий платформ; 3) солеродные бассейны содового типа возникают в обстановке континентального режима на площадях регионального или локального развития природных содовых вод в зонах с аридным или семиаридным климатом; 4) масштаб и интенсивность содонакопления определяются тектоническим режимом и климатом региона, а также особенностями водно-солевого питания солеродного бассейна, его размерами и временем существования; 5) содоносные отложения и парагенные им образования генетически связаны преимущественно с озерно-континентальными фациями; 6) общий литолого-фациальный профиль содоносных отложений и минералогия соляных залежей строго соответствуют солевому составу содовых вод, а также этапам или стадиям развития солеродного бассейна; 7) за пределами солеродных бассейнов экзогенные содовые и парагенные им минералы могут возникнуть при гипергенезе, диагенезе и эпигенезе некоторых пород под влиянием содовых вод, особенно повышенной минерализации; 8) эндогенные содовые и парагенные им минералы известны также в гидротермальных и вулканогенных образованиях.

Общие закономерности формирования и размещения галогенных континентальных формаций древних эпох во многом слабо изучены. Месторождения солей известны в отложениях от протерозоя до кайнозоя включительно. На территории СССР галогенные формации развиты в разрезах кембрия, силура, девона, перми, юры, мела, палеогена и неогена (Иванов, 1953; Иванов, Левицкий, 1960). Особенности стратиграфического размещения континентальных галогенных формаций не установлены. Большинство известных сейчас соляных месторождений континентального происхождения (галита, глауберита, астраханита, тенардита) в СССР и за рубежом приурочено к кайнозойским образованиям. Месторождения и проявления минеральных солей содового типа обнаружены в палеозойских (давсонит в кембрийских и карбоновых породах Бельгии, Донбасса, Припятской впадины, термонатрит в пермских отложениях Приуралья), мезозойских (провинция Юньнань, КНР), третичных (трона, нахколит, давсонит и другие минералы в эоценовой формации Грин-Ривер, США) и в четвертичных (многочисленные озера США, Канады, Восточной Африки, СССР, КНР, МНР и др.) образованиях.

Следовательно, соляные минералы содового типа в настоящее время достоверно установлены в осадочных образованиях палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Большое количество этих проявлений относится к четвертичному периоду. Это, по-видимому, объясняется не столько максимальной содоносностью четвертичных отложений по сравнению с древними образованиями, сколько их лучшей изученностью, так как предпосылки для развития содовых озер, а сле-

довательно, и для формирования содоносных отложений в прошлые эпохи были не менее благоприятны. Об этом свидетельствует широкое территориальное распространение анальцимолитов, цеолитов и других образований, генетически связанных с континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными отложениями щелочных (содовых) озер и выявленных в породах докембрия, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, а также региональное развитие подземных содовых вод, приуроченных к породам различного возраста. Подтверждается вывод Н. М. Страхова (1951) о том, что с конца палеозоя — начала мезозоя общий фациальный профиль карбонатных пород имеет те же основные черты, что и сейчас. Еще Н. М. Страхов подчеркивал, что континентальные карбонатные осадки озерного происхождения изучены слабо.

В настоящее время, когда континентальные галогенные формации изучены слабо, а методы прогнозирования связанных с ними месторождений минеральных солей не разработаны, прогнозная оценка содоносности территории СССР и ее отдельных регионов представляет собой трудную проблему. Все работы в этом направлении должны выполняться в определенной стадийности и последовательности и базироваться на теоретических исследованиях как современного, так и древнего континентального галогенеза и его отдельных типов: содового, сульфатного и хлоридного. На их основе необходимо дальнейшее совершенствование методов прогнозирования и поисков месторождений минеральных солей, особенно континентального типа.

Можно наметить следующие предпосылки и критерии для выделения регионов и площадей для постановки региональных прогнозных и ревизионно-поисковых работ: 1) структурно-геологические — наличие современных и древних впадин в эпиплатформенных и эпигеосинклинальных орогенных областях, а также внутри континентальных депрессий в краевых (предгорных) частях платформ; 2) стратиграфические и палеогеографические — развитие во впадинах и депрессиях (полностью или частично) верхнепалеозойских, мезозойских и кайнозойских озерно-континентальных отложений, сформировавшихся в условиях аридного и семиаридного климата; 3) палеогидрохимические — региональное или локальное распространение подземных и поверхностных содовых вод в современном и древнем плане; 4) фациально-литологические — развитие среди озерно-континентальных отложений карбонатно-битуминозных, карбонатно-глинистых, известняково-доломитовых и соленосных толщ, вулканогенно-туфогенных образований, анальцим-цеолитовых, альбитолитовых и других пород, сформировавшихся в щелочной и высокощелочной среде; 5) наличие в отложениях безгипсовых залежей галита, мирабилита, тенардита, реже других солей, боратов — буры, улексита, колеманита, тинкалконита, аутигенных кальций — магний — натриевых силикатов (альбита, анальцима, цеолитов, лафлинита, сепиолита, монтмориллонита и т. д.); боросиликатов (сирлезита, гаррелсита, ридмергнерита) как косвенных показате-

лей содоносности; 6) наличие содовых минералов и соленых высокосодовых вод как прямых показателей содоносности; 7) наличие следов интенсивной миграции кремнезема — окремнение пород, корродирование зерен кварца и полевых шпатов, вторичная альбитизация пород, а также палыгорскита, аттапульгита, хризоколлы, брусита и псевдоморфоз кальцита по гипсу как признаков, указывающих на формирование и преобразование (диагенез и эпигенез) осадков в высокощелочной среде.

Рассмотренные предпосылки и признаки содоносности можно применять не только при постановке специальных прогнозных и ревизионно-поисковых работ, но и при попутных поисках содоносных отложений в процессе геологопоисковых работ на другие полезные ископаемые, особенно соли, бораты и цеолиты.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Одной из важнейших проблем современной геологической науки является изучение континентальных образований и их полезных ископаемых.

Исследование содоносных отложений древних эпох начато сравнительно недавно, поэтому изучение закономерностей содонакопления как составной и четко выраженной ветви континентального геологического процесса, а тем более перспективная оценка содоносности территории СССР представляет собой трудную задачу.

На первых этапах перспективной оценки содоносности территории СССР основное внимание необходимо уделять районам и площадям с широким распространением континентальных, особенно озерно-континентальных (глинисто-битуминозных, известково-доломитовых и соленосных) отложений с учетом палеотектонических и палеогеографических особенностей их формирования и размещения.

Распространение континентальных формаций, представляющих интерес с точки зрения их возможной содоносности, контролируется особенностями геологического развития и тектонического строения территории СССР и в первую очередь пространственным положением платформенных синеклиз, предгорных прогибов и межгорных впадин (рис. 46).

