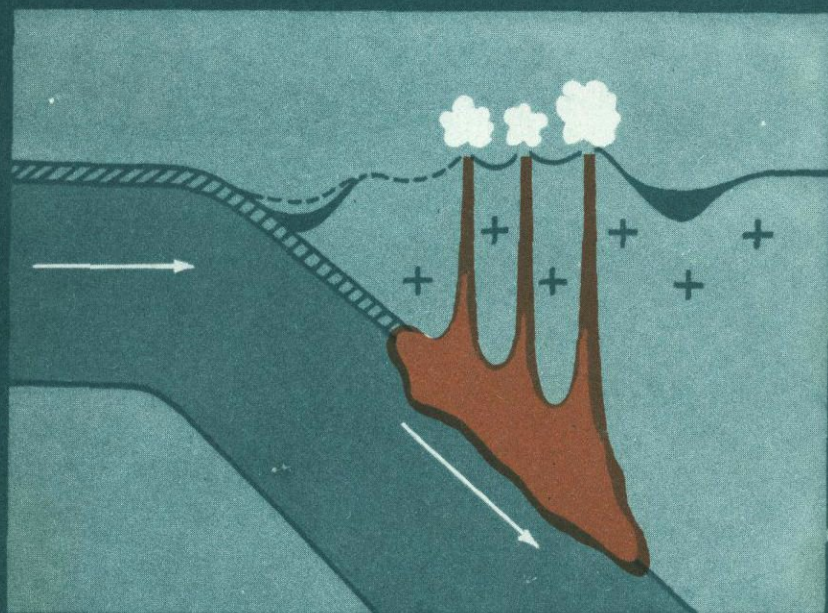


А.А. ОЗОЛ

# Осадочный и вулканогенно- осадочный рудогенез бора



ИЗДАТЕЛЬСТВО « НАУКА »

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Институт геологии и геофизики

А. А. ОЗОЛ

ОСАДОЧНЫЙ  
И ВУЛКАНОГЕННО-  
ОСАДОЧНЫЙ  
РУДОГЕНЕЗ БОРА

3937



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1983



О з о л А.А. Осадочный и вулканогенно-осадочный рудогенез бора. М.: Наука, 1983.

Раскрыты основные особенности геохимии бора в связи с процессами его экзогенного минерало- и рудообразования, охарактеризована бороносность осадочных и вулканогенно-осадочных формаций мира, выяснены закономерности размещения и условия формирования борных месторождений. Оценены масштабы и определены формы влияния вулканизма на рудообразование бора в бассейнах седиментации, подчеркнута значимость гидротермально-осадочного рудоотложения в наземных условиях, которое может сопровождаться возникновением месторождений, уникальных по запасам и качеству сырья.

Табл. 8, ил. 24, библиогр. 462 назв.

Ответственный редактор

М.А. ЖАРКОВ

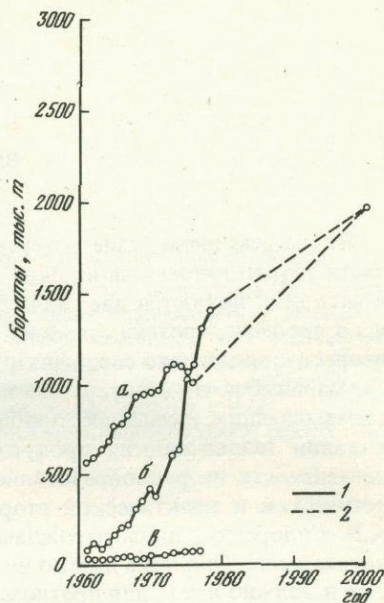
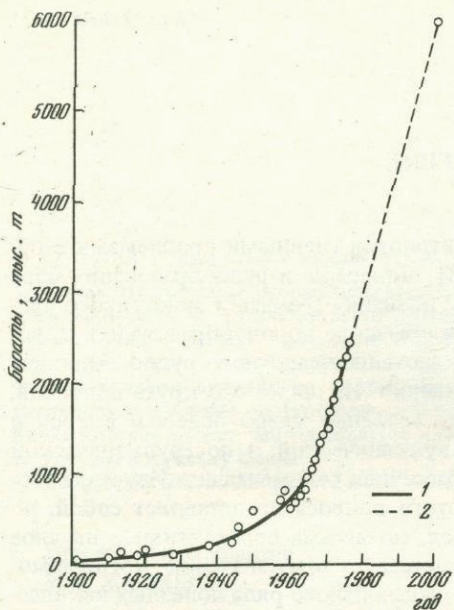
## ВВЕДЕНИЕ

На современном этапе развития литологии главными проблемами в области теории литогенеза вообще [228], минерало- и рудообразования бора в частности являются две: во-первых, познание геохимии экзогенного рудного процесса, протекающего на фоне обычного породообразования, и, во-вторых, определение специфики вулканогенно-осадочного рудного процесса, масштабов и характера его проявления. Из широкого круга вопросов, охватывающих названные проблемы, особенно слабо освещен вопрос о влиянии газовой-жидких продуктов вулканической и поствулканической деятельности на рудообразование в бассейнах седиментации. Изучение теоретической и практической сторон этого вопроса представляет собой, по А.В. Сидоренко, лишь зарождающееся, но весьма перспективное научное направление. Оно пока далеко не соответствует тому значению, которое может и должно иметь для прогноза и поисков целого ряда полезных ископаемых.

Исследование с этих позиций процессов экзогенного рудоотложения бора весьма показательно, так как на его примере во многом раскрывается вся сложность и многогранность рудообразования в бассейнах седиментации. Вместе с тем оно позволяет значительно расширить и углубить существующие представления о происхождении месторождений бора, сфера использования которого из года в год резко расширяется.

Наряду со стекольной промышленностью, являющейся основным потребителем бора, он находит все более широкое применение при производстве высококачественных жаростойких сплавов, керамики и эмалей, сверхтвердых и высокопрочных абразивов, в нефтехимии, при изготовлении мыла и других моющих средств, в сельском хозяйстве, в текстильной и кожевенной промышленности, при производстве термоизоляционных материалов и огнестойкой древесины, в фармацевтической промышленности и т.д. Весьма перспективно применение бора в станкостроительной промышленности для электрохимического покрытия деталей в целях придания им высокой износостойкости. Особенно возрос интерес к борным соединениям в последние годы в связи с их использованием в таких быстроразвивающихся отраслях промышленности, как атомная энергетика, самолето- и ракетостроение, где бор применяется в составе защитных нейтронно-адсорбционных веществ (бетонов, пластмасс) и сверхпрочных композитах — боропластиках, имеющих большое будущее как новый перспективный материал. Судя по зарубежным источникам, проводятся интенсивные исследования по применению боро- и органоборводородов в качестве высококалорийного топлива для реактивных и ракетных двигателей.

Необходимость обеспечения постоянно растущих потребностей в борных соединениях различных областей индустрии, а также сельского хозяйства обусловила неуклонное увеличение добычи боратов, особенно в 60-е и 70-е



Р и с. 1. Кривая роста мировой добычи боратов за текущее столетие

1 — достоверная; 2 — предполагаемая

Р и с. 2. Добыча боратов с 1961 по 2000 г.

1 — достоверная; 2 — предполагаемая; а — США, б — Турция, в — Аргентина

годы (рис. 1). Мировая добыча боратов в середине 70-х годов превысила уровень в 2,4 млн. т и, по данным горного бюро США, к 2000 г. составит 6 млн. т.

Основные бородобывающие предприятия за рубежом находятся на западе Северной и Южной Америки и в Малой Азии. На первом месте по добыче боратов стоят США, причем по стоимости извлекаемой из недр продукции бораты уступают там только нефти, газу и стройматериалам. Годовая добыча боратов в США за полтора десятилетия (с 1961 по 1975 г.) возросла вдвое — с 560 тыс. т до 1,06 млн. т, из которых половина расходуется на нужды стекольной промышленности, около 100 тыс. т — в сельском хозяйстве при производстве удобрений и инсектофунгисидов. Согласно материалам отчета Конгрессу США о реализации закона 1970 г. о горной промышленности и сырьевой политике страны, производство боратов в США к 2000 г. достигнет 2 млн. т. На второе место по добыче боратов вышла Турция. Годовая добыча их за 15 лет (с 1961 по 1975 г.) возросла здесь почти в 15 раз — с 68 тыс. т до 1,04 млн. т. При сохранении существующих темпов развития бородобывающей промышленности производство боратов в Турции к 2000 г., так же как и в США, достигнет 2 млн. т. Добыча боратов в двух этих странах уже к концу текущего десятилетия, по-видимому, превысит уровень в 3 млн. т (в пересчете на  $B_2O_3$  — около 1 млн. т). Значительное количество боратов (от 15 тыс. т в 1961 г. до 78 тыс. т в 1975 г.) добывается также в Аргентине (рис. 2). Издревле разрабатываются боратые месторождения в КНР.

Основное количество борного сырья добывается из экзогенных месторождений. Они встречаются как в осадочных, так и в вулканогенно-осадочных толщах. В осадочных толщах месторождения бора приурочены к морским галогенным отложениям, в вулканогенно-осадочных — к озерным, в основном глинистым или карбонатно-глинистым. В зависимости от этого они традиционно (хотя и не совсем точно) подразделяются на два основных типа: галогенный и вулканогенно-осадочный. В отличие от СССР, где главным источником борной руды наряду с эндогенными являются месторождения галогенного типа, за рубежом основная масса борного сырья извлекается из месторождений вулканогенно-осадочного типа, поскольку они выгодно отличаются большими запасами (до 100—500 млн. т руды), высоким содержанием бора в руде (25—50%  $B_2O_3$ ), благоприятными горнотехническими и гидрогеологическими условиями эксплуатации и требуют несложной технологической переработки. В вулканогенно-осадочных месторождениях сосредоточено не менее 1 млрд. т боратов. За прошедшие три четверти века из них добыто около 50 млн. т и до конца столетия предполагается извлечь еще более 100 млн. т боратов.

Несмотря на повышенный интерес, уже долгое время проявляющийся к геохимии бора и процессам его экзогенного рудообразования, и интенсивную разработку месторождений боратов, многие кардинальные вопросы в проблеме осадочного и вулканогенно-осадочного рудоотложения бора оставались невыясненными, и проблема в целом оказалась нерешенной. Это обстоятельство в свете необходимости расширения минерально-сырьевой базы борнорудной промышленности СССР с вовлечением в эксплуатацию наиболее важных в промышленном отношении вулканогенно-осадочных месторождений предопределило актуальность развертывания теоретических исследований по проблеме экзогенного рудогенеза бора в целях выявления закономерностей размещения и условий формирования его месторождений как основы для разработки практических рекомендаций по прогнозу и поискам в СССР залежей вулканогенно-осадочных боратов.

Решение проблемы осадочного и вулканогенно-осадочного рудообразования бора потребовало ее рассмотрения в самых различных аспектах: от анализа данных по геохимии бора, систематизации материалов по геологии и минералогии его месторождений до дешифрирования космических снимков, иллюстрирующих локализацию борных месторождений по краям срединных массивов, и реконструкции зон Заварицкого—Беньофа, свидетельствующей о приуроченности борных месторождений к поглощаемым окраинам плит. Такой многосторонний подход к решению рассматриваемой проблемы оказался бы невозможным без помощи и содействия товарищей по работе во ВНИИгеолнеруде, специалистов других научно-исследовательских и производственных организаций, которым автор выражает свою искреннюю признательность.

## ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ БОРА В СВЯЗИ С ПРОЦЕССАМИ ЕГО ЭКЗОГЕННОГО МИНЕРАЛО- И РУДООБРАЗОВАНИЯ

Как подчеркивал А.Е. Ферсман [240], геохимия бора в экзогенных процессах, порождающих его крупные промышленные месторождения, представляет собой очень важную, но еще не разрешенную проблему. Именно этим А.Е. Ферсман объяснял те споры, которые поднимались в научной литературе по поводу происхождения месторождений бора, и те трудности, которые встречались во время поисковых работ, проводимых во многих странах.

Сложность проблемы, не потерявшей актуальности и остроты до настоящего времени, во многом усугубляется, как отмечал Н.М. Страхов [226], большим количеством минеральных видов, которые образует бор в экзогенных условиях. Точного же разграничения между двумя основными генетическими группами борных минералов — их первичными и вторичными модификациями — пока не проведено, и в этом обстоятельстве Н.М. Страхов видел основную причину, которая мешает ясному и однозначному пониманию процессов экзогенного минералообразования бора.

В последние два десятилетия в области физико-химии борных соединений проводились интенсивные исследования. В результате был выявлен ряд весьма своеобразных особенностей поведения бора, нашедших отражение в его геохимии. В настоящей работе освещаются именно те из них, которые химически объясняют причины, лежащие в основе экзогенного минералообразования бора. При этом главное внимание было уделено вопросам образования боратов, представляющих среди других борных минералов наибольшую практическую ценность.

Бор — металлоид, обладающий, по Л. Полингу, свойствами, промежуточными между свойствами металлов и неметаллов. В термодинамических условиях земной поверхности он проявляет склонность к образованию скорее кислородных кислот, чем катионов в слоях, и поэтому в геохимической классификации А.И. Перельмана относится к группе анионогенных элементов, подвижных в экзогенных условиях.

Величина ядерной энергии связи, характеризующая относительную устойчивость ядер, у бора сравнительно невысокая — 6,8 Мэв, тогда как, например, у соседнего с ним углерода — 7,6 Мэв, а у расположенного по диагонали кремния — 8,4 Мэв. Эффективное поперечное сечение ядра, отражающее вероятность поглощения нейтронов или протекания других ядерных процессов, разрушающих элемент, у бора очень большое — 755 барн, в то время как, например, у углерода — 0,0037 барн, а у его ближайшего соседа по группе — алюминия — 0,24 барн. Отмеченные свойства ядра бора, делающие его "топливным элементом", расходуемым в качестве "ядерного горючего" при космических превращениях, предопределяют его сравнительно невысокую распространенность в природе [267]. И, действительно, среднее содержание бора в литосфере составляет, по А.П. Виноградову,

12 г/т (т.е. приблизительно такое же, как лития, галлия или тория, и меньше, чем, например, фтора), в гидросфере — 4,6 мг/кг.

В отличие от ядерных свойств, обуславливающих распространенность бора в природе, структура электронной оболочки предопределяет характер его взаимодействия с другими элементами, миграционные свойства, способность к концентрации с образованием залежей борных минералов, с одной стороны, и способность к рассеянию в горных породах — с другой.

Электронная оболочка атома бора в нормальном состоянии имеет строение  $1s^2 2s^2 p_x$  с суммарным результирующим спином пятого электрона, в возбужденном состоянии — либо  $1s^2 2s 2p_x 2p_y$  с тремя неспаренными электронами одного спина, либо  $1s^2 2s 2p_x 2p_y 2p_z$  с четырьмя неспаренными электронами одинакового спина (в случае присоединения неподеленной пары элемента-донора). Поэтому наиболее вероятной конфигурацией атома бора в возбужденном состоянии является расположение орбиталей или по вершинам равностороннего треугольника в одной плоскости ( $sp^2$ -гибридизация электронов), или в углах правильного тетраэдра с ядром в центре ( $sp^3$ -гибридизация электронов).

Попутно отметим, что бор в большей мере, чем любой другой элемент, способен образовывать также электронодефицитные соединения с координационным числом 5 или 6. Это вызывает большой интерес к химии бора, которая, бурно развиваясь, обещает в недалеком будущем стать соперницей органической химии.

В строении кислородных соединений бора, в виде которых он преимущественно встречается в природе, участвуют как треугольные  $B(OH)_3$ , так и тетраэдрические  $B(OH)_4$  структурные группы. В полиборных кислотах и их солях, в том числе природных боратах, треугольники и тетраэдры обычно присутствуют совместно, т.е. проявляется одновременно  $sp^2$ - и  $sp^3$ -гибридизация электронов. Возможность объединения треугольных и тетраэдрических структурных групп бора в единые комплексы, как будет показано ниже, обуславливается его концентрацией в водных растворах и рН среды. Эти два фактора являются определяющими в геохимии экзогенного бора.

## ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ БОРА В СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ БАССЕЙНАХ

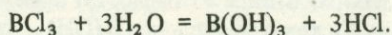
### Природные моноядерные соединения бора

Основное значение в процессах осадочного и вулканогенно-осадочного минералообразования бора имеют борокислородные кислоты и их соли. Однако прежде чем перейти к их рассмотрению, необходимо кратко остановиться на его водородных и галоидных соединениях. Их роль в процессах рудообразования во многом неясна и не всегда доказуема. Тем не менее можно предположить, что она весьма значительна по своим последствиям.

Возможность глубинной генерации водородных соединений бора, получаемых в результате сложных реакций взаимодействия водорода с металлами, бором и хлором, представляется вполне реальной, если допустить вслед за В.И. Вернадским нахождение металлов на глубине в самородном состоянии или в виде гидридов. Газообразная смесь бороводородов и водорода во

влажном воздухе, как известно, самовоспламеняется со взрывом огромной силы. Это сопровождается образованием борокислородных комплексов и выделением необычайно большого количества тепловой энергии. Поэтому накопление в магме бороводородов, как и других летучих компонентов, вероятно, является одним из факторов, обуславливающих взрывной характер вулканизма. По-видимому, не случайно, что при извержениях вулканических пород среднего и кислого состава, отличающихся повышенным содержанием бора, происходит выброс большего количества пирокластического материала, чем при излияниях лав основного состава, содержание бора в которых ниже. На всех наиболее крупных вулканогенно-осадочных месторождениях бора (Крамер и Фернис-Крик в США, Тинкалау в Аргентине, Кырка-Сарикайя, Эспей-Килик, Бигадиш в Турции и т.д.) в составе озерных отложений, вмещающих залежи боратов, всегда присутствуют мощные пласты вулканического туфа и образующихся из него монтмориллонитовых глин.

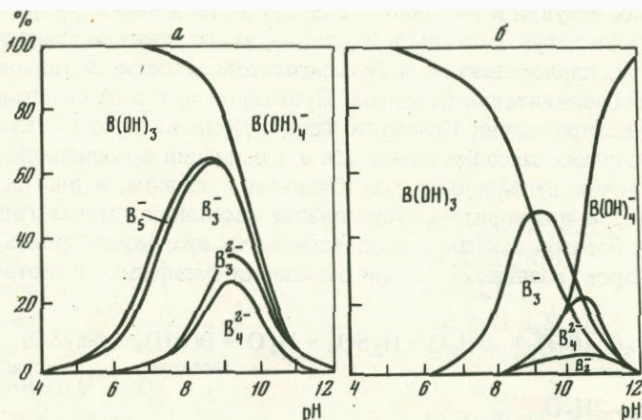
Вероятность образования на глубине галоидных соединений бора либо в результате замещения в бороводородах водорода галоидами или галоидоводородами, либо при прямом взаимодействии бора с хлором представляется достаточно высокой, если учесть обычное присутствие в составе магматических газов галоидов и (или) галоидоводородов, в частности  $\text{Cl}_2$  и  $\text{HCl}$ . Все галогениды бора, за исключением фтористого бора, разлагаются водой по реакциям типа



Особенностью  $\text{BF}_3$  является способность, во-первых, реагировать с водой с образованием гидроксофтороборных комплексов в  $\text{BF}_3\text{OH}^-$  и  $\text{B}_3\text{O}_3\text{F}_6^{3-}$  и, во-вторых, легко присоединять к себе  $\text{HF}$  с образованием комплексной фтороборной кислоты  $\text{HBF}_4$ , устойчивой в растворе, с сильно выраженными кислотными свойствами. При высоких температурах комплексы  $\text{BF}_3\text{OH}^-$  и  $\text{B}_3\text{O}_3\text{F}_6^{3-}$  вызывают турмалинизацию, но при низких температурах они испытывают очень быстрый щелочной гидролиз с последующим разложением, отщеплением фторных ионов и образованием борокислородных комплексов [212], взаимодействие которых с алюминием и кремнием, содержащимися в вулканических породах, сопровождается дюрмортеритизацией. Комплексы  $\text{BF}_4^-$  могут существовать только в ультранизких растворах в случае преобладания фтора над бором [197]. Они обнаружены в конденсате газов и термальных водах (рН 1,1–1,6;  $\text{F} = 116$  мг/кг,  $\text{B} = 45$  мг/кг) вулкана Сацума-Иводзима в Японии. Взаимодействие ионов  $\text{BF}_4^-$  с катионами щелочных металлов приводит к образованию фтороборатов типа ферручита  $\text{NaBF}_4$  или авогадрита  $\text{KBF}_4$ . Эти минералы обнаружены в возгонах вулканов Ключевского на Камчатке, Везувия и Вулкано в Италии.

Таким образом, основная роль водородных и галоидных соединений бора, имеющих магматическое происхождение, заключается в переносе бора с глубины к земной поверхности, где он уже находится в форме своих кислородных соединений. Исключение составляют лишь фтороборные комплексы, которые принимают участие, хотя и в небольших масштабах, в экзогенном минералообразовании бора.

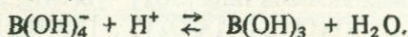
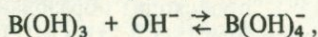
Среди кислородных соединений бора, доминирующих в экзогенных ус-



Р и с. 3. Распределение бора в водных растворах между различными полианионами в зависимости от рН

а -  $B = 0,4$  М при  $25^\circ\text{C}$  [382]; б -  $B = 0,6$  М при  $50^\circ\text{C}$  [409]

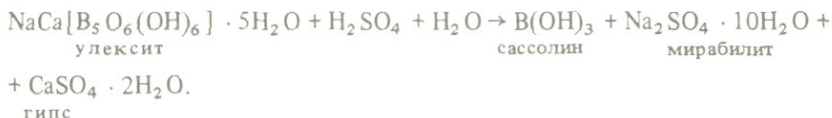
ловиях, широко распространены, как известно, моноядерные комплексы  $B(OH)_3$  и  $B(OH)_4^-$ . Они являются основной формой нахождения бора в растворах земной поверхности, где его содержание обычно не превышает сотых или десятых долей граммов на литр. Первые из них преобладают в кислой среде, вторые - в щелочной (рис. 3). Наряду с ними в природных водах, в частности морских, отмечаются борорганические комплексы, но в очень незначительных количествах. Переход одной формы борокислотных комплексов в другую происходит при изменении рН среды в соответствии с реакциями:



Первая из этих реакций протекает в результате присоединения гидроксильного иона к свободной 2р-орбитали атома бора, вторая - в результате отщепления этого иона.

Комплексы  $B(OH)_3$  в водных растворах находятся в виде отдельных молекул и в интервале температур от 0 до  $150^\circ\text{C}$  почти не диссоциируют. Из водных растворов они легко улетучиваются вместе с парами воды, причем коэффициент их распределения между водой и паром, находящийся в сложной зависимости от кинетики процесса вскипания перегретой воды, достигает при определенных условиях 0,25 [262]. В кислой среде при достижении необходимой концентрации бора (варьирующей в зависимости от состава и температуры раствора и составляющей в воде при  $20-25^\circ\text{C}$  около 8-10 г/кг) комплексы  $B(OH)_3$  осаждаются в виде сассолина  $H_3BO_3$ . Последний найден среди продуктов fumarольно-сульфатарной деятельности на вулканах Авачинском, Шивелуч и Безымянном на Камчатке в ассоциации с серой, сульфатами, галитом и нашатырем, на вулкане Сацума-Иводзима в Японии - с серой, тенардитом, глазеритом и нашатырем, в полостях среди кремнистых накопаний источников Стимбот; Санама и в бассейне Норрис (США) - с масканьитом, буссенготитом и другими сульфатами,

на вулканах Везувий и Вулкано — с ферручитом и авогадритом, в осадках "соффиони" и лагун Тосканы в Италии — со борджитом, сантитом, аммониторитом, лардереллитом и буссенготитом, а также в гипсовой толще Челкарского поднятия в Северном Прикаспии и в зоне выветривания боратовых месторождений Крамер и Фернис-Крик на западе США. В последних двух случаях сассолин находится в ассоциации с копиаптитом (продуктом окисления сульфидов), мирабилитом и гипсом, а иногда также со борджитом и джиноритом. Образование сассолина в зонах гипергенного изменения боратов связано с воздействием на них разбавленных сернокислых растворов, возникающих при окислении сульфидов, в соответствии со схемой:



С повышением температуры до 100–150°С сассолин при погружении осадков обычно переходит, теряя молекулу воды, в метаборит  $\text{HBO}_2$ . Он обнаружен в соляной толще Челкарского поднятия.

Ионы  $\text{B}(\text{OH})_4^-$  в водных растворах, содержащих повышенные концентрации таких металлов, как натрий или медь, вступают с ними во взаимодействие, в результате чего возникают комплексы  $\text{Na}[\text{B}(\text{OH})_4]$  или  $\text{Cu}[\text{B}(\text{OH})_4]_2$ . В щелочной среде, богатой хлором, такие комплексы осаждаются в составе типлеита  $\text{Na}_2[\text{B}(\text{OH})_4]\text{Cl}$ , который установлен в соляных осадках озер Серлс и Боракс (США) в ассоциации с тронной, бурой и галитом, или бандилита  $\text{Cu}[\text{B}(\text{OH})_4]\text{Cl}$ , который обнаружен в трещинах среди выветрелых гидротермально-измененных вулканических пород Мина-Куетона (Чили). При взаимодействии  $\text{B}(\text{OH})_4^-$  с сульфатными или карбонатными ионами, а также кремнеземом,  $\text{AsO}_4^{3-}$ ,  $\text{PO}_4^{3-}$ ,  $\text{HPO}_4^{2-}$  или  $\text{H}_2\text{PO}_4^-$  происходит образование хорошо диссоциированных комплексных анионов типа  $[\text{SO}_4] \cdot [\text{B}(\text{OH})_4]_2^{4-}$ ,  $[\text{CO}_3] \cdot [\text{B}(\text{OH})_4]_2^{4-}$ ,  $[\text{B}(\text{OH})_4] \cdot [\text{SiO}_2]^-$ ,  $[\text{B}(\text{OH})_4] \cdot [\text{AsO}_4]^{4-}$ ,  $[\text{B}(\text{OH})_4] \times [\text{PO}_4]^{4-}$ , но предпочтительнее, судя по характеру поглощения бора анионитами в присутствии различных фосфат-ионов (Р.Е. Жаймина и др., 1973),  $[\text{B}(\text{OH})_4] \cdot [\text{HPO}_4]^{3-}$  или  $[\text{B}(\text{OH})_4] \cdot [\text{H}_2\text{PO}_4]^{2-}$ . Последние из них возникают в растворах при значениях pH от 5 до 7–8 и содержании фосфора от 0,03 до 3 г/кг. Взаимодействие этих анионов с присутствующими в растворах катионами щелочных и щелочноземельных металлов приводит в итоге к образованию моноборатов — сульфоборита и карбоборита, боросиликатов — данбурита, бакерита, сирлезита, ридмерджерита, лейкосфенита и гаррелсита (табл. 1), а также бороарсената—канита и борофосфата—люнебургита.

Находки сульфоборита  $\text{Mg}_3(\text{OH})_2[\text{SO}_4] \cdot [\text{B}(\text{OH})_4]_2$  известны в соляных отложениях ФРГ, ГДР и Северного Прикаспия, где он встречается совместно с ангидритом, кизеритом и полигалитом, а также в соляных отложениях Средиземного моря, где он присутствует совместно с сиввинитом, полигалитом и бишофитом. В случае превращения двух гидроксильных групп в мостиковый атом кислорода сульфоборит может перейти (с выделением молекулы воды и отрывом сульфатного иона) в пинноит  $\text{Mg}[\text{B}_2\text{O}(\text{OH})_6]$ , который также встречается в соляных отложениях ФРГ, ГДР и Прикаспия.

Т а б л и ц а 1

## Классификация экзогенных боросиликатов

Боросиликаты	Структурная формула*
Моноядерные ( $B/M^2 = 2$ )	
данбурит	$CaB_2Si_2O_8$
бакерит	$Ca_4B_5Si_3O_{15}(OH)_2$
сирлезит	$NaBSi_2O_5(OH)_2$
ридмерджерит	$NaBSi_3O_8$
лейкосфенит	$Na_4BaTi_2B_2Si_{10}O_{30}$
гаррелсит	$NaBa_3B_7Si_2O_{16}(OH)_4$
Полиядерные ( $B/M^2 > 2$ )	
хаулит	$Ca_4Si_2B_{10}O_{23} \cdot 5H_2O$

\* Структурные формулы боросиликатов приводятся по И.В. Островской (1969 г.) с использованием данных, полученных позднее [162, 403, 413 и др.].

Карборит  $MgCa_2[CO_3] \cdot [B(OH)_4]_2 \cdot (OH)_2 \cdot 5H_2O$  встречается в засоленных озерных глинистых отложениях КНР. Он находится в ассоциации с улекситом, курнаковитом и индеритом.

Данбурит  $CaB_2Si_2O_8$  найден в доломит-ангидритовых толщах, распространенных в пределах Иркутского амфитеатра и на побережье Хатангского залива в Сибири, на территории ФРГ и ГДР, в Восточном Предбалканье, в предгорьях Гиссарского хребта, а также в соляных отложениях бассейна Мидконтинента в США. Он часто встречается в ассоциации с вулканическим туфом и продуктами его разложения, главным образом хлоритом, окрашивающим породу в темно-серый цвет, и с хемогенными минералами, представленными большей частью ангидритом или гипсом. Бакерит обнаружен в туфогенно-глинистых отложениях, содержащих включения или прослой гипса, на месторождениях боратов Фернис-Крик и других в США. Сирлезит  $NaBSi_2O_5(OH)_2$  найден в тенардит-галитовых толщах Азгира в Северном Прикаспии и Чуль-Адыра в предгорьях Тянь-Шаня, в содоносных отложениях впадины Грин-Ривер, в туфогенно-глинистых отложениях месторождения Крамер, в осадках соляных озер Серлс и Текопа в США и в туфогенно-глинисто-карбонатных отложениях Синдиржи в Турции. Он постоянно находится в ассоциации с вулканическим туфом и образующимися при его разложении монтмориллонитом и цеолитами, часто также с тенардитом, галитом и содой. Ридмерджерит, лейкосфенит и гаррелсит обнаружены в ассоциации с сирлезитом в битуминозных сланцах впадины Грин-Ривер, а гаррелсит, кроме того, — в глинистых сланцах месторождения Крамер в США.

Возникновение борокремниевых гетерополианионов, необходимых для образования боросиликатов, происходит, по-видимому, на стадии диагенеза в результате взаимодействия бора, содержащегося в поровых водах осадков, с кремнием, получающимся при разложении гиалокластического материала. Обращает на себя внимание факт частой приуроченности боросиликатов к отложениям, не содержащим прослоев или пластов боратов

(Предбалканье, Грин-Ривер и др.), который нельзя интерпретировать иначе, как доказательство возможности осаждения боросиликатов из водных растворов с концентрацией бора, недостаточной для его выделения в осадок в виде боратов.

Канит  $\text{Ca}_2[\text{B}(\text{OH})_4] \cdot [\text{AsO}_4]$  встречен в бороносных отложениях месторождений Эспей-Килик и Хизарчик в Турции. Люнебургит  $\text{Mg}_3[\text{B}(\text{OH})_4]_2 \times \text{X}[\text{HPO}_4]_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$  обнаружен в соляных отложениях ФРГ, ГДР и бассейна Мидконтинента в США, на Григорьевском соляном куполе в Северном Прикаспии, на месторождениях калийно-магниевых солей в Предкарпатье, на глауберит-астраханит-мирабилитовых месторождениях Узун-Су и Кушкантау в Средней Азии, в донных осадках залива Кара-Богаз-Гол, а также в кремнисто-сланцевой толще Сакмарского антиклинория на Южном Урале и в глинистых отложениях Керченского полуострова. Во всех случаях он приурочен к глинистым разностям пород, обогащенных органическими остатками и, как правило, не содержащих других боратов. Образование люнебургита, так же как данбурита или сирлезита, возможно при относительно невысоком содержании бора в растворах, о чем свидетельствует, в частности, его осаждение в заливе Кара-Богаз-Гол из придонных вод с содержанием бора порядка 0,06–0,12 г/кг.

Таким образом, из моноядерных комплексов  $\text{B}(\text{OH})_3$  и  $\text{B}(\text{OH})_4^-$  в экзогенных условиях могут образовываться сравнительно немногие разновидности борных минералов. К ним относятся, кроме сассолина и метаборита, монобораты тиллеит, бандилит, сульфоборит, пинноит, карбоборит, боросиликаты данбурит, сирлезит и др., а также канит и люнебургит. Названные минералы характеризуются низким отношением  $\text{B}/\text{M}^{2+}$ , равным 2. Все они, за исключением сульфоборита и пинноита, встречаются в сравнительно небольших количествах и представляют чисто минералогический интерес.

### Природные полиядерные соединения бора

Совершенно иная картина наблюдается в водных растворах с повышенной (0,  $n=4$  г/кг) концентраций бора. В результате широких экспериментальных исследований [36, 113, 219, 276, 284, 348, 381, 382, 401, 409, 415, 447 и др.], проведенных с использованием методов потенциометрии и распределения [219, 284, 381, 382, 401, 409, 447], ионообмена [155, 348], температурных скачков [276], ИК-спектроскопии [36], ЯМР [415] и т.д., было установлено, что при содержании бора в количестве  $\geq 0, n$  г/кг в слабобокислых и щелочных растворах (рН от 6 до 11) наряду с моноядерными комплексами, в значительных количествах образуются его более сложные полиядерные соединения, имеющие, как подчеркивал В.В. Щербина [267], огромное значение в геохимии бора. При концентрации бора 2–4 г/кг и значениях рН более 7 они становятся доминирующими формами. Согласно результатам этих исследований в водных растворах могут существовать восемь разнообразных изополианионов бора:  $\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_4^-$ ,  $\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_3^-$ ,  $\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_4^-$ ,  $\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_2^{2-}$ ,  $\text{B}_2\text{O}(\text{OH})_5^-$ ,  $\text{B}_4\text{O}_5(\text{OH})_4^{2-}$ ,  $\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6^{3-}$ ,  $\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_5^{2-}$ . При этом в соответствии с существующими представлениями о строении борокислородных полианионов [391 и др.] соотношение между количеством бора, находящимся в этих полианионах в треугольной или тетраэдрической координации, меняется от 4/1 до 1/2 (табл. 2). В зависи-

Таблица 2

Соотношение между количеством бора, находящимся в борокислородных комплексах в треугольной или тетраэдрической координации

Борокислородные комплексы	Обозначение		$B_{\Delta}/B_{\square}$
	в соответствии с формулой $B_x(OH)_y^{z-}$	сокращенное	
<b>Моноядерные</b>			
$B(OH)_3^0$		$B_1^0$	
$B(OH)_4^-$		$B_1^-$	
<b>Полиядерные</b>			
$B_3O_6(OH)_4^-$	$B_3(OH)_{16}^-$	$B_3^-$	4/1
$B_4O_5(OH)_3^-$	$B_4(OH)_{13}^-$	$B_4^-$	3/1
$B_3O_3(OH)_4^-$	$B_3(OH)_{10}^-$	$B_3^-$	2/1
$B_5O_6(OH)_3^{2-}$	$B_5(OH)_{17}^{2-}$	$B_5^{2-}$	1,5/1
$B_2O(OH)_5^-$	$B_2(OH)_7^-$	$B_2^-$	1/1
$B_4O_5(OH)_4^{2-}$	$B_4(OH)_{14}^{2-}$	$B_4^{2-}$	1/1
$B_5O_6(OH)_6^{3-}$	$B_5(OH)_{18}^{3-}$	$B_5^{3-}$	1/1,5
$B_3O_3(OH)_3^{3-}$	$B_3(OH)_{11}^{3-}$	$B_3^{3-}$	1/2

мости от концентрации бора, значения pH, температуры и ионной силы в растворах преобладают определенные виды борокислородных полианионов.