В геосинклинально-складчатых областях континентальные отложения приурочены в основном к межгорным впадинам инверсионных этапов развития (Спижарский, 1968). Они формировались на конечных этапах геосинклинального режима (после демиссионной стадии) на фоне восходящих движений, резкого усиления складкообразования, преобладания кислого магматизма (нередко с повышенной щелочностью). Межгорные впадины этого типа развиты в областях палеозойской (унаследованные прогибы Казахстана, Алтае-Саяна), мезозойской (впадины Монголо-Охотской области) и кайнозойской (впадины Кавказа, Карпат, Памира) складчатости.

В эпиплатформенных или эпигеосинклинальных областях континентальные отложения приурочены к межгорным впадинам, развитие которых происходило в областях завершенной складчатости на фоне длительных восходящих движений, иногда в отдельные этапы увеличивались скорости и резко возрастала контрастность и амплитуда перемещения блоков. Одни блоки сохраняли тенденцию к

поднятиям, другие к опусканиям. Взаимное расположение и характер перемещения их контролировались разломами, унаследованными от геосинклинального режима. В ряде случаев по зонам глубинных разломов происходили внедрения субвулканических тел и трещинные излияния лав повышенной щелочности. Межгорные впадины этого типа на территории СССР формировались в верхнем палеозое, мезозое и кайнозое.

В платформенных областях континентальные отложения связаны с различными структурно-морфологическими элементами, генетические типы которых сменяли друг друга по мере формирования осадочного покрова. На ранних стадиях формирования осадочного покрова континентальные отложения при сравнительно нешироком площадном распространении имели большие мощности (1000 м и более) и выполняли первичные глубокие грабенообразные впадины. Последние возникали при перемещении блоков фундамента по разломам, унаследованным от доплатформенных этапов развития. На поздних стадиях формирования чехла для континентальных отложений характерно более широкое площадное распространение при сравнительно небольшой мощности. По окраинам платформ в сравнительно узкой полосе краевых и предгорных прогибов они имели повышенные мощности. Накопление континентальных отложений происходило преимущественно по обрамлению или непосредственно в зонах обширных сводовых поднятий, которые развивались в центральных частях платформ под влиянием унаследованных перемещений блоков фундамента, а в краевых частях под влиянием складчатых движений в соседних геосинклиналях. Континентальные формации в пределах СССР известны начиная с протерозоя.

В доверхнепалеозойских континентальных отложениях на территории СССР прямых признаков содоносности не установлено. О возможном развитии содовых озер в протерозое, раннем и среднем палеозое косвенно свидетельствуют находки цеолитизированных и альбитизированных пород, анальцимолитов, доломитов, медистых песчаников, железистых кварцитов, а также отдельные очаги подземных содовых вод. В Бельгии имеются проявления давсонита в кембрийских филлитах и кварцитах.

Верхнепалеозойские континентальные отложения слагают верхние ярусы осадочного чехла востока Русской платформы, выполняют грабенообразные прогибы в фундаменте Скифской плиты, продолжают мощные разрезы межгорных впадин Казахстанской, Ал-

Рис. 46. Геолого-тектоническая схема размещения межгорных впадин и прогибов на территории СССР.

1 — области допалеозойской складчатости; 2 — области палеозойской складчатости; 3 — области мезозойской складчатости; 4 — области кайнозойской складчатости; 5 — межгорные впадины инверсионного развития геосинклинальных областей; 6 — межгорные впадины орогенного развития областей завершённой складчатости; 7 — предгорные и краевые прогибы. Межгорные впадины, выполненные образованиями: 8 — позднего палеозоя; 9 — мезозоя, 10 — позднего палеозоя и мезозоя, 11 — кайнозоя, 12 — мезозоя и кайнозоя, 13 — границы структурно-фацальных зон; 14 — изогипсы поверхности фундамента древних платформ; 15 — изопихты осадочного покрова молодых платформ.

тае-Саянской и Тянь-Шаньской складчатых областей и заполняют межгорные впадины ранних этапов геосинклинального развития Кавказа. Фациальный облик и вещественный состав континентальных комплексов верхнего палеозоя разнообразен — от мощных угленосных толщ до типично соленосных отложений. Анальцим-цеолитовые породы известны в бокситоносных толщах Северо-Онежского района, Минусинском и Тувинском прогибах и в красноцветных отложениях впадин Казахстана. Здесь, а также в Киргизии и Донбассе с ними связаны горизонты медистых песчаников, формирование которых связывается с содовым катагенезом (Перельман, 1959, 1965). В песчаниках карбона Дружковско-Константиновского ртутного проявления (Донбасс) присутствует давсонит. По данным Ф. Л. Дмитриева, двойные карбонаты натрия и алюминия обнаружены в терригенно-карбонатных породах турнейского яруса Припятской впадины. В скв. 11-К зона с карбонатами натрия и алюминия прослежена на глубине 1188,7—1210,5 м. В верхней перми и триасе Русской платформы широко представлены известково-доломитовые (иногда соленосные) породы, медистые песчаники, проявления анальцима и цеолитов, обильны псевдоморфозы кальцита по гипсу и кремненные типы пород. Все это указывает на накопление и преобразование части отложений в озерных бассейнах содового типа или в условиях высокощелочной среды. Это подтверждается также находками собственно содовых отложений: термонатрита в Предуралье и псевдоморфоз кальцита по гейлюситу в Предтиманье, а также наличием подземных содовых вод (иногда повышенной минерализации) в пермо-триасовых отложениях востока Русской платформы. Очаги содовых вод известны в Кузбассе и Тунгусском бассейне.

Мезозойские континентальные отложения распространены преимущественно на юге азиатской части СССР. Они слагают впадины и прогибы нижних структурных ярусов Туранской плиты, верхние горизонты мощных осадочных толщ геосинклинальных прогибов Кавказа и Памира, выполняют межгорные впадины орогенного (эпиплатформенного и эпигеосинклинального) этапа развития Тянь-Шаньской, Казахстанской, Алтае-Саянской, Байкальской складчатых областей, а также впадины Монголо-Охотской складчатой области, унаследованные от геосинклинального развития. Характерной особенностью континентальных отложений мезозоя является тесная пространственная и временная связь с морскими комплексами, а отсюда и их литолого-фациальная пестрота. В большинстве районов преобладают угленосные отложения, хотя в ряде мест устанавливаются признаки их соленосности. Озерные отложения межгорных впадин Забайкалья включают мергели, битуминозные сланцы, в ряде случаев проявления цеолитов. Формирование их происходило в семиаридной обстановке на фоне интенсивной вулканической деятельности и регионального развития содовых вод. Мезозойские отложения Забайкалья во многих отношениях сходны с континентальными комплексами МНР и КНР, где имеются косвен-

ные признаки содоносности, единичные содопроявления (провинция Юньнань, КНР) и воды с повышенной содовостью. Палеогеографическая обстановка развития озерных бассейнов Центральной Азии в мезозое и кайнозое была близкой к обстановке развития крупных озер Северной Америки и Африки, с которыми связаны содоносные отложения и мощные толщи анальцимолитов. К мезозойским комплексам на территории СССР приурочены подземные содовые воды Армении, Ленско-Виллюйской впадины, Зауралья. В некоторых местах они представляют интерес как самостоятельные содопроявления в связи с повышенной содовостью.