По мере возрастания концентрации бора в водных растворах от 0, п до 4–6 г/кг при pH const происходит и увеличение количества его полиядерных комплексов. Так, при значении pH около 9 и содержании в растворе 0,5 г/кг бора количество полиборат-ионов обычно не превышает 10% от его общей массы, тогда как при том же значении pH и содержании в растворе 2–6 г/кг бора количество полиборат-ионов достигает 50% и более [382, 401, 409].

При сравнительно невысоких концентрациях бора (от 0,п до 2 г/кг) основными разновидностями борокислородных анионов являются  $B_3^-$ ,  $B_4^{2-}$  и  $B_5^{2-}$ , совместно с ними встречаются ионы  $B_5^-$ , а также  $B_2^-$ . Ионы  $B_3^-$  преобладают в менее щелочных, а ионы  $B_4^{2-}$  и  $B_5^{2-}$  — в сильнощелочных растворах при высоком отношении щелочи к бору. В отличие от них ионы  $B_5^-$  преобладают в слабокислых и нейтральных растворах при низком отношении щелочи к бору [219, 382, 409]. Ионы  $B_2^-$  фиксируются преимущественно при значениях pH, близких к 8 [409].

В водных растворах с содержанием бора, равным 2 г/кг или более, отмечается присутствие анионов  $B_3^-$ ,  $B_5^-$  и  $B_4^{2-}$  [276, 348, 401], а наряду с ними также ионов  $B_5^{2-}$ ,  $B_4^-$  и  $B_3^{3-}$  [284]. При относительно низких значениях pH отмечается максимальная концентрация ионов  $B_5^-$ , на долю которых приходится около трети общего количества бора в растворе; при более высоких значениях pH — максимальная концентрация ионов  $B_4^{2-}$ , на долю которых приходится около половины общего количества бора в растворе [401]. Наибольшее развитие получают ионы  $B_5^-$  при pH 7,5,  $B_4^-$  — при pH 8,

$B_3^-$  — при pH 8,5,  $B_5^{2-}$  — при pH 9, тогда как ионы  $B_4^{2-}$  и  $B_3^{2-}$  — при pH около 9,5–10 и 10,5–11 соответственно [284].

При высоких концентрациях бора в растворе (порядка 4–6 г/кг) наибольшим распространением пользуются, судя по данным Н. Ингри [382], ионы  $B_3^-$  и  $B_5^-$ , реакция образования первого из которых протекает быстро, второго — медленнее [415]. В несколько меньших количествах присутствуют  $B_3^{2-}$ , очень похожие  $B_4^{2-}$  и  $B_5^{3-}$ , а также  $B_2^-$ . В водных растворах с содержанием бора около 4 г/кг (см. рис. 3,а) ионы  $B_3^-$  и  $B_5^-$  отмечаются в более широком интервале pH (от 6 до 11), чем ионы  $B_4^{2-}$  и  $B_3^{2-}$  (от 8 до 11), причем наибольшим распространением первые из них пользуются при pH 7,5–9,5, вторые — при pH 8,5–10 [382]. В водных растворах с содержанием бора около 6 г/кг (см. рис. 3,б) ионы  $B_3^-$  также отмечаются в более широком интервале pH (от 7 до 12), чем ионы  $B_4^{2-}$  (при pH от 9 до 12), причем наибольшее распространение получают первые из них при pH 8–10, вторые — при pH 9,5–11, а ионы  $B_2^-$  — при pH 9,5–10,5 [409]. Ион  $B_3^{2-}$  представляет собой сложный комплекс состава  $B_4^{2-} + B_1^-$ . Он имеет наибольшее распространение в полях, промежуточных между полями развития ионов  $B_4^{2-}$  и  $B_3^{2-}$ .

Таким образом, ионы одноосновных пента-, тетра- и триборатов преобладают в менее щелочных растворах, чем ионы двусосновных пента-, особенно тетра- и триборатов. При этом, как видно из рис. 3 и 4, при одном и том же значении pH присутствуют обычно два или более полианиона бора, например при pH от 8–9 до 10–11 ионы  $B_3^-$ ,  $B_5^-$ ,  $B_4^{2-}$ ,  $B_3^{2-}$ , а также  $B_2^-$ . При концентрации бора порядка 3–4 г/кг и более и значениях pH между 8 и 9 наиболее тесно накладываются друг на друга поля преобладающего развития ионов  $B_5^-$ ,  $B_4^-$ ,  $B_3^-$ , при значениях pH между 9 и 10 — поля преобладающего развития ионов  $B_4^{2-}$ ,  $B_3^{2-}$  и  $B_2^-$ . При pH около 9 накладываются поля наибольшего развития ионов  $B_4^-$ ,  $B_3^-$ ,  $B_5^{2-}$  и  $B_4^{2-}$ .

Добавки к растворам системы  $Na_2O-B_2O_3-H_2O$  значительных количеств таких веществ, как NaCl и  $MgCl_2$ , обычно присутствующих в природных рассолах, существенно не изменяют строения борокислородных комплексов; катионы калия способствуют сохранению в растворах ионов  $B_5^-$  [36]. Образование полиборат-ионов в растворах во многом зависит от того, постоянна или меняется ионная сила [284].

Наиболее широко распространенные полиборат-ионы, такие как  $B_5^-$ ,  $B_3^-$ ,  $B_5^{2-}$ ,  $B_4^{2-}$  и  $B_3^{2-}$ , установлены в водных растворах при температуре 25°C [284, 382],  $B_4^-$  и  $B_4^{2-}$  — при температуре 35°C [284],  $B_3^-$ ,  $B_4^{2-}$ ,  $B_5^{2-}$  и  $B_2^-$  — при температуре 50°C, а ионы  $B_3^-$  и  $B_2^-$ , кроме того, при температуре от 100 до 200°C [409]. Обращает на себя внимание тот факт, что количество полиборат-ионов при определенной концентрации бора в растворе с возрастанием температуры на 100–150°C уменьшается в 2–3 раза. Так, если при 50°C на долю полиборат-ионов приходится, согласно данным Р. Месмера и др. [409], около 50% общего количества (6 г/кг) бора в растворе, то при 200°C — менее 20%. При этом поле максимального развития полиборат-ионов смещается в область более высоких значений pH и главенствующее значение среди них приобретают ионы  $B_2^-$ .

Таким образом, при достижении концентрации бора 0,п–4 г/кг в слабодиссоциированной и особенно щелочной среде возникают качественно новые формы бора — изополиборные анионы. Из них восемь видов ( $B_5^-$ ,  $B_4^-$ ,  $B_3^-$ ,  $B_5^{2-}$ ,  $B_4^{2-}$ ,



Т а б л и ц а 3  
Классификация экзогенных боратов

Бораты	Структурная формула*
<b>Моноядерные (<math>B/M^{2+} = 2</math>)</b>	
сассолин	$H_3BO_3$
метаборит	$HBO_2$
типлеит	$Na_2[B(OH)_4]Cl$
бандилит	$Cu[B(OH)_4]Cl$
сульфоборит	$Mg_3(OH)_2[SO_4] \cdot [B(OH)_4]_2$
пинноит	$Mg[B_2O(OH)_6]$
карборит	$MgCa_2[CO_3] \cdot [B(OH)_4]_2 \cdot (OH)_2 \cdot 5H_2O$
канит	$Ca_2[B(OH)_4] \cdot [AsO_4]$
люнебургит	$Mg_3[B(OH)_4]_2 \cdot [HPO_4]_2 \cdot 3H_2O$
<b>Полиядерные (<math>B/M^{2+} &gt; 2</math>)</b>	
<b>Одноосновные пентабораты (<math>B_{\Delta}/B_{\square} = 4/1</math>)</b>	
сборджит	$Na[B_5O_6(OH)_4] \cdot 3H_2O$
сантит	$K[B_5O_6(OH)_4] \cdot 2H_2O$
аммониоборит	$(NH_4)_3[B_{15}O_{20}(OH)_8] \cdot 4H_2O$
лардереллит	$(NH_4)[B_5O_7(OH)_2] \cdot H_2O$
<b>Одноосновные тетрабораты (<math>B_{\Delta}/B_{\square} = 3/1</math>)</b>	
стронциоборит	$(Sr, Ca)[B_4O_{11}(OH)_4]$
стронциоджинорит	$(Sr, Ca)_2[B_{12}O_{18}(OH)_3 \cdot B_2O(OH)_5] \cdot 5H_2O$
джинорит	$Ca_2[B_{14}O_{23}] \cdot 8H_2O$
<b>Одноосновные трибораты (<math>B_{\Delta}/B_{\square} = 2/1</math>)</b>	
амегинит	$Na[B_3O_5(OH)_4]$
ривалавит	$Na_6Mg[B_6O_7(OH)_6]_4 \cdot 10H_2O$
эристернит	$Na_2Mg[B_6O_8(OH)_4]_2 \cdot 4H_2O$
ноблеит	$Ca[B_6O_9(OH)_2] \cdot 3H_2O$
волковскит	$Ca[B_6O_9(OH)_2] \cdot 2H_2O$
макаллистерит	$Mg_2[B_6O_7(OH)_6]_2 \cdot 9H_2O$
аксаит	$Mg[B_6O_7(OH)_6] \cdot 2H_2O$
танеллит	$Sr[B_6O_9(OH)_2] \cdot 3H_2O$
сатимолит	$Na_2KAl_4B_6O_{10}(OH)_{10}Cl_3 \cdot 8H_2O$
терругит	$Ca_4Mg[B_{12}O_{20}] [AsO_4]_2 \cdot 18H_2O$
<b>Двухосновные пентабораты (<math>B_{\Delta}/B_{\square} = 1,5/1</math>)</b>	
эзкуррит	$Na_2[B_5O_7(OH)_3] \cdot 2H_2O$
бирингучит	$Na_2[B_5O_7(OH)_3] \cdot 0,5H_2O$
говерит	$Ca[B_5O_8(OH)] \cdot B(OH)_3 \cdot 3H_2O$
витчит	$Sr[B_5O_8(OH)] \cdot B(OH)_3 \cdot H_2O$
<b>Одноосновные дибораты (<math>B_{\Delta}/B_{\square} = 1/1</math>)</b>	
ашарит	$Mg_2B_2O_3(OH)_4 (?)$
<b>Двухосновные тетрабораты (<math>B_{\Delta}/B_{\square} = 1/1</math>)</b>	
бура	$Na_2[B_4O_5(OH)_4] \cdot 8H_2O$
тинкалкконит	$Na_2[B_4O_5(OH)_4] \cdot 3H_2O$

Т а б л и ц а 3 (окончание)

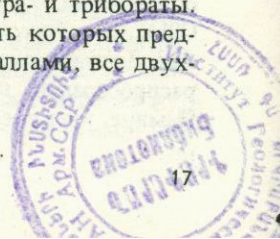
Бораты	Структурная формула*
кернит	$Na_2[B_4O_6(OH)_2] \cdot 3H_2O$
хунчаоит	$Mg[B_4O_5(OH)_4] \cdot 7H_2O$
галургит	$Mg[B_4O_5(OH)_4] \cdot H_2O$
калиборит	$HKMg_2[B_6O_8(OH)_5]_2 \cdot 4H_2O$
<b>Трехосновные пентабораты (<math>B_{\Delta}/B_{\square} = 1/1,5</math>)</b>	
улексит	$NaCa[B_5O_6(OH)_6] \cdot 5H_2O$
пробертит	$NaCa[B_5O_7(OH)_4] \cdot 3H_2O$
хейдорнит	$Na_2Ca_3[B_5O_8(OH)_2] \cdot (SO_4)_2 \cdot Cl$
пандермит	$Ca_2[B_5O_8(OH)_2] \cdot (OH) \cdot 2H_2O (?)$
стронциохильгардит	$(Sr, Ca)_2[B_5O_8(OH)_2] \cdot Cl$
хильгардит	$Ca_2[B_5O_8(OH)_2] \cdot Cl$
<b>Двухосновные трибораты (<math>B_{\Delta}/B_{\square} = 1/2</math>)</b>	
иньоит	$Ca[B_3O_3(OH)_5] \cdot 4H_2O$
мейергофферит	$Ca[B_3O_3(OH)_5] \cdot H_2O$
колеманит	$Ca[B_3O_4(OH)_3] \cdot H_2O$
фабианит	$Ca[B_3O_5(OH)]$
индерборит	$CaMg[B_3O_3(OH)_5]_2 \cdot 6H_2O$
гидроборацит	$CaMg[B_3O_4(OH)_3]_2 \cdot 3H_2O$
курнаковит	$Mg[B_3O_3(OH)_5] \cdot 5H_2O$
индерит	$Mg[B_3O_3(OH)_5] \cdot 5H_2O$
гидрохлорборит	$Ca_2[B_3O_3(OH)_4 \cdot O \cdot B(OH)_3] \cdot Cl \cdot 7H_2O$
борацит	$Mg_3[B_6O_{11} \cdot BO_2] \cdot Cl$
эрикаит	$(Fe, Mg, Mn)_3[B_6O_{11} \cdot BO_2] \cdot Cl$
чемберсит	$Mn_3[B_6O_{11} \cdot BO_2] \cdot Cl$
преображенскит	$HMg_3[B_{11}O_{16}(OH)_8]$
<b>Группа боратов с невыясненной структурой</b>	
брайчит	
терчит	
альджанит	
челкарит	

3937

\* Структурные формулы боратов приводятся по И.В. Островской [1969] с использованием данных, полученных позднее [28, 210, 211, 307, 310, 312, 317, 321, 322, 323, 324, 330, 356, 390, 457 и др.].

хаулит, характеризуются величиной отношения  $B/M^{2+}$ , превышающей два<sup>1</sup>. Эти минералы в качестве либо основных, либо второстепенных компонентов участвуют в сложении промышленных залежей борных руд. Наиболее многочисленными среди них являются двухосновные тетра- и трибораты. В отличие от двухосновных тетраборатов, катионная часть которых представлена как щелочными, так и щелочноземельными металлами, все двухосновные трибораты являются солями кальция и магния.

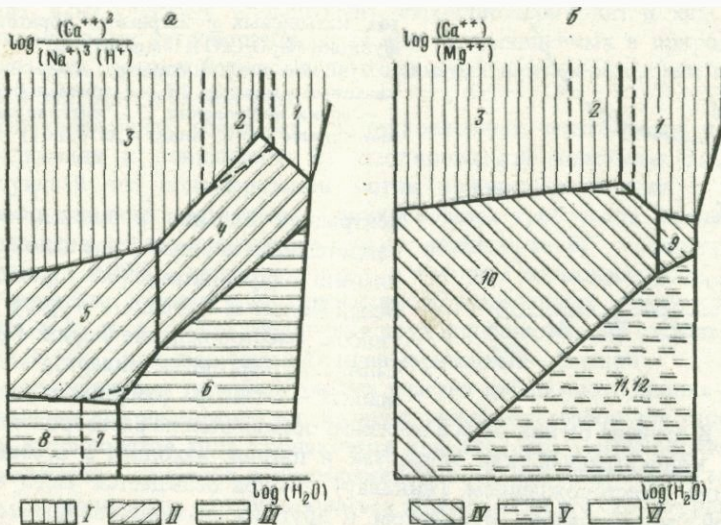
<sup>1</sup>  $B/M^{2+}$ , как и  $B_{\Delta}/B_{\square}$ , в таблице рассчитаны по основным анионам.  
2. Зак. 179



Итак, повышение концентрации бора в растворах до величины  $0,5-4$  г/кг, требуемой для образования его изополианионов, является необходимой предпосылкой для осаждения экзогенных боратов, в частности таких, как иньоит или бура, играющих ведущую роль в сложении наиболее крупных промышленных залежей. Это согласуется как с имеющимися данными по синтезу боратов в лабораторных условиях, приближающихся к природным, так и с наблюдениями за процессами минералообразования бора в бассейнах седиментации, которые показывают, что возрастание содержания бора в растворах до величины  $0,5-4$  г/кг является не только необходимым, но и, как правило, достаточным условием для садки боратов. Так, в системе  $\text{CaO}-\text{Na}_2\text{O}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$  ( $t \approx 25^\circ\text{C}$ ) переход бора в твердую фазу наблюдается при достижении его концентрации порядка  $0,5-3,5$  г/кг [380]. Из индерских рассолов бораты были выделены в осадок лишь после того, как содержание бора в них достигло  $3-4$  г/кг [38]. В лагунах Тосканы бораты осаждаются из растворов с содержанием бора  $\geq 4$  г/кг, на оз. Серлс — из рапы с содержанием бора около  $4$  г/кг и т.д.

Рассмотренные бораты (сборджит, иньоит, сантит, улуксит, бура, индерборит, курнаковит, индерит и др.), очевидно, следует считать первично-седиментационными. Все они образуют стабильные фазы в условиях, идентичных с теми, которые наблюдаются на земной поверхности (рис. 5), и являются высшими гидратами в сериях кальциевых, натрий-кальциевых, натриевых, кальций-магниевых и магниевых боратов [314, 420]. Если их анионный состав определяется главным образом концентрацией бора в водных растворах и величиной pH, то катионный состав боратов зависит прежде всего от соотношения в водных растворах ионов кальция, натрия и магния. Нельзя не отметить в связи с этим, что Са-триборат (иньоит) выделяется в осадок при содержании бора всего  $0,5$  г/кг и отношений  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ , равном 5, тогда как Na-тетраборат (бура) — при содержании бора около  $3,5$  г/кг и отношении  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ , равном 93 (рис. 6).

Первично-седиментационный характер образования иньоита, улуксита, буры, индерборита, курнаковита и индерита, а также хунчжаоита подтверждается геологическими наблюдениями. Новообразования улуксита и иньоита, как и реже встречающихся индерборита, курнаковита и индерита, развиты в породах гипсовой шляпы на бороносных солянокупольных структурах Прикаспийской впадины, где они формируются в результате растворения бороносных пород соляных толщ и последующего выделения бора в осадок. Скопления улуксита или буры образуются в местах разгрузки термальных вод в периферийных частях куполов и покровов травертина (термальные источники Коауйама в Аргентине, Бура-Хан в Турции и Исти-Су в Иране, долина Пуга в Кашмире, Джульфинские в Закавказье, Лянгар, Ширгин, Бахмыр и др. на Памире и т.д.). Выцветы этих же минералов встречаются среди продуктов извержения грязевых вулканов в Эквадоре, на Керченском, Таманском и Апшеронском полуостровах. Улуксит, часто в ассоциации с иньоитом или бурой, распространен в современных осадках бороносных озер, расположенных в пустыне Мохаве и Долине Смерти в США, на высокогорном плато Пуна в Аргентине, Чили и Боливии, в пустынях Деште-Кевир и Деште-Лут (Иран) и во впадине Цайдам (КНР), бура распространена в предгорьях Береговых хребтов Калифорнии, на Тибете и Памире, улуксит совместно с курнаковитом и индеритом, а также хунчжао-

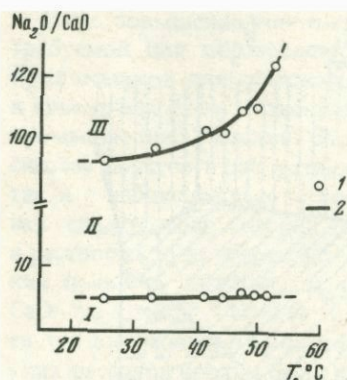


Р и с. 5. Диаграмма фазовых взаимоотношений [314] в системах  $2\text{CaO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O} - \text{Na}_2\text{O} \cdot 2\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$  (а),  $\text{CaO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O} - 2\text{MgO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O} - \text{H}_2\text{O}$  (б)

Линиями ограничены поля: сплошными — стабильные, штриховыми — метастабильные; I—VI — поля устойчивости боратов: I — кальциевых (1 — иньбит, 2 — мейергофферит, 3 — колеманит); II — натрий-кальциевых (4 — улуксит, 5 — пробертит); III — натриевых (6 — бура, 7 — тинкалкони́т, 8 — кернит); IV — кальций-магниевых (9 — индерборит, 10 — гидробораци́т); V — магниевых (11 — курнаковит, 12 — индерит); VI — растворы

ит распространены во внутренних районах Китая. Все перечисленные минералы залегают либо в донных осадках в виде идиоморфных рассеянных кристаллов или маломощных, по выдержанных прослоев, либо по берегам озер и на отмелях внутри них в составе соляных корок или покровов [420]. Названные бораты, а также находящиеся в ассоциации с бурой амегинит описаны как первично-седиментационные и в неогеновых бороносных озерных отложениях тех же регионов. В частности, амегинит найден на месторождении Тинкалау (Аргентина) среди массивной буры [321], курнаковит и индерит довольно широко распространены на месторождении Кырка-Сарикайя (Турция), где они залегают в сине-зеленых глинах, обогащенных магнием, в виде включений идиоморфных кристаллов [285].

Поскольку борокислородные полианионы ( $\text{B}_3^-$ ,  $\text{B}_4^{2-}$  и др.), участвующие в образовании распространенных боратов (иньбита, буры и т.д.), пользуются наибольшим распространением в растворах при одинаковых или близких значениях pH, их парагенезисы друг с другом и соляными минералами определяются не столько щелочностью растворов, которая в озерных бассейнах, где осаждаются бораты, обычно варьирует в пределах от 8–9 до 10–11, сколько содержанием в них бора и преобладанием тем или иных катионов. В связи с этим кальциевые и магниевые бораты, с одной стороны, и натриевые — с другой, обычно образуются или в различных бассейнах, или, если в одном бассейне, то на разных стадиях его осолонения. Иньбит, а также курнаковит, индерит и хунчаоит осаждаются из растворов с повышенной кон-



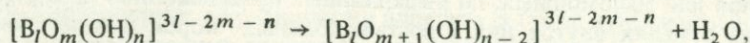
Р и с. 6. Поля устойчивости в водных растворах кальциевых и натриевых боратов как функции  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$  и температуры

*I* — кальциевые бораты; *II* — натрий-кальциевые бораты; *III* — натриевые бораты; *1* — точки наблюдения, *2* — интерпретационные кривые (по К. Инану и др. [380])

центрацией кальция и магния, о чем свидетельствует совместное нахождение иньюита с карбонатами (месторождения Эспей-Килик и Бигадиш в Турции) и с гипсом (месторождение Фернис-Крик в США), курнаковита, индерита и хунчжаюита — с гипсом (озерные отложения

Китая). В отличие от них бура и амегинит осаждаются из растворов с повышенной концентрацией как бора, так и натрия, находясь в ассоциации с галитом (месторождением Тинкалау), а бура осаждается часто также с троной, мирабилитом, буркеитом и другими легкорастворимыми солями натрия (плейа Серлс, Боракс и Клир в США, озера Тибета и Памира). На всех крупных боратовых месторождениях (Крамер, Тинкалау, Кырка-Сарикайя) иньбит и ассоциирующиеся с ним индерборит, курнаковит и индерит, приуроченные к периферийным частям месторождений, осаждались первыми, а бура, находящаяся в их центральной части, кристаллизовалась последней. Улексит занимает промежуточное положение.

В постседиментационный период бораты претерпевают различного рода изменения [113, 277, 314]. В результате потери молекул воды и (или) полимеризации борокислородных полианионов, происходящей в соответствии с реакцией [26, 113]



а в некоторых случаях — также присоединения дополнительного аниона, первично-седиментационные бораты при изменении на глубине термодинамической обстановки обычно переходят во вторичные, постседиментационные:

бура → тинкалконит → кернит;  
 иньбит → мейергофферит → колеманит → фабианит<sup>1</sup>;  
 индерборит → гидроборазит;  
 улексит → пробертит → хейдорнит<sup>1</sup>.

Аналогичным образом, надо полагать, хунчжаюит мог преобразовываться в галургит, а амегинит, курнаковит или индерит могли преобразовываться в их вторичные модификации, вероятность обнаружения которых в природе достаточно высока.

При частичной или полной замене катионов могли возникнуть из сборджита или сантита аммониборит и лардереллит, из амегенита — ривадавит, Эристеренит, ноблеит, волковскит, макаллистерит, аксаит, танеллит и са-

<sup>1</sup> Фабианит и хейдорнит, по-видимому, имеют гидротермальное происхождение.

тимолит, а из улексита — пандермит, стронциохильгардит и хильгардит. Из одноосновных тетраборатов, пока еще не выявленных в природе, мог образоваться стронциоборит, из двухосновных пентаборатов могли образоваться эскуррит и бирингучит.

В слабощелочных растворах из двухосновных пентаборатов в случае присоединения к полианиону  $B_5^{2-}$  изолированной молекулы  $B(OH)_3$  и последующей его полимеризации могли возникнуть говерит и витчит. В сильнощелочных растворах из двухосновных триборатов могли сформироваться в случае соединения одного полианиона  $B_3^{2-}$  с однозарядным комплексом  $B(OH)_4^-$  гидрохлорборит, в котором ионы кислорода, присоединив протоны, играют роль гидроксидов, разделенных между комплексами  $B_3^{2-}$  и  $B_1^-$ , а в случае соединения двух полианионов  $B_3^{2-}$  с одним комплексом  $B(OH)_4^-$  и последующей их полимеризацией — борацит.

Из одноосновных тетраборатов при участии добавочного аниона  $B_2^-$  мог образоваться стронциоджинорит, из двухосновных тетраборатов типа хунчаюита и триборатов типа курнаковита или индерита могли образоваться соответственно калиборит и преображенскит. И, наконец, только из анионов  $B_2^-$ , по-видимому, мог образоваться ашарит, если его структурная формула (окончательно не установленная) отвечает  $Mg_2B_2O_4(OH)_2$  или, более вероятно,  $Mg_2B_2O_3(OH)_4$ , где  $0,5 Mg^{2+}$  связана с  $B_2^-$ , а  $1,5 Mg^{2+}$  — с гидроксидом.

Условия залегания боратов и характер их взаимоотношения вполне однозначно свидетельствуют о том, что описанные превращения первично-седиментационных боратов в их вторичные, постседиментационные модификации действительно происходят в природе. Это доказывается, в частности, совместным нахождением первичных и вторичных боратов, их замещениями и т.д. Правда, с течением времени картина замещения первичных боратов вторичными сильно затушевывается. Например, в бороносных отложениях пермского возраста, в частности на соляных месторождениях цехштейна ФРГ, ГДР и на солянокупольных структурах Северного Прикаспия, претерпевших достаточно глубокие эпигенетические изменения, сохранность первично-седиментационных боратов представляется маловероятной. Явно доминирующее положение в этих отложениях занимают не первичные бораты, а продукты их последующего изменения (in situ или перераспределенные). Исключение составляет лишь сульфоборит, обычно встречающийся совместно с пинноитом. Но и здесь нередко отмечается тесная ассоциация боратов, имеющих полианионы одного и того же типа и, следовательно, единый субстрат. Это относится, например, к стронциобориту и стронциоджинориту, галургиту и калибориту.

В бороносных отложениях неогенового возраста, где еще сохранились первичные бораты, их превращения во вторичные наблюдаются достаточно отчетливо. Здесь постоянно отмечается тесная ассоциация буры с тинкалкониом и кернитом (Крамер, Кырка-Сарикайя, Тинкалау), иньюита с мейергофферитом и колеманитом (Кырка-Сарикайя, Бигадиц), углексита с пробертитом (Крамер, Тинкалау, Фернис-Крик, Бигадиц), амегинита с ривадавитом, эристеренитом и макаллистеритом (Тинкалау). Особенно отчетливо превращения первичных боратов во вторичные видны в туфогенно-глинистых отложениях на месторождениях Крамер и Бигадиц. На пер-

Таблица 4

Первичные и вторичные модификации экзогенных боратов

Бораты		В/М <sup>2+</sup>	катионы	Состав		В <sub>Δ</sub> /В <sub>□</sub>
первичные	вторичные			анионы		
				борокислородные		
				основные	дополнительные	
	Монобораты					
Сассолин	Метаборит			B <sub>1</sub> <sup>0</sup>		
Типлеит	—	2	Na <sup>+</sup>	B <sub>1</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	
Бандилит	—	2	Cu <sup>2+</sup>	B <sub>1</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>	
Сульфоборит	—	2	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>1</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	
—	Пинноит	2	Mg <sub>2</sub> <sup>2+</sup>		—	
Карбоборит	—	2	Ca <sup>2+</sup> Mg <sup>2+</sup>	B <sub>1</sub> <sup>-</sup>	CO <sub>3</sub> <sup>2-</sup> (OH) <sup>-</sup>	
Канит	—	2	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>1</sub> <sup>-</sup>	AsO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	
Люнебургит	—	2	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>1</sub> <sup>-</sup>	HPO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	
	Полибораты					
Сборджит	—	10	Na <sup>+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>-</sup>		4/1
Сантит	—	10	K <sup>+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>-</sup>		4/1
—	Аммонийборит	10	(NH <sub>4</sub> ) <sup>+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>-</sup>		4/1
—	Лардереллит	10	(NH <sub>4</sub> ) <sup>+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>-</sup>		4/1
—	Стронцийборит	8	Sr <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup>	B <sub>4</sub> <sup>-</sup>		3/1
—	Стронциоджинорит	8	Sr <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup>	B <sub>4</sub> <sup>-</sup>	B <sub>2</sub> <sup>-</sup>	3/1
—	Джинорит	8	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>4</sub> <sup>-</sup>	B <sub>2</sub> <sup>-</sup>	3/1
Амегинит	—	6	Na <sup>+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		2/1
—	Ривадавит	6	Na <sup>+</sup> Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		2/1
—	Эристеренит	6	Na <sup>+</sup> Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		2/1
—	Ноблеит	6	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		2/1
—	Волковскит	6	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		2/1
—	Макаллистерит	6	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		2/1
—	Аксаит	6	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		2/1
—	Танселлит	6	Sr <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		2/1
—	Сатимолит	6	Na <sup>+</sup> K <sup>+</sup> Al <sup>3+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>	(OH) <sup>-</sup>	2/1
—	Терругит	6	Ca <sup>2+</sup> Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>	AsO <sub>4</sub> <sup>3-</sup>	2/1
—	Эзкуррит	5	Na <sup>+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>2-</sup>		1,5/1
—	Бирингучит	5	Na <sup>+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>2-</sup>		1,5/1
—	Говерит	5	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>2-</sup>	B <sub>1</sub> <sup>0</sup>	1,5/1
—	Витчит	5	Sr <sup>2+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>2-</sup>	B <sub>1</sub> <sup>0</sup>	1,5/1
—	Ашарит	4	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>2</sub> <sup>-</sup>		1/1
Бура	Тинкалконит	4	Na <sup>+</sup>	B <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		1/1
—	Кернит	4	Na <sup>+</sup>	B <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		1/1
Хунджаит	Галургит	4	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>4</sub> <sup>2-</sup>		1/1
—	Калиборит	4	K <sup>+</sup> Mg <sup>2+</sup>	B <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	B <sub>2</sub> <sup>-</sup>	1/1
Улексит	Пробертит	4*	Na <sup>+</sup> Ca <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		1/1,5
—	Хейдорнит	4	Na <sup>+</sup> Ca <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		1/1,5
—	Пандермит	4	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>3-</sup>		1/1,5
—	Стронциохильгардит	4	Sr <sup>2+</sup> , Ca <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		1/1,5
—	Хильгардит	4	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>5</sub> <sup>3-</sup>		1/1,5
Иньоит	Мейергофферит	3	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		1/2
—	Колеманит	3	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		1/2
—	Фабиянит	3	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		1/2
Индерборит	Гидроборацит	3	Ca <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		1/2
Курнаковит	—	3	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		1/2
Индерит	—	3	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>		1/2
—	Гидрохлорборит	3	Ca <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>	B(OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
—	Борацит	3	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>	B(OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
—	Эрикаит	3	Fe <sup>2+</sup> , Mg <sup>2+</sup> , Mn <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>	B(OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
—	Чемберсит	3	Mn <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>	B(OH) <sub>4</sub> <sup>-</sup>	Cl <sup>-</sup>
—	Преображенскит	3	Mg <sup>2+</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>	B <sub>3</sub> <sup>-</sup>	
—	Брайчит		Na <sup>+</sup> , Ca <sup>2+</sup> , TR <sup>2+</sup>	?		
Терчит	—		Ca <sup>2+</sup>	?		
—	Альджанит		Mg <sup>2+</sup>	?		
—	Челкарит		Mg <sup>2+</sup>	?		

\* Если полианион B<sub>3</sub><sup>2-</sup> рассматривать как сложный комплекс состава B<sub>4</sub><sup>2-</sup> + B<sub>1</sub><sup>-</sup>, где B<sub>4</sub><sup>2-</sup> — основной, а B<sub>1</sub><sup>-</sup> — дополнительный анион, тогда В/М<sup>2+</sup> (по основному аниону) равно 4.

вом из них бура залегают в виде пластов, выдержанных по простиранию и всегда расположенных согласно слоистости. В отличие от нее скопления тинкалконита наблюдаются в виде корок, образующихся на стенках хорошо вентилируемых горных выработок в условиях притока в них сухого и горячего воздуха пустыни Мохаве. Скопления кернита встречаются в виде масс неправильной формы, секущих слоистость, и преобладают в нижней части рудного тела. На месторождении Бигадиш иньоит залегают в виде прослоев мощностью до 1–2 см, выдержанных по простиранию, в которых наблюдаются переходы иньоита в мейергофферит и колеманит с образованием псевдоморфоз.

Следует подчеркнуть, что изменения первично-седиментационных боратов не ограничиваются процессами их дегидратации и полимеризации. Уже отмечалось, что не исключены также более сложные кристаллохимические перестройки, сопровождающиеся как изменением строения борокислородных полианионов, присоединением к ним добавочных анионов, так и заменой катионов. В результате образуется вся гамма экзогенных боратов (табл. 4).

### Особенности седиментации бора в морских и озерных условиях

В осадочных толщах, в составе морских соляных отложений пермского возраста, на территории ФРГ и ГДР наряду с первично-седиментационным сульфоборитом установлены вторичные пинноит, стронциоджинорит, витчит, ашарит, калиборит, стронциохильгардит, гидроборацит, борацит и эрикаит, а в Северном Прикаспии, кроме того, — стронциоборит, джинорит, волковскит, аксаит, сатимолит, галургит, хильгардит, преображенскит, альджанит, челкарит и др. Из них наибольшим распространением в обоих регионах пользуется борацит. В породах гипсовой шляпы на бороносных солянокупольных структурах совместно с новообразованиями улексита развиты ашарит, колеманит, гидроборацит и др.

В вулканогенно-осадочных толщах, в составе озерных глинистых или карбонатно-глинистых отложений неогенового возраста, распространенных на западе Северной и Южной Америки и в Малой Азии, наряду с первично-седиментационными бурой, улекситом, иньоитом, индерборитом и др., установлены уже упомянутые вторичные тинкалконит, кернит, пробертит, мейергофферит, колеманит, гидроборацит, а также реже встречающиеся джинорит, ривадавит, эристеренит, макаллистерит, танеллит, эскуррит, витчит, гидрохлорборит и др. В составе продуктов выветривания колеманитовых и пандермитовых жил, встречающихся в гидротермально-измененных базальтах, залегающих над бороносными отложениями, совместно с новообразованиями улексита присутствуют джинорит, ноблеит, макаллистерит, говерит, гидроборацит и др.

В процессе выветривания под воздействием разбавленных водных растворов бораты разлагаются с выделением  $B(OH)_3$  и  $B(OH)_4^-$  [415] и образованием на щелочноземельных боратах корки из труднорастворимых карбонатов кальция и магния, а с течением времени полностью замещаются карбонатами или гипсом. Скорость растворения боратов, носящего диффузионно-кинетический характер, зависит как от состава самих боратов, так и от состава водных растворов. Наиболее легко переходят в раствор натриевые бораты. Преобладание среди поверхностных и грунтовых вод

гидрокарбонат-ионов способствует развитию по боратам карбонатов, преобладание сульфат-ионов — развитию гипса.