Наибольшее число содовых месторождений, содопроявлений и парагенных им образований как в различных регионах мира, так и в пределах СССР связано с континентальными комплексами кайнозойской группы.

На территории нашей страны континентальные отложения кайнозоя, сформировавшиеся частично или полностью в семиаридной и аридной обстановке, слагают отдельные горизонты верхних структурных ярусов Скифско-Туранской плиты, южных окраин Русской и Западно-Сибирской платформ, мощность их увеличивается в краевых и предгорных прогибах. Они выполняют межгорные впадины второго этапа орогенного (эпи платформенного) развития Тянь-Шаньской, Казахстанской, Алтае-Саянской, Байкальской и Монголо-Охотской складчатых областей и участвуют в строении осадочных толщ в межгорных впадинах инверсионных (заклукательных) этапов развития складчатых систем Альпийской геосинклинальной области (Карпаты, Крым, Южный Памир). Литолого-фациальный облик отложений отличается большой пестротой; в ряде районов к ним приурочены ископаемые и современные залежи солей и проявления цеолитов (Средняя Азия, Закавказье).

На территории СССР континентальные отложения, которые могут представлять интерес с точки зрения их возможной содоносности, широко представлены и многообразны как по геолого-структурному положению, так и по палеогеографическим и литолого-фациальным особенностям формирования. Имеются прямые и косвенные показатели содоносности — наличие соленосных отложений, проявления содовой и парагенной ей минерализации, региональное или очаговое распространение содовых вод (вплоть до соленых), развитие продуктов вулканизма с повышенной щелочностью и др. Перспективы возможной содоносности континентальных отложений устанавливаются по палеотектоническим и палеогеографическим особенностям их размещения и накопления. Имеются регионы, перспективность которых неясна из-за слабой изученности. Это обуславливает необходимость дифференцированного подхода к определению направления работ по прогнозной оценке содоносности территории СССР.

Основными направлениями дальнейших исследований, на которых должны базироваться эти работы, являются: 1) изучение закономерностей формирования и размещения содоносных отложений

как составной части континентальных галогенных формаций; 2) разработка методики прогнозирования и поисков ископаемых месторождений природной соды; 3) гидрогеологическое, физико-химическое и технологическое изучение подземных и поверхностных содовых вод; 4) выделение перспективных регионов, участков и площадей, первоочередных для постановки регионально-прогнозных и ревизионно-поисковых исследований; 5) проведение ревизионно-поисковых работ по детальному изучению генезиса и масштабов на известных содопроявлениях Предуралья, Предтиманья, Донбасса, Закарпатья, Припятской впадины и Закавказья; 6) выполнение работ по попутным поискам ископаемых содоносных отложений и промысленных содовых вод в процессе геологосъемочных и поисковых работ на другие полезные ископаемые.

Научная и практическая значимость изучения содоносных отложений и природных содовых вод выходит за рамки решения вопросов развития минерально-сырьевой базы природной соды, так как с отложениями содовых озер и породами, преобразованными в высокощелочной (содовой) среде, генетически могут быть связаны и другие полезные ископаемые: алюминиевое сырье (давсонит и анальцимолиты), бораты, цеолиты, щелочные бентониты, фосфаты, горючие сланцы, медистые песчаники, уран, редкие и редкоземельные элементы. Это обуславливает необходимость теоретических исследований по выяснению закономерностей формирования и размещения месторождений всего комплекса полезных ископаемых среди осадочного и вулканогенно-осадочных континентальных формаций содового типа и разработки основ и методов их прогнозирования и поисков.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Абросимова Е. К. Минеральные озера Зауралья и процессы материковой метаморфизации, происходящие в них. Диссерт. на соиск. ученой степени канд. химических наук. Свердловск, 1966.
- Авдеева А. Б. Закономерности распространения и основные генетические типы углекислых вод Нахичеванской АССР. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., Госгеолтехиздат, 1960.
- Алабышев А. Ф., Грачев К. Я., Зарецкий С. А., Лантратов М. Ф. Натрий и калий. Л., ГХИ, 1959.
- Анкундинов В. И., Во Конг Нгиен. Минеральные воды Беловского и Ленинского районов Кузбасса. — Изв. вузов, «Геология и разведка», 1969, № 2.
- Апродов В. А. Верхнепермские конгломераты в Городковском районе Молотовской области. — «Советская геология», 1949, сб. 39.
- Апродова А. А. Термонаитрит в Прикамье. Докл. АН СССР, т. 48, № 4, 1945.
- Базилевич Н. И. Геохимия почв содового засоления. М., «Наука», 1965.
- Барышников Э. К., Лазаренко Э. А., Теплов В. П. Новое в минералогии неогена Закарпатья. — В кн.: Прobl. геологии и рудоносности неогена Закарпатья. Львов, 1966.
- Баталин Ю. В. Генетические типы озер Кулунды. — Бюлл. ОНТИ ВИЭМС, 1968, № 16.
- Баталин Ю. В., Галиев У. З., Иванов Н. Н., Касимов Б. С., Станкевич Е. Ф. Гидрогеологические предпосылки содоносности Забайкалья. — В кн.: Материалы шестого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Хабаровск, 1970.
- Баталин Ю. В., Иванов Н. Н., Станкевич Е. Ф. Подземные воды и гидрогеологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке в связи с прогнозированием содоносности СССР. — В кн.: Материалы шестого совещания по подземным водам Сибири и Дальнего Востока. Хабаровск, 1970.
- Баталин Ю. В., Уралин М. А., Шаманский И. Л. Сульфат натрия и природная сода. — Бюлл. ОНТИ, ВИЭМС, 1969, № 2.
- Баталин Ю. В., Шаманский И. Л. Природная сода. — Бюлл. ОНТИ ВИЭМС, 1968, № 16.
- Баталин Ю. В., Шаманский И. Л. Современное состояние, перспективы развития и освоения сырьевой базы минеральных солей СССР (поваренная соль, сульфат натрия и природная сода). — Тр. Геол. ин-та (г. Казань), вып. 24. Казань, 1969.
- Бергман А. Г., Валяшко М. Г., Фейгельсон И. Б. Соляные озера Северо-Западного Приаралья, плато Устюрт и низовьев р. Аму-Дарьи. — Тр. Лабор. озероведения АН СССР, т. 2, 1953.
- Беремжанов Б. А. Солеобразование в некоторых континентальных бассейнах Казахстана. Алма-Ата, «Казахстан», 1968.
- Бетехтин А. Г. Минералогия. М., Госгеолтехиздат, 1950.
- Бертолле К. Наблюдения над натроном. — Тр. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, т. VI, 1933.

Белоус У. Р., Кузнецова С. В. Давсонит из Дружковско-Константиновского рудопоявления в Донбассе. — «Советская геология», 1969, № 8.

Бозоян О. А. Углекислые рассолы Армянской ССР. — В кн.: Информ.-метод. матер. по вопросам гидрогеологии и бальнеотехники лечебных вод и грязей. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Бойко Т. Ф. Озеро Сирль и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы. — Тр. ИМГРЭ, вып. 17, 1963.