В целом парагенетические ассоциации экзогенных боратов, включая их постседиментационные модификации (как и продукты их разложения), установленные в морских и озерных отложениях различного возраста, имеют много общего. При минералообразовании бора как в морских, так и в озерных бассейнах в качестве главных компонентов участвуют двухосновные тетра- и трибораты и трехосновные пентабораты, в качестве второстепенных — одноосновные тетра- и трибораты и двухосновные пентабораты. Как в морских, так и в озерных отложениях встречаются пинноит, джиджинорит, вортицит и гидроборацит. Однако отмечаются и существенные различия, которые особенно отчетливо проявляются на последних этапах развития осолоняющихся бассейнов. Одно из различий заключается в явном преобладании в морских отложениях магниевых, а в озерных — натриевых боратов. Другое различие заключается в значительно более широком развитии в морских отложениях одноосновных тетра- и триборатов, а также различных полиборатов с добавочным анионом  $B_2^-$ , которые в озерных отложениях появляются лишь в случае нахождения в туфогенных глинах пластов галита (Тинкалау).

Отмеченные особенности обусловлены тем обстоятельством, что процессы морского боронакопления протекали в солеродных бассейнах сульфатного типа. На начальных и средних этапах соленакопления в названных бассейнах в условиях меняющихся солености вод, содержания бора, режима щелочности, высокой активности кальция и магния происходила садка двухосновных полиборатов кальция и магния в виде рассеянных микроминеральных включений, давших затем гидроборацит, борацит и т.д., обычно приуроченных к прослоям глин или к пластам ангидрита, полигалита и других сульфатных пород, залегающим среди каменной соли. На стадии калийно-магниевого седиментации по мере прогрессирующего увеличения солености рапы имели место тенденции к возрастанию содержания в ней бора, некоторому снижению значения рН и одновременному возрастанию активности магния. Боронакопление в таких бассейнах обычно сопровождалось садкой как двухосновных тетра- и триборатов (преобразованных позже в галургит, калиборит, борацит, преображенскит), трехосновных пентаборатов (стронциохильгардит, хильгардит), так и одноосновных тетра- и триборатов (стронциоборит, стронциоджиджинорит, джиджинорит, волковскит, аксаит, сатимолит и т.д.), неизбежно завершаясь образованием широкого круга преимущественно магниевых боратов (галургит, борацит, преображенскит, аксаит и т.д.). Непостоянство физико-химической обстановки в пермских солеродных бассейнах ФРГ, ГДР и особенно Северного Прикаспия, проявившееся в сложном и неоднородном составе боросодержащих калийно-магниевых солей (в частности, присутствие в них глинистого материала, магнезита, ангидрита, полигалита и т.д.), а также резкая изменчивость условий, наблюдаемая в галогенных отложениях на стадии катагенеза и гипергенеза, — все это предопределило возникновение весьма разнообразных минеральных ассоциаций, включающих иногда такие различные по строению полианионов и составу катионов бораты, как, например, стронциоборит и галургит, сатимолит и борацит, приуроченные обычно к зонам переслаивания галогенных пород. При этом необходимо иметь в виду,

что выделение бора в осадок в виде тех или иных боратов во многом зависит от содержания в растворе сульфатных ионов, которые существенно влияют на соотношение катионов кальция, магния и натрия. При минимально допустимых концентрациях бора его полианионы предпочтительнее осаждаются катионами кальция и магния. Содержание последних резко возрастает при "сбрасывании" в осадок сульфатов. Очевидно, именно этим объясняется постоянная приуроченность гидроборачита к прослоям ангидрита, многих магниевых боратов — к прослоям кизерита и т.д., особенно к контактам прослоев этих и других сульфатных солей с вмещающими их хлоридными солями (сильвинитом, карналлитом и т.д.).

Процессы озерного боронакопления протекали главным образом в осолоняющихся водоемах карбонатного типа, отличающихся высокой щелочностью и, следовательно, преобладающим развитием ионов  $B_3^{2-}$ ,  $B_5^{3-}$  и  $B_4^{-}$ . На начальных и средних стадиях развития в таких водоемах (при значении рН не более 9–10), как и в морских бассейнах сульфатного типа, в растворах содержится много кальция, а нередко и много магния. В этих условиях в осолоняющихся бассейнах независимо от их гидрохимического типа осаждаются преимущественно кальциевые бораты (иньбит, перешедший затем в колеманит, и др.). Совместно с ними иногда осаждаются и магниевые бораты. На поздних стадиях развития осолоняющихся бассейнов, когда специфика гидрохимической обстановки проявляется в них все более и более отчетливо, в озерных водоемах карбонатного типа по мере увеличения общей минерализации и концентрации бора неуклонно возрастает и значение рН, а содержание кальция и магния снижается вплоть до почти полного исчезновения из растворов. Боронакопления в таких бассейнах проходит через стадию садки трехосновного натрий-кальциевого бората улуксита (пробертита) и, как правило, завершается на стадии осаждения двухосновного натриевого бората — буры (жернита), так как резкий рост значений рН "выключает" из процесса минералообразования полианионы  $B_4^{-}$ ,  $B_3^{-}$  и  $B_2^{2-}$ . И только в случае развития водоема по хлоридной линии образуются одноосновные тетра- и трибораты и двухосновные пентабораты (джинорит, амегинит, эскуррит, ривадавит и т.п.). При развитии озерных водоемов по сульфитной линии возникают ассоциации боратов, которые, как и в морских отложениях, характеризуются явным преобладанием магниевых боратов (хунчжаоит, курнаковит, индерит, гидрохлорборит и т.п.). Но в отличие от морских отложений в составе боратов, приуроченных к озерным отложениям, как правило, отсутствуют полианионы  $B_2$ , существующие в растворах при температуре более 50°С. Это связано с тем, что морские отложения, содержащие калиборит, преобразенскит и другие бораты с ионом  $B_2$ , имеют палеозойский возраст и погружены на значительные глубины. Поэтому кристаллохимические превращения боратов в этих отложениях происходили при температуре более высокой, чем в озерных отложениях, имеющих кайнозойский возраст и залегающих на небольших глубинах.

В общей сложности в экзогенных условиях образуются 70 видов борных минералов — около половины общего числа минеральных видов, известных в природе; их количество непрерывно увеличивается. Из них 12 приходится на фторобораты, боросиликаты, бороарсенаты и борофосфаты, остальные 58<sup>1</sup> — на бораты (более половины от общего числа минеральных видов по-

<sup>1</sup> Включая екатеринит, открытый уже после завершения работы над рукописью [74].

следних, обнаруженных в природе). Не многие химические элементы могут конкурировать с бором по количеству минеральных видов, образующихся на (или близ) земной поверхности. Это лишней раз подчеркивает, насколько сложна и многогранна картина экзогенного минералообразования бора [184]. Изложенное выше приоткрывает завесу над этой картиной, на которой наиболее яркими штрихами выступают процессы, обуславливающие поступление и концентрирование бора в седиментационных бассейнах до величины порядка 0,5–4 г/кг и вместе с тем способствующие возникновению и сохранению в них щелочной среды. Именно в таких бассейнах создаются наиболее благоприятные условия для осаждения и накопления боратов вплоть до образования их промышленных месторождений.

### ОСНОВНЫЕ ФАКТОРЫ, ОБУСЛОВЛИВАЮЩИЕ РАССЕЯНИЕ БОРА В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

Наряду с процессами, приводящими к концентрированию малых элементов в минералообразующих системах, в природе имеют место процессы, снижающие содержание этих элементов как в остаточном расплаве и связанных с ним гидротермальных растворах, так и бассейнах седиментации. К важнейшим из них следует отнести рассеяние малых элементов в виде изоморфной и сорбционной примеси в составе породобразующих минералов горных пород, которое существенно затрудняет, а в некоторых случаях делает невозможным протекание процессов их минералообразования.

#### Рассеяние бора в магматических породах

В эндогенных процессах широкое рассеяние отмечается у ряда элементов, в частности у лития вследствие изоморфного замещения им магния и железа в темноцветных минералах магматических пород (биотите, амфиболах и др.), у рубидия и цезия, замещающих калий в слюдах и калиевых полевых шпатах, у бериллия в гранитоидах с повышенной щелочностью, у стронция и бария, замещающих кальций и калий в полевых шпатах, а также слюдах и т.д. Поэтому относительно повышенные концентрации этих элементов (вплоть до образования их собственных минералов) у лития возможны лишь к концу магматической кристаллизации, когда происходит заметное уменьшение содержания магния и железа [220], у цезия – в условиях ограниченного развития в пегматитах таких "гостеприимных" по отношению к нему минералов, как биотит или берилл [44], у бериллия – в гранитоидах с пониженной щелочностью [126], у бария, интенсивно рассеивающегося в порфириновых вкрапленниках андезитовых лав [143], – среди вулканитов, бедных калием. Отмеченная зависимость отчетливо вырисовывается, например, при сравнении бериллиенности интрузий, распространенных на Урале [168]. Весьма ярко она проявляется и при анализе баритонности палеогеновых и юрских вулканических толщ Закавказья [164].

В отличие от многих других элементов бор, как показали исследования методов (*n, a*)-радиографии, не проявляет склонности к широкому рассеянию в составе породобразующих минералов изверженных пород. Основная масса бора привносится в эти породы после завершения магма-

тической кристаллизации в процессе аутометасоматического и более позднего пневматолитового и гидротермального преобразований [189], обуславливая его повышенное содержание в интрузивных породах, претерпевших серицитизацию, серпентинизацию, сосюритизацию, эпидотизацию и т.д.

Особенно отчетливо это видно на примере ультрабазитов, которые, превращаясь под воздействием гидротермальных растворов в серпентиниты, жадно впитывают в себя бор, приносимый этими растворами. Если содержание бора в дунитах, перидотитах и пироксенитах обычно варьирует в пределах от 1 до 20 г/т [9], то в серпентинитах оно достигает 100–200, иногда 500–540 [225] и даже 1000–1260 г/т [198].

Важной особенностью серпентинитов является нахождение высоких концентраций бора (до 30 г/кг) в составе цеолитовой воды [10, 39]. Поэтому при выветривании серпентинитов и последующем их гидротермальном изменении, сопровождающимся образованием кремнисто-карбонатных и оталькованных пород, бор легко выносится из серпентинитов и переотлагается с образованием — при условии дополнительного поступления бора с гидротермальными растворами — довольно крупных ашаритовых или пандермитовых скоплений. Это имело место, например, в краевой части одного из массивов серпентинитов, развитых на западе США. Здесь на месторождении боратов Чатко среди нонтронитовых глин, обогащенных тальком, встречаются пластообразные залежи, состоящие из желваков и глыб мелоподобного пандермита весом от нескольких граммов до 40–50 т [58, 194]. Приуроченность месторождений боратов к глинистым корам выветривания серпентинитов, претерпевшим в дальнейшем гидротермальные изменения, позволяет рассматривать их в качестве объектов, перспективных на поиски борного сырья. Особый интерес в этом отношении представляют массивы серпентинитов, развитые в Средней Азии и в Центральных Кызылкумах, которые характеризуются весьма высоким содержанием бора (до 1000–1260 г/т).

Аналогичные процессы, но проявленные менее интенсивно, наблюдаются в основных и средних породах, которые, превращаясь в зеленокаменные (сосюритизированные, эпидотизированные и т.п.) породы, особенно широко распространенные на Урале, также значительно обогащаются бором. Если содержание бора в неизмененных разностях основных и средних пород в среднем составляет соответственно 7,5 и 15 г/т, то в их разностях, претерпевших зеленокаменные изменения, оно приближается соответственно к 30 и 45 г/т [59]. Это обстоятельство является одной из причин, обуславливающих высокое содержание бора в основных и средних породах Урала, которое в габбро, габбро-диоритах и их излившихся аналогах достигает 100–174 г/т [71, 134], и приводящих к развитию борной минерализации в прилегающих частях пермского внутриконтинентального соленосного бассейна. Кроме того, отмеченное обстоятельство нивелирует в древних толщах то резко дифференцированное распределение бора, которое наблюдается в молодых вулканитах, развитых в различных структурных элементах земной коры.

В излившихся и пирокластических породах областей современного и молодого вулканизма основным концентратором бора, согласно исследованиям методом ( $n, a$ )-радиографии, является стекловатая масса. Так, в

андезитах о-ва Кунашир (Курильская гряда), содержащих бор в количестве 10–50 г/т, он приурочен к основной массе. Во вкрапленниках плагиоклаза и пироксена при том же режиме облучения ( $5 \cdot 10^{12}$  н/см<sup>2</sup>) он практически не выявляется [97]. Аналогичным распределением бора характеризуются вулканические породы других регионов. Например, в туфах вулканов Чимино и Вико (Италия) содержание бора в стекловатой фазе составляет 420 г/т, в порфириновых же вкрапленниках оно не превышает 10–46 г/т [242, 451]. Накопление бора в стекловатой массе излившихся и пирокластических пород обуславливает его низкое содержание в термальных водах, образующихся в результате естественной конденсации газов, выделяющихся из приповерхностных и поверхностных магматических масс. В то же время весьма ограниченное рассеяние бора в интрузивных породах, как и в порфириновых вкрапленниках вулканических пород, обуславливает его высокое содержание в гидротермальных растворах, которые представляют собой производные магматического флюида, отделяющегося на глубине, а как следствие этого — связь борных месторождений с глубинными разломами.

### Рассеяние бора в осадочных породах

В экзогенных условиях рассеяние, связанное с тонкодисперсным, коллоидальным состоянием поверхностной фазы земной коры, широко проявляется у многих химических элементов. В общей массе коллоидов, распространенных на поверхности земли, заметно преобладают отрицательно заряженные коллоиды — глинистые частицы, гумусовое вещество, кремнезем, сульфиды мышьяка и сурьмы и т.д. [259]. Вследствие этого они способны поглощать из растворов преимущественно положительно заряженные ионы. Интенсивное поглощение коллоидами катионов многих малых элементов (лития, бериллия и т.д.) существенно препятствует их накоплению в бассейнах седиментации, делая в обычных условиях невозможным образование их гипергенных минералов.

Бор среди них не является исключением. Основное значение в процессах извлечения бора из вод седиментационных бассейнов и последующего его рассеяния в осадочных породах имеют терригенные и аутигенные алюмосиликаты (глины, глаукониты), кремнистый и карбонатный скелетный материал (диатомиты, кораллы), а также коллоидные гидроксиды железа. Если среднее содержание бора в осадочных породах равно 34 г/т [9] (в том числе в песчаниках, мергелях, известняках и доломитах ~ 20 г/т, в солях, по данным ряда исследователей [166, 18, 250, 56, 21 и др.], как правило, менее 10 г/т), то в глинах и глауконитах оно обычно превышает 100 г/т. Среднее содержание бора в диатомитах [359] и кораллах [400] составляет 75 г/т.

Согласно расчетам [363], ресурсы бора в водах океанов и морей пополняются в основном за счет размыва континентов (около 400 тыс. т в год). Из общего количества бора, теряемого современными океанами и морями, около 390 тыс. т в год поглощается алюмосиликатными минералами, в том числе 330 тыс. т — глинами, 60 тыс. т — глауконитами, значительно меньше — диатомитами и кораллами (примерно по 30 тыс. т).

Наряду с континентальным стоком значительное количество бора поступает в воды океанов и морей из срединно-океанических хребтов и вул-

канических дуг в процессе газовой-гидротермальной деятельности. Большая его часть, по-видимому, поглощается коллоидными гидроокисями железа.

В результате многочисленных исследований, выполненных за рубежом и в СССР [18, 21, 42, 56, 99, 124, 154, 166, 205, 250, 332, 344, 345, 349, 351, 358, 365, 383, 396, 397, 422, 430, 455, 456, и др.], было установлено, что содержание бора в глинах, отражающее интенсивность его поглощения из океанических и морских вод, зависит от минерального состава глин, размера их частиц, солености воды и содержания в ней бора.

Главным носителем бора в глинах являются гидрослюда. Если содержание бора в каолините, хлорите, монтмориллоните, а также палыгорските и сепиолите обычно варьирует в пределах от нескольких граммов на тонну до 40–60 г/т, то его концентрация в гидрослюдах обычно превышает 100 г/т. Большая часть бора в глинах связана с их тонкодисперсными фракциями. Незначительное уменьшение размера гидрослюдистых частиц, как правило, приводит к существенному повышению содержания в них бора.

С увеличением общей минерализации растворов и содержания в них бора концентрация последнего в глинах неуклонно возрастает. Если содержание бора в глинистых сланцах, отложившихся в условиях нормальной солености, составляет в среднем 100–120 г/т [9], то содержание в глинах и аргиллитах, залегающих в составе соленосных отложений, как правило, в несколько раз выше и нередко достигает 1000–2000 и даже 3000 г/т. Так, содержание бора в кембрийских аргиллитах Иркутского амфитеатра составляет в среднем 266 г/т, в девонских глинах Припятской впадины – 300 г/т, в пермских аргиллитах Среднего Приуралья – 460 г/т, в юрских глинах, вскрытых в предгорьях Гиссарского хребта, – 640 г/т и т.д. Содержание бора в гидрослюдистых глинах, приуроченных к пермским соляным отложениям, очень высокое и в Среднем Приуралье достигает местами 1000–1200 г/т, в Южном Приуралье – 2000 г/т, в ФРГ и ГДР – 1200–2200 г/т, в Северном Прикаспии – 3000 г/т, тогда как в аналогичных глинах, приуроченных к неогеновым соляным отложениям, оно не превышает 60–180 г/т. Различное содержание бора в гидрослюдистых глинах, имеющих одну и ту же размерность и отложившихся в условиях одинаковой солености, которое наблюдается в разновозрастных толщах и в разных регионах, например в пермских отложениях ФРГ, ГДР, Северного Прикаспия и в неогеновых отложениях Предкарпатского прогиба, обусловлено различным содержанием бора в седиментационных бассейнах. Оно было весьма высоким в солеродных бассейнах ФРГ, ГДР и Северного Прикаспия, где происходила массовая садка боратов, и удивительно низким в Предкарпатском бассейне, где в маточных рассолах из калийно-магниевых солей бора не более количество 10–15 мг/кг [18].

Все это показывает, что среди глинистых минералов главная роль в процессах извлечения бора из океанических и морских вод, особенно в условиях высокой солености, принадлежит гидрослюдам, в составе которых он рассеивается в осадочных породах.

Механизм поглощения бора гидрослюдами достаточно сложен и во многом еще остается неясным, являясь предметом широкой дискуссии. В связи с этим рассмотрим его несколько подробнее.

В общем случае интенсивность поглощения тех или иных ионов глинистыми минералами во многом зависит от свойств последних – от

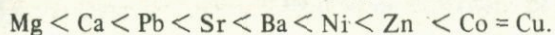
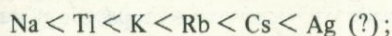
величины и знака электрокинетического потенциала, величины удельной поверхности, экстра- или интрамицеллярного типа обмена, межплоскостных расстояний (при поглощении в объеме глинистой частицы) и т.д. С увеличением солености, подчеркивают В.К. Лукашев и И.А. Дербинский [142], поверхностный заряд гидрослюдов уменьшается, и при солености  $> 0,2\%$  они становятся электронейтральными. При этом интенсивность сорбции ими бора существенно возрастает. Поэтому в процессах его поглощения гидрослюдами, характеризующимися экстрамицеллярным типом обмена, главное значение имеет не электрокинетический потенциал, а величина удельной поверхности, которая у них весьма высокая. Из других свойств, присущих гидрослюдам, обращает на себя внимание дефицит ионов калия, замещаемых водой. Последняя, по мнению Ж. Милло, присутствует в форме ионов оксония  $H_3O^+$ .

Кроме свойств коллоидов, сорбционная способность также зависит от свойств ионов — прежде всего от величины их заряда и энергии гидратации ионов [126]. Значение первого из отмеченных свойств вполне очевидно. Важность второго, еще не всегда учитываемого при анализе геохимических процессов, определяется тем обстоятельством, что все ионы находятся в растворе в гидратированном состоянии, обусловленном их взаимодействием с диполем присоединяющейся молекулы воды. При этом обычно наблюдается малая энергия ион-дипольной связи. Исключения составляют элементы побочных групп периодической системы с  $d$ -электронами в предпоследней оболочке. Если у центрального иона есть свободные квантовые ячейки, куда могут перейти лишние электроны, то наряду с ион-дипольным взаимодействием между центральным ионом и молекулой воды, имеющей лишнюю пару  $2p$ -электронов, возникает донорно-акцепторная связь, осуществляемая двумя  $2p$ -электронами кислорода воды. В результате образуются комплексные аква-ионы, в которых вокруг катионов металла координировано несколько молекул воды. Вследствие этого в отличие, например, от щелочных и щелочноземельных металлов, а также таллия и свинца, которые сорбируются в виде простых ионов, медь, серебро, цинк, ртуть и другие металлы побочных групп с  $d$ -электронами в предпоследней оболочке поглощаются в виде комплексных аква-ионов. Последнее доказано экспериментально путем измерений электронного парамагнитного резонанса [167].

Из этого следует, что при анализе сорбционной способности элементов следует учитывать энергию гидратации как простых, так и (для меди, цинка и т.д.) комплексных ионов. По сравнению с простыми комплексные ионы характеризуются более низкими теплотами гидратации.

Чем больше заряд ионов, тем сильнее они будут притягиваться к сорбенту. При равенстве заряда чем ниже энергия гидратации, тем меньшая затрата энергии требуется на полную или частичную дегидратацию ионов, и поэтому они будут с тем меньшей энергией удерживаться в растворе и тем большей энергией обладать при поглощении [126].

Это позволяет в соответствии с величиной заряда ионов и энергией их гидратации наметить ряды возрастания интенсивности их поглощения из растворов:



Полученные ряды подтверждаются имеющимися экспериментальными данными, согласно которым свинец сорбируется в значительно меньшей мере, а цинк — лишь немногим меньше, чем медь. Барий сорбируется намного менее интенсивно, чем кобальт, и т.д.

В отличие от металлов, характеризующихся низким ионным потенциалом  $Z/R_1$ , бор присутствует в водных растворах не в катионной форме, а в виде молекул  $B(OH)_3^0$  или отрицательно заряженных ионов  $B(OH)_4^-$ . Согласно экспериментальным данным, поглощение бора гидрослюдами наиболее интенсивно протекает в слабощелочных растворах при значениях pH от 7,5 до 8,5; оно уменьшается в присутствии  $CaCO_3$ , но увеличивается с повышением температуры [358, 367]. Судя по преимущественному извлечению бора гидрослюдами из слабощелочных растворов (pH 7,5–8,5) и данным ИК-спектроскопического исследования насыщенных бором гидрослюд [142], в процессах поглощения участвуют в основном ионы  $B(OH)_4^-$ . При взаимодействии комплексов  $B(OH)_4^-$  с молекулами воды последние притягиваются не одним из водородов, размещенных на периферии молекулы воды, как это наблюдается у всех анионов, а своим кислородом, расположенным приблизительно в ее центре. Это обстоятельство, как и крупные размеры ионов  $B(OH)_4^-$ , предопределяет слабую энергию их гидратации и соответственно возможность интенсивно поглощаться из водных растворов. Возникновение между комплексами  $B(OH)_4^-$  и молекулами воды донорно-акцепторной связи с образованием комплексных аква-ионов при экспериментальных исследованиях не наблюдалось.

Наряду с однозарядными  $B(OH)_4^-$ , на высоких ступенях осолонения бассейнов в процессах поглощения бора гидрослюдами участвуют, по-видимому, двухзарядные полиборные ионы  $B_2^{2-}$ ,  $B_4^{2-}$  и  $B_3^{2-}$ , возникающие при концентрации бора  $\geq 0,5$  г/кг. Они должны еще более энергично поглощаться из водных растворов, однако из-за отсутствия данных по теплотам их гидратации среди полиборных ионов нельзя выделить виды, обладающие максимальной способностью поглощаться из растворов.

Процесс поглощения гидрослюдами ионов  $(BOH)_4^-$ , как и, по-видимому, ионов  $B_4^{2-}$  и др., в основном подчиняется двум уравнениям изотермы адсорбции Фрейндлиха:

1)  $\log(x/m) = \log a + v \log c$  [319], где  $x/m$  — количество сорбированного бора на единицу массы глины;  $c$  — равновесная концентрация бора в растворе;

2)  $B = 27,9 \cdot S^{0,43}$  [397], где  $B$  — концентрация бора, мг/кг;  $S$  — солесность воды, %.

Однако незначительное влияние на поглощение бора гидрослюдами величины их электрокинетического потенциала, как и участие в качестве сорбтива отрицательно заряженных ионов  $B(OH)_4^-$ , а также, по-видимому,  $B_4^{2-}$  и др., позволяет утверждать, что главным в механизме поглощения является не адсорбция, при которой ионы прикрепляются к поверхности глинистых частиц Ван-дер-Ваальсовыми силами, а хемосорбция, сопровождающаяся химическим взаимодействием между гидрослюдами и борат-ионами. В результате такого взаимодействия возникают качественно различные формы бора: нерастворимая и кислото-водорастворимая. В соленосных отложениях преобладает последняя.

Нерастворимый бор очень прочно закреплен в кристаллической решетке глинистых минералов и совершенно не удаляется при различных видах химической обработки [352]. Он остается даже при использовании такого активного десорбента, как раствор маннита [142].

Наряду с бором, прочно закрепленным в решетке гидрослюд, в глинистых частицах, особенно при нахождении их в составе соленосных отложений, присутствует кислото- и водорастворимый бор. Содержание растворимого бора в морских терригенно-глинистых отложениях колеблется в среднем от 20 до 40% от его общего количества [99]. С возрастанием солености оно значительно увеличивается. В прослоях соляных глин, например на Верхнекамском месторождении, при валовом содержании около 400 г/т на долю бора в нерастворимом остатке приходится не более 20% от общего количества бора, в то время как на долю бора в солянокислой и водной вытяжках — около 80% [152]. Соотношение в общей массе растворимого бора его кислото- и водорастворимых форм зависит от степени осолонения седиментационных бассейнов: с возрастанием солености роль водорастворимого бора заметно увеличивается. Так, в аргиллитах, залегающих в доломит-ангидритовых отложениях, содержание водорастворимого бора не превышает 20% от его общего количества [57], тогда как в глинах, содержащихся в калийно-магниевых солях, например на Верхнекамском месторождении, оно достигает 40%. На соляных месторождениях Предкарпатского прогиба содержание в нерастворимом остатке солей нерастворимого бора колеблется в пределах от 20 до 70 г/т, оставаясь близким в различных типах соляных пород независимо от того, на какой стадии осолонения они отлагались. В отличие от него содержание водорастворимого бора, изменяющееся в пределах от 1–2 до 120 г/т, постепенно увеличивается от соляных глин, знаменующих этапы относительного расолонения, к каменной и калийно-магниевым солям и достигает в нерастворимом остатке этих солей максимального значения — 100–120 г/т [18].

В свете приведенных данных наиболее обоснованным представляется механизм поглощения, предложенный Р.Гримом [358] и О.Броккампом [306], в соответствии с которым процессы поглощения осуществляются в результате хемосорбции комплексов  $B(OH)_4^-$  на стертой кромке чешуек гидрослюды с последующей диффузией в ее структуру и одновременно связывания некоторой части комплексов бора с содержащимися в глинах катионами магния, которое сопровождается образованием их трудно-растворимых соединений. На близких позициях стоят В.К. Лукашев и И.А. Дербинский [142], согласно которым возможны следующие формы связи бора с гидрослюдами (исключающие изоморфное замещение им кремния или алюминия): а) присоединение ионов  $B(OH)_4^-$  к положительно заряженным адсорбционным центрам, локализованным на краях чешуек гидрослюды по месту разрыва связей  $Si - O$  и  $Al - O$ ; б) реакция этерификации по месту разрыва связей кремния с гидроксильной группой при атоме бора; в) анионный обмен на поверхности глинистых частиц между гидроксильными группами и ионами  $B(OH)_4^-$ ; г) внедрение бора в условиях морской среды в структуру аутигенных глинистых минералов в процессе кристаллизации нового количества вещества вокруг ядра частиц.

Надо полагать, что присутствие в гидрослюдах нерастворимого бора, обусловленное процессами хемосорбции, вызвано взаимодействием

комплексов  $B(OH)_4^-$ , а также, возможно,  $B_3^-$  с кремнием и образованием в результате этого микровключений алюмоборосиликатных или боросиликатных соединений. Присутствие растворимого бора, особенно в соляных глинах, дающих положительную реакцию с хиализарином или кармином, вызвано взаимодействием комплексов  $B(OH)_4^-$ , вероятно  $B_3^-$  и др., с катионами кальция и магния и, по-видимому, с ионами водорода и (или) оксония (с образованием в последнем случае микроминеральных включений сассолина), а также сорбцией коллоидными гидроокислами железа, обычно присутствующими в глинах.

Масштабы поглощения бора глинами нередко оказывались настолько грандиозными, что делали невозможным интенсивное протекание процессов его осадочного минералообразования. Это имело место, например, в пермских соленодных бассейнах большей части Предуральяского прогиба, Днепровско-Донецкой впадины, многих районов Северного Прикаспия, в неогеновых — Предкарпатского прогиба и т.д.

Хемогенно-сорбционное поглощение бора глинами иногда сопровождается процессами его эпигенетического минералообразования. На стадии диагенеза при перекристаллизации глинистых минералов часть бора из них высвобождается, перераспределяется и отлагается в виде новообразований борных минералов, которые чаще всего представлены турмалином или гидроборатом. Стяжение последнего вокруг глинисто-карбонатных комочков и включения таких же комочков внутри кристаллов гидробората наблюдаются, в частности, в доломит-ангидритовой толще Южного Приуралья и Уметовского поднятия. Однако эпигенетическая борная минерализация в глинах представляет лишь минералогический интерес [171].

Содержание бора в глауконитах варьирует в пределах от 100—300 до 2000 г/т и обычно составляет несколько сотен граммов на тонну [93, 164, 239, 250]. В отличие от гидрослюд весь бор в глауконитах присутствует в кислоторастворимой форме [239]. Основным концентратором в них бора, согласно исследованиям методом  $(n, a)$ -радиографии, являются гидроокиси железа. Так, в глауконитах из конкреционных фосфоритов Актюбинского бассейна, содержащих бор в количестве до 1000 г/т, он приурочен главным образом к обохренным зернам гидрогетит-глауконитового состава. В то же время в обесцвеченных зернах монтмориллонит-глауконитового состава его содержание на 1—2 порядка ниже [193]. Это показывает, что накопление бора в глауконитах связано с его сорбцией коллоидными гидроокисями железа.

Масштабы поглощения бора глауконитами в связи с их малой распространенностью в соленосных отложениях весьма небольшие. И поэтому глаукониты не влияли на протекание процессов его осадочного минералообразования.

Содержание бора составляет в диатомитах, отложившихся из океанических и морских вод, 54—95 г/т [359], в кораллах — 40—110 г/т [400]. Подобно глинам и глауконитам они вносят свой вклад в процессы извлечения бора из вод океанических и морских бассейнов.

Содержание бора в диатомитах, отложившихся в озерных водоемах, располагавшихся в вулканических областях, значительно выше и местами достигает 200—600 г/т, в связи с чем им принадлежит главная роль в

процессах извлечения бора из озерных бассейнов. Как и в случае гидрослюды, интенсивное поглощение бора диатомовыми делает невозможным возникновение рудных концентраций боратов, которые в диатоми-тах нигде не обнаружены.

Содержание бора в коллоидных гидроокислах железа варьирует в пределах от нескольких до 400–600 г/т [250, 297 и др.]. Судя по экспериментальным данным, сорбция бора положительно заряженными коллоидными гидроокислами железа растет с увеличением щелочности растворов, достигая максимума при значениях pH от 8 до 9, а затем резко падает в связи с конкурирующим влиянием ионов гидроксила [156, 158, 163, 208]. В субнейтральных и слабощелочных растворах она уменьшается в присутствии  $\text{SO}_4^{2-}$ , но увеличивается в присутствии хлоридов кальция и магния и с повышением температуры, что объясняется образованием труднорастворимых боратов кальция и магния [45] или дополнительным соосаждением с гидроокисью магния [1]. Интенсивность поглощения бора коллоидными гидроокислами железа также зависит от его концентрации в растворах [163]. Это объясняет повышенное содержание бора в железорудных осадках, образующихся в условиях подводного вулканизма, особенно на склонах срединно-океанических хребтов, где оно достигает 400–600 г/т, а также в гидроокислах железа, генерирующихся в зонах выветривания залежей эндогенных боратов, где оно достигает 10000 г/т [3].

Способность гидроокисей железа поглощать различные концентрации бора в зависимости от значения pH, химического состава растворов и содержания в них бора дает возможность использовать их в качестве чувствительных индикаторов как при анализе палеогидрохимических условий формирования многих видов полезных ископаемых, в частности морских и озерных лимонитов, фосфоритов и т.д., так и при поисках борных месторождений в скарнах (в случае отсутствия в них сульфидов). Так, например, высокие концентрации бора в обохренных глауконитах Актюбинского месторождения при крайне низком его содержании в гидрогетитовых включениях и прожилках в фосфоритах дают все основания полагать, что лимонитизация глауконитов происходила на стадии диагенеза в условиях субнейтральной или слабощелочной среды поровых вод морских осадков, обогащенных бором, а лимонитизация фосфоритов – в процессе выветривания при участии поверхностных и грунтовых вод сульфатного типа, бедных бором. Высокие концентрации бора в гидроокислах железа являются показателем нахождения в скарнах людовитовых руд.

#### **Рассеяние бора в гидромагнезитах и ангидритах, сопровождаемое его эпигенетическим минералообразованием**

Одновременно с поглощением бора алюмосиликатными минералами, скелетным материалом и гидроокислами железа в условиях повышенной и высокой солености широко проявляются процессы его соосаждения, приводящие к рассеянию бора в гидромагнезитах и ангидритах. Содержание в них бора колеблется в пределах: от 0–1 до 400–600 г/т в гидромагнезитах, слагающих осадки в зоне смешения вод залива Кара-Богаз-Гол [7], до 500–3000 г/т в ангидритах. В частности, в ангидритах, приуроченных к пермским соляным отложениям, оно составляет в бассейне Мидконтинента в среднем 77 г/т, варьируя в пределах от 20 до 220–240 г/т [362],

в Среднем Приуралье — 140 г/т [166], в Донецкой впадине — 24 г/т [20]; в ФРГ и ГДР нередко достигает 200–500 г/т [250]. Содержание бора в ангидритах Южного Приуралья местами повышается до 400–1000 г/т, в Северном Прикаспии — до 1000–3000 г/т.

Согласно экспериментам [49], концентрация бора в водных растворах и в осаждающихся из них сульфатах кальция практически одинаковая: из морской воды с содержанием около 30 и 200 мг/кг бора в осадок выделяются сульфаты кальция с содержанием соответственно ~ 22 и 200 г/т бора. Вследствие этого в седиментационных бассейнах, обогащенных бором, становилось возможным отложение ангидритов с весьма высоким его содержанием, как это и происходило в действительности, например в солеродных бассейнах ФРГ, ГДР и Северного Прикаспия.

Судя по соотношению мощностей глин и ангидритов, участвующих в сложении соленосных толщ, и содержанию в этих породах бора, масштабы его рассеяния в глинах и ангидритах являются сопоставимыми. Относительно более мощное развитие подстилающих глинистых и ангидритовых отложений в солеродных бассейнах малых размеров по сравнению с развитием таковых в бассейнах больших размеров [303] и соответственно относительно более интенсивное поглощение бора в солеродных бассейнах малых размеров являются важной причиной отсутствия в них проявлений борной минерализации, как это имело место, например, в отложениях циклов Верра и Лейне цехштейна (ФРГ и ГДР), на Верхнепечорском и Верхнекамском месторождениях калийно-магниевых солей в Приуралье и т.д. Избыточные (по отношению к объемам сульфатно-кальциевых пород) объемы каменной соли при значительном количестве калийно-магниевых солей сульфатной линии отмечаются лишь в стасфуртских отложениях ФРГ, ГДР и кунгурских — Северного Прикаспия [78]. Именно в этих отложениях, несмотря на высокое содержание бора в ангидритах, наблюдается наиболее интенсивное и разнообразное проявление борной минерализации.

Повышенное содержание бора в гидромагнетитах и ангидритах, как и присутствие значительной его части в виде легкорастворимых в воде включений, создает благоприятные условия для образования эпигенетических боратов. На стадии катагенеза в результате высвобождения бора из гидромагнетитов и ангидритов, его перераспределения и отложения вдоль плоскостей напластования и по зонам трещиноватости происходит образование желваков боратов, представленных борацитом или гидроборацитом. Включения борацита известны в кембрийских отложениях Восточных Кордильер, где они приурочены к брекчированным магнетитам. Конкрекции гидроборацита распространены в пермских отложениях Федоровско-Стерлибашевского вала и Салмышских дислокаций в Южном Приуралье, стяжения борацита — в ФРГ, ГДР и Северном Прикаспии. Те и другие приурочены к участкам ангидрита, ограниченным на расстоянии от 5–6 см до 1–2 м заметно обедненным бором пространством. Подземные воды, под воздействием которых происходило образование желваков боратов, имели, по-видимому, щелочной характер. Об этом свидетельствует нахождение в составе названных боратов ионов  $B_4^{2-}$  и  $B_3^{2-}$ , а в выше-лежащих толщах — прожилков кальцита и эгирина [350], аутигенных анальцима и давсонита [157].

На стадии гипергенеза, когда ангидриты превращаются в гипсы, содержание бора, присутствующего в ангидритах, резко снижается: на западе Оклахомы в бассейне Мидконтинента – в среднем до 14 г/т, в Среднем Приуралье – до 70 г/т, в Донецкой впадине – до 2–8 г/т, в ФРГ и ГДР – до 0–5 г/т и т.д. При этом половина и более рассеянного в породе бора переходит в растворы и переотлагается в зоне контакта ангидритов и гипсов. Желваки улексита, гидроборацита и других боратов, приуроченные к контакту боросодержащих ангидритов с залегающими выше их гипсами, обычно кавернозными, известны в пермских отложениях на западе Оклахомы, в пределах Рязано-Охлебининского вала в Приуралье, в Бахмутской котловине в Донбассе, в районе Нидерэлленбах-Фулда, в Северном Прикаспии и т.д. Если принять, что содержание бора составляет в ангидритах 140 г/т, в гипсах – 70 г/т, т.е. вдвое ниже, как это наблюдается в галогенных отложениях Приуралья, а удельный вес ангидрита равен  $2,5 \text{ т/м}^3$ , то при гидратации  $1 \text{ м}^3$  ангидрита образуется  $70 \text{ г/т} \times 1 \text{ м}^3 \times 2,5 \text{ т/м}^3 = 175 \text{ г}$  бора или, исходя из содержания бора в наиболее распространенном эпигенетическом борате – гидробораците, около 1 кг минерала. При гидратации блока ангидрита площадью  $1 \text{ м}^2$  и мощностью 100 м образуется около 100 кг гидроборацита. Исходя из удельного веса боратов, получаем, что при распределении по площади  $1 \text{ м}^2$  100 кг гидроборацита образуется его прослой мощностью всего 0,05 м. Это показывает, что эпигенетическая борная минерализация в ангидритах имеет довольно ограниченные размеры и обычно не представляет практического интереса. При гидратации толщи ангидрита мощностью 100 м возможно отложение прослой боратов суммарной мощностью всего 0,05 м.

Таким образом, рассеяние бора в глинах и глауконитах, скелетном материале и гидроокислах железа, а также в гидромагнетитах и ангидритах имеет большое значение в его геохимии. Оно регулирует содержание бора в океанах и морях, в условиях морского галогенеза и озерного осадконакопления приводит к извлечению из растворов значительных масс бора, что существенно препятствует образованию промышленных залежей боратов.

Рассеяние бора иногда сопровождается образованием его эпигенетических минералов, не имеющих, однако, практического значения. Вместе с тем оно приводит к образованию своеобразных сорбционно-осадочных руд бора, представленных глауконитами и лимонитами. Высокое содержание бора в глауконитах в сочетании с повышенными концентрациями  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Mn, Cu, Mo и других компонентов, необходимых для питания растений, позволяет рассматривать их в качестве комплексного минерального удобрения. Высокое содержание бора в лимонитах, осаждающихся в условиях подводного вулканизма, в сочетании с большим количеством кристаллогидратной воды, свидетельствующее об их способности поглощать как тепловые, так и быстрые нейтроны, позволяет рассматривать их в качестве сырья для производства нейтронно-адсорбционных бетонов, необходимых для быстрорасширяющегося строительства атомных электростанций.

## ЭВОЛЮЦИЯ ЭКЗОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ БОРА И ОСНОВНЫЕ ЭПОХИ ЕГО РУДООТЛОЖЕНИЯ

Проявления борной минерализации известны в отложениях почти всех систем фанерозоя. В морских отложениях кембрийского, силурийского, девонского, каменноугольного, триасового, юрского и неогенового возраста, как и в озерных отложениях каменноугольного и палеогенового возраста, борная минерализация проявлена весьма слабо и обычно представлена боросиликатами, борофосфатами и (или) одним-двумя видами боратов. В морских отложениях пермского возраста и в озерных отложениях неогенового, а также четвертичного возраста борная минерализация развита более интенсивно и представлена разнообразными по составу боратами, образующими местами рудные концентрации. Осаждение и накопление борных минералов в течение каждого из названных периодов знаменует собой определенные этапы в эволюции экзогенного минерало- и рудообразования бора, интенсивность которого, как будет показано ниже, возрастала по мере уменьшения связей седиментационных бассейнов с мировым океаном (вплоть до полного их прекращения) и увеличения масштабов влияния вулканической и сопряженной с ней газовой-гидротермальной деятельности.

В пермский и неогеновый периоды масштабы боронакопления, как и разнообразие минеральных видов боратов, достигли своих максимальных значений, причем характер экзогенного минерало- и рудообразования бора приобрел в это время качественно новые черты, проявившиеся прежде всего в образовании его промышленных месторождений. Поэтому пермский и неогеновый этапы, представляющие собой своеобразные скачки в истории экзогенного минерало- и рудообразования бора, выделяются в качестве основных эпох его рудоотложения.

### КЕМБРИЙСКИЙ – КАМЕННОУГОЛЬНЫЙ ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ БОРА

В кембрийских толщах проявления борной минерализации приурочены к галогенным отложениям, распространенным в Боливии в предгорьях Восточных Кордильер и в Сибири в пределах Иркутского амфитеатра.

В кембрийских галогенных отложениях Восточных Кордильер борная минерализация представлена данбуритом, борацитом и турмалином. Первые два минерала обнаружены в районе Альто-Чапаре провинции Кохабама, где они приурочены к брекчированным доломитам, магнезитам и известнякам, содержащим прослой гипса и примесь талька. Данбурит встречается в виде идиоморфных включений размером от 2 мм до 1–2 см, иногда заполняет трещинки в доломитах и магнезитах. Борацит также образует идиоморфные включения размером до 5 мм. Турмалин зафиксирован в залегающих выше полосчатых песчаниках и кварцитах, переслаивающихся с магнезитами, доломитами и глинистыми сланцами. Он присутствует в виде прослоев, обуславливающих полосчатость песчаников и кварцитов. Вместе с турмалином в этих же отложениях отмечаются прожилки кварца, кальцита, крокидолита и эгирина [350].

В кембрийских галогенных отложениях Иркутского амфитеатра борная минерализация, впервые обнаруженная А.А. Ивановым и Я.Я. Яржемским [86], представлена преображенскитом, данбурином и стронциохильгардитом. Первый из них найден в центральной части амфитеатра в верхах бельской свиты. Данбурит и стронциохильгардит распространены на территории Илгинской впадины в отложениях ангарской свиты. Названные минералы приурочены к доломит-ангидритовым горизонтам. По данным В.М. Кулигина и др. [120], М.М. Святочевской [214] и П.Н. Соколова [222], для бороносных горизонтов характерны брекчированность пород и присутствие в них туфогенно-глинистого материала, представленного обломками вулканического стекла. Последнее обычно нацело замещено агрегатами хлорита и лейкоксена, вместе с которыми присутствуют окислы железа, иногда чешуйки гидрослюда. Заметно выражено окремнение доломитов и ангидритов. Содержание в них бора составляет, по данным Ю.Г. Гилеева [56] и З.Д. Юдиной [271], в среднем около 57 г/т, в том числе в доломитах и ангидритах ангарской свиты – соответственно 41 и 79, доломит-ангидритовой породе – 98 г/т.

Преображенскит обнаружен в засоленных доломитах и ангидритах, залегающих среди слоев каменной соли. Он присутствует в виде разрозненных зерен, которые занимают от 0,2 до 1,2% объема вмещающих их пород. Данбуритсодержащие горизонты представлены засоленными доломитами, содержащими зерна галита и сильвина, массивными известняками, ангидрит-доломитовой или доломит-ангидритовой породой, реже глинами и мергелями. Стронциохильгардитсодержащие горизонты также сложены засоленными доломитами, содержащими зерна полигалита и сильвина, массивными известняками, содержащими включения ангидрита и галита, реже пиритизированными ангидритами или каменной солью. Бороносные доломиты и известняки переслаиваются с ангидритами и залегают среди пластов каменной соли. Данбурит- и стронциохильгардитсодержащие горизонты имеют широкое площадное распространение. Данбурит в этих горизонтах образует желваки округлой формы размером от долей миллиметра до 1 см в поперечнике, стронциохильгардит – гнезда неправильной формы, имеющие размер до 3 см в поперечнике. В ассоциации с борными минералами встречается целестин.

Особенностью кембрийских галогенных отложений является присутствие боратов не только в доломитах, ангидритах и солях, но и в магнезитах и даже в известняках. Исходя из аналогии с Восточными Кордильерами в галогенных отложениях Иркутского амфитеатра следует ожидать более широкого развития магнезитов (вплоть до образования промышленных месторождений), а также присутствия в их составе борачита и (или) других боратов.

Всего в кембрийских отложениях установлены четыре (без турмалина) разновидности борных минералов. Образование данбурита происходило на стадии диагенеза путем взаимодействия кальция и бора, содержащихся в поровых водах осадков солеродного бассейна, с аморфным кремнеземом, выделявшимся при разложении туфогенного материала. Кристаллизация борачита, преображенскита и стронциохильгардита, приуроченных к брекчированным разностям пород, происходили на стадии катагенеза за счет первично-седиментационного бора, соосажденного с магниевыми и суль-

фатно-кальциевыми минералами, в результате его перераспределения под воздействием щелочных вод, местами, по-видимому, термальных, о чем свидетельствует присутствие в составе боратов (преображенскита, стронциохильгардита) высокотемпературного иона  $B_2^-$ .

В ордовикско-силурийских толщах проявления борной минерализации обнаружены в отложениях сакмарской свиты, сложенной кремнистыми сланцами с подчиненными прослоями основных эффузивов, глинистых и битуминозных сланцев. В этих отложениях, распространенных на Урале в пределах Сакмарского антиклинория, борная минерализация представлена люнебургитом, встречающимся в виде разрозненных включений, мало мощных прожилков, корочек и налетов. Образование люнебургита произошло на стадии гипергенеза путем воздействия магнийсодержащих бороносных растворов, поступающих, по-видимому, из зон развития серпентинитовых массивов на обогащенные фосфором кремнисто-глинистые сланцы.

В девонских толщах проявления борной минерализации, представленные данбуритом и борацитом, встречены в морских галогенных отложениях, распространенных в Сибири на побережье Хатангского залива. Данбурит найден в надсолевой доломит-ангидритовой толще соляных куполов Кожевникова, Нордвик и Горы Белой, где он приурочен к прослоям ангидритов (в разной степени огипсованным), обогащенным туфогенно-глинистым материалом, состоящим в основном из обломков базальтов, обычно хлоритизированных и карбонатизированных. Этот минерал встречается в виде послойно расположенных небольших конкреций (около 2 мм в диаметре), занимающих от 0,5 до 3% объема вмещающих их ангидритов. Конкрекции огибаются с обеих сторон поверхностями наслоения и содержат в своем составе включения доломита и ангидрита. Совместно с данбуритовыми присутствуют кварц-магнезитовые конкреции, содержащие примесь талька [257]. Образование данбурита, как и в кембрии, происходило путем взаимодействия кальция и бора, содержащихся в рапе солеродных бассейнов, с аморфным кремнеземом, выделявшимся при разложении туфогенного материала. Избыток кремнезема шел на формирование кварц-магнезитовых конкреций.

Борацит найден как в соляной толще купола Кожевникова, так и в перекрывающей ее гипсовой шляпе. Он встречается в виде отдельных мелких включений, которые находятся совместно с ангидритом, гипсом, а в породах кепрока — также с целестином и баритом [46].

В каменноугольных толщах проявления борной минерализации обнаружены в морских галогенных отложениях бассейнов Парадокс и Маритайм в США, а также в озерных мергелях и гипсах Урала.

Борные минералы представлены в бассейне Парадокс редкоземельно-кальциевым боратом — брайцитом [304], в бассейне Маритайм — хаулитом и улекситом, которые находятся в небольших количествах в гипс-ангидритовой толще в виде стяжений неправильной формы диаметром от 0,5 до 3 см [428]. Брайцит обнаружен в верхней части мощной толщи каменной соли, содержащей пласты сильвинита и карналлита, в меньшей мере полигалита и кизерита. Минерал локализуется в подошве ангидритового пласта, подстилаемого богатым сильвином соляным пластом. Брайцит встречается в виде округлых желваков размером от 0,05 до 8 мм в

диаметре, которые образуют стратиграфически выдержанную зону мощностью от 15 см до 1 м, имеющую довольно широкое распространение. Совместно с ним в ангидритах присутствуют доломит, галит, пирит. Брайчитовые желваки состоят на 65% из тонкокристаллического брайчита и на 35% — из ангидрита, доломита, галита и гематита. Иногда в желваках присутствует халькопирит. Весьма существенно, что соотношение редких земель в породах, развитых на окружающих водосборах, и в брайчтите очень сходное, что свидетельствует об их привносе речными водами. Заслуживает внимания и то немаловажное обстоятельство, что брайчитовые зерна секут слоистость и нередко встречаются в галитовых прожилках, которые прослеживаются в ангидритах на несколько дециметров выше подстилающего соляного пласта, что иллюстрирует перераспределение вещества на стадии диагенеза.

Озерные мергели и гипсы залегают на Урале среди вулканогенных и осадочных образований в пределах Тагило-Магнитогорской зоны. К ним приурочено Монастырское проявление боратов [138], сведения о котором крайне ограничены.

В силурийских отложениях встречены одна, в девонских — две, в каменноугольных — три разновидности борных минералов. Особый интерес среди них вызывает брайчит, отражающий влияние водосборных площадей на образование первично-седиментационных боратов.

#### ПЕРМСКАЯ ЭПОХА РУДООБРАЗОВАНИЯ БОРА

В пермских толщах проявления борной минерализации найдены в морских галогенных отложениях, распространенных в Северной Америке, в Западной и Восточной Европе.

В пермских галогенных отложениях бассейна Мидконтинента в Северной Америке борные минералы представлены восьмью их разновидностями: данбурином, люнебургитом, хильгардитом, борацитом, чемберситом, улеситом, пробертитом и пандермитом. Данбурит обнаружен в нерастворимом остатке каменной соли, содержащей примесь магнезита и ангидрита. В ассоциации с ним иногда встречаются хильгардит и борацит, образующие мелкие включения, рассеянные в каменной соли [376]. Люнебургит присутствует в прослоях соляных глин. Чемберсит находится в виде отдельных мелких кристаллов в пластах каменной соли на месторождении калийно-магниевых солей Барбер Хилл [370]. Улесит, пробертит и пандермит распространены в виде желваков в гипс-ангидритовой толще на западе Оклахомы [362]. Нельзя не подчеркнуть, что содержание бора в ангидритах этой толщи варьирует от 20 до 220–240 г/т и в среднем составляет около 80 г/т, причем третья его часть находится в породе в составе жидких включений. В гипсах оно в 5–6 раз ниже. Бораты располагаются в непосредственной близости от контакта ангидритов и гипсов, в нижней части толщи последних. Их образование связано с перераспределением бора на стадии гипергенеза, сопровождавшимся его локализацией в зоне контакта ангидритов и гипсов.

В галогенных отложениях пермского возраста, распространенных в Северной Америке, борная минерализация проявлена более разнообразно, чем в галогенных отложениях кембрийского, девонского или каменно-

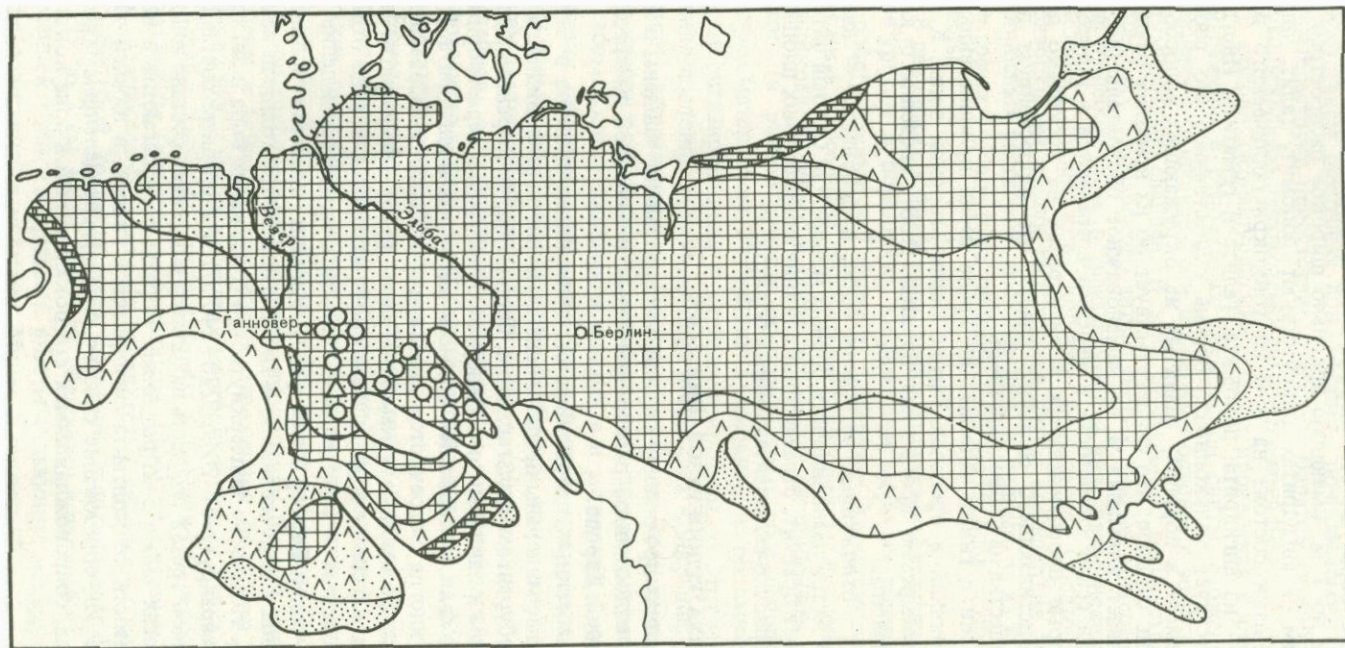


Рис. 7. Схема размещения проявлений борной минерализации в стассфуртских соленосных отложениях Западной Европы

1 - терригенные породы; 2 - терригенные (преимущественно глинистые) породы с гипсами и ангидритами; 3 - карбонатные породы (в основном доломиты); 4 - доломиты и ангидриты (с преобладанием последних); 5 - каменная соль; 6 - калийно-магниевые соли [76]; 7-8 - проявления минерализации: 7 - боросиликатов, 8 - боратов [246]

угольного возраста, но значительно слабее, чем в соляных толщах пермского возраста, распространенных в Западной и Восточной Европе. К этим отложениям приурочен ряд борных месторождений, из которых бор извлекается в качестве попутного или основного компонента, и поэтому названные регионы выделяются в качестве борнорудных провинций.

### Западно-Европейская борная провинция

Содержание бора в пермских галогенных отложениях Западной Европы варьирует, по данным Г. Хардера [250], Ф. Хайде [246] и Р. Кюна [393], от менее 1 г/т до 0,6–1,2%  $B_2O_3$  в отдельных участках борацитсодержащих солей. Бор встречается в различных формах, сочетающихся в неизвестных пропорциях: либо в виде своих собственных минералов — терригенного и аутигенного турмалина и других борных минералов, представленных шестнадцатью их разновидностями, либо в качестве примеси в составе глинистых минералов. Это является причиной неравномерного распределения бора в породах, в частности в ангидритах. Последние в различных циклах цехштейна (Верра, Стасфурт, Лейне, Аллер) характеризуются различным содержанием бора, хотя и в одних и тех же горизонтах в составе этих циклов значения концентрации бора меняются в широких пределах. Наиболее высокое содержание бора присуще отложениям Стасфуртского цикла — в среднем около 60 г/т. В частности, в ангидритах этого цикла оно достигает 200–500, тогда как в цикле Верра — 70–110, в цикле Лейне — 50–90 г/т (при содержании бора в гипсах не более 5 г/т).

В целом содержание бора в ангидритах, как правило, намного выше, чем в каменной и калийно-магниевых солях, "не загрязненных" примесью других минералов, но значительно ниже, чем в соляных глинах, алюмосиликатная часть которых представлена в основном гидрослюдой и хлоритом. Содержание бора в глинах достигает 500–2200 г/т.

Из других малых элементов следует отметить медь и ванадий, среднее содержание которых в глинах из пермских галогенных отложений Северогерманской впадины составляет, по данным спектрального анализа 164 проб [398], соответственно 134 и 212 г/т — значительно выше их кларков в глинах земной коры и Восточно-Европейской платформы. Содержание свинца (58 г/т) также повышено по сравнению с кларком свинца в глинах земной коры, содержания кобальта (32 г/т) и никеля (79 г/т) — по сравнению с кларками в глинах Восточно-Европейской платформы, тогда как содержание титана (1500 г/т), галлия (23 г/т), хрома (30 г/т), марганца (428 г/т) и циркония (67 г/т) заметно понижено по сравнению с их кларками в глинах земной коры и Восточно-Европейской платформы [43, 96, 209].

Аутигенные борные минералы в солях цехштейна встречаются в Северогерманской впадине на большой площади (около 20000 км<sup>2</sup>) в различных пластах, начиная от базального ангидрита Стасфуртского цикла и кончая калийно-магниевыми солями Аллерского цикла, но в небольших количествах (рис. 7). В южной части Северогерманской впадины они представлены данбуритом, найденным в базальном ангидрите Стасфуртской серии, люнебургитом, установленным в нерастворимом остатке карналитовой породы, и десятью минеральными видами боратов: борацитом, эрикаитом, ашаритом, сульфоборитом, калиборитом, пинноитом, строн-

циоджиноритом, стронциохильгардитом, гидроборачитом и витчитом [246, 293]. Наиболее распространенным среди них являются борачит и ашарит, которые обнаружены соответственно в 32 и 28 калийных рудниках, тогда как сульфоборит — в 5, калиборит — в 3, пинноит — в 2, остальные бораты — в 1 руднике. Кроме того, в зоне разлома среди тектонически нарушенных и гидротермально-измененных пород цехштейна в трещинках среди жильного кальцита встречены фабианит и хейдорнит. Но оба они, очевидно, имеют гидротермальное происхождение.

Борачит и его разновидности содержатся в ангидритах, каменной соли, кизеритовой, каинитовой и карналлитовой породах в виде равномерно рассеянных мельчайших кристалликов размером до 0,5 мм, которые обычно обнаруживаются в нерастворимом остатке солей. Его содержание в отдельных пластах ангидрит-галитовой породы и каменной соли составляет 0,02–0,2%. Местами оно увеличивается до 1,2–2%. В калийно-магневых солях Стасфуртской серии борачит содержится (в пересчете на бор) в количестве около 10 г/т, в то время как общее содержание в них бора достигает 180 г/т. Это значит, что на долю борачита приходится около 6% от общего количества бора в породе.

Кроме того, борачит присутствует в виде послойно расположенных округлых стяжений, вмещающие породы вокруг которых на расстоянии около 6 см обеднены бором. Наиболее часто его стяжения встречаются на контактах прослоев ангидритовой или глинисто-ангидритовой породы с вмещающей их каменной солью, как правило, выше этих прослоев, и вблизи контактов слоев кизеритовой или каинитовой породы, залегающих среди пластов карналлитов Стасфуртской серии. В тектонически нарушенных зонах, обычно между двумя близко расположенными друг от друга сбросами, где в пластах галогенных пород наблюдаются подвижки и, несмотря на перекристаллизацию, еще различимая милонитизация солей, борачит находится в плоскостях смещения в виде отдельных крупных кристаллов или округлых стяжений. Большая часть их локализована вблизи границ зон, обедненных бором. Все это свидетельствует об эпигенетическом характере таких кристаллов и желваков, их образовании в результате переотложения тонкорассеянных включений первично-седиментационных боратов.

Борачит иногда встречается также в соляных месторождениях Польши, синхронных солям Стасфуртского цикла. В них он присутствует в тесной ассоциации с кизеритом в пластах карналлитовой породы — исключительно в зонах брекчирования, где образует стяжения до 10 см в поперечнике, а иногда и более [431].

Ашарит содержится в каменной соли, преимущественно у кровли ее пластов, в прослоях кизерита и кизерит-лангбейнитсодержащих сильвинитов в виде тонкорассеянных кристаллов или небольших желваков, расположенных либо изолированно, либо послойно. В сильно нарушенных участках соляных штоков иногда встречаются его локальные скопления объемом до 1 м<sup>3</sup>, в которых содержание минерала достигает 0,4–0,6%.

Сульфоборит выявлен на контакте каменной соли с кизеритовой породой в ассоциации с ашаритом и в нерастворимом остатке карналлитовой породы. Он образует небольшие кристаллы диаметром около 1 мм.

Стронциоджинорит обнаружен в нерастворимом остатке каменной соли,

стронциохильгардит — в сильвинитовой породе, где оба они присутствуют в виде мелких кристаллов [301, 302].

Отдельные находки борацита, а также сульфоборита и витчита, кроме того, известны в соляных отложениях Йоркшира, эрикаита — на соляном руднике Боулби (Великобритания). Борацит здесь приурочен к тем же типам галогенных пород, что и в ФРГ и ГДР, но встречается в очень небольшом количестве [361]. Сульфоборит и витчит находятся в ассоциации с ангидритом и полигалитом [448]. Эрикаит приурочен к тонкослоистым ангидритам, перекрывающим пласты галит-сильвиновой породы. Он входит в составе желваков размером 1–15 см в длину и 0,5–8 см в ширину в ассоциации с галитом, сильвином, магнезитом, гематитом и тальком. Эрикаит образует мелкие зерна размером до 0,5 мм или псевдокубические кристаллы размером до 3 мм [411]. Хильгардит присутствует в виде разрозненных стяжений в глинистых сильвинитах, обогащенных ангидритом [368]. Наряду с ними в зоне гидратации ангидритов найден улуксит, встречающийся (в районе Нидерэлленбах-Фулда) в ассоциации с целестином, преимущественно в нижней части гипсовой толщи близ контакта с ангидритами. Он образует отдельные прожилки или сплошные массы [394].

Таким образом, бораты в отложениях Северогерманской впадины находятся в тонкорассеянном состоянии. И лишь на контактах прослоев или в тектонически нарушенных галогенных породах они образуют локальные скопления, которые обычно ограничены обедненным бором пространством. Наиболее интенсивно борная минерализация проявлена в соленосных отложениях Стасфуртской серии, которые характеризуются сравнительно небольшой мощностью нижней ангидритовой толщи. В отличие от них в отложениях серий Верра, Лейне и т.д., которые накапливались в бассейнах меньших размеров, основная масса бора рассеяна в глинисто-ангидритовых породах, более мощных у окраин бассейнов и поэтому занимающих, как подчеркивает О. Брайтш [303], в бассейнах небольших размеров относительно большой объем.

Особенностью пермских галогенных отложений Северогерманской впадины, сближающей их по характеру бороносности с соленосными отложениями Прикаспийской впадины, является довольно разнообразное проявление борной минерализации. Среди 16 (без турмалина) разновидностей борных минералов, найденных в отложениях цехштейна, 90% представлено боратами. Они локализируются в прослоях каменной соли, ангидритовой, кизеритовой, каинитовой и лангбейнитовой породы, залегающих в толще калийно-магниевого солей. Иногда бораты встречаются в зоне перехода ангидрита в гипс.

Небезынтересно отметить, что наряду с боратами в пермских галогенных отложениях Северогерманской впадины находятся флюорит и селлаит. Залежи первого из них, открытые близ Гессена, приурочены к пласту доломита, в составе которого флюорит образует выдержанные прослои с содержанием  $\text{CaF}_2$  до 50%, а местами и более [334]. Селлаит присутствует совместно с боратами в калийно-магниевого солях, образуя очень мелкие включения, рассеянные в породе [393].

## Восточно-Европейская борная провинция

Содержание бора в пермских галогенных отложениях Восточной Европы варьирует в широких пределах: от менее 1 г/т до 10–20%  $B_2O_3$  в отдельных прослоях бороносных солей. Бор присутствует либо в виде своих собственных минералов, которые здесь представлены более чем 32 их разновидностями, либо в рассеянном состоянии.

На территории Северного и Среднего Приуралья содержание бора составляет в среднем в доломитах 220 г/т, в ангидритах — 140, в каменной и калийно-магниевого солях — 4 и 6, а в соляных глинах — более 800 г/т [166], что значительно выше, чем, например, в Донбассе (табл. 5). На Верхнепечорском и Верхнекамском месторождениях, расположенных в Предуральском прогибе, содержание бора в каменной и калийно-магниевого солях обычно не превышает 20–100 г/т. В глинистых разностях солей оно увеличивается до 1000 г/т, в прослоях соляных глин — до 1000–1200 г/т. На Верхнекамском месторождении среднее содержание бора в калийно-магниевого солях (включая их глинистые разности) составляет 86 г/т.

На территории Южного Приуралья, в частности в районе Ишимбая, также расположенном в пределах прогиба, каменная соль, как показали исследования Н.М. Страхова и И.Д. Борнеман-Старынкевич [229], практически почти не содержит бор, в то время как в нерастворимом остатке постоянно фиксируется его присутствие. Аналогичная картина наблюдается на Ярбишкадарском месторождении и в районе Мелеуза (соответственно севернее и южнее Ишимбая), где содержание бора в каменной соли, не загрязненной примесью глинистого материала, очень низкое, тогда как в глинистой полигалитовой породе и в глинистых прослоях в солях оно достигает 600–2000 г/т.

Ни на Верхнепечорском, ни на Верхнекамском месторождениях, ни в других районах, расположенных в пределах Предуральского прогиба, проявления борной минерализации не обнаружены. Исключение составляют лишь единичные находки эрикаита [70], который установлен в крайне небольшом количестве на Верхнекамском месторождении в нерастворимом остатке карналлитовой породы, и гидроборачита, включения и желваки которого встречаются в Предуральском прогибе в пределах узкой полосы, непосредственно прилегающей к восточной окраине Восточно-Европейской платформы.

Основная масса бора в каменной и калийно-магниевого солях связана в Предуральском прогибе с примесью терригенно-глинистого материала. В составе последнего в ассоциации с глинистыми минералами на Верхнекамском месторождении отмечается присутствие аутигенных калиевых полевых шпатов. Глинистые минералы на Верхнепечорском и Верхнекамском месторождениях представлены в основном гидрослюдой и хлоритом; в районе Ишимбая наряду с ними встречается корренсит. Очевидно, что бор находится в гидрослюдах, вместе с которыми он рассеян в соляных отложениях.

Среднее содержание других малых элементов в глинах из пермских галогенных отложений в южной части Предуральского прогиба, как и в остальных частях рассматриваемого региона, понижено (табл. 6) по сравнению с их кларками в глинах земной коры и Восточно-Европейской плат-

Таблица 5

Среднее содержание бора в пермских галогенных отложениях Приуралья и Донбасса (г/т)

Порода	Приуралье	Донбасс		
	[166] *	[98]	[81]	[20, 21, 22]
Песчаники	170	46		64
Алевролиты	240	100		110
Аргиллиты	460	122		140
Доломиты	220	50		64
Ангидриты	140	15	20	24
Гипсы	70	5	8	2
Каменная соль	4	15	13	
Каменная соль с содержанием нерастворимого остатка				
до 1%				8
> 1%				25
Сильвиниты и карналлиты	6			
Сильвиниты и карналлиты, включая их глинистые разности				36
Кизерит-лангбейнитовые породы				93-124
Калиино-магниевые соли с содержанием нерастворимого остатка				
до 1%	5			9
до 25%	62			40
Соляные глины	825			54

\* Литературный источник.

формы вследствие разбавляющего влияния соляных минералов. В южной части Предуральского прогиба содержание в глинах хрома, кобальта, никеля, меди и марганца несколько повышено по сравнению с их средним содержанием в целом по территории Приуралья и Прикаспия, тогда как содержание титана, галлия, ванадия, циркония и свинца заметно понижено [172, 178].

В направлении от Урала на запад происходит уменьшение количества и мощности терригенно-глинистых прослоев, убывание примеси глинистого материала, а в составе последнего — содержания гидрослюд. Наиболее отчетливо это проявляется на границе Предуральского прогиба, где развиты литолого-фациальные зоны с содержанием глинистых компонентов более 20%, и восточной окраины Восточно-Европейской платформы, где терригенно-глинистого материала гораздо меньше, а глинистые минералы в составе последнего представлены почти исключительно монтмориллонитом [173, 179]. Во взаимосвязи с этим в указанном направлении наблюдается снижение концентрации бора как в целом в разрезах пермских отложений, так и по отдельным литологическим разностям пород, за исключением ангидритов. Так, если на территории Пермского Приуралья содержание

Таблица 6

Среднее содержание малых элементов (г/т) в глинах из пермских галогенных отложений Приуралья и Прикаспия (по данным спектрального анализа 438 проб)

Элемент	В целом по территории Приуралья и Прикаспия	Южная часть Предуральского прогиба	Восточная окраина Восточно-Европейской платформы	Прикаспийская впадина				
				восточная часть	западная часть	центральная часть		
						Челкар	Сатимола	Индер
Титан	1500	450	200	3200	200	1000	6500	1400
Галлий	8	4	3	10	6	9	10	7
Хром	70	90	10	270	10	40	40	30
Ванадий	40	20	10	100	<10	40	30	20
Кобальт	6	7	1	10	1	5	4	3
Никель	30	60	20	80	6	20	30	30
Медь	20	30	20	25	10	20	20	20
Марганец	300	400	380	540	180	540	220	200
Цирконий	50	10	5	100	20	50	20	30
Свинец	5	0,8	6	10	1	1	6	6

бора в разрезах Предуральского прогиба составляет около 160 г/т [193], то в разрезах прилегающих частей Восточно-Европейской платформы оно примерно в 1,5 раза меньше. На территории Южного Приуралья содержание бора в глинах Предуральского прогиба достигает, как уже отмечалось, 1200–2000 г/т, тогда как в глинах на окраине платформы она обычно не превышает 180–260 г/т.

В этом же направлении наблюдается закономерное снижение содержания в глинах многих малых элементов. Как показывает статистическая обработка данных спектрального анализа, проведенная с использованием порядкового критерия Х Ван дер Вардена, на территории Приуралья намечаются два наиболее резких перепада концентраций: при переходе от осевой части Предуральского прогиба к его западному борту (титана, галлия, никеля, меди, марганца, бериллия) и при переходе от восточной окраины Восточно-Европейской платформы к ее центральным частям (меди и свинца). Такое распределение малых элементов позволяет выделить в пределах территории Южного Приуралья три меридионально вытянутые геохимические зоны. Первая из них отвечает восточной и осевой частям Предуральского прогиба, вторая, или средняя, — его западной части и восточной окраине Восточно-Европейской платформы, третья — ее центральным частям.