Бойко Т. Ф. Металлоносность поверхностных вод и рассолов. М., «Наука», 1969 год.

Борисов А. А. Палеоклиматы территории СССР. Л., Изд-во ЛГУ, 1965.

Буланов К. П. О содержании бора в соляных озерах и нефтяных водах Бакинского района. — Булл. Ин-та галургии, 1939, № 12.

Бурьянова Е. З. Анальцимовые осадочные породы из Тувы. — Докл. АН СССР, т. 48, 1954, № 2.

Бурьянова Е. З. Анальцим и цеолитсодержащие породы Тувы. — Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 6.

Валяшко М. Г. К познанию основных физико-химических закономерностей в развитии соляных озер. — «Журнал прикладной химии», 1939, № 7.

Валяшко М. Г. Закономерности формирования месторождений калийных солей. М., Изд-во МГУ, 1962.

Валяшко М. Г. Основы геохимии природных вод. — «Геохимия», 1967, № 11.

Валяшко М. Г., Колодина Л. И. О генезисе подземных вод Прикаспийской низменности Туркмении. — Вестн. МГУ, серия геол., 1962, № 3.

Виноградов А. П., Кропотова О. И., Герасимовский В. И. Изотопный состав углерода карбонатитов Восточной Африки. — «Геохимия», 1970, № 6.

Власов Н. А., Павлова Л. И., Чернышев Л. А. Минеральные озера карбонатного типа южной части Восточной Сибири и возможные пути их использования. — Матер. совещ. по развитию осн. хим. промыш. Сибири. Новосибирск, 1967.

Влодавец Н. И. Сода. — В кн.: Нерудные ископаемые, т. II. Л., Изд-во АН СССР, 1927.

Войткевич Г. В., Мирошников А. Е., Поваренных А. С. Краткий справочник по геохимии. М., «Недра», 1970.

Воронков П. П. Гидрохимические закономерности процесса рассоления и содового периода гидрокарбонатной стадии водосборов Северного Казахстана и Равнинного Алтая (склоновые, речные и озерные воды). — Тр. ГГИ АН СССР, вып. 119, 1965.

Вотинцев К. К., Глазунов И. В., Толмачева А. П. Гидрохимия рек оз. Байкал. М., «Наука», 1965.

Врублевский М. И. Минеральные воды Центрального Кавказа как одно из проявлений его геологического развития. Л., Изд-во ЛГУ, 1962.

Врублевский М. И. Углекислые воды Абхазско-Краснополянской провинции. Л., Изд-во ЛГУ, 1969.

Гедройц К. К. Коллоидальная химия в вопросах почвоведения. — «Опытная агрохимия», т. XIII, 1912.

Геология Армянской ССР. Т. IX. Минеральные воды. Ереван, 1969.

Гессен Ю. Ю. Очерки истории производства соды. М., Госгеолиздат, 1951.

Гиттисс Дж. Краткий обзор по карбонатитовым комплексам. — В кн.: Карбонатиты. М., «Мир», 1969.

Гогоришвили В. В., Каркарашвили М. В., Цицишвили Д. Д. Буровые воды нефтяных месторождений Грузии. Тбилиси, 1964.

Горбов А. Ф. Условия образования и закономерности размещения боратных месторождений вулканогенно-осадочного типа. — Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960.

Горячев А. В. Извержение Олдоиньо-Ленгаи. — «Природа», 1968, № 7.

Граммберг И. С. Основные направления диагнетического преобразования поровых вод и поглощающего комплекса морских осадков. — В кн.: Физические и химические процессы и фации. М., «Наука», 1968.

Гуревич М. С. О вероятном участии глубинной углекислоты в формирова-

нии артезианских вод щелочного типа — В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. М., «Наука», 1968.

Даусон Д. Ж. Б. Олдоиньо-Ленгаи — действующий вулкан с потоками лав натровых карбонатов. — В кн.: Карбонаты. М., «Мир», 1969.

Джибути С. С. Геотермические условия подземных вод Западно-Туркменского нефтегазоносного бассейна. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Дзенс-Литовский А. И. Геологические условия формирования месторождений природной соды в СССР. — Материалы ВСЕГЕИ, серия «Полезные ископаемые», 1948.

Дзенс-Литовский А. И. Ветровой вынос и соляные бури. — Тр. Лабор. озерадения АН СССР, т. 3, 1954.

Дзенс-Литовский А. И. Методы комплексного исследования и разведки озерных соляных месторождений (соляных озер). Л., Госхимиздат, 1957.

Дзенс-Литовский А. И. Соляные озера аридной зоны земного шара. — Тр. Лабор. озерадения АН СССР, т. 10, 1960.

Дзенс-Литовский А. И., Микицинский В. В. Соляные озера аридной зоны Центральной Азии. Озера полуаридной зоны. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Дини Дж. Р., Хайт Дж. Потенциальные запасы даусонита и нахколита в месторождениях горючих сланцев формации Грин-Ривер. В кн.: Разработка и использование запасов горючих сланцев, Таллин, «Валгус», 1970.

Динс Т. Геолого-экономическая характеристика карбонатов Африки. — В кн.: Карбонаты, М., «Мир», 1969.

Дмитриевский Ю. Д., Олейников В. Н. Великие Африканские озера. Л., «Наука», 1969.

Дорфман М. Д., Горощенко Я. Г., Сикорская Э. К., Дорфман А. М. О взаимодействии нефелина с водными растворами фтористого натрия и углекислого газа. — «Геохимия», 1967, № 7.

Дублянский В. Н. и др. Условия формирования химического состава подземных вод в карбонатных массивах. Докл. АН СССР, т. 173, № 4, 1967.

Дуров С. А. Синтез в гидрохимии. Ростов, 1961.

Егоров А. Д., Николаев В. И. Содовое озеро Абалах в Якутии. — «Журнал прикладной химии», т. 9, 1936.

Егоров В. В., Захарьина Г. В., Кизилова А. А., Шелекина О. А. Процессы соленакпления на равнинах Таримской впадины. — В кн.: Куньлунь и Тарим. Л., Изд-во АН СССР, 1961.

Елин Е., Мухин Ю. О промышленных запасах горючего газа в поверхностных водоемах (за рубежом). Информационный научно-техн. сб. ЦНИИТЭнефтегаз, вып. 15, 1964.

Заманов Х. Д. Гидрохимические и физические свойства вод горных озер Северо-Восточного Азербайджана и Кобыстана. — Изв. АН АзССР, вып. 7, 1954.

Иванов А. А. Сода. — В кн.: Баланс запасов полезных ископаемых СССР на 1/1 1944 г., вып. 61. М.—Л., Госгеолиздат, 1945.

Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. М., Госгеолтехиздат, 1953.

Иванов А. А., Кириков В. П. К вопросу об условиях формирования соленосных отложений Армении и перспективах их калиеносности. — «Советская геология», 1967, № 3.

Иванов А. А., Левицкий Ю. Ф. Геология галогенных отложений (формаций) СССР. — Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 35, 1960.

Иванов В. А., Баталин Ю. В., Шаманский И. Л. О поисках природной соды. — «Разведка и охрана недр», 1968, № 5.

Игнатьев В. И. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Казань, Изд-во КГУ, 1962.

Инструкция по применению классификации запасов к озерным месторождениям солей. М., Госгеолтехиздат, 1961.

Ирдли А. Дж. Связь между поднятиями и надвигами Скалистых гор. — В кн.: Кордильеры Америки. М., «Мир», 1967.

Кальберг Э. А., Левандо Е. П. Об анальцим- и цеолитсодержащих по-

родах из Северо-Онежского района и об их роли в бокситообразовании. — В кн.: Кора выветривания. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Капустин Ю. Л. Норсетит — первая находка в СССР. — Докл. АН СССР, 1965, № 4.

Кашкаров О. Д. Условия садки соды из рапы Михайловских озер. — Бюлл. Ин-та галургии, 1938, № 4.

Кашкаров О. Д. Природная сода. — Бюлл. Ин-та галургии, 1939, № 3.

Кашкаров О. Д. Садка солей в соляных озерах. — Тр. ВНИИГ, вып. XXXII, 1956.

Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1961.

Кинг Ф. Б. Вопросы тектоники Северной Америки. М., Изд-во МГУ, 1969.

Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1946.

Ковда В. А. Очерки природы и почв Китая. М., Изд-во АН СССР, 1959.

Кондорская Н. И. Географическое распространение почв содового засоления в СССР. — «Почвоведение», 1965, № 9.

Королев М. Е. Гидрогеология заангарской части Енисейского кряжа. Казань, Изд-во КГУ, 1964.

Короновский Н. В., Гвоздик Н. И. Некоторые черты новейшего вулканизма Африки и Аравии. — Изв. вузов, «Геология и разведка», 1969, № 5.

Косыгин Ю. А., Лучицкий И. В. Об основных системах и типах тектонических структур мезозойско-кайнозойского континента Азии. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. I. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1962.

Крайнов С. Р. О накоплении и осаждении вольфрама при испарительной концентрации вод некоторых щелочных озер Средней Азии. — Докл. АН СССР, т. 168, № 4, 1966.

Крайнов С. Р., Волхов Г. А., Королькова М. X. Особенности распространения и формы миграции микроэлементов Zn, Cd, Hg, Li, Rb, Cs, As, Ge в углекислых водах Эльбрусского вулканического района. — «Геохимия», 1966, № 2.

Крайнов С. Р., Петрова Н. Г. Микроэлементы минеральных вод Памира. — «Геохимия», 1962, № 4.

Кузнецов Н. Т., Мурзаев Э. М. Озерные стадии развития Центральной Азии в четвертичное время. — В кн.: Озера полуаридной зоны. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1963.

Куличи Ф. На озере Чад. — «Природа», 1968, № 9.

Куканов В. М. Процессы формирования сероводородных вод типа Мацесты. М., «Наука», 1968.

Купман А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанов К. В. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л., «Недра», 1969.

Кучин М. И. Сода. — В кн.: Полезные ископаемые Западно-Сибирского края. Новосибирск, ОГИЗ, 1934.

Лав Дж. Д., Мак-Грю И. О., Томас Х. Д. Связь верхнемеловых и третичных пород штата Вайоминг с формированием нефти и газа. — В кн.: Кордильеры Америки. М., «Мир», 1967.

Лазаренко Э. А., Мельников В. С. О давсоните из Закарпатья. — Минералогический сборник, вып. 3, 1969, № 23.

Лепешков И. Н., Соловьев В. К., Ромашева Н. Н., Коткова Л. Т., Устюков Ю. С. Природные соли Красноярского края. — В кн.: Полезные ископаемые Красноярского края. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Лавров В. В. К происхождению Челкарского каустобиолита. — Докл. АН СССР, т. 104, № 1, 1955.

Левина С. Д. Об осадочных полевошпатовых породах в отложениях нижней красноцветной толщи нижней перми на Северном Кавказе. — Изв. АН СССР, серия геол., № 11, 1959.

Лисицын А. К., Малинко С. В., Орлова Е. В. Геологические особенности и поисковые критерии промышленных месторождений бора. М., «Недра», 1966.

- Лобанова В. В. Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир. — Тр. ВНИИГ, вып. 40, 1960
- Лю Ин-цзюнь. Ресурсы нерудных полезных ископаемых Китая. Реферативный журнал «Геология, география», 1955, № 4.
- Макаров С. З. Физико-химические условия озер Танатар и Кучерпак. ЖПХ, вып. 3, 1930.
- Макаров С. З. Месторождения природной соды в Казахстане. — «Народное хозяйство Казахстана», 1932, № 6-7.
- Макаров С. З. Материалы к физико-химическому изучению соляных озер Кулундинской степи. М., Изд-во АН СССР, 1935.
- Малышев С. К. Содовые озера Забайкалья. — «Минеральное сырье и его переработка», 1927, № 11.
- Малышек В. Т. Воды нефтяных месторождений Азербайджана как сырьевая база для развития химической промышленности. — Тр. первой геол. конференции АзССР, Баку, 1939.
- Мартинсон Г. Г. О сопоставлении мезозойских континентальных отложений Монголии с другими районами Азии. — В кн.: Материалы по геологии МНР. М., «Недра», 1966.
- Мартинсон Г. Г. Всегда ли была безводной пустыня Гоби. — «Природа», 1969, № 10.
- Мартьянов В. А. К истории формирования озер Кулундинской степи. — Вестник СЗГУ и НТГУ, № 2, 1963.
- Масуренков Ю. П. Роль поперечных структур в локализации углекислых минеральных вод Кавказа. — Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. 48, 1962.
- Меликов П. Об условиях образования природной соды. — «Журнал Русско-го физ.-хим. об-ва», т. 28, 1896.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы Восточной Африки и Аравии. — Вестник МГУ, серия геол., № 1, 1969.
- Милло Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968.
- Мина В. Н. Выщелачивание некоторых веществ атмосферными осадками из древесных растений и его значение в биологическом круговороте. — «Почвоведение», 1965, № 6.
- Минеральные воды южной части Восточной Сибири. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1962.
- Милтон Ч., Югстер Х. П. Минеральные ассоциации формации Грин-Ривер. — В кн.: Геохимические исследования. М., Изд-во иностр. литер., 1961.
- Михайлов А. С., Кринари А. И. Перспективы поисков промышленных месторождений экзогенных цеолитов в СССР. — «Советская геология», 1970, № 4.
- Мурзаев П. М. Бактерии круговорота серы в образовании и выветривании сульфидов, серы и карбонатов. — Тр. Геол. института (г. Казань), вып. 20, 1968.
- Никольская Ю. П. Процессы солеобразования в озерах и водах Кулундинской степи. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР, 1961.
- Ованатов С. Т., Тамарзян Г. П. О широком использовании сероводородных вод нефтяных месторождений в лечебных целях. — Вопросы курортологии, физиотерапии и лечебной физкультуры, сб. 4. М., 1959.
- Орлова Е. В. Особенности геологической обстановки вулканогенно-осадочных месторождений бора на примере бороносных провинций Северной и Южной Америки. — Бюлл. ОНТИ ВИМС, вып. 13, 1961.
- Паллистер Дж. У. Восточная Африка. В кн.: Тектонические карты континентов. М., «Наука», 1967.
- Пантелеев И. Я. Гидрогеология и генезис Кавказских минеральных вод. — В кн.: Вопросы формирования и распространения минеральных вод СССР. М., 1960.
- Перельман А. И. Катагенез. — Изв. АН СССР, серия геол., № 8, 1959.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Недра», 1965.
- Пиннекер Е. В. Минеральные воды Тувы. Кызыл, 1968.
- Плотников М. А. О некоторых признаках солёности и ее характере в пермских отложениях бассейна верхнего течения р. Мезени и бассейна среднего течения р. Вашки. — Тр. Коми филиала АН СССР, 1957, № 5.