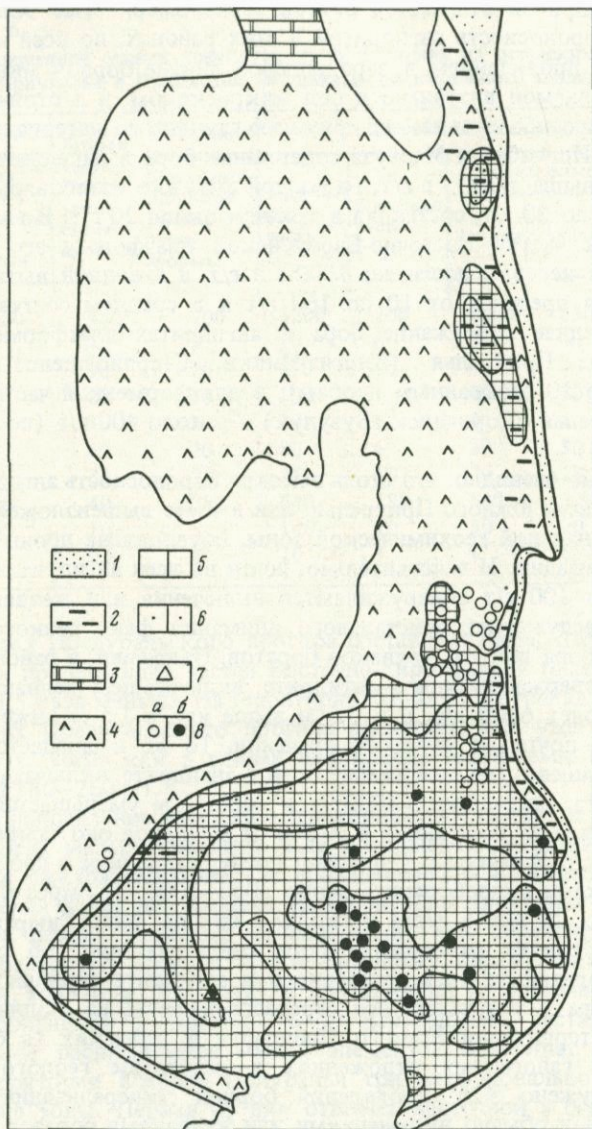
На фоне общего уменьшения концентрации бора в разрезах пермских галогенных отложений в направлении с востока на запад обращает на себя внимание некоторое возрастание его содержания в ангидритах, которое по сравнению с содержанием в Предуральском прогибе увеличивается в прилегающих частях Восточно-Европейской платформы, в частности в южных районах платформенной части Среднего Приуралья, почти в 3 раза. Содержание бора на контакте ангидритов с другими галогенными породами на отдельных участках здесь достигает  $1000 \cdot n$  г/т. Распределение бора в

пластах ангидритов отличается резкой неравномерностью. Аномально повышенная бороносность ангидритов в этих районах, по всей вероятности, обусловлена проявлением в зародышевой форме борной минерализации, не обнаруживаемой визуально и под микроскопом, и в отличие от Предуральского прогиба не связана с примесью глинистого материала.

В районе Ишимбая и Мелеуза содержание бора в ангидритах, как правило, не превышает  $100 \cdot \text{п г/т}$ , а в водной вытяжке из них варьирует в пределах от 10 до 30 г/т, составляя в среднем около 20 г/т. В то же время в прилегающих частях Восточно-Европейской платформы его содержание в ангидритах нередко достигает  $1000 \cdot \text{п г/т}$ , а в водной вытяжке из них колеблется в пределах от 10 до 160 г/т и в среднем составляет около 100 г/т. Среднее содержание бора в ангидритах платформенной части Башкирского Приуралья (Киргиз-Мияки, Стерлибашево) составляет 1000 г/т (по 50 отобраным пробам), в платформенной части Оренбургского Приуралья (Сорочинск, Бузулук) — около 400 г/т (по 32 отобраным пробам).

Совершенно очевидно, что столь высокая бороносность ангидритов платформенной части Южного Приуралья, или в свете вышеизложенного — второй меридиональной геохимической зоны, обусловлена проявлением борной минерализации. И действительно, почти во всех ангидритах с содержанием бора  $\geq 100 \text{ г/т}$  обнаруживаются включения или желваки боратов. При этом заслуживает пристального внимания факт резкого снижения содержания бора вокруг желваков боратов. Например, в районе пос. Киргиз-Мияки содержание бора в ангидрите, включающем желвак гидробората, составляет 6400 г/т, а в 0,5 м выше или в 1,5 м ниже по разрезу уменьшается почти до нулевого значения. То же наблюдается в районе пос. Стерлибашево, где содержание бора в ангидрите, включающем желвак гидробората, составляет 13000 г/т, а через 1 м уменьшается до 80 г/т. В обоих случаях на расстоянии в 3–5 м от желваков оно "выравнивается" до 400–600 г/т. В районе г. Сорочинска содержание бора в пробах ангидритов с желваками гидробората равно 2000–3000 г/т, через 0,2–1 м оно снижается до 20 г/т, а через несколько метров снова "выравнивается". Подобный характер размещения бора свидетельствует об образовании желваков боратов за счет рассеянного в ангидрите первично-седиментационного бора в результате его перераспределения на стадии эпигенеза.

Всего на территории Южного Приуралья в пермских (в основном в кунгурских) галогенных отложениях в результате геолого-поисковых работ обнаружено 426 проявлений борной минерализации (рис. 8), представляющих обычно включениями или желваками боратов. Подавляющее их количество выявлено южнее широты поднятия Каратау на восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Встречаются они в различных частях разреза. Распределение боропроявлений не только по площади, но и по вертикали весьма неравномерное. В некоторых скважинах отдельные интервалы почти сплошь насыщены включениями или желваками боратов, тогда как в других скважинах они встречаются через несколько дециметров или метров, нередко через десятки или сотни метров, а иногда и вообще отсутствуют. Спорадическое развитие борной минерализации является в рассматриваемом регионе характерной особенностью.



Р и с. 8. Схема размещения проявлений борной минерализации в кунгурских галогенных отложениях Восточной Европы

1 — терригенные породы; 2 — галогенные отложения с повышенным содержанием терригенно-глинистого материала; 3 — карбонатные породы (в основном доломиты); 4 — доломиты и ангидриты (с преобладанием последних); 5 — каменная соль; 6 — калийно-магниевые соли; 7—8 — проявления минерализации: 7 — боросиликатов, 8 — боратов: а — в слабодислоцированных отложениях, б — на солянокупольных структурах

Борные минералы, обнаруженные на территории Южного Приуралья, представлены главным образом гидроборатом. Известна также единичная находка хаулита, который встречен в доломитах близ с. Шкапово, где он образует небольшие желваки размером до 3 см [48].

В Башкирском Приуралье гидроборат чаще всего встречается в пределах Федоровско-Стерлибашевского и Рязано-Охлебнинского валов. На территории первого из них он находится в прослоях и пластах ангидритов, залегающих ниже или внутри толщи каменной соли, реже в самой каменной соли, местами содержащей включения или прослойки сильвинита. Гидроборат представлен отдельными удлинено-вытянутыми кристаллами или округлыми желваками размером до 10–15 см. Последние иногда располагаются на контакте прослоев или пластов ангидрита с каменной солью, не нарушая при этом первичной слоистости, но чаще — по трещинам в ангидритах. В каменной соли с примесью сильвина гидроборат иногда встречается в ассоциации с калиборитом. В пределах Рязано-Охлебнинского вала гидроборат находится в зоне гипергенной гидратации ангидритов, на участках трещиноватого и кавернозного гипса — вблизи его контакта с ангидритом в виде кристаллов или желваков размером до 8–12 см, имеющих радиально-лучистое или игольчатое строение. В гипс-ангидритовой толще он нередко находится в ассоциации с ашаритом, улкситом и пробертитом, которые обычно выполняют трещины и каверны или образуют на их стенках налеты и корочки.

В Оренбургском Приуралье, на Марьевской, Бикуловской, Имангуловской и Янгизской структурах, расположенных в зоне Салмышских дислокаций, гидроборат находится в толще каменной соли, содержащей зерна сильвина. Он приурочен к прослоям и пластам ангидрита, в которых встречается в виде одиночных кристаллов, радиально-лучистых или игольчатых агрегатов размером до 2–4 см. На Нежинской, Гребеньской, Джуан-Тюбинской и Красноярской структурах, расположенных южнее, гидроборат также встречается либо в прослоях и пластах ангидрита, часто содержащих примесь доломита или включения галита, либо в каменной соли, обычно с включениями или прослоями ангидрита, тяготея к зонам частого переслаивания этих пород. Он находится в виде удлинено-шестоватых или игольчатых кристаллов длиной до 5–6 см и округлых желваков радиально-лучистого строения размером до 5–8 см, иногда образует небольшие линзочки или прослойки мощностью до 5–10 см, сложенные тонкокристаллическим агрегатом спутанно-волокнутого строения. Наряду с гидроборатом в каменной соли изредка встречаются отдельные включения бората.

Западнее названных структур, вплоть до Сорочинска и Бузулука, пермские галогенные отложения очень слабо изучены с точки зрения их борности. В Сорочинском и Бузулукском районах бораты, представленные в основном мелкими кристалликами гидробората, встречаются значительно реже. Если в разрезах Имангуловской или Нежинской структур местами наблюдается до 10 кристаллов или желваков гидробората, то в 150–200 км западнее — уже не более 2–3. Обычно они приурочены к прослоям ангидрита или глин монтмориллонитового состава.

На большей части территории Поволжья, в частности в Татарии, согласно исследованиям Л.М. Миропольского [150], бор в галогенных отложениях

самостоятельных соединений не образует и присутствует в рассеянном состоянии в качестве незначительной примеси. Исключение составляют единичные находки кристаллов гидроборачита, приуроченные к глинисто-карбонатным участкам в галогенных породах или к зоне перехода ангидрита в гипс [87].

Приведенные данные о бороносности различных частей территории Приуралья и Поволжья иллюстрируют преимущественную локализацию боратов на восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Здесь они образуют протяженную зону, линейно вытянутую в меридиональном направлении вдоль Урала, которая начинается от широты поднятия Каратау и на юге уходит в Прикаспийскую впадину. Особенностью пермских галогенных отложений рассматриваемого региона является сравнительно однообразный состав присутствующих в них борных минералов, представленных восемью их разновидностями. Явно доминирующее положение среди них занимает гидроборачит, который локализуется либо в пластах ангидрита, залегающих в толще каменной соли, либо в зоне перехода ангидрита в гипс.

Содержание бора в пермских галогенных отложениях Северного Прикаспия по сравнению с Приуральем значительно выше. Однако не во всех частях региона бороносность пород одинаково высокая.

В северной части Прикаспийской впадины, на Соль-Илецкой и Линевской солянокупольных структурах, бораты, представленные гидроборачитом, впервые обнаруженным А.А. Ивановым еще в 1934 г., встречаются в толще каменной соли, содержащей прослой и пласты ангидрита и полигалита. Они спорадически рассеяны в виде радиально-лучистых агрегатов размером 1–2,5 см. На Григорьевской структуре, отличающейся высокой насыщенностью каменной и калийно-магниевого солей глинистым материалом, в нерастворимом остатке каменной соли отмечается лишь люнебургит. В восточной части впадины, на Жилианской солянокупольной структуре, бораты, представленные гидроборачитом и сульфоборитом [135], находятся в полигалитовой и сильвинитовой зонах. В первой из этих зон бораты встречаются в основном в пластах каменной соли в виде включений или желваков. Во второй, сильвинитовой зоне они локализуются на контактах ангидритовых и сильвинитовых пластов в виде отдельных прослоев. Гидроборачит распространен значительно шире, чем сульфоборит. На Акджарской солянокупольной структуре бораты, представленные гидроборачитом и калиборитом, находятся в полигалитовой и карналлитовой зонах. В обеих зонах они приурочены к пластам ангидрит-галитовой породы или каменной соли. В этих пластах они образуют маломощные прослой. Гидроборачит преобладает в полигалитовой зоне, калиборит – в карналлитовой. На солянокупольной структуре Макат бораты обнаружены в нерастворимом остатке сильвинитовой породы, где они представлены зернами стронциохильгардита [110]. На солянокупольной структуре Жиренкара бораты найдены в кизерит-гергейтсодержащих прослоях среди каменной соли в виде включений или гнезд борачита. Другие солянокупольные структуры восточной части впадины (Тамдыкуль, Саркумак и т.д.) изучены с точки зрения бороносности, особенно в ее южных районах, значительно слабее. Но и на них известны находки боратов, обнаруженные в прослоях или гнездах ангидрита среди каменной соли.

В составе соляных глин в восточной части впадины присутствуют гидрослюда, хлорит и монтмориллонит. Содержание последнего обнаруживает тенденцию к существенному возрастанию в юго-западном направлении, где он местами (Санкубай) приобретает доминирующее положение. В вышележащих граувакках монтмориллонит находится в ассоциации с аутигенными анальцимом и давсонитом [157]. Содержание в глинах титана, хрома и многих других малых элементов на востоке впадины значительно выше, чем в Предуральском прогибе (см. табл. 6).

В западной части впадины, на Озинской солянокупольной структуре, содержание бора в галогенных породах обычно не превышает нескольких сот граммов на тонну и лишь в единичных случаях достигает 1000–3000 г/т при его среднем содержании в каменной и калийно-магниевого солях около 58 г/т [132]. Содержание бора в чистых разностях как каменной соли, так и сильвинитовой, карналлитовой и бишофитовой пород, не "загрязненных" примесью глинистого материала, крайне низкое. В ангидрит- и кизерит-галитовой породе оно повышается до 1000–3000 г/т, однако бораты в ней не обнаружены. С возрастанием примеси глинистого материала увеличивается и концентрация бора в солях: в каменной соли — до 1000 г/т, в карналлите — до 100 г/т, в бишофите — до 600 г/т. На Быковской солянокупольной структуре содержание бора как в каменной соли, так и в сильвинитовой, карналлитовой, бишофитовой породах также не превышает нескольких сот граммов на тонну, и только в отдельных пробах из ангидрит-галитовой породы, сильно глинистых карналлитов, бишофитов и соляных глин достигает 1000–3000 г/т. Бораты не обнаружены. На Эльтонской солянокупольной структуре содержание бора в преобладающей массе каменной и калийно-магниевого солей обычно варьирует в тех же пределах, что и на Озинской или Быковской. Оно возрастает лишь в ангидритовой и кизеритовой породах, содержащих включения карналлита. В этих породах обнаружена вкрапленность борацита и хильгардита [213]. Однако названные минералы встречаются в небольшом количестве. На Баскунчакской солянокупольной структуре содержание бора в каменной и калийно-магниевого солях не превышает 100 г/т. Бораты не обнаружены.

В составе соляных глин в западной части впадины явно преобладают гидрослюды. На отдельных структурах, характеризующихся присутствием в солях примеси пирокластического материала, появляется монтмориллонит, содержание которого заметно возрастает в юго-восточном направлении, где местами он доминирует. В ассоциации с ним в соляных отложениях присутствуют кальцит и цеолиты. Содержание в глинах титана, хрома и большинства других малых элементов на западе впадины значительно ниже, чем в Предуральском прогибе (см. табл. 6).

Среди рассмотренных солянокупольных структур западной части впадины, совсем или почти не содержащих бораты, выделяются отдельные структуры, весьма интересные с точки зрения их бороносности. На одной из этих структур, Азгирской, борные минералы, представленные в основном сирлезитом, находятся в тенардит-галитовой толще. В составе этой толщи они встречены в пластах каменной соли, обогащенной пирокластическим материалом, монтмориллонитом и цеолитами. Сирлезит образует кристаллы размером около 0,3 мм, нередко также небольшие друзы.

Его содержание колеблется от 1–2 до 6% [136]. На другой структуре бораты находятся в мощной толще калийно-магниевых солей. Они встречаются в глинистых доломитах, доломит-ангидритовых породах и карналлитсодержащих ангидритах, залегающих в составе этой толщи, в виде включений гидроборацита и борацита, реже стронциоборита, а также в брекчированных разностях пород того же состава, сцементированных галитом и карналлитом, в виде включений или гнезд борацита, преобразенскита и хильгардита. В полигалит- и сильвинитсодержащей каменной соли, как и в полигалитовой и сильвинитовой породе, бораты присутствуют в виде включений, желваков или маломощных прослоев сульфоборита, борацита и калиборита, в пластах карналлитовой породы, содержащей ангидрит, бишофит и примесь глинистого материала существенно монтмориллонитового состава, — в виде тонких прослоев хильгардита [104].

Таким образом, в краевых частях Прикаспийской впадины, как и на Восточно-Европейской платформе, наблюдается достаточно ясно выраженная тенденция к уменьшению интенсивности проявлений борной минерализации в направлении с востока (Жиланка, Акджар) на запад (Озинки, Быково, Эльтон, Баскунчак). Исключение составляют лишь отдельные районы в юго-западной части впадины. Слабая изученность бороносности юго-восточной и отсутствие данных о бороносности южной частей впадины затрудняют прослеживание подобных тенденций в меридиональном направлении. Однако, учитывая характер изменения бороносности как в целом по краевым частям впадины, так и в отдельности по более изученной ее западной части, есть некоторые основания предполагать возможность нахождения в отдельных районах юго-восточной и южной частей впадины солянокупольных структур с более интенсивно проявленной борной минерализацией, чем в упомянутых районах ее юго-западной части.

В центральной части Прикаспийской впадины располагаются солянокупольные структуры, отличающиеся не только интенсивностью, но и разнообразием проявления борной минерализации как в соляной толще, так и в связанных с ней гипсовых шляпах. Наибольший интерес среди них вызывают три структуры.

На первой структуре в составе соляной толщи выделяются нижняя и верхняя зоны каменной соли и средняя зона калийно-магниевых солей. Последняя представлена нижней сильвинит-карналлитовой, первой галитовой, карналлит-бишофитовой, второй галитовой и верхней сильвинит-карналлитовой подзонами.

Наиболее высокие концентрации боратов в соляной толще этой структуры приурочены к зоне калийно-магниевых солей. Согласно исследованиям И.И. Халтуриной и др. [248, 249], основная масса боратов находится в карналлит-бишофитовой подзоне, где они в основном локализируются на контактах различных по химическому составу солей: ангидрита или кизерита с карналлитом, галита с бишофитом. В этой подзоне распространены борацит, хильгардит, преобразенскит, галургит, аксаит и джинорит, а в подстилающей и перекрывающей ее галитовых подзонах — в основном борацит и хильгардит. В меньшем количестве бораты находятся в сильвинит-карналлитовых подзонах, где они представлены калиборитом, сульфоборитом, пинноитом и ашаритом.

В зоне калийно-магниевых солей борацит и хильгардит локализируются

в ангидритовых, кизеритовых или галитовых прослоях, залегающих в карналлитовых и бишофитовых пачках, особенно на контактах этих прослоев с вмещающими породами, где они находятся в тесной ассоциации с глинисто-карбонатным веществом, пелитоморфным карбонатом и тонкоагрегативным ангидритом. Совместно с борацитом присутствуют преобразованный, галургит и аксаит, совместно с хильгардитом встречен джинорит. Галургит и аксаит особенно часто встречаются в каменной соли с примесью ангидрита и кизерита, а также в бишофитовой породе [19, 103]. Калиборит и сульфоборит локализируются в слоях сильвинитовой и карналлитовой породы, содержащей ангидрит и полигалит. Гидроборацит обнаружен в ангидрит-галитовой породе и каменной соли, стронциоборит — в брекчированной магнезит-галитовой породе, перекрывающей бишофитовую пачку, и в нерастворимом остатке бишофитовой породы [103]. Отмечаются также единичные находки метаборита в каменной соли [137], альджанита и челкарита в нерастворимом остатке бишофитовой породы [261].

По данным И.И. Халтуриной [248], первичные залежи представляли собой линзообразные и пластообразные тела с шлейфами рассеянной минерализации по простиранию, претерпевшие в дальнейшем сильные изменения в своей морфологии. В составе таких тел бораты находились в виде мелких стяжений и тонких прослоев.

В бороносной зоне калийно-магниевых солей отмечается повышенное содержание нерастворимых в воде продуктов (глинистого материала, карбонатов кальция и магния, сульфатов кальция и т.д.). Так, согласно подсчетам М.Д. Диарова, среднее содержание нерастворимого в воде остатка составляет в этой зоне 19,11% (по данным 481 анализа), в то время как во вмещающей ее каменной соли — всего 7,10% (по данным 809 анализов), т.е. втрое ниже. В карбонатно-глинистых породах, присутствующих на этой структуре в зоне калийно-магниевых солей, содержание нерастворимого в кислоте остатка (терригенно-глинистая часть) составляет, по данным В.В. Лобановой, 37—40%. При этом на долю глинистой фракции приходится 70%. В составе соляных глин широким распространением пользуются наряду с хлоритом и монтмориллонитом смешанослойные минералы типа слюда—монтмориллонит. Содержание в глинах малых элементов не превышает их средних значений по всей территории Приуралья и Прикаспия. Исключение составляют лишь марганец и галлий, которые присутствуют в несколько повышенных количествах. Весьма интересно, что между концентрацией бора и содержанием нерастворимого в воде остатка в некоторых скважинах наблюдается прямая связь.

Иной парагенетический комплекс минералов наблюдается в зоне выщелачивания бороносных солей и развитой по ним гипсовой шляпе, где доминирующую роль играют наряду с гидроборацитом и ашаритом такие чуждые соляной толще бораты, как улуксит, иньбит, колеманит и пандермит. Определенный интерес представляет находка В.В. Лобановой в гипсовой шляпе сассолина, образующего гнездо диаметром 0,5 см.

На второй структуре в составе соляной толщи также выделяются нижняя и верхняя зоны каменной соли и средняя зона калийно-магниевых солей. Последняя характеризуется широким развитием кизерит-галитовой, кизеритовой, полигалит-галитовой, полигалитовой, а также ангидрит-гали-

товой и каинит-галитовой породы, глинистой в нижней части разреза, чередующейся с прослоями и пластами каменной соли, магнезитов, сильвинитовой и карналлитовой пород.

Наиболее высокие концентрации боратов в соляной толще этой структуры приурочены к средней (кизерит-полигалит-сильвинит-карналлитовой) зоне. Согласно исследованиям И.И. Халтуриной и др. [288, 289], основная масса боратов находится в кизерит-, полигалит- или каинит-галитовых, часто глинистых, пачках средней зоны, в составе которых они локализируются преимущественно на участках частого переслаивания различных по химическому составу солей сульфатной и хлоридной линии, особенно на их контактах. Здесь распространены борацит, калиборит, сульфоборит, сатимолит, преображенскит, галургит, пинноит, ашарит, гидроборацит; иногда встречается также витчит. В меньшем количестве бораты находятся в нижней зоне каменной соли, где обнаружена рассеянная минерализация калиборита, сульфоборита, пинноита, ашарита и в верхней зоне, где установлена рассеянная минерализация борацита, гидроборацита, стронциохильгардита, стронциоджинорита.

В зоне калийно-магниевого солей борацит, калиборит, сульфоборит и преображенскит локализируются в прослоях кизерит-, каинит-, полигалит- и ангидрит-галитовой породы или пластах каменной соли, залегающих между пластами сильвинитовой или карналлитовой породы. Сатимолит находится главным образом в глинистых разностях галит-полигалитовой, реже кизерит-полигалитовой или магнезит-полигалитовой породы [165]. Галургит встречается преимущественно в прослоях полигалит-галитовой и полигалитовой породы. Наибольшие количества пинноита приурочены к каинит-галитовой породе. Отмечаются единичные находки волковскита в каменной соли [106] и буры (кернита?) в глинистых разностях солей и в магнезит-полигалитовой породе. Известны также находки витчита в прослоях каменной соли и полигалит-галитовой породы.

Кизерит-галитовые и полигалит-галитовые породы, слагающие бороносные пачки средней зоны, характеризуются повышенным содержанием магнезита, которое достигает, по данным Х.К. Камашева и др., в кизеритах 9,8%, в полигалитах — 5,2%. Присутствуя в сильвинит-карналлитовой зоне в качестве примеси в кизерите и полигалите или в виде отдельных прослоев и пластов в верхней зоне каменной соли, он образует довольно значительные тела, отличающиеся неправильной формой.

Согласно подсчетам М.Д. Диарова, среднее содержание нерастворимого в воде остатка в бороносной зоне калийно-магниевого солей составляет 12,89% (по данным 555 анализов), тогда как во вмещающей ее каменной соли — всего 3,93% (по данным 1307 анализов), т.е. втрое ниже. В составе соляных глин широким распространением пользуются наряду с хлоритом и гидрослюдой смешанослойные минералы типа слюда—монтмориллонит. Содержание в глинах малых элементов не превышает их средних значений по всей территории Приуралья и Прикаспия. Исключение составляют лишь титан и галлий, которые присутствуют в несколько повышенных количествах. Здесь также между концентрацией бора и содержанием нерастворимого в воде остатка в некоторых скважинах наблюдается прямая связь. Повышенное содержание нерастворимых продуктов в калийно-магневых солях по сравнению с вмещающей их каменной солью обуславливает

образование на эрозионном срезе соляного массива в местах выходов продуктивных горизонтов более мощных скоплений элювия, отчетливо выделяющихся в погребенном рельефе. Подобная зависимость с успехом использовалась М.Д. Диаровым и др. для поисков продуктивных горизонтов на этой и других структурах.

В гипсовой шляпе рассматриваемой структуры наряду с боратами присутствует сера. Ее содержание достигает 5–10% [109].

На третьей структуре самыми распространенными в соляной толще боратами являются борациит, преобразенскит, калиборит, сульфоборит, ашарит и гидроборациит. Реже встречаются хильгардит, пинноит и др. Наибольшие их концентрации находятся в кизерит-карналлитовой и полигалит-сильвинитовых пачках, где они залегают большей частью в слоях кизерит-, полигалит- или каинит-галитовой породы. Гидроборациит содержится также в лежачих выше ангидритах и галопелитах, где он обычно приурочен к трещинкам в породе. Вместе с боратами в каменной соли местами отмечается фтор в виде селлаита. Его содержание достигает 2,5% [273]. В составе глинистых прослоев большую роль играют неупорядоченные смешанослойные типа хлорит-монтмориллонит, монтмориллонит и лейкофиллит, которые стадийно развиваются по вулканическому пеплу, по-видимому трахилипаритового состава [230]. В залегающих выше галопелитах находятся смешанослойные минералы типа слюда-монтмориллонит.

В зоне выщелачивания бороносных пород соляной толщи по мере приближения к соляному зеркалу все более широкое развитие приобретают, по данным М.Н. Годлевского и Я.Я. Яржемского, гидроборациит, ашарит, улесит и иньоит. Над соляным зеркалом, наряду с перечисленными выше минералами, отмечается данбурит, широко распространены пандермит и колеманит, иногда встречаются индерборит, курнаковит и индерит. Боратовые скопления частично или полностью замещаются карбонатами или гипсом. В ассоциации с ними часто встречается сепиолит [373].

Характерной особенностью описанных структур, важной для понимания генезиса галогенных боратов и оценки бороносности соляных толщ [170; 175], является приуроченность основной массы боратов к зонам развития калийно-магниево-солей, а в пределах этих зон приуроченность к прослоям ангидритовой, кизерит-, полигалит- или каинит-галитовой породы. Эта же особенность более или менее отчетливо проявлена на соляных куполах Круглом и Лебяжинском, где бораты встречены в прослоях кизеритовой породы, на куполе Шугуль, где они приурочены к прослоям полигалитовой породы, и т.д.

Изученность солянокупольных структур центральной части Прикаспийской впадины далеко не одинаковая. Поэтому трудно судить о тенденциях изменения здесь борной минерализации в том или ином направлении. Если границу восточной и западной половины впадины условно провести по реке Урал, то становится видно, что явно подавляющее большинство бороносных структур располагается в восточной половине впадины. Обращает на себя внимание и то обстоятельство, что основная масса боратов на первой из трех описанных высокороносных солянокупольных структур приурочена к карналлит-бишофитовой зоне, тогда как на двух других и соседних с ними солянокупольных структурах, распо-

ложенных южнее (Шоктыбай, Харкинская, Джамантау, Кыз), — к сильвинит-карналлитовой или даже к сильвинитовой зонам при сопоставимой величине содержания боратов в этих зонах. Возникает вопрос: продолжается ли эта тенденция в южном направлении? Если продолжается, то в отдельных районах на юге впадины следует ожидать аналогичные концентрации боратов в отложениях, накопившихся на еще более ранних стадиях галогенного процесса, или более высокие их концентрации в солях, накопившихся на тех же стадиях галогенного процесса, что и на трех описанных выше структурах.

Особенностью пермских галогенных отложений Прикаспийской впадины является исключительно разнообразное проявление в них борной минерализации. Среди 32 разновидностей борных минералов, найденных в пределах впадины, 90% представлено боратами. По сравнению с восточной окраиной Восточно-Европейской платформы скопления боратов в Прикаспийской впадине "сдвинуты" на более высокую ступень осолонения. Они локализируются либо в прослоях каменной соли, ангидритовой, кизеритовой, полигалитовой и каинитовой породы, залегающих в толще калийно-магниевого солей, либо в гипсовой шляпе соляных куполов, причем между интенсивностью проявления борной минерализации и разнообразием минеральных видов бора на соляных куполах существует прямая зависимость, впервые подмеченная И.И. Халтуриной с соавторами [289].

Небезынтересно отметить, что наряду с боратами в кепроках соляных куполов Прикаспийской впадины находится самородная сера. Ее скопления встречаются не только в гипсах, но и в вышележащих карбонатных породах. Исходя из аналогии с соляными куполами, распространенными на побережье Мексиканского залива, к которым приурочены крупные месторождения самородной серы, в гипс-карбонатных кепроках отдельных куполов Прикаспийской впадины следует ожидать более интенсивное осернение пород (вплоть до образования промышленных залежей).

В пределах Уметовского поднятия, расположенного в месте сочленения Прикаспийской впадины с Доно-Медведицкими дислокациями, борная минерализация представлена гидроборатом, который обнаружен в карбонатно-глинисто-ангидритовой породе. Он встречается в виде мелких кристаллов, находящихся среди комочков карбонатно-глинистого материала и содержащих включения таких же комочков [52].

В северо-западной части Донбасса содержание бора в пермских галогенных отложениях весьма низкое — от нескольких граммов на тонну до 500 г/т и составляет в среднем в ангидритах 20 г/т, гипсах — 5 и в солях с небольшим содержанием нерастворимого остатка — около 10 г/т. Борные минералы обнаружены лишь в гипс-ангидритовых отложениях, где они локализованы на участках трещиноватых и кавернозных гипсов вблизи их контакта с ангидритами. Они обычно представлены гидроборатом, иньонитом, улеситом и проберитом [20, 21, 81, 82]. Как и в пределах Рязано-Охлебнинского вала, эти бораты выполняют трещины и каверны, в которых совместно с ними часто находятся мирабилит и тенардит, иногда целестин.

В солях бораты не обнаружены. Содержание в них бора неуклонно возрастает по мере увеличения концентрации нерастворимого остатка.

В составе последнего может преобладать либо ангидритовое, либо глинистое вещество, которое имеет существенно гидрослюдистый состав. Рост содержания бора зависит, по данным В.П. Боброва [21], от нахождения в солях как ангидрита, так и глины, с которыми и связана его основная масса.

Особенностью пермских галогенных отложений Северо-Западного Донбасса является весьма однообразный состав борных минералов, представленных четырьмя разновидностями боратов. Все они встречаются лишь в зоне перехода ангидрита в гипс и отсутствуют в солях.

Всего в пермских отложениях установлено 36 разновидностей борных минералов (из которых до 90% приходится на бораты). Из них 16 выявлено в Северогерманской, 32 – в Прикаспийской впадинах.

### ТРИАСОВЫЙ–МЕЛОВОЙ ЭТАПЫ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ БОРА

В триасовых толщах проявления борной минерализации, представленные данбурином, приурочены к морским галогенным отложениям, распространенным в Восточном Предбалканье. Данбурит образует в доломит-ангидритовых породах конкреции овальной, округлой или прихотливой формы. Размер конкреций варьирует от долей миллиметра до 3–4 мм. Предполагается их диагенетическое и (или) катагенетическое происхождение [325, 423].

В юрских толщах проявления борной минерализации встречены в морских галогенных отложениях, распространенных в Средней Азии на юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Борные минералы также представлены в основном данбурином, который находится в ангидритовой толще, подстилающей пласты каменной и калийно-магниевого солей. По данным Д. Ишниязова и Н.А. Папиева [91], данбурит локализуется у подошвы и кровли этой толщи, где он приурочен к доломит-ангидритовой породе и прослоям ангидритов в каменной соли, а также к гипсам, находясь в этих породах в ассоциации с вулканическим пеплом и глинистыми продуктами, возникшими в результате его изменения. Горизонты данбуритсодержащих ангидритов и гипсов имеют широкое площадное распространение. По данным С.С. Коробова, С.В. Малинко и В.И. Седлецкого [111], данбурит встречается в виде включений округлой формы размером от тысячных долей сантиметра до 3–4, иногда 6 см в поперечнике, которые нередко пересекаются трещинками, выполненными гипсом. В зоне гидратации ангидритов эти включения частично или полностью замещены гипсом. Совместно с данбурином находится кремний, образующий желваки округлой формы размером от 0,5 до 10 см, а также целестин. Данбурит, как и вмещающие его гипсы, часто рассланцован [147]. Неподалеку от выходов данбуритсодержащих гипсов в резко пониженных участках рельефа с неглубоким залеганием грунтовых вод (в нескольких метрах выше их современного уровня) встречаются также улексит и пробертит в виде округлых выделений в гипсах. Судя по реликтам данбурита, обнаруживаемым иногда в таких выделениях, он служил либо исходным материалом, либо затравкой для кристаллизации улексита и пробертита.

В пластах каменной и калийно-магниевого солей бораты отсутствуют. На Тюбегатанском калийном месторождении, расположенном в периферийной части соленосного бассейна, содержание бора в соляных глинах

гидрослюдистого состава достигает 600—680 г/т [205]. Основная его масса рассеяна в солях вместе с этими глинами. На Карабильском калийном месторождении, расположенном в центральной части того же бассейна, наиболее высокое содержание водорастворимого бора отмечается в подстилающих и промежуточных пачках каменной соли, которая обычно характеризуется незначительной примесью водонерастворимого остатка (порядка 0, п%), самое низкое — в силвинитовых и карналлитовых пластах, отличающихся присутствием водонерастворимого остатка в больших количествах (около 5—7%) [62, 63]. Это заставляет предполагать нахождение здесь большей части водорастворимого бора в составе жидких включений. В пользу этого свидетельствует также необычно высокое его содержание в сверхкрепких рассолах, приуроченных к верхнеюрским галогенным отложениям. В отдельных пунктах оно составляет 500—600 мг/кг и более.

Особенностью триасовых и юрских отложений является широкое развитие боросиликатной минерализации в доломит-ангидритовой толще при полном отсутствии борных минералов в соляной толще, где основная масса бора присутствует в составе глинистого материала и жидких включений. Эти отложения по характеру бороносности во многом напоминают галогенные отложения девонского возраста, в которых также развита боросиликатная минерализация в доломит-ангидритовых отложениях при очень слабом и однообразном ее проявлении в солях. В триасовых отложениях встречена одна, в юрских — три разновидности борных минералов. Улексит и пробертит являются переотложенными.

В меловых толщах проявления борной минерализации или отсутствуют, или не охарактеризованы. С точки зрения бороносности интересны многоциклическая серия морских соляных отложений НРК (Народной республики Конго), включающих в себя мощные (до 17—18 м) пласты калийно-магниевых солей, а также континентальные вулканогенно-осадочные отложения Монголо-Охотской области и Охотско-Чукотского пояса, заполняющие межгорные, приразломные впадины.

#### ПАЛЕОГЕНОВЫЙ ЭТАП МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ БОРА

В палеогеновых толщах проявления борной минерализации открыты в озерных отложениях, распространенных в США.

К раннепалеогеновым (?) озерным отложениям<sup>1</sup> приурочены месторождения боратов Вайт Бэсин и Кэлвилл Воч, расположенные в Большом бессточном Бассейне восточнее хребта Амаргосы (шт. Невада). Озерные отложения, вмещающие бораты, сложены в основном известковыми туфами и глинистыми сланцами, содержащими прослой вулканического пепла. Бораты представлены преимущественно колеманитом. Иногда встречается также иньоит. На первом из названных месторождений вскрыт выдержанный пласт колеманита мощностью до 3—5 м, прослеженный на расстояние около 1 км. Кроме того, на каждом из этих месторождений имеется несколько пластов колеманита меньшей мощности [58, 442 и др.].

<sup>1</sup> Возраст озерных отложений не установлен, предполагается как раннепалеогеновый, но, возможно, является позднепалеогеновым или неогеновым.

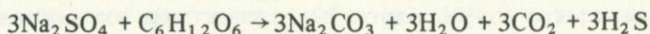
Особенностью раннепалеогеновых (?) карбонатно-глинистых отложений является интенсивное проявление борной минерализации при весьма однообразном ее составе. В них установлены лишь колеманит и иньоит.

В среднепалеогеновых озерных отложениях проявления борной минерализации, представленные боросиликатами, встречены в Скалистых горах в пределах обширных впадин Грин-Ривер (шт. Вайоминг), Уинга (шт. Юта) и Пайсиенс Крик (шт. Колорадо). Озерные отложения формации Грин-Ривер, выполняющие эти впадины, сложены тонкослоистыми глинами, аргиллитами, алевролитами, мергелями, глинистыми известняками и доломитами, мергелистыми песчаниками, часто нефтегазоносными или битуминозными, с включениям пирита и пирротина. К средней части формации Грин-Ривер приурочено более 40 пластов, сложенных тронной или тронной с галитом, мощностью от нескольких сантиметров до 5–10 м, а иногда и более. Во впадине Грин-Ривер в пластах мощностью более 1 м запасы оцениваются: троны – 67 млрд. т, троны с галитом – 36 млрд. т. В ассоциации с тронной находятся другие содовые минералы: нахколит, вегшайдерит, сода, эйтелит, шортит, пирсонит, гейлюссит и давсонит [84, 299, 327 и др.]. В содоносных отложениях формации Грин-Ривер содержатся многочисленные прослои туфов андезитового и липаритового состава мощностью от 1–5 см до 0,5 м. Кроме того, в них обнаружены осадки термальных источников, представляющие собой подводные травертины. Они сложены белыми брекчиевидными глинистыми известняками, в которых содержатся многочисленные прожилки кальцита и кремня. Осадки некоторых источников залегают на площади 76 × 36 м<sup>2</sup> и имеют высоту до 15 м [300].

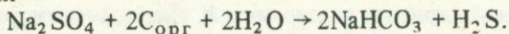
Синхронное поступление в озерные водоемы вулканического пепла и гидротермальных растворов привело в условиях аридного климата и резко восстановительной среды осадконакопления к образованию широкого круга аутигенных минералов, многие из которых встречаются только в отложениях формации Грин-Ривер и не известны в отложениях других регионов. Всего в содоносных отложениях этой формации установлено более 80 аутигенных минералов. Особого внимания среди них заслуживают щелочные пироксены (акмит) и амфиболы (магниоарфведсонит), а также силикаты титана и циркония (виноградовит, катаплеит и др.), обычно встречающиеся в магматических породах щелочного ряда или в связанных с ними постмагматических образованиях. Большой интерес вызывает присутствие анальцима, натролита и других цеолитов, фосфатов (фторапатита, коллофана), криолита, флюорита и других фторидов, обычных в пневматолитовых и гидротермальных образованиях, а также боросиликатов, которые представлены сирлезитом, ридмерджнеритом, лейкофенитом и гаррелситом. В содоносных отложениях формации Грин-Ривер названные разновидности боросиликатов приурочены главным образом к тонкослоистым битуминозным глинам и доломитам. Они находятся в ассоциации с нахколитом, эйтелитом, шортитом, акмитом, магниоарфведсонитом и анальцимом [412, 413 и др.].

Накопление троны происходило в условиях аридного климата в бессточных или слабopоточных впадинах, в которые карбонаты и гидрокарбонаты натрия поступали как в процессе выветривания магматических пород, так и в результате вулканической и сопряженной с ней гидро-

термальной деятельности. Среди магматических пород наибольшим распространением на окружающих водосборах пользовались известково-щелочные, а так же щелочные лавы, представленные преимущественно андезитами, липаритами, фонолитами, трахибазальтами, латитами и трахилипаритами [399]. Интенсификации процесса во многом способствовала резко восстановительная среда осадконакопления, в условиях которой происходила десульфуризация сульфатно-натриевых вод [203] в соответствии с реакциями



или



В отличие от троны главную роль в образовании боросиликатов играло разложение туфогенного материала.

Особенностью среднепалеогеновых содоносных отложений является разнообразное проявление в них боросиликатной минерализации при полном отсутствии боратов. Последнее свидетельствует о том, что содержание бора в эоценовых озерных бассейнах было сравнительно низким даже на стадии садки троны и его не доставало для осаждения боратов.

К позднепалеогеновым (?) озерным отложениям приурочены месторождения боратов Ланг и Франциер, расположенные в предгорьях Береговых хребтов Калифорнии. Первое из них приурочено к озерным глинам, которые залегают на конгломератах и песчаниках, содержащих прослой базальтов и туфов. Глины перекрыты алеволитами и песчаниками. В верхней части пачки озерных глин, характеризующихся присутствием слоев хемогенного известняка, залегают желваки колеманита, рассеянные в глинах, его прослои и пласты мощностью до 10 м и протяженностью около 300 м. В ассоциации с колеманитом находятся хаулит (в виде тонких прослоев), реже иньоит, улесит и пробертит, а также витчит, образующий прожилки в известняке. Месторождение Франциер приурочено к озерным отложениям, сложенным сланцеватыми глинами и вулканическими туфами, содержащими линзы известняка. Последние, возможно, представляют собой известковые туфы, возникшие в результате поступления в озерный бассейн термальных вод. С этими известняками связаны проявления колеманита, которые представлены желваками или линзами неправильной формы, но чаще прослоями, залегающими согласно вмещающим породам. Совместно с колеманитом встречается витчит [58, 444 и др.].

Всего в палеогеновых отложениях обнаружено 10 разновидностей борных минералов. Из них половина приходится на бораты.

### НЕОГЕНОВАЯ ЭПОХА РУДООБРАЗОВАНИЯ БОРА

В неогеновых толщах проявления борной минерализации встречаются как в морских соленосных или глинистых отложениях, распространенных в Средиземноморье, на Сицилии, в Крыму и Предкарпатье, так и (значительно чаще) в озерных отложениях, распространенных на западе Северной и Южной Америки, в Малой Азии, во впадине Цайдам и других внутренних районах КНР, а на территории СССР — в предгорьях Тянь-Шаня.

В неогеновых галогенных отложениях Средиземноморья обнаружены люнебургит и сульфоборит. Первый из них встречается в доломитовом мергеле в виде небольших (около 1 мм) стяжений [421]. Примесь сульфоборита установлена в пластах галита, содержащем бор в количестве 130 г/т, в ассоциации с полигалитом, сильвином и бишофитом [392].

В неогеновых соленосных отложениях Сицилии найден калиборит, образующий мелкие конкреции, рассеянные в солях [410]. Он находится в пластах каинита, содержащих примесь полигалита, сильвина и карналлита.

В неогеновых глинах Керченского полуострова встречен люнебургит, образующий желваки размером от  $0,5 \times 0,5$  до  $2 \times 15$  см. Он локализуется в зонах тектонических нарушений, к которым приурочены выходы хлоридно-сульфатно-магниевого вод с содержанием бора 352–376 мг/л, или вблизи от прослоев песка, по которым происходило просачивание этих вод. Содержание  $P_2O_5$  во вмещающих глинах составляет 0,1–0,3%. Образование люнебургита происходило на стадии эпигенеза в результате взаимодействия магния и бора, присутствующих в растворах, с фосфором, находящимся в породах [196].

В неогеновых отложениях Предкарпатского прогиба известны единичные находки люнебургита и улексита, обнаруженных М.Н. Годлевским и А.А. Ивановым еще в 40-х годах, а также чемберсита и эрикаита. Люнебургит находится среди соляных глин в виде мелких округлых включений. Улексит встречен в кавернах водянопрозрачных масс астраханита в виде небольших сферолитов, размещенных отдельными группами [112], чемберсит и эрикаит присутствуют в нерастворимом остатке калийно-магневых солей в виде идиоморфных кристалликов размером не более 0,25 мм [202, 221]. Бор почти полностью связан с примесью в солях глинистого материала, представленного гидрослюдами, в которых его содержание составляет 150–180 г/т [18].

Особенностью неогеновых соленосных отложений Предкарпатского прогиба является очень слабое развитие борной минерализации при весьма однообразном составе борных минералов. В этом отношении рассматриваемые отложения близки соляным толщам многих других регионов мира, в частности Днепровско-Донецкой и Припятской впадин, где бораты в солях отсутствуют, а основная масса бора рассеяна в составе глинистого материала.

В соленосных отложениях Средней Азии встречен люнебургит [41]. На мирабилит-глауберитовом месторождении Узун-Су, расположенном в предгорьях Копет-Дага, он присутствует в виде отдельных вкраплений и желвачков размером до 3–5 мм в поперечнике, приуроченных к глинисто-глауберитовой породе, на мирабилит-астраханитовом месторождении Кушкантау, расположенном на правом берегу Аму-Дарьи, — к соляным глинам.

К озерным отложениям, распространенным на западе Северной и Южной Америки и в Малой Азии, приурочены наиболее важные в промышленном отношении месторождения боратов с огромными запасами, исчисляемыми десятками и сотнями миллионов тонн руды при содержании в ней  $B_2O_3$  25–50%. Поэтому названные регионы представляют собой основные борнорудные и бородобывающие провинции.

В этих регионах находятся такие крупные месторождения боратов, как Крамер в США, Тинкалау в Аргентине, Кырка-Сарикайа и др. в Турции. В Центральной Азии также известны месторождения боратов, но все они сравнительно небольшие.

### Северо-Американская борнорудная провинция

В неогеновых отложениях, распространенных на западе Северной Америки, находятся месторождения Крамер, Фо-Корнерс, Литл-Плейсер, Калико-Даггет, Фернис-Крик, Лайла-Майва, Черстлей-Шошоне и др.

Месторождение Крамер (Борон) [329, 353, 432, 435, 443, 445, 446, 453 и др.] расположено в США в Большом бессточном Бассейне, в центре пустыни Мохаве (Калифорния). Являясь одним из крупнейших в мире, оно представляет особый интерес с точки зрения поисков его аналогов в СССР. Месторождение приурочено к озерным отложениям олигоцен(?) - миоценового возраста, залегающим с несогласием на интрузивных и метаморфических породах. Нижняя часть отложений суммарной мощностью около 600 м сложена конгломератами, песчаниками, туфогенными породами и глинистыми сланцами, включающими пласты известняков, доломитов и кремнистых пород, которые переслаиваются с оливиновыми базальтами. Средняя часть отложений мощностью около 120 м представлена базальтами Сэддлбек, которые слагают несколько потоков, местами разделенных песчаниками или сланцами. Базальты состоят из лабрадора, авгита и оливина, сильно серпентинизированного и лимонитизированного, а также халцедона, кальцита и цеолитов (выполняющих миндалины). Иногда среди них встречаются значительные скопления улексита. Наряду с базальтами в районе месторождения встречаются субвулканические тела дацитов, по-видимому, олигоцен(?) - миоценового возраста. Верхняя часть отложений сложена в пределах месторождения туфогенными глинистыми сланцами суммарной мощностью около 80–115 м, распространенными на площади  $6,4 \times 1,6$  км<sup>2</sup>. Толща делится на три части: 1) глинистые сланцы лежачего бока мощностью 8–10 м, содержащие включения хаулита, отдельные желваки и тонкие прослой улексита; 2) средние сине-серые сланцы мощностью 62–90 м, в которых залегает главное рудное тело; 3) глинистые сланцы висячего бока мощностью 10–15 м, содержащие отдельные желваки и тонкие прослой улексита, а также желваки и линзы колеманита.

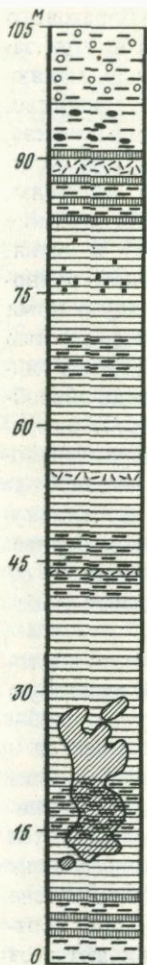
В толще глинистого сланца присутствуют прослой, обогащенные карбонатным и кремнистым материалом, в верхней части разреза — включения, желваки или прослой известняка. Местами в небольших количествах также встречаются включения гипса. В аналогичных глинистых сланцах за пределами месторождения Крамер вскрыты пласты ангидрита [402]. Над глинистыми сланцами располагаются красноцветные алевролиты и песчаники с прослоями туфогенного материала. Озерные образования, залегающие в низовьях аллювиальной равнины, перекрыты толщей песчано-гравийных отложений четвертичного возраста мощностью в несколько десятков метров.

Глинистые минералы в озерных отложениях представлены монтмориллонитом и иллитом. Весьма существенно, что в бороносных отложениях первый из них явно преобладает. Так, если в красноцветных песчаных алевролитах отношение монтмориллонита к иллиту не более двух, то в

зеленых и серых аргиллитах, залегающих ниже и выше главного боратового тела, оно составляет 2—4. В сине-серых сланцах, находящихся внутри залежи натриевых боратов, это отношение возрастает до величины, меняющейся в пределах от 4 до 16 [355]. Из неборных минералов в глинистых сланцах присутствуют карбонаты (кальцит и доломит), сульфиды железа, мышьяка (реальгар и аурипигмент), сурьмы (антимонит), а также черстлеит  $(\text{Na}, \text{Li})_4\text{As}_2\text{Sb}_8\text{S}_{17} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ , в туфовых слоях — адуляр, анальцим, клиноптилолит и гейландит. Из малых элементов обнаружены высокие концентрации мышьяка (80 г/т), сурьмы, германия (50 г/т) и лития.

В глинистых сланцах, залегающих в периферийной зоне главного рудного тела, бораты представлены колеманитом и улекситом. Наряду с ними встречаются гаррелсит, хаулит, иньоит и мейергофферит, часто полностью замещенные колеманитом, а также пробертит, курнаковит, индерит и гидроборазит. Колеманит находится в ассоциации с кальцитом в виде обособленных желваков или линзообразных прослоев. Улексит образует округлые желваки ("хлопковые коробочки"), состоящие из иглообразных волокон, расположенных радиально, или выдержанные прослои мощностью до 30 см, состоящие из тончайших волокон, расположенных перпендикулярно к плоскостям напластования. Остальные из перечисленных борных минералов менее распространены и, вероятно, составляют не более 1% от всей массы борной руды. Они обычно встречаются в виде отдельных включений или желваков.

Главное рудное тело залегают на глубине от 40 м в северной части месторождения до 340 м в его южной части. Представляет собой пластовую залежь линзообразной формы мощностью от 24 до 90 м, в среднем 45—60 м. Занимает площадь около  $2 \times 1 \text{ км}^2$  [458]. Состоит из прослоев и пластов мощностью от долей сантиметра до 10 см, а также желваков, линз или включений борных минералов. Последние представлены бурой, кернитом и тинкалконитом. Наряду с ними в меньших количествах встречаются сирлезит в виде отдельных включений, улексит и пробертит, образующие маломощные прослои. Среднее содержание бора в главном рудном теле достигает 25%, а на участках высокосортных руд >30%  $\text{B}_2\text{O}_3$ , или соответственно около 70 и 80% буры. Запасы буры и кернита оцениваются от 84 до 100—120 млн. т и более. Прослои и пласты буры, разделенные тонкими слоями монтмориллонитовой глины и вулканического туфа, выдержаны по простиранию и всегда залегают согласно слоистости. Они сложены идиоморфными или субидиоморфными призматическими кристаллами размером от < 1—3 до 25 мм, обычно прозрачными, но местами покрытыми аурипигментом и реальгаром, окрашивающими буру в ярко-оранжевый цвет. В отличие от буры скопления кернита, встречающиеся в виде масс неправильной формы, секущих слоистость, преобладают в нижней части залежи (рис. 9). Они состоят из сильно раздробленных кристаллов, чаще прозрачных, но иногда окрашенных из-за присутствия в трещинках глины, аурипигмента и реальгара. Форма залегания натриевых боратов свидетельствует о формировании пластов буры в стадию седиментации, а скоплений кернита — в постседиментационный период в результате преобразования буры при повышении температуры и давления в уже погребенных озерных осадках. Скопления тинкалконита обычно наблюдаются в виде белых налетов или корок, образующихся на стенках хорошо вентилируемых гор-



Р и с. 9. Обобщенный геологический разрез рудной залежи месторождения Крамер, США [446]

1 — глинистые сланцы; 2 — вулканические туфы; 3 — конкреции кальцита; 4 — включения реальгара и антимонита; 5 — колеманит; 6 — улексит; 7 — бура; 8 — кернит

ных выработок в результате дегидратации буры (но не кернита) в условиях притока в горные выработки сухого воздуха пустыни Мохаве. Реакция дегидратации является обратимой [313].

Формирование месторождения началось после излияния базальтов, потоки которых перемещались с окружающих возвышенностей в расположенную между ними депрессию, и внедрения дацитов, тела которых прорывали ранее излившиеся лавы. В дальнейшем в этой депрессии, находящейся в центре пустыни, образовалось мелководное озеро глубиной 10–20 м. Его питание осуществлялось в основном термальными источниками, сопровождавшими излияния базальтов, извержения дацитов и привносившими в своем составе наряду с бором мышьяк, сурьму, германий и литий. Испарение бороносных растворов, поступавших в это озеро, приводило в итоге к осаждению и накоплению боратов: сначала улексита, затем буры и сноу улексита вместе с иньонитом.

Залежь натриевых боратов защищена от растворяющего действия грунтовых вод слоями глинистых сланцев (рудник в пределах рудного тела является сухим, а руда — невыщелоченной). Включения составляют локальные участки в зонах сбросов, пересекающих месторождение в нескольких местах. В таких зонах в нарушенных глини-

стых сланцах ниже залежи натриевых боратов, а так же на контакте глинистых сланцев с подстилающими базальтами обнаружен сассолин. Чешуйки последнего заполняют трещины в глинистых сланцах. Сассолин встречается в ассоциации с пробертитом, копиапитом, мирабилитом и гипсом, а также с галитом. Он является вторичным минералом, возникающим после пробертита, так как обволакивает поверхность последнего [440]. Образование сассолина происходило на стадии катагенеза в результате проникновения по зоне сброса грунтовых вод, обогащенных кислородом, последующего окисления сульфидов железа, находящихся повсеместно в бороносных отложениях, и воздействия на ранее осадившиеся бораты сернокислых растворов.

В западной части месторождения Крамер над залежью натриевых боратов с угловым несогласием залегают рыхлые монтмориллонитовые глины, образованные в результате растворения грунтовыми водами, содержащими кальций, части залежи натриевых боратов и последующего оседания гли-

нистого материала всякого бока. В этих элювиальных, или "смешанных", глинах находятся желваки улексита, скопления гидроборачита, курнаковита и индерита, а также отдельные кристаллы или тонкозернистые агрегаты танеллита. Все они являются вторичными минералами, возникшими на стадии катагенеза в результате подземного растворения и последующего перераспределения материнских боратов в гидрохимической обстановке, характеризующейся повышенной концентрацией кальция [339].

В окрестностях месторождения Крамер, в нескольких километрах от него, в аналогичных глинистых сланцах находятся мелкие месторождения кальциевых боратов (Фо-Корнерс и др.). Севернее месторождения выявлены две боратовые залежи, перекрытые базальтами, южнее — две другие залежи, перекрытые аллювием. Примерно в 12 км восточнее месторождения в тех же глинистых сланцах вскрыты пласты колеманита мощностью 0,5 м и более с содержанием  $B_2O_3$  12—18%. В 5—6 км от месторождения имеется еще два боропроявления, представленные слоями колеманита мощностью 5—10 см, в ассоциации с которым находится витчит. В районе Литл-Плейсер вскрыты рудные тела с разведанными запасами около 2 млн. т руды при содержании около 30%  $B_2O_3$  [291]. Периферийная зона с кальциевыми боратами залегает на весьма значительной площади, однако рудные тела этой зоны часто сравнительно низкого качества. Одно из таких рудных тел, сложенное колеманитом, залегает на площади  $1,2 \times 0,8$  км<sup>2</sup> и характеризуется разведанными запасами, около 40 млн. т, руды при содержании около 16%  $B_2O_3$ .

Кроме месторождения Крамер и расположенных вблизи от него менее крупных боратовых тел, на востоке пустыни Мохаве известно еще одно небольшое месторождение — Калико-Даггет [253, 445], которое не разрабатывается. Оно также приурочено к озерным глинам миоценового возраста. В районе месторождения на грубообломочных породах и вулканических агломератах, переслаивающихся с лавами и туфами андезитового и липаритового состава, залегает толща, сложенная песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и кремнистыми сланцами с прослоями вулканического туфа. В верхней части этой толщи среди глинистых сланцев залегают желваки и линзы боратов мощностью от 1,5 до 10 м. Наряду с боратами в рассматриваемых отложениях встречаются целестин и стронционит, а также идиоморфные кристаллы гипса. Из боратов наиболее распространен колеманит. Совместно с ним находятся бакерит, хаулит и пандермит. На контакте сланцеватых глин с андезитовыми туфами обнаружен улексит, выполняющий трещины в туфе.

Месторождение Феррис-Крик [405, 414, 436, 445 и др.] находится в Большом бессточном Бассейне, в предгорьях хребта Амаргоса, обращенных к Долине Смерти (Калифорния). Месторождение приурочено к озерным отложениям плиоценового возраста, залегающим в толще вулканических туфов, базальтовых и андезитовых лав. Озерные отложения смяты в складки. Они представлены туфогенными монтмориллонитовыми глинами, сильно известковыми, с прослоями песчаников, известняков, базальтов, пеплов и гипсов, а также темно-серой пузырчатой лавы, по-видимому кислого состава. На поверхности озерные отложения фиксируются по выцветам солей. Они прослежены по обнажениям на расстояние около 40 км. В верхней части отложений среди глинистых сланцев залегают бораты в

виде желваков, прослоев, линз или пластов мощностью 1–3, иногда до 6–18 м, простирающихся на 0,5–1,2 км. Из боратов преобладают улексит и колеманит. Довольно часто в глинистых сланцах встречаются пробертит, образующий рассеянные желваки или секущие прожилки, иньоит, местами почти полностью замещенный колеманитом, гидроборацит, образующий небольшие желваки или веерообразные друзы на стенках каверн боратовых пластов, и танеллит, обычно в тесной ассоциации с гидроборацитом, в меньших количествах — бакерит, хаулит, бура, кернит, тинкалкони́т и пандермит.

Формирование залежей боратов происходило, по-видимому, в нескольких перемежающихся озерах, расположенных в обширной депрессии. Источником бора были гидротермальные растворы, сопровождавшие излияние лав как основного, так и среднего и, вероятно, кислого состава.

Выветривание улекситовых и колеманитовых залежей приводит к образованию вторичных улексита и тенардита, сочетающихся в разных пропорциях. Новообразования улексита залегают на склонах холмов под делювиальными наносами в виде слоя рыхлого тонкозернистого материала или у подножия холмов в виде "хлопьев ваты". В некоторых карьерах выветривание залежей аналогичного состава местами сопровождается образованием сассолина. Совместно с ним присутствуют макаллистерит и джинорит.

Среди измененных оливиновых базальтов, залегающих в районе Фернис-Крик выше бороносных озерных отложений, иногда встречаются колеманитовые и пандермитовые жилы мощностью до 5 см. При выветривании вмещающих базальтов и залегающих среди них боратовых жил образуются весьма своеобразные минеральные ассоциации [336–338, 406 и др.]. Продукты выветривания базальтов представлены главным образом монтмориллонитом и анальцимом, в меньшем количестве присутствуют магнетит, лимонит и окислы марганца, местами встречается гипс. В зоне выветривания боратов мощностью 1–1,5 м самым распространенным является улексит, значительно реже встречаются мейергофферит, говерит, ноблеит, гидроборацит, макаллистерит, эристеренит, джинорит и сборджит. В парагенезисе с гипсом встречаются курнаковит, индерит и хунчаюит; в парагенезисе с гипсом и тенардитом — сассолин, который образуется в результате воздействия на говерит, ноблеит и другие бораты разбавленных сернокислых растворов, генерирующихся при окислении сульфидов.

Недалеко от месторождения Фернис-Крик имеются еще две залежи кальциевых боратов — Лайла-Майва и Черстлей-Шошоне. Они приурочены к аналогичным отложениям того же возраста.

Кроме того, в предгорьях хребта Амаргосы на руднике Терри обнаружены скопления гидроборацита, приуроченные к плиоценовым озерным отложениям, представленным глинами и песчаниками, переслаивающимися с туфами и известняками. Гидроборацит находится в линзе мощностью 10 м, сложенной известняками с подчиненными прослоями глин, мергелей и цеолитизированного туфа. В составе последнего присутствуют анальцим, филлипсит, шабазит и клиноптилолит. Гидроборацит встречается в виде крупных (до 5 см) кристаллов, образующих в мергелях сферические агрегаты, в ассоциации с колеманитом, улекситом, гипсом и анальцимом. Гидроборацит замещает колеманит, образуясь за счет колеманита

под воздействием грунтовых вод, богатых магнием. На поверхности бораты переходят в кальцит [320].

Особенностью неогеновых бороносных отложений Северной Америки является преобладающее развитие в их составе туфогенных глин. Они не только вмещают залежи боратов, но и предохраняют их от разрушения, даже в тех случаях, когда месторождения находятся в речных долинах под песчано-гравийными отложениями.

### Южно-Американская борнорудная провинция

В неогеновых отложениях, распространенных на западе Южной Америки, находятся месторождения Тинкалау, Пина-Атакама, Арисаро, Каухари и др.

Месторождение Т и н к а л а у [278, 279, 371–373, 375 и др.] расположено в Аргентине на высокогорном плато Пуна, разделяющем Западные и Восточные Кордильеры, в саларе Хомбре Муэрто. Оно приурочено к озерным отложениям плиоценового возраста, залегающим с несогласием на докембрийских гранитоидах и гнейсах, а также палеозойских осадочных породах. Выходы озерных отложений прослеживаются в виде гряды от северной к южной окраине салара через остров внутри него. Представлены сильно засоленными терригенными образованиями. В составе последних преобладают песчаники и аргиллиты, которые переслаиваются с конгломератами, вулканическими туфами, известняками, магнезитами и каменной солью. Непосредственно на пластах каменной соли располагается линзообразная залежь натриевых боратов мощностью более 30 м и площадью около  $0,1 \times 0,08$  км<sup>2</sup>, тяготеющая к оси антиклинальной складки. Залежь сложена сверху бурой, а внизу кернитом, образующим неправильное тело мощностью до 10 м. В нижней части залежи находится несколько тонких прослоев аргиллитов. В одном из них встречены желваки улексита и пробертита, в других прослоях — идиоморфные кристаллы иньюита и курнаковита, а также джинорита. Наряду с ними в ассоциации с бурой (или) кернитом обнаружены тинкалконит, сирлезит и ряд редких боратов — амегинит, экуррит, ривадавит, макаллистерит, эристеренит, образующих рассеянные включения. Среднее содержание бора в залежи натриевых боратов составляет 20–36% В<sub>2</sub>О<sub>3</sub>, или до 70–90% буры. Бороносные отложения перекрыты красноцветной толщей мощностью 50 м, представленной аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями вулканических туфов. В дальнейшем они были смяты в складки, нарушены сбросами и частично эродированы, а затем местами перекрыты тонким покровом четвертичных базальтов. В период тектонической активности залежь боратов была поднята по двум параллельным сбросам.

В озерных отложениях того же возраста за пределами основной боратовой залежи, в частности в 60–70 км к северу от нее, в районе Сиджес, встречаются выдержанные прослои буры и иньюита, пласты колеманита, желваки улексита и гидроборачита, включения курнаковита. Как в районе Тинкалау, так и за пределами месторождения бораты осаждались вместе с туфогенно-глинистым материалом в бессточной котловине, питаемой бороносными гидротермами, в процессе их испарения.

Кроме месторождения Тинкалау, в Аргентине имеется еще одно бурокернитовое месторождение — Пина-Атакама, которое выявлено в 1966 г.,

но сведения о нем крайне скудные. Известно только, что оно рассматривается как крупнейшее в мире [295].

Месторождения *Арисаро* и *Каухари* также находятся на высокогорном плато Пуна в Аргентине, в сарах с теми же названиями. Первое из них приурочено к озерным отложениям плиоценового (?) возраста. Характерной особенностью этих отложений является широкое развитие в их составе известняков. В последних содержатся улексит и гидроборатит [194]. Карбонаты и находящиеся в ассоциации с ними бораты осаждались в бессточной котловине. Ее питание осуществлялось в основном термальными водами. Месторождение *Каухари* приурочено к озерным отложениям того же возраста, дислоцированным и разорванным. В них содержатся желваки и прослои колеманита [420]. Эти отложения перекрыты современными соляными осадками. В последних отмечается иньоит.

### Мало-Азиатская борнорудная провинция

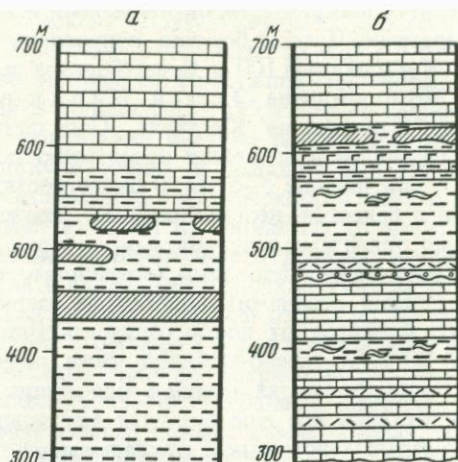
Малая Азия наряду с Северной и Южной Америкой представляет собой крупнейшую в мире борнорудную провинцию. В неогеновых отложениях, распространенных на западе Анатолийского плато, уже давно были известны месторождения боратов *Султан-Чаир* и *Кестелек*. В последние годы в этих же отложениях были открыты новые богатые месторождения боратов *Эспей-Килик* и *Хизарчик* (рис. 10), *Кырка-Сарикайя*, *Гогенолук* (рис. 11), *Хамамкоу*, *Харманкауа*, *Искелекей*, *Бегендиклер* и др. В результате запасы борной руды возросли в десятки раз. Так, если в 1965 г. разведанные запасы боратов не превышали 20 млн. т [433], то уже в 1970 г. они достигли огромной величины — 600 млн. т [388]. Открытые в Турции месторождения боратов сосредоточены большей частью в трех борнорудных районах: *Эмет провинции Кютахья*, *Кырка провинции Эскишехир* и *Бигадиш провинции Балыкесир*.

Сведения о турецких месторождениях боратов появились в печати сравнительно недавно. Наиболее интересная информация о них содержится в работах *А. Вендела*, *К. Инана* и др. [285, 289, 326, 357, 366, 380, 459, 462 и др.].

Месторождение *Султан-Чаир* расположено в 60 км южнее порта *Пандерма* на границе провинций *Бурса* и *Балыкесир*. Оно приурочено к неогеновым озерным отложениям, залегающим в депрессии значительных размеров, разделенной долиной р. *Кара-Дере* пополам, на более древних карбонатных породах и кристаллических сланцах. На окраине депрессии известны выходы неогеновых андезитов, липаритов и их туфов. Озерные отложения мощностью 200–250 м сложены мергелями и гипсами, которые переслаиваются с горизонтами грубообломочных пород. Местами отмечаются известковистые и глинистые конкреции, а в подстилающих отложениях — лигнит. Борная минерализация, приуроченная к зонам перехода мергелей в гипсы, развита на площади около  $7 \times 2$  км<sup>2</sup>. В зоне сброса, пересекающего озерные отложения, она проявлена наиболее интенсивно. Представлена хаулитом и пандермитом, которые образуют желваки округлой или неправильной формы, неравномерно рассеянные во вмещающих породах. Содержание названных минералов в продуктивных горизонтах мощностью от 0,2 до 0,6 м местами достигает 30–50%. Отличительной чертой этого месторождения является присутствие в толще озерных отло-

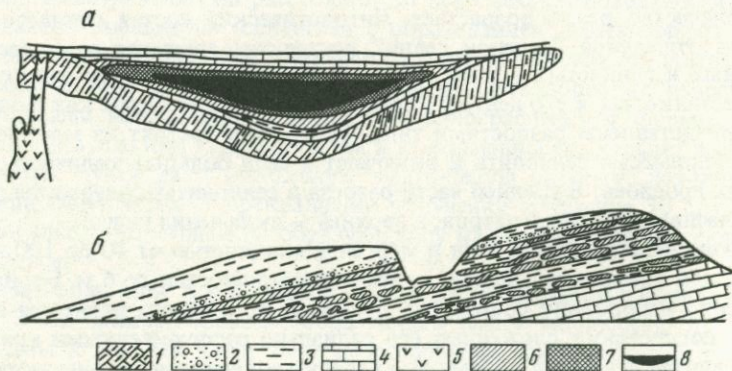
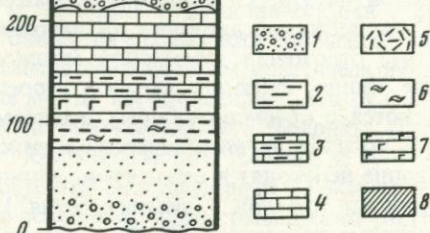
Р и с. 10. Схематические геологические разрезы месторождений Эспей-Килик (а) и Хизарчик (б) (по А. Венделу [459], с дополнениями)

1 — конгломераты, песчаники; 2 — глины; 3 — мергели; 4 — известняки; 5 — вулканические туфы; 6 — линзы лигнита; 7 — прослой гипса; 8 — кальциевые бораты



Р и с. 11. Схематические геологические разрезы месторождений Кырка-Сарикайа (а) [380] и Гогенолук (б) [459]

1 — породы фундамента; 2 — конгломераты, песчаники; 3 — глины; 4 — известняки; 5 — экструзивные тела; 6 — кальциевые бораты; 7 — натрий-кальциевые бораты; 8 — натриевые бораты



жий пластов гипса, свидетельствующих о существовании здесь в то время сухого и жаркого климата.

На месторождении К е с т е л е к, также расположенном на границе провинций Бурса и Балыкесир, озерные отложения, вмещающие бораты, представлены известняками, мергелями и глинами монтмориллонит-вермикунит-хлоритового состава, в которых содержатся прослой туфов и лигнитов. Они залегают на серпентинитах, мраморах, граувакках, конгло-

мератах и перекрыты окремнелыми известняками, песчаниками и конгломератами. Пласты боратов приурочены к зоне переслаивания мергелей и глин мощностью 100 м. Среди боратов преобладает колеманит.