- Плотников М. А. Стратиграфия и литология верхнепермских (татарских) отложений нижнего течения рек Мезени и Вашки. М., Изд-во АН СССР, 1964.
- Плотников М. А., Молин В. А. Верхнепермские и триасовые отложения Западного Притиманья. Л., «Наука», 1969.
- Плотников М. А., Татарский В. Б. Псевдоморфозы кальцита по гейлюситу из татарского яруса р. Мезени. — Зап. Всес. минер. об-ва, 1946, № 3.
- Попов В. Н., Толстухин Н. И. Минеральные воды МНР и их аналоги в СССР. — Материалы по геологии МНР. М., «Недра», 1966.
- Посохов Е. В. Содовые озера Илийской впадины. — Изв. Каз. АН СССР. серия геол., 1946, № 8(26).
- Посохов Е. В. Очерки по гидрохимии подземных вод центральных районов Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1960.
- Посохов Е. В. О генезисе содовых вод. — В кн.: Формирование подземных вод артезианских бассейнов. Л., 1968.
- Посохов Е. В. Происхождение содовых вод в природе. Л., Гидрометеоздат, 1969.
- Разницын В. А. Геологическое строение Юго-Западного Притиманья. — В кн.: Матер. по геологии и петрографии Тимана и п-ова Канин. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1961.
- Рзазаде П. Ф., Рустамов П. Г. Изотермическая кристаллизация щелочных буровых вод. — «Азербайджанский химический журнал», 1961, № 1.
- Ронкин Б. Л. Поездка на содовые озера Западной Сибири. — «Журнал Прикладной химии», 1930, № 3.
- Ронкин Б. Л. Натровые озера Египта. — Изв. Ин-та физ.-хим. анализа АН СССР, т. VI, 1933.
- Рубанов И. В. Новая находка содовой минерализации в Средней Азии. — Докл. АН УзССР, 1961, № 10.
- Рябухин Г. Е., Ледовская Г. И., Павлинич М. Ф., Широков В. И. Перспективы нефтегазоносности некоторых межгорных впадин Средней и Центральной Азии. — Тр. Моск. ин-та нефтехим. и газ. пром-сти, вып. 78, 1969.
- Саидов М. Н. Генетическая связь нефти с озерными отложениями в Центральной Азии. — «Геология нефти», 1957, № 5.
- Самарина В. С. О гидрогеологическом районировании Таджикской депрессии. — Вестник ЛГУ, 1961, № 12.
- Самедов С. С., Симахеев В. З., Мустафаев С. П. О гидрохимии и формировании подземных вод юрских отложений Прикаспийско-Кубанской нефтегазоносной области. — Изв. вузов, «Нефть и газ», 1969, № 5.
- Саядян Ю. В. Седиментационные воды в озерных отложениях Ленинаканской котловины. — Изв. АН Арм. ССР, «Наука о Земле», 1966, № 3.
- Седелник Г. С. Получение соды из природных содовых растворов. — «Журнал прикладной химии», 1944, № 6.
- Седелник Г. С. Промышленное получение природной соды. — «Журнал прикладной химии», 1959, № 8.
- Селиванов Е. И. Неоген-четвертичные озера гиганты в Забайкалье и Северной Монголии. — Докл. АН СССР, т. 177, № 1, 1967.
- Сидоренко А. В. Человек, техника, Земля. М., «Недра», 1967.
- Силин-Бекчурин А. И. Подземные воды Северной Африки. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Симонов Ю. Г. О формировании озерных котловин в современных перигляциальных условиях Юго-Восточного Забайкалья на примере Агинского района. — В кн.: Вопросы географии, мерзлотоведения и перигляциальной морфологии. М. Изд-во МГУ, 1962.
- Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Л., Изд-во ЛГУ, ч. I, 1965; ч. II, 1966.
- Сочава А. В. Красноцветная формация мела Средней Азии. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология палеоген-неогеновых континентальных отложений азиатской части СССР. М., «Наука», 1967.
- Спижарский Т. Н. Методика тектонического районирования. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. II. М., «Недра», 1968.

Справочник по растворимости солевых систем. Т. I. М., Госхимиздат, 1953.

Справочник по растворимости. Т. III. Тройные и многокомпонентные системы, образованные неорганическими веществами. Л., «Наука», 1969.

Станкевич Е. Ф., Баталин Ю. В. Формирование химического состава поверхностных содовых вод. Материалы 23-го гидрохимического совещания. Ново-черкасск, 1969.

Степанов В. М., Богданова Л. М. Гидрогеологические условия Ингода-Былыринского междуречья Сибири и Дальнего Востока. — Материалы комиссии по изучению Сибири и Дальнего Востока, вып. 2, 1962.

Страхов Н. М. Известковисто-доломитовые фации современных и древних водоемов. — Тр. ГИН АН СССР, вып. 124, серия геол., № 45, 1951.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. III. Закономерности состава и размещения аридных отложений. М., Изд-во АН СССР, 1962.

Сулин В. А. Условия образования, основы классификации и состав природных вод, в частности нефтяных месторождений. Ч. I. Образование и основы классификации природных вод. М., 1948.

Сухарев Г. М. Гидрогеология и воды нефтяных и газовых месторождений. Л., Гостехиздат, 1959.

Танатар С. М. О процессе образования соды. — «Журнал Русского физ.-хим. об-ва», т. 28, ч. I, вып. 4, 1896.

Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966.

Телентюк Е. С. Гидрохимия озер Танатар и питающих их вод. — Тр. ВНИИГ, вып. 24, 1952.

Тер-Мартirosян А. А. Армянская ССР. Гидрогеология СССР, т. XI. М., «Недра», 1968.

Торгашев Б. П. Сода (производство и потребление соды в Китае, Маньчжурии и общее положение содовой промышленности на Дальнем Востоке). — Вестник Маньчжурии, Харбин, 1927, № 1.

Тугуши И. Н. Особенности формирования углекислых соляно-щелочных минеральных вод на примере месторождений Дзау, Зваре и Вajas-Цкаро. Диссерт. на соиск. ученой степени канд. геолого-минер. наук. Тбилиси, 1970.

Турьшев А. В., Перевозчикова А. Д. О влиянии карста на вертикальную гидрохимическую зональность. — Тр. Горно-геол. ин-та Урал. фил. АН СССР, вып. 76, 1965.

Уилли П. Д. Проблема образования карбонатитов в свете экспериментальных данных карбонатитовой магмы. — В кн.: Карбонатиты, М., «Мир», 1969.

Уклонский А. С. Принцип геохимической характеристики естественных вод. — Вестник ирригации, 1925, № 6.

Успенский В. А. Баланс углерода в биосфере в связи с вопросом о распределении углерода в земной коре. М., Гостехиздат, 1956.

Физико-географический атлас мира. М., 1964.

Филатов К. В. Силикатные воды и их место в горизонтальной гидрохимической зональности. — Докл. АН СССР, т. 138, 1961, № 3.

Флоренсов Н. А. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М. — Л., Изд-во АН СССР, 1960.

Флоренсов Н. А. Некоторые особенности котловин крупных озер Южной Сибири и Монголии. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские озера Сибири. М., «Наука», 1968.

Форш Т. Б. Гидрохимическая характеристика озер Северного Казахстана в связи с условиями их существования. — Тр. Лабор. озераведения АН СССР, т. XV, 1963.

Халатян Э. С. Некоторые хлоридно-гидрокарбонатные натриевые источники Айуназора и перспективы их использования. — Изв. АН АрмССР. «Наука о Земле», 1969, № 1.

Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966.

Цыганок В. И. О формировании химического состава подземных вод зоны выветривания горных районов Забайкалья. — Изв. Забайкальского филиала геогр. об-ва СССР, вып. 3, 1966.

Часовникова Е. В. О водорастворимых солях и ионно-солевом комплексе горных пород Восточного Памира. — Вестник ЛГУ, 1968, № 12.

Чихелидзе С. С. К вопросу содообразования в подземных водах. — Тр. Лабор. гидрогеол. проблем, т. 16. 1958.

Шмидеберг Н. А. Солевой состав вод озер Торейской группы (Читинская обл.). — Вестник МГУ, № 2, 1966.

Эйгстер Х. П. Условия образования докембрийских железистых формаций. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М., «Наука», 1969.

Bayley W. H. Guide to the study of non-metallic mineral products (Except Building Stones). N-Y, 1930.

Baker B. H. The Geology of Magadi Area. Report no 42. Geol. Surv. Kenya, 1958.

Baric L. Searlesit von Lopare in Nordostbosnien. Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften. R. B., b. 11, Hef. 4, 1966.

Bates R. L. Geology of the Industrial Rocks and Minerals. N-Y, 1960.

Bradley W. H. Limnology and the Eocene lakes of the Rocky Mountain Region. Geol. Soc. America Bull., v. 59, 1948.

Bradley W. H. Revision of stratigraphic nomenclature of Green River formation of Wyoming. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 43, n. 5, 1959.

Bradley W. H. Geology of Green River formation and associated Eocene rock in southwestern Wyoming and adjacent parts of Colorado and Utah. Geol. Surv. Prof. Paper, 496-A, 1964.

Bradley W. H. Tropical Lakkpes, Copropel, and Oil Shall, Geol. Soc. of America Bull., v. 77, n. 12, 1966.

Bradley W. H., Eugster H. P. Geochemistry and paleolimnology of the trona deposits and associated autigenic minerals of the Green River formation of Wyoming. Geol. Surv. Prof. Paper, n. 496-B, 1969.

Bradley W. H. Green River Oil Shale Concept of Origin Extended. Geol. Soc. Amer. Bull. v. 81, n. 4, 1970.

Gulbertson W. C. Trona in the Wilkins Peak Member of the Green River Formation, Southwestern Wyoming. Geol. Surv. Prof. Paper. n. 550-B, 1966.

Dawson I. B. The geology of Oldoinyo Lengai. Bull. Volcanol. 24, 1962.

Dawson I. B. Carbonatic volcanic ashes in northern Tanganyika. Bull. Volcanol, 27, 1964.

Dawson I. B., Boweden P., Clark L. C. Activity of the carbonatite volcano Oldoinyo Lengai, 1966. Geol. Rundschau, 57, n. 3, 1968.

Deardorff D. L. Eocene salt in the Green River Basin, Wyoming. Geol. Soc., 1963.

Eugster H. P. Sodium carbonate-bicarbonate minerals as indicators of P.CO₂. J. Geophys. Res., v. 71, n. 14, 1966.

Eugster H. P. Hydrasium sodium silicates from Lake Magadi Kenya; precursors of bedded chert. Science, t. 157, N 3793, 1967.

Eugster H. P., Smith G. I. Mineral equilibria in the Searles Lake evaporites. California. J. Petrology, n. 6, 1965.

Fahey I. I., Mrose M. E. Saline minerals of the Green River Formation. Geol. Surv. Prof. Paper. 405, 1962.

Feltis R. D. Preliminary assessment of ground water in the Green River Formation, Uinta Basin, Utah. Geol. Surv. Prof. Paper, n. 600-B, 1968.

Feth I. H., Robertson C. E., Polcer W. L. Sources of mineral constituents in water from granitic rocks, Sierra Nevada, California and Nevada. U. S. Geol. Surv. Water Supply Paper, 1535—1, 1964.

Haines D. V. Core logs from Searles Lake, San Bernardino County, California, Geol. Surv. Bull., n. 1045-E, 1959.

Hay R. L. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. Geol. Soc. America Spec. Paper, n. 85, 1966.

Hay R. L. Chert and its sodium silicate precursors in sodium-carbonate lakes of East Africa. Contribs Mineral and Petrol, 17, n. 4, 1968.

Hay R. L., Moiola R. I. Authigenic silicate minerals in the Searles Lake, California. Sedimentology, v. 2, n. 4, 1963.