Месторождение Э с п е й - К и л и к расположено в борнорудном районе Эмет (провинция Кютахья). Оно приурочено к озерным отложениям, залегающим в депрессии протяженностью в несколько десятков километров при ширине 5–6 км. В окрестностях депрессии развиты малые интрузии и палеоген–неогеновые лавы, представленные трахиандезитами, дацитами, трахитами и липаритами, которые наряду с древними осадочно-метаморфическими породами (мраморами, известковыми, слюдяными и хлоритовыми сланцами) подстилают озерные отложения. Залегание последних меняется от почти горизонтального до слабонаклонного (порядка 20–30°). В северо-западной части депрессии они слабо дислоцированы. Во многих местах озерные отложения пересечены сбросами, некоторые из которых все еще остаются активными. К зонам сбросов приурочены термальные источники, откладывающие травертины и серу. В отличие от А. Венделя, У. Вюцбургера и др. [459, 462], датирующих эти отложения как плиоценовые, К. Хелваси и Р. Фирман [366] относят их к олигоцену. Несмотря на это, Г. Атаман и О. Байзал в своих более поздних работах [281] по-прежнему датируют рассматриваемые отложения как неогеновые. Озерные отложения суммарной мощностью 600–800 м подразделяются на две толщи, имеющие сходное строение (см. рис. 10). Обе эти толщи начинаются с красновато-бурых конгломератов, песчаников и глин, содержащих прослой лигнита, мергеля и гипса ("красноцветная серия"), которые выше переходят в серо-зеленые глины и мергели, местами содержащие кремнистые прослой ("зеленая серия"), и, наконец, в плотные, местами окремнелые известняки. В обеих толщах содержатся прослой лав и туфов андезитового, дацитового и риолитового состава, причем на границе толщ их количество резко возрастает. Литологический состав глинисто-карбонатных отложений "зеленой серии" постепенно меняется от существенно песчаных и глинистых у края бассейна до преимущественно мергелистых и известняковых в его центре. Глины этой серии, известные как сукновальные, представлены разностями типа "кил". Они состоят из монтмориллонита с примесью сепиолита и включают в себя большое количество кремнистых прослоев. В средней части разреза в сепиолитах содержится до 2,5% выщелачиваемых солей натрия, в верхней – включения гипса.

К зоне переслаивания глин и мергелей мощностью от 40 до 100 м верхней толщи приурочены пласты колеманита мощностью до 6 м. Борная руда примерно наполовину состоит из агрегатов колеманита размером до 0,5–1 м в поперечнике, сложенных его радиально расположенными кристаллами. В центре агрегатов колеманита нередко содержатся жидкие включения. Наряду с колеманитом в небольших количествах также присутствуют бороарсенаты канит и терругит, а из боратов встречены иньоит, мейергофферит, улексит, гидроборацит, пандермит, танеллит и витчит. Агрегаты иньоита и мейергофферита, также имеющие радиально-лучистое строение, встречаются в тесной ассоциации с колеманитом, но значительно реже, чем он. По-видимому, основная масса этих минералов в процессе дегидратации, сопровождающейся уменьшением их объема, перешла в колеманит. В результате этого в агрегатах колеманита и возникли пустотки, выполнен-

ные жидкостью, иногда канитом. Улексит образует желваки белого или серого цвета, которые, подобно агрегатам колеманита, залегают в глине и часто содержат в своем составе ее примесь. Кристаллы гидроборацита обычно встречаются в прорастании с колеманитом. Образование гидроборацита связано с замещением в колеманите кальция под воздействием магнийсодержащих растворов, циркулирующих в сепиолитовых глинах. Канит находится внутри агрегатов колеманита и на поверхности слагающих их кристаллов. Терругит обнаружен в одном из глинистых горизонтов, где он залегают в виде рыхлых желваков белого цвета. Танеллит встречается в очень небольшом количестве в виде разрозненных мелких включений, витчит — в виде радиальных агрегатов размером от 0,5 до 10 см в диаметре. Их образование приурочено к периодам более интенсивного поступления в отдельные участки бассейна стронцийсодержащих растворов.

Содержание  $B_2O_3$  в руде составляет 45–49,5%. Запасы оцениваются в 100 млн. т боратов. В бороносных глинах, как и в самих боратах, присутствуют самородная сера, реальгар и аурипигмент, образующие на поверхности ярко-оранжевые охры, а также целестин, в карбонатных породах — стронционит. Бороносные отложения перекрыты массивными плотными известняками мощностью до 50 м, местами — вулканическими туфами.

Садка боратов происходила в одном из нескольких связанных между собой озерных водоемов одновременно с осаждением кластического и пирокластического материала, в зоне между песчано-глинистыми отложениями окраин бассейна и карбонатными отложениями его середины. Питание бассейнов бором осуществлялось, как полагают К. Хелваси и Р. Фирман [409], отчасти поверхностными водами, поступающими из областей развития вулканических пород, но в основном гидротермальными растворами, разгружающимися по глубинным разломам.

В зоне выветривания на расстоянии 10 м от земной поверхности колеманит нацело замещается кальцитом с образованием псевдоморфоз. В отличие от перекрывающих бороносные отложения массивных плотных известняков в зоне выветривания развиты рыхлые пористые известняки с кристаллами кальцита чуждой им кристаллографической формы. Нельзя не отметить, что как колеманит, так и замещающий его кальцит в ультрафиолетовых лучах дают отчетливую желто-белую окраску. Люминесценция продолжается после прекращения облучения в течение 30 с, причем по сравнению с колеманитом образующийся из него кальцит фосфоресцирует сильнее.

На месторождении Х и з а р ч и к, также расположенном в борнорудном районе Эмет, пласты боратов, образующие пачку мощностью до 26 м, приурочены к верхней части зоны переслаивания глин, мергелей, туфов и известняков (см. рис. 10). Пласты боратов состоят примерно на 3/4 из желваков колеманита и на 1/4 из глинисто-карбонатного материала, содержащего до 20% колеманита. В среднем на  $1 м^3$  породы приходится 1 т колеманита. В ассоциации с последним находятся волокнистый гипс, сера, реальгар, аурипигмент, целестин, самородная медь, канит, терругит, улексит и гидроборацит. Содержание  $B_2O_3$  в руде около 42%. Запасы колеманита составляют 7–12 млн. т.

Месторождение К ы р к а - С а р и к а й а расположено в борнорудном районе Кырка провинции Эскишехир. Оно обладает уникальными запасами

буры и кернита и является самым крупным в мире [296, 379]. Месторождение приурочено к плиоценовым озерным отложениям, выполняющим депрессию, образованную в результате вертикальных движений, которые происходили по сбросам северо-северо-восточного—юг-юго-западного простирания. В окрестностях депрессии развиты малые интрузии и неогеновые экструзии трахиандезитов и трахилипаритов. Озерные отложения суммарной мощностью около 400 м занимают площадь, равную приблизительно  $(4-6) \times 2 \text{ км}^2$  (рис. 11). Они представлены карбонатно-глинистыми породами, содержащими пласты вулканического пепла. Нижняя и верхняя части разреза озерных отложений, как и периферийные их части, сложены преимущественно известняками и мергелями с прослоями сине-зеленых сульфатных глин, обогащенных магнезией и состоящих примерно на 80% из Mg-монтмориллонита, центральная — такими же глинами, состоящими из Mg-монтмориллонита с примесью смешанослойных, местами опала. В глинах содержатся прослои неразложившегося вулканического пепла трахитового состава. К зоне переслаивания мергелей и глин мощностью до 160 м приурочены конкреции и пласты колеманита, в ассоциации с которым находятся иньоит, мейергофферит и танеллит. Наряду с ними в верхней и периферийных частях месторождения среди сине-зеленых глин встречаются включения идиоморфных кристаллов индерборита, гидроборачита, курнаковита и индерита. Ближе к центральной части месторождения распространены улексит. И, наконец, в центральной его части среди монтмориллонитовых глин, переслаиваясь с ними, залегает главное рудное тело, сложенное сверху бурой, а внизу кернитом.

Колеманит является самым распространенным на месторождении кальциевым боратом. Он преобладает в нижней и верхней частях месторождения. Его конкреции имеют размер от долей сантиметра до 0,5 м в диаметре, пласты — мощность до 1 м, а иногда и больше. Они состоят из бесцветных, розовых или серых кристаллов призматической формы. Внутри конкреций и пластов иногда наблюдаются реликты иньоита и мейергофферита, а также небольшие пустотки, заполненные жидкостью. Образование последних связано с изменением объема конкреций при переходе иньоита и мейергофферита в колеманит. Иньоит встречается значительно реже, обычно в виде отдельных бесцветных или белых кристаллов размером от долей сантиметра до 4–5 см или небольших пропластков, в которых местами наблюдается мейергофферит. Танеллит присутствует в глинах в очень небольших количествах в виде единичных бесцветных кристаллов, обладающих высокой спайностью, или их агрегатов; по внешнему виду напоминает мусковит. Улексит распространен повсеместно, преобладает в нижней и верхней частях месторождения, окружая зону развития буры и кернита. Находится в виде конкреций, состоящих из произвольно ориентированных белых или серых кристаллов длиной до 1–5 см. Конкреции иногда имеют вид хлопковых коробочек. Они обычно залегают в виде слоев мощностью до нескольких метров.

Бура залегает в виде пластов, переслаивающихся с глиной. Образует бесцветную и прозрачную зернистую массу, местами окрашенную в розовый, серый или оранжевый цвет, сложенную идиоморфными и субидиоморфными кристаллами размером от 1 мм до 1 см. На отдельных участках бура, как и вмещающая ее глина, брекчирована. Близ поверхности раздела

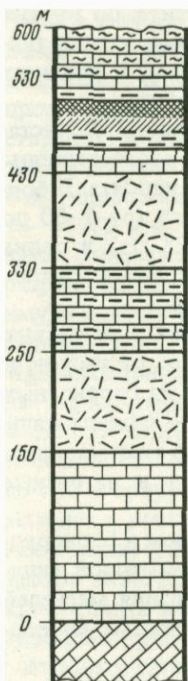
бура—глина вокруг нее часто наблюдается каемка из улексита. Во многих местах на поверхности кристаллов буры наблюдается тонкая пленка тинкалконита, образующаяся в результате дегидратации минерала в условиях сухого и жаркого климата. С глубиной бура переходит в кернит.

Среднее содержание  $B_2O_3$  в главном рудном теле составляет 27%, местами оно достигает 35–42%, или, в пересчете на минерал, соответственно 70 и 90% буры. Запасы оцениваются в 500 млн. т буры и кернита. В борных рудах отмечаются повышенные концентрации мышьяка (от 6–30 до 3700 г/т), стронция (до 6000–18 000 г/т), меди (до 16–28 г/т) и цинка (до 54–118 г/т). Бороносные отложения перекрыты массивными плотными известняками мощностью до нескольких десятков метров.

Образование боратов произошло в бессточных впадинах в результате разгрузки по зоне сбросов бороносных гидротермальных растворов в условиях активного эксплозивного вулканизма. Первыми из бороносных растворов осаждались карбонаты, вслед за ними бораты — сначала кальциевые и магниевые в ассоциации с карбонатным и пеплово-монтмориллонитовым материалом, затем натрий-кальциевые (улексит) и натриевые (бура), переслаивающиеся с пеплами и глинами.

На месторождении Г о г е н о л у к, также расположенном в борнорудном районе Кырка, вскрыто пять пластов колеманита суммарной мощностью около 18 м, которые приурочены к зоне переслаивания мергелей и глин (см. рис. 11). В естественных обнажениях они полностью замещаются кальцитом с образованием *рыхлой пористой породы*.

Месторождение И с к е л е к е й расположено в борнорудном районе Бигадич (провинция Балькесир). Оно характеризуется широким развитием улекситового оруденения и интенсивно разрабатывается. Месторождение приурочено к плиоценовым озерным отложениям, которые расчленяются на две толщи суммарной мощностью около 500 м. Нижняя толща, залегающая на палеозойских мраморах, сложена липаритами и обсидианами, местами известняками, на которых залегают пласты липаритового туфа. Верхняя толща в основании сложена мергелистыми известняками и липаритовым туфом. Выше эта толща представлена переслаивающимися пластами известняков, мергелей, вулканических туфов и сукновальных глин мощностью 100 м, которые перекрываются плотными, местами окремнелыми известняками (рис. 12). В зоне переслаивания мергелей и глин содержатся пласты боратов, в которых, в свою очередь, располагаются прослойки глин мощностью до 4–6 см. Глины, вмещающие бораты, состоят из монтмориллонита с примесью вермикулита и включают в себя большое количество кремнистых прослоев. Среди боратов наибольшим распространением пользуется улексит, образующий *серию пластов мощностью до 2 м*, реже встречаются небольшие прожилки улексита, секущие прослойки монтмориллонитовых глин. С улекситом переслаиваются колеманит и иньоит, первый из которых образует пласты мощностью до 1–3 м, а второй — тонкие выдержанные прослойки мощностью не более 2 см. В последних нередко наблюдаются переходы иньоита в колеманит с образованием псевдоморфоз. С колеманитом и иньоитом в тесной ассоциации находится мейергофферит. Кроме того, установлен гидроборатит в виде отдельных желваков размером от 5 до 30 см в диаметре, а также хаулит, танеллит (по трещинкам в улексите), стронциоджинорит, индерборит, терчит и пан-



Р и с. 12. Схематический геологический разрез борнорудного района Бигадич [281]

1 — мрамора; 2 — нижний известняк; 3 — вулканические туфы; 4 — мергелистые известняки; 5 — глины; 6 — окремнелый известняк; 7 — кальциевые бораты; 8 — натрий-кальциевые бораты

дермит. Содержание  $V_2O_5$  в руде составляет 40%. Запасы оцениваются в 30 млн. т руды.

Бороносные отложения перекрыты массивными плотными известняками мощностью до 100 м. Когда пласты колеманита выходят на поверхность, они полностью замещаются кальцитом на глубину до 10–30 м.

На месторождении Бегендиклер, также расположенном в борнорудном районе Бигадич, подстилающие эффузивы представлены потоками андезитов и липаритов. Отмечается присутствие малых интрузий и неогеновых экстрюзий трахиандезитов и трахитов. Озерные отложения имеют мощность около 100 м и занимают площадь  $3 \times 1$  км<sup>2</sup>. Они представлены известняками с прослоями вулканических туфов и монтмориллонитовых глин. К пачкам последних приурочены пласты колеманита мощностью до

2–3 м, местами до 6 м. В ассоциации с колеманитом находится улексит. В бороносных глинах присутствуют реальгар и аурипигмент. Первый образует игольчатые кристаллы длиной до 1 мм или присутствует в боратах в качестве пигмента, второй — округлые желваки до 20–30 см в диаметре.

Садка боратов происходила в озерных водоемах одновременно с осадением вулканических пеплов при рН около 9. Питание водоемов осуществлялось в основном термальными водами, разгружающимися по глубинным разломам.

Наряду с охарактеризованными выше месторождениями следует упомянуть рудник Х а м а м к о у (провинция Кютахья) с запасами колеманита в несколько миллионов тонн, рудник Х а р м а н к а у а (провинция Эскишехир), где в зоне переслаивания мергелей и глин наряду с колеманитовыми вскрыт улекситовый пласт мощностью 6 м, а также район Синдирджи (к югу от Бигадич), интересный присутствием в туфогенно-карбонатно-глинистых отложениях сирлезита и хаулита. Кроме того, следует отметить месторождения в районе Кючюклер–Мизитлер (провинция Балыкесир), где среди мергелей и глин также вскрыты пласты боратов.

Особенностью неогеновых бороносных отложений Малой Азии, отличающей их от аналогичных отложений, распространенных на западе Северной и Южной Америки, является широкое развитие в составе этих отложений хомогенных известняков. Последние не только переслаиваются с пластами боратов, но и подстилают и перекрывают их, образуя надежный водонепроницаемый экран месторождений, многие из которых находятся в речных долинах.

## Центрально-Азиатская борнорудная провинция

Центральная Азия представляет собой самую древнюю борнорудную провинцию. Еще во времена Марко Поло борное сырье отсюда поставлялось караванными путями во многие страны Европы и Азии. Некоторые из известных здесь месторождений приурочены к неогеновым отложениям, распространенным во впадине Цайдам и в других внутренних районах КНР, другие — к четвертичным.

В неоген—четвертичных отложениях впадины Цайдам, представленных континентальными эвапоритами, бораты находятся в ассоциации с галитом, глауберитом, тенардитом, астраханитом, сильвином, карналлитом и целестином [133, 270]. В неоген—четвертичных отложениях других внутренних районов КНР, представленных озерными комплексами, сложенными засоленными глинистыми и карбонатными породами с прослоями гипсов, бораты образуют пласты, состоящие либо из иньоита, улексита, пробертита, курнаковита, индерита, пинноита, карбоборита и гидрохлорборита, которые встречаются в ассоциации с гипсом, либо преимущественно из гидроборачита, совместно с которым встречаются желваки улексита и включения хунжаоита в ассоциации с макаллистеритом [54, 217, 255].

В Средней Азии, в озерных тенардит-галитовых отложениях Чуль-Адырского соляного месторождения, расположенного в Кегенской впадине Тянь-Шаня, обнаружен сирлезит, присутствующий в виде мелких включений, рассеянных в пластах галита, содержащего бор в количестве 300—1500 г/т, в ассоциации с туфогенным материалом и новообразованиями кварца [89]. В озерных тенардит-глауберитовых отложениях, распространенных в других впадинах Тянь-Шаня, также отмечается присутствие боратов, но в исчезающе малых количествах.

Всего в неогеновых отложениях выявлено 42 разновидности борных минералов (из которых более 80% приходится на бораты). Из них 26 разновидностей обнаружено в Северной Америке, 16 — в Южной, 20 — в Малой Азии и 12 — в Центральной.

## ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ЭТАП МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ БОРА

В четвертичных отложениях проявления борной минерализации приурочены главным образом к донным осадкам соляных озер, расположенных на западе Северной и Южной Америки, в Малой Азии, на Иранском нагорье, во впадине Цайдам, на плоскогорье Тибет, а также на Апеннинском полуострове и в СССР — на территории Закавказья и Памира.

На западе Северо-Американского континента широко распространены источники термальных вод с высоким содержанием бора, достигающим, например, в источниках Салфер-Крик 292 мг/кг, а Салфер-Банк — 620 мг/кг [237]. Это обстоятельство накладывает отпечаток на состав осадков соляных озер Боракс, Клир, Серлс и др., обуславливая накопление в них боратов.

Озера Боракс и Клир находятся в США в предгорьях Береговых хребтов Калифорнии. В окрестностях этих озер в пределах геотермальной площади развиты вулканические породы, представленные потоками четвертичных дацитов, андезитов и риолитов, а также их туфами и обсидианами. Здесь распространены источники термальных вод с повышенным

содержанием бора. Вблизи геотермальной площади выявлена гравитационная аномалия, связанная с куполовидным поднятием [354]. В донных осадках оз. Боракс в ассоциации с гейлюсситом и троной находятся бура в виде крупных кристаллов, выросших в иле, и типлеит. На большой отмели (протяженностью около 8 км), расположенной в центре оз. Клир, залегает соляная корка толщиной 8–60 см, состоящая по краям из соды, а в центре (на площади около 10 км<sup>2</sup>) – из буры [445], которая после удаления возобновляется через три года.

Месторождение оз. Серлис [369, 420, 427, 429, 441, 442, 445, 453 и др.] расположено в Большом бессточном Бассейне на севере пустыни Мохава. Оно является уникальным по запасам и разнообразию содержащихся в нем полезных компонентов, среди которых ведущее место занимает бор. Месторождение приурочено к четвертичным озерным отложениям суммарной мощностью около 300 м, которые представлены глинами и солями. На донных песчано-глинистых осадках раннеплейстоценового возраста залегают нижнее и верхнее соляные тела мощностью 9–12 и 21–24 м соответственно. Их формирование происходило в течение позднего плейстоцена и раннего голоцена. Они разделены слоем глинистых осадков мощностью 3–4,5 м. Нижнее и верхнее соляные тела занимают примерно одинаковую площадь, равную 12 × 8 км<sup>2</sup>. В центральной части бассейна они перекрыты пластом каменной соли, расположенным на площади около 30 км<sup>2</sup>, который в его периферийной части, охватывающей площадь в 45 км<sup>2</sup>, фациально замещается слоем глинистых осадков. Мощность перекрывающих каменной соли и глинистых осадков около 12 м, возраст позднеголоценовый.

Глинистые минералы в донных осадках оз. Серлис представлены монтмориллонитом и иллитом, содержание которых в общей массе глинистого материала варьирует у монтмориллонита от 20 до 80%, а у иллита – от 20 до 60%. Вместе с ними в меньшем количестве встречается хлорит (до 20%), иногда каолинит (не более нескольких процентов). Глинистые минералы представляют собой переотложенные продукты выветривания горных пород, развитых на водосборах [331]. Из аутигенных минералов в глинистых осадках присутствуют анальдим, филлипсит, кальцит, арагонит, доломит, гейлюссит, пиррсонит, тихит, шайрерит, нахколит, нортупит, сульфогалит, а также бура.

Соляные тела неоднородные, слоистые. Верхнее соляное тело, содержащее около 40 млн. т солей, состоит из троны, галита и ганксита. Трона преобладает в нижней части соляного тела, галит – в верхней. С ними в ассоциации находятся многие другие легкорастворимые соли, всего 25 минеральных видов, в том числе буркеит, мирабилит, тенардит, глазерит, нортупит, сульфогалит, галит и др., из борных минералов – бура, тинкалкониит, а также типлеит, сирлезит и улесит. Бура присутствует в верхнем соляном теле в виде бесцветных, нередко с желтоватым или розоватым оттенком идиоморфных кристаллов призматической формы от 0,5 до 40 мм в длину, образуя линзы или слои мощностью до 1,5 м. Тинкалкониит находится в виде белых налетов или корок на кристаллах буры. Сирлезит встречается в виде тонкоплитчатых включений в кристаллах троны или округлых желваков около 1 мм в диаметре, состоящих из тонких радиально-лучистых волокон. Типлеит образует идиоморфные кристаллы размером до 5 см, улесит – рассеянные включения.

Межкристалльное пространство соляных тел выполнено рассолами, которые занимают от 1/3 до 1/2 объема кристаллической соли. Минерализация рассолов составляет 35%, содержание бора — около 3–4 г/кг. В рассолах нижнего соляного тела больше натрия, чем в рассолах верхнего соляного тела, но меньше калия. Концентрация бора в рапе нижнего и верхнего соляных тел тоже неодинаковая — 4,2 и 3,5 г/кг соответственно. Наряду с бором в рассолах содержатся значительные количества (мг/кг) лития (90), вольфрама (56), мышьяка (150), сурьмы (5), фосфора (300) и других компонентов.

Запасы бора в солях и рассолах верхнего соляного тела оцениваются в 6 млн. т элемента, или около 50 млн. т буры. В целом по месторождению они составляют, по-видимому, примерно 12 млн. т элемента, или около 100 млн. т боратов. Количество лития, содержащегося в рапе оз. Серлс (~15 тыс. т), вдвое больше, чем во всех пегматитовых месторождениях США. Количество вольфрама (~60 тыс. т) примерно такое же, как во всех вольфрамовых месторождениях страны [23].

В окрестностях оз. Серлс широко распространены плиоценовые липариты, плиоценовые и плейстоценовые базальты, встречаются современные шлаковые и туфовые конусы. С плиоцен—четвертичным вулканизмом связана деятельность термальных источников.

Озеро Серлс является средним в цепочке из пяти водоемов (Оуэнс и Чайна расположены выше, Панаминт и Менли — ниже). В оз. Оуэнс содержание бора составляет 600 мг/кг. Запасы бора в рассолах и солях на берегах этого озера оцениваются в 1 млн. т элемента, или около 8 млн. т буры. Питание озера Серлс осуществлялось водами термальных источников и р. Оуэнс через озера Оуэнс и Чайна. Судя по выходам травертина, горячих источников было немало и в долине Соленых источников, соединяющей оз. Чайна с оз. Серлс, и на береговых террасах озера, и на его юго-западной окраине. Всего насчитывается более 500 куполов травертина высотой от 3 до 45 м и площадью от 30 до 15 000 м<sup>2</sup>. Термальные источники, отлагавшие травертины, функционировали, по данным Д. Шолла [438], в пльвиальные периоды Тахоэ и Тайога во время накопления глинистых осадков и, очевидно, в промежутки времени между ними, когда формировалось нижнее соляное тело. Горячие источники и были основным поставщиком бора, содержащегося в нижнем соляном теле.

Термальные источники также находились в верховьях р. Оуэнс (в 240 км от оз. Серлс). Воды этой реки поступали в оз. Серлс через озера Чайна и Оуэнс, которые служили в качестве отстойников и аккумуляторов терригенного материала и резервуарами для предварительного обогащения бором. Содержание бора в термальных источниках, расположенных в верховьях р. Оуэнс, составляло 8–11 мг/кг. В низовьях реки ежегодно переносилось около 240 т бора. За время формирования подстилающих глинистых осадков и верхнего соляного тела (25 тыс. лет) с речными водами в озеро поступило около 6 млн. т бора. Тожественность цифр, характеризующих количество бора, принесенного р. Оуэнс и сосредоточенного в солях и рассолах верхнего соляного тела оз. Серлс, говорит о том, что эта река, воды которой обогащались бором за счет термальных источников, была основным поставщиком бора, содержащегося в верхнем соляном теле.

Чередование глинистых и соляных осадков в озере обусловлено резки-

ми изменениями климата от влажного и прохладного к сухому и жаркому. Осаждению и накоплению боратов, как и других легкорастворимых солей, способствовало интенсивное испарение растворов в условиях резко аридного климата.

Наряду с названными в США известен еще целый ряд соляных озер и болот (плейа и маршей): Соленая долина, Коен Лейк, Амаргоса, Игл Боракс, Гармони, Фиш Лейк, Колумбус Марш, Тилс Марш, Родес Марш, Санд Спрингс, Герлак, Алворд Лейк и т.д., расположенных в пустыне Мохаве, Долине Смерти и в других пустынных районах штатов Калифорния, Невада и Орегон. Соляная корка на этих озерах обычно сложена разнообразными карбонатами, сульфатами и хлоридами натрия, в ассоциации с которыми находятся улексит, реже бура. В качестве примера можно привести соляное болото Родес Марш площадью около 40–50 км<sup>2</sup>, почти полностью пересыхающее летом. В его центральной части распространены галит и мирабилит, по периферии на изолированных друг от друга участках – улексит и бура. Содержание в соляной корке боратов варьирует от 15 до 60%. Питание бором Родес Марш, как и других подобных ему соляных озер и болот, осуществляется в результате его выщелачивания из бороносных неогеновых отложений, развитых на окружающих водосборах.

На западе Южно-Американского континента также распространены источники термальных вод с повышенным содержанием бора, составляющим, например, в источниках Пемегью или Толгуака соответственно 37 и 44 мг/кг [360]. Как и в США, это обстоятельство накладывает отпечаток на состав осадков, накапливающихся в бессточных впадинах – сalaraх, обуславливая их повышенную бороносность.

Салар Грандес расположен в Аргентине на высокогорном плато Пуна. Поверхность сalara, занимающая площадь в несколько гектаров, покрыта соляной коркой, сложенной гипсом, глауберитом и галитом. Наряду с ними значительное место в этой корке занимает чилийская (натриевая) селитра. По окраинам сalara имеются боратеры, в пределах которых в глинистом осадке, сильно карбонатизированном в результате поступления термальных вод, и в известняковом туфе находятся рассеянные желваки или сплошные залежи улексита в ассоциации с колеманитом [58, 194].

Салары Аскотани и Марикунга находятся в Чили также на плато Пуна, недалеко от больших вулканов Ольягуэ, Сан-Педро и др. Среди первого из этих саларов имеется термальный источник. Значительная часть поверхности сalara покрыта сплошной коркой, лежащей на песчано-глинистых донных осадках, пропитанных рассолами. В центральной его части корка сложена галитом, а по окраинам – почти чистым улекситом. Мощность улекситовой корки составляет в среднем 15–20 см, местами 1 м. Площадь ее распространения около 0,015 км<sup>2</sup>. В саларе Марикунга среди озерных отложений присутствует пласт улексита мощностью 0,2–0,8 м, перекрытый слоем гипса. На поверхности последнего повсеместно развиты соляные выцветы [253].

В саларе Каркоте, расположенном в Чили у границы с Боливией, в черной засолоненной глине, содержащей включения галита, встречен улексит. В ассоциации с ним обнаружен гидрохлорборит в виде хорошо ограненных кристаллов размером до 9–13 мм [374]. Этот минерал, возникающий

в засушливые периоды года, быстро растворяется во время дождей. Образование гидрохлорборита, по-видимому, возможно лишь в присутствии галита при высоких значениях рН [308].

В салеаре *Покони*, расположенном в Боливии на том же плато Пуна, наблюдается во многом аналогичная картина. Бораты также представлены улекситом. Кроме того, на территории Боливии, преимущественно в ее юго-западных районах, в салаарах выявлен еще ряд месторождений с предполагаемыми запасами, превышающими 65 млн. т боратов, при среднем содержании  $B_2O_3$  в руде около 38% [292].

Салаары *Салинас* и *Чиликольпа* находятся в Перу на высокогорном плато, вблизи крупных вулканов Мисти, Убинас, Тутупака, Руальятири. Озерные отложения первого из них, залегающие на молодых эффузивах андезитового и дацитового состава, представлены внизу оливково-коричневыми, а выше — черными песчанистыми глинами, содержащими гипс. В этих глинах вблизи восточного края салаара около термального источника Туска на глубине 1 м обнаружен иньoit в виде отдельных кристаллов, рассеянных в глине, и в виде кристаллических агрегатов, образующих прерывистый пласт мощностью до 15 см, прослеживаемый на площади в несколько гектаров. В аналогичных глинах выше иньoitового пласта находится улексит в виде неравномерно распределенных желваков и линз, а также в виде невыдержанных прослоев мощностью от нескольких сантиметров до 2,5 м. Над бороносной глиной на глубине от 5 до 15 см лежит слой белого вулканического пепла. Поверхность салаара покрыта соляной коркой, состоящей из глауберита и галита [419]. В салааре Чиликольпа распространены ныне уже угасшие термальные источники, приуроченные к разломам и трещинам в лавах. С этими источниками связаны скопления улексита, залегающие в пониженных участках рельефа. Кроме улексита, встречаются также бура и колеманит, выстилающие дно пересохших озер [275].

Борная минерализация (преимущественно улекситовая) известна во многих других салаарах Южной Америки — Ринкон, Льюльйяко, Покитос, Антофалла, Пинтадос, Калиенте и др. Всего насчитывается свыше 20 бороносных салааров. Запасы боратов в большинстве из них сравнительно небольшие и, по-видимому, исчисляются в каждом несколькими десятками тысяч тонн. Некоторые из них, например Аскотан, являются рентабельными и интенсивно разрабатываются.

Бор привносился в южноамериканские салаары термальными водами. Однако в отдельных случаях, как, например, в салаар Омбрэ Муэрто, бор поступал в результате его выщелачивания из бороносных неогеновых отложений.

Одной из характерных особенностей салааров Южной Америки, как подчеркивают Л. Аристарэйн и Г. Харлбат [280], является широкое развитие в них травертинов. Гидротермальные растворы, из которых отлагались травертины, представляли собой основной источник бора для образования скоплений боратов в соляных озерах. Менее растворимые карбонаты кальция накапливались по бортам салааров непосредственно около устья термальных источников в виде куполов или покровов травертина. Иногда вместе с карбонатами кальция осаждались бораты, как это имело место на источнике Коауйама, расположенном у подножия вулкана Сьерра-Не-

вада (Аргентина), где в травертинах наблюдаются включения, гнезда, прослой улексита и буры, или на источниках Сапийсайно и Лома Бланка (расположенных также в Аргентине), где в осадках отмечается улексит и иньбит в ассоциации с терругитом. Однако чаще легкорастворимые соли натрия вместе с соединениями бора накапливались в удалении от устья термальных источников в наиболее пониженных частях депрессий.

Другой характерной особенностью саларов Южной Америки является зональное распределение в них солей. Улексит находится на краю салара, тогда как галит заполняет центральные (пониженные) его участки. Буря занимает промежуточное положение. Улексит встречается обычно в форме жемчужков, реже в виде прослоев, которые в глинистых осадках образуют зону, изменяющуюся по мощности от нескольких сантиметров до 1 м и более, расположенную на площади от нескольких сотых или десятых гектара до десятков и сотен гектаров. Буря встречается в форме отдельных кристаллов длиной от 0,5 до 25 см или в виде корки. Улексит и буря могут находиться в одном и том же саларе, но они отделены друг от друга как по площади, так и по вертикали.

Наиболее распространенными боратами в плейях и маршах Северной и в саларах Южной Америки являются буря и улексит, реже встречается иньбит, иногда курнаковит и индерит. Как отмечают Л. Аристарэйн и Г. Харлбат [280], они обычно залегают либо на поверхности илов соляных озер в виде рассеянных кристаллов, либо внутри илов в виде маломощных выдержанных прослоев. Для них характерны нахождение в своей собственной кристаллографической форме, отсутствие их псевдоморфоз по другим боратам и включений в них других боратов.

Разные по составу борные минералы осаждаются в различной гидрохимической обстановке: буря — в соляных озерах с высокой концентрацией натрия и низким содержанием кальция и магния; улексит — при относительно высокой концентрации кальция; иньбит, курнаковит и индерит — и в соляных озерах с высокой концентрацией кальция и магния. Постоянное нахождение в соляных отложениях плейя, маршей и саларов соединений натрия (соды, мирабилита, галита и т.д.) приводит к тому, что обычными боратами в этих отложениях являются буря или улексит, а не иньбит, курнаковит или индерит, которые встречаются гораздо реже.

Особое место среди южноамериканских саларов занимают литиеносные и селитросодержащие солончаки. Наибольший интерес представляет салар *А т а к а м а* (Чили), вытянутый в меридиональном направлении более чем на 80 км (при ширине около 50 км) и охватывающий площадь в 3000 км<sup>2</sup>. Его поверхность покрыта солями, в которых содержатся миллионы тонн галита, мирабилита и других легкорастворимых соединений натрия и калия. В ассоциации с ними находится сассолин. В литиеносной рапе, в которой концентрация лития достигает 1700 мг/кг наряду с калием (20 г/кг) и рубидием (26 мг/кг) находится бор в количестве 0,7–8 мг/кг. Запасы лития оцениваются в 1,2 млн. т, что составляет около 20% от его запасов во всех зарубежных месторождениях мира [434].

Не менее интересен салар *У и н и* (Боливия), охватывающий площадь 9000 км<sup>2</sup>. Отложения салара сложены водорослевыми известняками, гипсом и галитом, покрывающими большую его часть слоем мощностью до 15 м. По окраинам салара совместно с гипсом встречаются включения и

прослой улексита. Содержащаяся в саларе литиеносная рапа представляет собой остатки большого позднешейстоценового озера. Рассолы имеют хлоридно-натриевый состав. Содержание в них лития колеблется в пределах от 80 до 4000 мг/кг, концентрация калия достигает 20 г/кг. Большую роль в обогащении литием рассолов играли источники термальных вод, связанные с липаритами. Запасы лития в сalaraх Атакама и Уюни в сумме могут быть намного выше уже известных его запасов во всех других месторождениях мира [343].

Селитросодержащие салары, из которых бор извлекается как сопутствующий компонент, расположены в пределах пояса длиной в 700 км и шириной 15–80 км, прослеживаемого вдоль восточного склона Береговой Кордильеры через пустыни Атакама, Тапарака и Антофагаста. Селитра залегает почти у поверхности, на склонах холмов, окружающих салары, цементируя вулканические туфы и другие породы. Она образует линзы, гнезда, прослой и прожилки. Селитра состоит из  $\text{NaNO}_3$ ,  $\text{NaCl}$ , боратов и других солей. Содержание  $\text{NaNO}_3$  составляет 7–9%, бора — от 1000 до 2000 г/т. Запасы  $\text{NaNO}_3$  оцениваются в 220 млн. т, бора — 3 млн. т элемента, или около 25 млн. т боратов [347].

Совместно с селитрой, галитом, боратами и другими солями в таких сalaraх встречаются конечные продукты "окислительного выветривания"— оксигалиоды (перхлораты и йодаты) и хроматы, представляющие собой образования самого высокого уровня окисления неорганической среды в природе. Содержание перхлорат-ионов в галите, селитре и боратах достигает от 1000 до 10 000 г/т [283]. Среди борных минералов в селитре доминирующее положение занимает улексит. На месторождении нитратов Пампа Пикью в гнездах и жилах селитры в ассоциации с галитом, ангидритом и йодатами (лаутаритом и бруггенитом) найден гидроборатит [342].