- Haun J. D., Kent H. C. Geologic history of Rocky Mountain region. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, n. 11, 1965.
- Hite R. I., Dyni I. R. Potential resources of dawsonite and nahcolite in the Pearce Creek Basin, Northwest Colorado. Quart. Colo. School. Mines., 62, n. 3. 1967.
- Hunt C. B., Mabe D. R. Stratigraphy and structure Death Valley, California. Geol. Surv. Prof. Paper. 494-A, Washington, 1966.
- Kenneth R. P. Stratigraphy of the Green River formation, Uinta basin, Utah. Bull. University, Utah, vo. 58, n. 21, 1967.
- Krishnan M. S. Saline Lake deposits of Bajasthan, India. Geol. Soc. Amer. Spec. Papers, n. 88, 1968.
- Krishnaswamy S. О некоторых проявлениях натриевых солей в северной и южной частях района Аркот, штат Мадрас, 1969.
- Livingstone D. A. Chemical composition of rivers and lakes. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440-g, 1963.
- Love J. D. Cenozoic sedimentation and Crustal movement in Wyoming. Amer. J. Science, v. 258-A, 1960.
- Love J. D. Uraniferous phosphatic lake beds of Eocene age in intermountane basins of Wyoming and Utah. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 474-E, 1964.
- Longhnan F. C., See G. T. Dawsonite in the greta coal measures at Muswellbrook, New South Wales. Amer. Mineralogist, 52, № 7—8, 1967.
- Mabe D. R. Geophysical studies in the Intermountane basins in southern California. Geophysics, v. XXI, N. O. 1956.
- Maglione G. Presence de gaylussite et de trona dans les «natronieres» du Kanem (pourtou-nordest du Lae Tchad). Bull. Soc. Franc. Mineral. et Cristallogr., 91, № 4, 1968.
- Milton C. Mineralogy and petrology of the Green River formation of Wyoming, Utah and Colorado. Trans. N. Y. Acad. Sci., 23, № 7, 1961.
- Milton C., Chao E. C. T., Fahey J. I., Mrose M. E. Silicate mineralogy of the Green River formation of Wyoming, Utah and Colorado. 21-st Internat. Geol. Congr., 1960.
- Milton C., Fahey J. I. Classification and association of the carbonate minerals of the Green River formation. Amer. J. of Science, v. 258-A, 1960.
- Pakiser L. C., Kane M. F., Jackson W. H. Structural Geology and Volcanism of Owens Valley Region, Colifornia. A. Geophysical Study. Geological Survey Prof. Paper., 438, 1964.
- Quigley M. D. Geological history of Piceance Creak-Eagle basins. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., v. 49, № 11, 1965.
- Roberts Ph. K. Stratigraphy of the Green River Formation. Uinta Basin, Utah. Doct. diss. Univ. Utah 1964, Ref. «Bull. Univ. Utah», 58, № 21, 1967.
- Saline lakes of Eastern Oregon Mineralogist, 1954, 22, № 12, 442, 444, 446.
- Silvermann S. R., Epstein S. Carbon isotopic compositions of petroleum and other sedimentary organic materials. Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol. v. 42, № 5, 1958.
- Smith J. W., Milton C. Dawsonite in the Green River Formation of Colorado. Econ. Geol., 61, № 6, 1966.
- Smith G. I., Haines D. V. Character and Distribution of nonclastic minerals in the Searls Lake Evaporite Deposit, California, Geol. Surv. Bull., 1181-P, 1964.
- Smith G. I., Pratt W. P. Core logs from Owens, China, Searles and Panamint basins, California. U. S. Geol. Survey Bull. 1045-A, 1957.
- Stevenson J. S., Stevenson L. S. The petrology of dawsonite at the type locality Montreal. Canad. Mineral, 8, № 2, 1965.
- Thompson A. O., Dodson R. G. Geology of the Naivasha Area. Geological Survey of Kenya. Report № 55, 1963.
- Ver-Planck W. E. Salt in California. Division of Mines Bull, 175, S-Francis-co, 1958.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение	3
Часть первая. Распространение и условия формирования содовых вод	6
Место содовых вод среди природных вод, их значение и гидрохимические виды	6
Подземные содовые воды	8
Содовые атмосферные осадки и речные воды	25
Озерные содовые воды	26
Часть вторая. Минералы содоносных отложений и условия их образования	39
Соляные минералы	43
Парагенные минералы	55
Часть третья. Географические и геологические условия размещения месторождений и проявлений природной соды	60
Типы месторождений и содопроявлений	60
Месторождения и проявления Северной Америки	64
Месторождения и содопроявления Африки	96
Месторождения и содопроявления Евразии	118
Содовые озера и проявления Центральной Азии и смежных регионов	120
Содопроявления и парагенные им образования в Альпийско-Гималайской складчатой области	134
Месторождения и содопроявления других территорий Евразии	146
Содопроявления Южной Америки и Австралии	161
Особенности формирования и размещения месторождений и проявлений природной соды	162
Заключение	191
Список литературы	197

*Министерство геологии СССР
Всесоюзный научно-исследовательский институт
геологии нерудных полезных ископаемых ВНИИ-
геолнеруд)*
*Юрий Владимирович Баталин
Бернард Салихзянович Касимов
Евгений Фомич Станкевич*

Месторождения природной соды и условия их образования

Редактор издательства Л. М. Самарчян
Технический редактор О. Ю. Трепенюк
Корректор Л. В. Сметанина

Сдано в набор 8/I 1973 г. Подписано в печать
21/V 1973 г. Т-08911. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага № 1. Печ. л. 13,25 с вкл. Уч.-изд. л. 14,59.
Тираж 1200 экз. Заказ № 3081/11366-4.
Цена 1 р. 57 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Саратов. Объединение «Полиграфист».

УВАЖАЕМЫЙ ТОВАРИЩ!

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ «НЕДРА» ГОТОВЯТСЯ К ПЕЧАТИ НОВЫЕ КНИГИ

РУДНЫЕ месторождения СССР. В 3-х томах. Том I. Ред. акад. В. И. Смирнов. 30 л. 3 р. 20 к.

Монография «Рудные месторождения СССР» составлена коллективом наиболее квалифицированных специалистов страны в области геологии рудных полезных ископаемых. В первом томе содержится описание месторождений железа, марганца, хрома, титана, ванадия и алюминия.

Каждому металлу посвящена отдельная глава. В ее вводной части приведены общие сведения о месторождениях данного металла и обоснована их группировка. В основной части главы содержатся описания выделенных групп месторождений, иллюстрированные специально подобранными планами и разрезами. В качестве типичных примеров выбраны наиболее представительные и важные объекты. По классическим месторождениям страны приведены новейшие данные. Описание новых типов месторождений целиком построено на оригинальных материалах.

Монография не имеет аналогов в отечественной литературе. Она рассчитана на широкий круг геологов производственных и научных организаций, занимающихся изучением минерально-сырьевой базы страны, а также на студентов высших и средних учебных заведений.

РУДНЫЕ месторождения СССР. В 3-х томах. Том II. Ред. акад. В. И. Смирнов. 35 л. 3 р. 70 к.

Во втором томе монографии охарактеризованы месторождения никеля, кобальта, меди, свинца, цинка, висмута, сурьмы, ртути, урана. Порядок описания месторождений тот же, что и для первого тома.

Работа предназначена для широкого круга геологов производственных и научных организаций, а также для студентов высших и средних учебных заведений.

РУДНЫЕ месторождения СССР. В 3-х томах. Том III. Ред. акад. В. И. Смирнов. 40 л. 4 р. 35 к.

Третий том монографии содержит описания месторождений благородных и редких металлов. Описания выполнены по той же схеме, как это было принято в двух предшествующих томах.

Работа предназначена для широкого круга геологов производственных и научных организаций, а также для студентов высших и средних учебных заведений.

Предварительные заказы на эти книги принимают местные магазины книго-торга.

Заблаговременно заказывайте необходимые Вам книги до выхода их в свет!

Издательство «Недра».

1 р. 57 к.

815

НЕДРА · 1973