В общем поле соляных месторождений скопления селитры являются сравнительно небольшой, но тесно связанной с основной массой континентальных эвапоритов составной частью [340, 341]. Она представляет собой фацию "капиллярной концентрации" [418], в составе которой  $\text{NaNO}_3$ , перхлораты, йодаты, бораты и другие легкорастворимые малые соли накапливаются в результате их вытягивания как из подстилающих вулканических туфов, так и из залежей континентальных эвапоритов.

Определенный интерес представляет также выявление в Чили бандилитовой минерализации. Бандилит связан с выветрелыми гидротермально-измененными четвертичными (?) лавами и туфами.

В Малой Азии отмечается очень высокое содержание бора как в вулканических породах (достигает [288] в трахиандезитах и липаритах нескольких сот граммов на тонну), так и в гидротермальных растворах (составляет, например, на источнике Бура-Хан близ Карса 600 мг/кг). Небольшое проявление борной минерализации, известное в четвертичных отложениях Турции, представлено скоплениями буры, которая находится в ассоциации с содой и галитом около источника Бура-Хан — по склонам и у подножья куполов травертина и в русле прилегающего к ним лога.

Несколько восточнее, на Иранском нагорье, также отмечается высокое содержание бора в гидротермальных растворах, составляющее, например, на источнике Исти-Су (оз. Урмия) 680 мг/кг. Все проявления борной минерализации, обнаруженные в четвертичных отложениях Ирана, за исклю-

чением скоплений буры, которая находится в ассоциации с содой и серой вокруг источника Исти-Су [253], приурочены к озерным отложениям, распространенным по окраинам соляных пустынь Деште-Кевир и Деште-Лут — в районе Шехребабека, Себзеvara и т.д. Эти отложения сложены глинами, содержащими пласты глауберита, галита и покрытыми соляными корками, состоящими из тех же минералов. В ассоциации с названными соляными минералами встречаются улексит и бура, образующие отдельные желваки размером до 5—10 см [58, 195 и др.]. В Центральной Азии большинство из известных месторождений боратов, приуроченных к четвертичным отложениям, находится во впадине Цайдам и на плоскогорье Тибет.

Во впадине Цайдам соляные озера вытянуты цепочкой вдоль разрывных нарушений. В минеральных источниках, распространенных вокруг этих озер, отмечается высокое содержание лития и бора. Около некоторых из этих источников (Яшиту и др.) образуются скопления буры. Рапа озер характеризуется высокими концентрациями калия, магния, лития и бора. Содержание последнего в соляных озерах варьирует от 100 до 1000 и более мг/кг и составляет (в мг/кг): в оз. Гаскул — 108, Тацетан — 580, Цархан — 586, Тадинер — 100—3000 (?) [24], Большой Цайдан — 500—592, Дацайдан — от 140—328 до 1280—1340. В донных осадках этих озер находятся галит, мирабилит, астраханит и карналлит. В ассоциации с ними встречаются улексит и бура, которая содержится, в частности, в илестых осадках оз. Махе в виде призматичных кристаллов длиной до 1—3 см. Источником бора в этих озерах являются как термальные воды, так и более древние бороносные отложения. На базе некоторых из этих озер созданы бородобывающие предприятия [133, 270], на которых бораты добываются и в настоящее время, но в небольшом количестве [389]. В других внутренних районах КНР в соляной корке, покрывающей бороносные глинистые породы, обнаружен гидрохлорборит. В одном из этих районов разрез озерных отложений представлен чередующимися слоями гипса и глины: на слое белого гипса с индеритом залегают слои коричневого гипса и серой глины с улекситом, покрытые соляной коркой с хунджаоитом [377].

На плоскогорье Тибет наибольший интерес среди месторождений боратов представляет залежь буры в долине Пуга (шт. Кашмир, Индия), расположенная в зоне глубинного разлома, выполненного серпентинизированными ультрабазитами. В районе залежи отмечается очень высокий геотермический градиент — 1,56 град/м. По бортам и на дне долины широко распространены источники термальных вод, имеются соляные озера и болота. Термальные воды наряду с бором (40—160 мг/кг) содержат высокие концентрации сероводорода, а также лития (5,9 мг/кг), рубидия (0,9 мг/кг) и цезия (10,5 мг/кг). В рапе соляных озер и болот, питаемых источниками термальных вод, содержание бора выше 400 мг/кг. Трещины в зоне разлома выполнены самородной серой, а в устьях источников находятся конусообразные возвышения травертина кремнисто-карбонатного состава. Бура в ассоциации с серой залегает вокруг куполов травертина, а также по берегам и на дне соляных озер и болот, образуя корку (мощность от 1—3 мм до 12—15 см), которой покрыта площадь протяженностью более 1 км при ширине около 0,5 км. Под действием солнечных лучей в условиях сухого и жаркого климата бура претерпевает дегидратацию, превращаясь в кернит и, по-видимому, в тинкалконит. Совместно с бурой и серой в кор-

ке содержатся  $\text{NaCl}$ ,  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ ,  $\text{KCl}$ ,  $\text{NH}_4\text{Cl}$  [293]. Среднее содержание  $\text{B}_2\text{O}_3$  в корке составляет 9,32% [439]. Отмечаются исключительно высокие концентрации (в г/т): лития — 4500, рубидия — 350 и цезия — 2150 [258]. Месторождение эксплуатировалось до конца XIX в., когда после открытия месторождений в США и Турции оно стало нерентабельным. Его детальное обследование, выполненное в 1962–1973 гг. [387], подтвердило четкую приуроченность залежи буры к зоне термальных бороносных источников. Ежегодное пополнение запасов буры на изученных участках составляет 1250 т. Это обстоятельство, как и возможность открытой разработки руды в значительно улучшенных транспортных условиях, благоприятствует возобновлению разработки месторождения.

В какой-то мере аналогичная картина наблюдается к северу от Лхасы (КНР). Бура также накапливается там около устья термальных источников и в расположенных поблизости небольших озерах.

В соленых озерах *Машинму-Тсале*, *Бан-го*, *Хундес* и других, расположенных в южной части Тибета, бораты находятся либо по берегам озер, либо в донных осадках [253]. На первом из перечисленных озер бура залегает в виде сплошного покрова по берегам озера, дно которого выстлано галитом. На озере *Бан-го* бура находится в виде включений и гнезд в глинистых осадках, содержащих прослойки мирабилита и галита. Бороносные глины перекрыты слоем песчанистых глин мощностью около 1 м, содержащих крупные кристаллы мирабилита, и соляной (мирабилит-галитовой) коркой мощностью 2–3 см. Концентрация бора в рассолах озера составляет 300–800 мг/кг, содержание буры в глинистых осадках — 0,5–1%, в обогащенных участках — 5–7%. На оз. *Хундес* бура вместе с галитом образует по берегам соляную корку. На оз. *Хамсунбамацзян* бура встречается в глинистых осадках (до 6%) в виде крупных кристаллов размером 1,5–20 см.

Все эти озера бессточные; их питание осуществляется за счет термальных источников. Некоторые из них разрабатывались в течение многих лет.

На Апеннинском полуострове (Тоскана, Италия) в осадках парогазовых струй, известных под названием "соффиони", поступающих в искусственно создаваемые системы бассейнов, именуемых "лагони", в которых концентрация бора достигает 3–4 г/кг [253], обнаружен ряд специфических боратов — сассолин, сборджит, сантит, аммониоборит, лардереллит, эскуррит и бирингучит, находящихся в ассоциации с тенардитом, буссенготитом и аурипигментом [316 и др.]. Многие из этих боратов нигде, кроме Тосканы, не встречаются.

На территории СССР проявления борной минерализации известны в зонах камчатских вулканов (ферручит, авогадрит, сассолин), в отложениях термальных источников (бура), в продуктах грязевого вулканизма (улексит, бура) и в осадках залива Кара-Богаз-Гол (люнебургит). Наибольший интерес вызывают отложения термальных источников и связанные с ними осадки соляных озер Закавказья и Памира, бороносность которых будет охарактеризована ниже.

Всего в четвертичных отложениях обнаружено 18 разновидностей борных минералов<sup>1</sup> (с лагунами Тосканы — 24); из них 16 (22) приходится на бораты.

<sup>1</sup> В это число не входит бандилит, происхождение которого еще не совсем ясное.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ  
ЭКЗОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА

Между масштабами проявления борной минерализации и разнообразием минеральных видов, в составе которых бор присутствует в отложениях, существует прямая зависимость. Эта зависимость проявляется и в отложениях различных регионов, и в отложениях разного возраста. Так, в пермских отложениях Донбасса, где содержание бора не выше 0,05%, установлено 4 разновидности борных минералов, в Приуралье — 8, на севере ФРГ, ГДР и в Великобритании, где содержание бора на порядок выше по сравнению с содержанием в Донбассе, но значительно ниже, чем в Северном Прикаспии, — 16 и, наконец, в Северном Прикаспии — 32. В неогеновых отложениях Средиземноморья, Сицилии, Предкарпатья, Туркмении, Каракалпакии и Тянь-Шаня, где содержание бора очень низкое, установлено не более 2–4 разновидности борных минералов, тогда как на западе Северной и Южной Америки и в Малой Азии, где локализованы крупные месторождения бора, — 34. В целом в кембрийских отложениях выявлено 4 разновидности борных минералов, в силурийских — 1, в девонских — 2, в каменноугольных — 3, в пермских — 36, в триасовых — 1, в юрских — 3, в палеогеновых — 10, в неогеновых — 42 и в четвертичных — 18. Картина изменится, но очень незначительно, если исключить из рассмотрения борные минералы, заведомо образовавшиеся в зоне гипергенеза. Тогда в кембрийских отложениях окажется 4 разновидности борных минералов, в девонских и каменноугольных — по 2, в пермских — 27, в юрских и триасовых — по 1, в палеогеновых — 10, в неогеновых — 37 и в четвертичных — по-прежнему 18. Из приведенных данных следует, что в течение фанерозоя на фоне незначительного изменения характера развития борной минерализации отчетливо выделяются два максимума, проявившиеся в пермский и неогеновый периоды, которые рассматриваются в качестве основных эпох экзогенного рудообразования бора. Неогеновая эпоха, во время которой накопилось около 1 млрд. т боратов, особо продуктивна.

В истории фанерозойского минерало- и рудообразования бора рельефно вырисовываются две ветви, особенно ярко проявившиеся в пермскую и неогеновую эпохи рудообразования бора. Первая из этих ветвей отвечает морским, вторая — озерным условиям осадконакопления. Минералообразование бора в морских условиях, начавшееся в кембрии, несколько ослабло в девоне и карбоне, достигло своего максимального развития в пермский период, затем снова резко ослабло и полностью завершилось в неогеновом периоде. Минералообразование бора в озерных условиях, очень слабо проявившееся в карбоне, вспыхнуло в палеогене, достигло своего наибольшего развития в неогеновый период и продолжалось с затуханием до настоящего времени. Залежи боратов, образовавшиеся в морских бассейнах, приурочены к галогенным отложениям, представленным в основном калийно-магниевыми солями. В отличие от них месторождения бора, сформировавшиеся в озерных бассейнах, приурочены главным образом к вулканогенно-осадочным глинистым или карбонатно-глинистым отложениям, в меньшей мере — к континентальным эвапоритам. В соответствии с этим традиционно выделяются два основных генетических типа

экзогенных месторождений бора — галогенный и вулканогенно-осадочный. К последнему относятся крупнейшие в мире месторождения Крамер, Кырка-Сарикайа и др., и поэтому этот тип месторождений является наиболее важным в промышленном отношении.

Учитывая характер эволюции экзогенного минералообразования бора и существование двух основных эпох его рудоотложения, наибольшее внимание при рассмотрении закономерностей размещения борных месторождений уделяется пермским и неогеновым отложениям. Главными объектами исследований в этих отложениях являются галогенные и вулканогенно-осадочные месторождения.

#### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА В ПЕРМСКИХ ГАЛОГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ**

В пермских толщах известно несколько сотен проявлений борной минерализации, обнаруженных как в слабо дислоцированных галогенных отложениях, так и на солянокупольных структурах. Они обычно представлены отдельными включениями или желваками боратов, которые иногда образуют послойно расположенные скопления, а еще реже — линзообразные или пластовые залежи. Анализ распределения боратов в зависимости от их стратиграфической, фациальной и литологической приуроченности, палеотектонической, палеовулканической и палеогеографической обстановок позволил выявить основные факторы, контролирующие их размещение в областях распространения галогенных отложений Западной и Восточной Европы, выделенных в качестве борных провинций. При этом главное внимание уделялось Северогерманской и Прикаспийской впадинам, в пределах которых находятся наиболее крупные концентрации боратов.

#### **Стратиграфическая и фациальная приуроченность боратов в галогенных отложениях**

В пермских галогенных отложениях Западной Европы основная масса проявлений борной минерализации локализована на севере ФРГ и ГДР. Из 104 известных там находок борных минералов большинство (92%) приурочено к отложениям Стасфуртской серии (борацит, ашарит, калиборит и др.) и только 8% — к отложениям серии Лейне и Аллер (борацит) [246, 393].

В пермских галогенных отложениях Восточной Европы подавляющее большинство обнаруженных проявлений борной минерализации сосредоточено в Приуралье, но наиболее крупные из них — в Прикаспии.

В пермских галогенных отложениях Приуралья из 426 известных здесь находок борных минералов только 4 приурочено к артинским (хаулит и гидроборацит), остальные 422 — к кунгурским отложениям (эрикаит, гидроборацит, калиборит, борацит, ашарит, улесит и пробертит). Как показала привязка боропроявлений к стратиграфическим горизонтам, выделенным И.Н. Тихвинским на базе и путем корреляции со стратиграфической схемой классического разреза кунгурского яруса [233]<sup>1</sup>, 12% от

<sup>1</sup> Дается распределение боратов в слабо дислоцированных галогенных отложениях, без учета брахиантиклинальных и солянокупольных структур (Марьевской, Незинской и др.).

общего количества находок боратов обнаружено в филипповском, 88% — в иренском горизонтах (включая все находки калиборита, борацита, улексита и пробертита). При этом 14% находок боратов относится к нижеиренскому, 74% — к вышеиренскому подгорizontам (включая все находки калиборита, борацита и половину находок улексита и пробертита). В составе последнего бораты примерно поровну распределены между ниже- и верхнелунужскими слоями.

В пермских галогенных отложениях Прикаспия, осложненных проявлениями солянокупольной тектоники, борная минерализация, согласно существующим стратиграфическим схемам [231, 232], также приурочена главным образом к иренскому горизонту (калиборит, борацит, хильгардит, преображенскит и многие другие). При этом основная масса боратов локализована в составе нижнелунужских слоев и нижней части верхнелунужских слоев, сложенных каменной и калийно-магниевыми солями.

Преимущественное развитие борной минерализации на территории ФРГ и ГДР в отложениях Стасфуртской серии, а в Приуралье и Прикаспии в отложениях кунгурского яруса вполне закономерно. Оно предопределено максимальным распространением в этих отложениях фаций наиболее осолоненных участков солеродного бассейна, а в отложениях Стасфуртского цикла, как и в центральной части Прикаспия, кроме того, относительно небольшой мощностью подстилающей глинисто-ангидритовой толщи по сравнению с соответственно увеличенной мощностью каменной и калийно-магниевых солей сульфатной линии.

Проявления борной минерализации известны в различных типах галогенных формаций, выделенных Н.М. Страховым [226]. Но промышленные месторождения боратов выявлены лишь во внутриконтинентальных морских галогенных формациях, к которым относятся пермские солончатые формации Западной и Восточной Европы. Из борных минералов некоторые (данбурит, хаулит), обнаруженные в этих формациях, встречаются в фациях осолоненных (доломиты с прослоями ангидритов) и сильно осолоненных участков солеродных бассейнов (ангидриты с прослоями галита), другие (сирлезит, люнебургит, сульфоборит, пинноит, калиборит, хильгардит, борацит, преображенскит — и т.д.) — в фациях очень сильно осолоненных участков, представленных каменной солью с включениями или пластами калийно-магниевых солей. И только два минерала (гидроборацит и ашарит) присутствуют как в осолоненных и сильно осолоненных, так и в очень сильно осолоненных участках солеродных бассейнов. Особую группу составляют бораты (улексит, пробертит, иньбит, пандермит, колеманит, индерборит, курнаковит и индерит), обычно связанные с продуктами выветривания галогенных отложений.

В отложениях Стасфуртской серии бораты в основном приурочены к фациям очень сильно осолоненных участков солеродного бассейна. Они локализованы в пластах карналлита, содержащих прослой ангидритовой, кизеритовой и каинитовой пород.

В кунгурских галогенных отложениях, где бораты встречаются в более широком диапазоне фаций, отчетливо проявляется прогрессивное возрастание их количества в фациях все более и более осолоненных участков солеродного бассейна. Привязка боратов к фаціальным зонам, выделенным на погоризонтных литолого-фаціальными картами, показала, что из 422

известных в кунгурских галогенных отложениях Приуралья находок боратов (среди них около 90% гидроборациты) 16% приурочено к фациям осолоненных участков солеродного бассейна, 26% — к фациям сильно осолоненных и 58% — к фациям очень сильно осолоненных участков. Эти цифры свидетельствуют о существовании параболической зависимости между количеством боратов в кунгурских галогенных отложениях и фациальными условиями их формирования, что указывает на первично-седиментационную природу боратов.

В Прикаспии, судя по картам распространения сильвинитовых, карналлитовых, полигалитовых и бишофитовых пород [232], все бороносные солянокупольные структуры располагаются в областях развития калийно-магниевого солей, преимущественно в сильвинит-карналлитовой, а четверть из них — в карналлит-бишофитовой зонах. При этом все известные месторождения боратов локализованы в карналлитовой или карналлит-бишофитовой зонах. Совместно с карналлитом и бишофитом в этих зонах, как правило, обнаруживаются пласты кизерита и полигалита. Наиболее крупные концентрации боратов, обычно приуроченные к толщам калийно-магниевого солей сульфатной линии, тяготеют к контактам хлоридных и сульфатных солей. На одних солянокупольных структурах бораты распространены главным образом в сильвинит-карналлитовой и карналлит-бишофитовой зонах, содержащих прослой и пласты кизерита, на других — в полигалит-сильвинит-карналлитовой зоне, содержащей наряду с полигалитом прослой кизерита и каинита, или в кизерит-сильвинит-карналлитовой, где наряду с кизеритом наблюдаются прослой полигалита и каинита. Бораты сосредоточены в прослоях, сложенных названными сульфатными минералами, особенно в их приконтактных частях.

Однако концентрации боратов известны далеко не на всех месторождениях калийно-магниевого солей как хлоридной, так и сульфатной ветви, и далеко не всегда обнаруживаются даже в тех из них, которые представляют собой продукты испарения эвтонической рапы. Бораты отсутствуют полностью или встречаются в очень малом количестве на Старобинском месторождении калийно-магниевого солей в Припятском прогибе, Карлюкском, Карабильском и Тюбегатанском месторождениях в Средней Азии, Стебникском и Калушско-Гольинском в Предкарпатском прогибе и т.д. На территории распространения пермских галогенных отложений бораты не обнаружены вообще или обнаружены в исчезающе малых количествах в калийно-магниевого солях на территории Польши и Прибалтики, на Верхнепечорском и Верхнекамском месторождениях калийно-магниевого солей в Приуралье, в калийно-магниевого солях Донбасса, на Озинской, Быковской, Баскунчакской, Эльтонской и некоторых других солянокупольных структурах Прикаспия и т.д.

Это показывает, что фациальная обстановка является важным, но не единственным фактором, контролирующим размещение концентраций боратов в галогенных отложениях. Регулируя распределение бора в виде его собственных аксессуарных минералов или примеси в составе соляных глин во всех галогенных формациях мира, фациальная обстановка в качестве фактора, контролирующего размещение крупных концентраций боратов, имеющих практическое значение, выступает лишь в пермских галогенных формациях Европы. Возникают вопросы: почему крупные концентрации

боратов имеются не во всех, а только в пермских галогенных формациях Европы и почему в составе последних они встречаются в зонах развития калийно-магниевых солей не повсеместно, а лишь в определенных районах? Ответ на эти вопросы вытекает из анализа палеогеографической, палеотектонической и палеовулканической обстановок, имевших место в пермский период на территории Западной и Восточной Европы.

### **Литологическая приуроченность боратов в пермских галогенных отложениях**

Борные минералы, будучи приуроченными к фациям осолоненных, сильно осолоненных и очень сильно осолоненных участков солеродного бассейна встречаются в самых различных типах осадочных пород: от глинистой и карбонатной до бишофитовой. В соответствии с литологической приуроченностью все бораты, встречающиеся в галогенных отложениях, подразделяются на три основные группы:

1) галогенные, связанные с галогенными породами (доломитом, магнезитовой породой, ангидритом, каменной и калийно-магниевыми солями) — борацит, калиборит, хильгардит, преображенскит, галургит, джинорит и др.;

2) гипергенные, связанные с продуктами выветривания галогенных пород (гипсом в ассоциации с глинисто-карбонатным материалом) — улескит, иньоит, пандермит, колеманит, курнаковит, индерит и др.;

3) "сквозные", присутствующие в тех и других образованиях — гидроборацит, ашарит.

Галогенные бораты (совместно с гидроборацитом и ашаритом) образуют в толщах калийно-магниевых солей Северогерманской и Прикаспийской впадин послыбно расположенные скопления, а на солянокупольных структурах Прикаспийской впадины, кроме того, — линзообразные и пластовые, но чаще неправильные, прихотливые по своей форме залежи. Из галогенных боратов у некоторых (сульфоборита, пинноита, калиборита, витчита, сатимолита, волковскита), распространенных в сильвинит-карналлитовой и карналлит-бишофитовой зонах, обнаруживается приуроченность к породам доэвтонической стадии, у других (борацита, хильгардита, преображенскита, галургита, аксаита, джинорита) — к породам как доэвтонического, так и эвтонического этапов галогенеза. Гипергенные бораты (вместе с гидроборацитом и ашаритом), приуроченные к гипсовым шлямпам, сформированным в результате выщелачивания соляных куполов, образуют беспорядочно расположенные скопления, характеризуются сравнительно высоким содержанием бора и в отдельных случаях значительными запасами. Улескит и иньоит на таких месторождениях иногда встречаются ниже уровня соляного зеркала, в пределах основного водоносного горизонта, но главная их масса локализуется совместно с пандермитом, колеманитом и другими боратами выше уровня водоносного горизонта, непосредственно в породах гипсовой шляпы.

Количественная оценка распределения боратов по типам пород показывает, что из 422 известных в кунгурских галогенных отложениях Приуралья находок боратов примерно 4% (представленных гидроборацитом) приурочено к глинисто-карбонатным образованиям, свыше 80% (в основном гидроборацит) — к прослоям и пластам ангидритов, подстилающих

толщу каменной соли или залегающих внутри нее, около 12% (гидроборатит, а также калиборит и боратит) — к каменной и (калиборит, боратит) — к калийно-магниевым солям. Остальные 4% (улексит, пробертит) приурочены к гипсам. В значительной мере похожий характер распределения галогенных и "сквозных" боратов наблюдается на бороносных солянокупольных структурах Прикаспия, где бораты (преимущественно гидроборатит) на отдельных структурах также встречаются в глинисто-карбонатных образованиях, но особенно часто (боратит, калиборит, сульфоборит, хильгардит, преображенскит, джинорит и др.) — в прослоях и пластах ангидритовой, кизеритовой, полигалитовой и каинитовой пород, а также каменной соли, залегающих в сильвинит-карналлитовой и карналлит-бишофитовой толщах, значительно реже (боратит, хильгардит, галургит, аксаит и др.) — в карналлитовой и бишофитовой породах. Все это иллюстрирует преимущественную приуроченность боратов к прослоям и пластам сульфатных пород (ангидритовой, кизеритовой, полигалитовой, каинитовой и др.), а также каменной соли, отложившимся в солеродных бассейнах сульфатного типа в условиях относительного рассолонения рапы. Последнее подтверждается повышенной концентрацией в солях глинистого вещества и других нерастворимых в воде продуктов, содержание которых на бороносных структурах в продуктивной толще втрое выше, чем во вмещающей ее каменной соли, и т.д. Отмеченные особенности бороносных галогенных отложений отражают влияние палеогеографической и палеотектонической обстановок на процессы боронакопления в солеродных бассейнах.

В свете этого особый интерес представляет выявление связи борной минерализации с глинистыми породами, сложенными различными глинистыми минералами.

Надо сказать, что изучение соляных глин вызывает большие трудности в связи с содержанием в них значительных количеств ангидрита и гипса, примесь которых делает в большинстве случаев невозможной точную диагностику глинистых минералов. Для преодоления этих трудностей был разработан [186] "двухступенчатый" метод выделения глинистых минералов, основанный на предварительном истирании глины в содовом растворе и последующем удалении кальция соляной кислотой. Его использование позволило повысить эффективность рентгенографического и других методов анализа, что, в свою очередь, дало возможность охватить исследованиями обширную территорию распространения кунгурских галогенных отложений Приуралья и Прикаспия. В результате были установлены зональное распределение глинистых минералов и широкое развитие среди них наряду с гидрослюдой, хлоритом и их смешанослойными образованиями минералов группы монтмориллонита. В отличие от гидрослюды и хлорита, преобладающих в восточной и центральной частях Предуральского прогиба, а также в восточной прибортовой и западной частях Прикаспийской впадины, монтмориллонит играет доминирующую роль на восточной окраине Восточно-Европейской платформы и в ассоциации со смешанослойными образованиями — на многих солянокупольных структурах в юго-восточной, юго-западной и центральной частях Прикаспийской впадины.

Серьезного внимания с точки зрения анализа распределения глинистых минералов заслуживают данные М.А. Ратеева [206], полученные при изу-

чении современных морей аридной зоны, в частности Аральского. Им установлено, что максимальное содержание гидрослюдов наблюдается в прибрежной мелководной зоне взмучивания, среднее — в центральной депрессионной зоне моря и минимальное — в северных заливах, наиболее удаленных от устья Амударьи. У монтмориллонита обнаруживается обратная локализация: он дает максимум содержания в осадках центральной зоны и северных заливов моря. Таким образом, минимум гидрослюдов и максимум монтмориллонита наблюдаются в депрессионных халистатических зонах. Именно с этим, вероятно, связаны снижение содержания гидрослюдов и возрастание роли монтмориллонита в кунгурских галогенных отложениях Приуралья и Прикаспия в направлении с востока на запад.

В отличие от Приуралья, где зональное распределение глинистых минералов проявляется достаточно четко, в Прикаспии картина усложняется в связи с нахождением в кунгурских галогенных отложениях южной части впадины туфогенного материала (Тугаракчан, Азгир, Тамдыкуль, Индер) и глинистых продуктов, возникших в результате его преобразования. Среди последних особо следует выделить смешанослойные типа хлорит-монтмориллонит и лейкофиллит, обнаруженные в соляной толще Индера.

Борная минерализация в кунгурских галогенных отложениях развита в зонах, содержащих глинистые прослои, в которых глинистые минералы представлены в основном монтмориллонитом, хлоритом, лейкофиллитом и смешанослойными, но отсутствует в зонах, где мощность глинистых прослоев существенно гидрослюдистого состава (восточная и центральная часть Предуральского прогиба, западная часть Прикаспийской впадины и т.д.) превышает 20% мощности галогенных отложений.

Тесная связь боратов с монтмориллонитом является специфической особенностью галогенных отложений Приуралья и Прикаспия. В галогенных отложениях других регионов, где бораты в толщах калийно-магневых солей почти или совсем отсутствуют (Припятский прогиб, Средняя Азия, Предкарпатский прогиб и т.д.), глинистые минералы представлены гидрослюдой и хлоритом. Эта особенность бороносных галогенных отложений Приуралья и Прикаспия иллюстрирует многогранность влияния палеогеографической и палеовулканической обстановок на процессы боронакопления. Вместе с тем она рассматривается как одна из возможных причин, обуславливающих более мощное по сравнению с цехштейном ФРГ и ГДР проявление борной минерализации в кунгурских галогенных отложениях Прикаспия.

### **Влияние палеогеографической обстановки на размещение боратов**

Пермские галогенные формации Западной и Восточной Европы возникли во внутриконтинентальных морских солеродных бассейнах, расположенных в глубине огромного материка Пангеа и почти со всех сторон окруженных сушей, что является, как подчеркивает М.А. Жарков [77], их отличительной чертой. Поступление с окружающих континентов основной массы речных и грунтовых вод, которое в Западно-Европейский солеродный бассейн шло с юга, а в Восточно-Европейский — с востока, обусловило сложное асимметричное строение пермских галогенных отложений, выраженное в количественном и качественном изменениях слагающих их пород,

минералов и элементов. Приток континентальных вод, вызвавший метаморфизацию рапы, вместе с тем обусловил накопление терригенно-глинистого материала, зональное распределение малых элементов и т.д. Столь широкое влияние континентального стока не могло не сказаться и на размещении в соленосных отложениях боратов.

На водосборных площадях, окружавших пермские солеродные моря Западной и Восточной Европы, были широко распространены магматические и метаморфические породы ультраосновного, основного и среднего состава, среди которых следует выделить вулканические породы, занимавшие явно доминирующее положение. Это обстоятельство отличало пермские солеродные бассейны, например, от девонского солеродного бассейна Припятской впадины и от неогенового солеродного бассейна Предкарпатского прогиба, на водосборных площадях которых преобладали осадочные и (или) магматические и метаморфические породы кислого состава (гранитоиды, гнейсы и т.п.). Основным отличием водосборов Северогерманского солеродного бассейна от водосборов Приуральско-Прикаспийского бассейна является исключительно широкое развитие на последних серпентинизированных ультрабазитов, слагающих такие крупные массивы, как Крака или Даульский, общая площадь которых только в пределах Западно-Уральского поднятия измеряется тысячами квадратных километров.

В связи с отмеченной особенностью пермских солеродных морей Западной и Восточной Европы значительный интерес с точки зрения анализа распределения борной минерализации представляет реконструкция состава пород на водосборных площадях, прилегающих к различным частям этих бассейнов.

На водосборах Северогерманского солеродного бассейна, располагавшихся в южном его обрамлении в пределах Среднегерманского поднятия, значительное место среди магматических и метаморфических образований занимали вулканические породы. В восточном и северном обрамлении бассейна, на Белорусском массиве и Скандинавском щите, повсеместно обнажались осадочные или интрузивные и метаморфические породы кислого состава.

На водосборах Приуральско-Прикаспийского солеродного бассейна, располагавшихся в восточном его обрамлении на Северном Урале, заметно преобладали осадочные породы, перекрывавшие более древние магматические и метаморфические образования [61], но на всей остальной части Урала, от Каратау до Мугоджар, были распространены вулканические породы и серпентинизированные ультрабазиты. Об этом свидетельствуют обломки этих пород в составе нижнепермских отложений, а также таких минералов, как оливин, хромдиопсид, хромит, платина и т.д. В южном и западном обрамлении бассейна повсеместно обнажались осадочные породы. И только по окраинам Карабогазского и Северо-Устюртского массивов и в юго-восточной части Воронежского массива на поверхность выходили вулканические породы, а на юго-востоке последнего из названных массивов, кроме того — серпентинизированные ультрабазиты.

Преобладающее развитие на водосборных площадях пермских эпиконтинентальных солеродных морей тех или иных типов магматических пород подтверждается данными о содержании в соляных глинах малых элементов.

Возможность использования последних для реконструкции состава пород на водосборных площадях предопределяется тем обстоятельством, что разные типы магматических пород характеризуются, по А.П. Виноградову, повышенным содержанием определенного комплекса малых элементов: ультраосновные — хрома, кобальта, никеля; основные — титана, ванадия, меди; кислые — бериллия, циркония, свинца. Это находит отражение в составе глинистых осадков. Сходство геохимического состава магматических пород, преобладавших на водосборных площадях, и терригенно-глинистого материала, осаждавшегося в солеродных бассейнах, можно подметить путем сопоставления данных о содержании малых элементов. Но лучше пользоваться не самими значениями их концентраций, а отношениями значений содержаний пар малых элементов, характерных для определенных типов изверженных пород и занимающих близкое положение в рядах геохимической подвижности.

К таким парам относятся, в частности, Ti/Be, Ti/Zr, Cr/V, Co/Cu, Ni/Cu, Co/Pb, Ni/Pb, Cu/Pb и т.д. Последний способ более эффективный, так как при его использовании удается исключить разубоживающее влияние карбонатных и соляных минералов и получить больший объем информации. Зная конкретные совокупности отношений содержаний малых элементов в главных типах изверженных пород и в терригенно-глинистом материале на определенных участках территории развития галогенных отложений, их можно сопоставить и, таким образом, определить тот тип изверженных пород, который был наиболее распространенным в областях питания континентальными водами данного участка солеродного бассейна. Сопоставление конкретных совокупностей отношений содержаний малых элементов проводилось на ЭВМ методом решения логических задач по распознаванию образов с использованием одной из модификаций алгоритма [30], в котором определялись не двоичные коды, а числовые значения. В качестве критерия использовалось число совпадающих отношений содержаний пар элементов, причем совпадающими считались отношения с разностью, не превышающей 50%.

В результате сопоставления таких совокупностей было установлено [176], что в областях питания континентальными водами участков Приуральского-Прикаспийского солеродного бассейна, располагавшихся в районе поселков Воскресенск—Мелеуз и Кенкиак—Жаркамыс, преобладали изверженные и метаморфические породы основного состава (базальты, диабазы), а в районе поселков Барангулово и Киргиз-Мияков, где борная минерализация по сравнению с таковой в фациях других участков в той же солености проявлена особенно интенсивно, доминировали изверженные и метаморфические породы ультраосновного состава (серпентинизированные ультрабазиты). На водосборных же площадях Донецкого "аппендикса" рассматриваемого бассейна, так же как и, например, Припятского бассейна, господствовали породы кислого состава (гранитоиды и гнейсы).

В связи с изложенным выше обращает на себя внимание тот факт, что в пермских галогенных отложениях Западной Европы борная минерализация развита преимущественно в южной части Северогерманского бассейна, локализуясь в районе Стасфурта и Ганновера. Но она почти или совсем отсутствует в западной части этого бассейна, располагавшегося на территории Польши и Прибалтики. В пермских галогенных отложениях

Восточной Европы борная минерализация преимущественно развита в пределах меридионально вытянутой полосы, прослеживаемой вдоль западного склона Урала (отделяющейся от него лишь зоной развития глин существенно гидрослюдистого состава), а также в отдельных районах, тяготеющих к юго-восточной окраине Воронежского массива, причем, как уже отмечалось, наиболее значительные скопления боратов в этой полосе наблюдаются в районе пос. Барангулово и Киргиз-Мияков. На территории Прикаспия зона развития борной минерализации, расширяясь, охватывает восточную и центральную части Прикаспийской впадины, а также отдельные районы в ее юго-восточной и юго-западной частях. Самые крупные скопления боратов приурочены к наиболее погруженным участкам впадин, расположенным в ее центральной части. Вместе с тем нельзя не подчеркнуть еще раз отсутствие сколько-нибудь значительных проявлений борной минерализации в северо-западной и западной частях рассматриваемой впадины и в Донбассе.

Изложенное выше иллюстрирует достаточно четко выраженную зависимость между составом горных пород в областях питания континентальными водами солеродных бассейнов и проявлением борной минерализации в галогенных отложениях соответствующих частей этих бассейнов. Нахождение на водосборных площадях вулканических пород и серпентинизированных ультрабазитов благоприятствует, а нахождение осадочных пород, как и интрузивных и метаморфических пород кислого состава, не благоприятствует развитию борной минерализации в галогенных отложениях. Это обстоятельство наводит на мысль о мобилизации бора в процессе выветривания вулканических пород и серпентинизированных ультрабазитов и привносе его в составе поверхностного и подземного стока в определенные части пермских эпиконтинентальных солеродных бассейнов. Если это действительно было так, то наряду с составом пород существенную роль в мобилизации и переносе бора играли также условия выветривания на водосборных площадях.

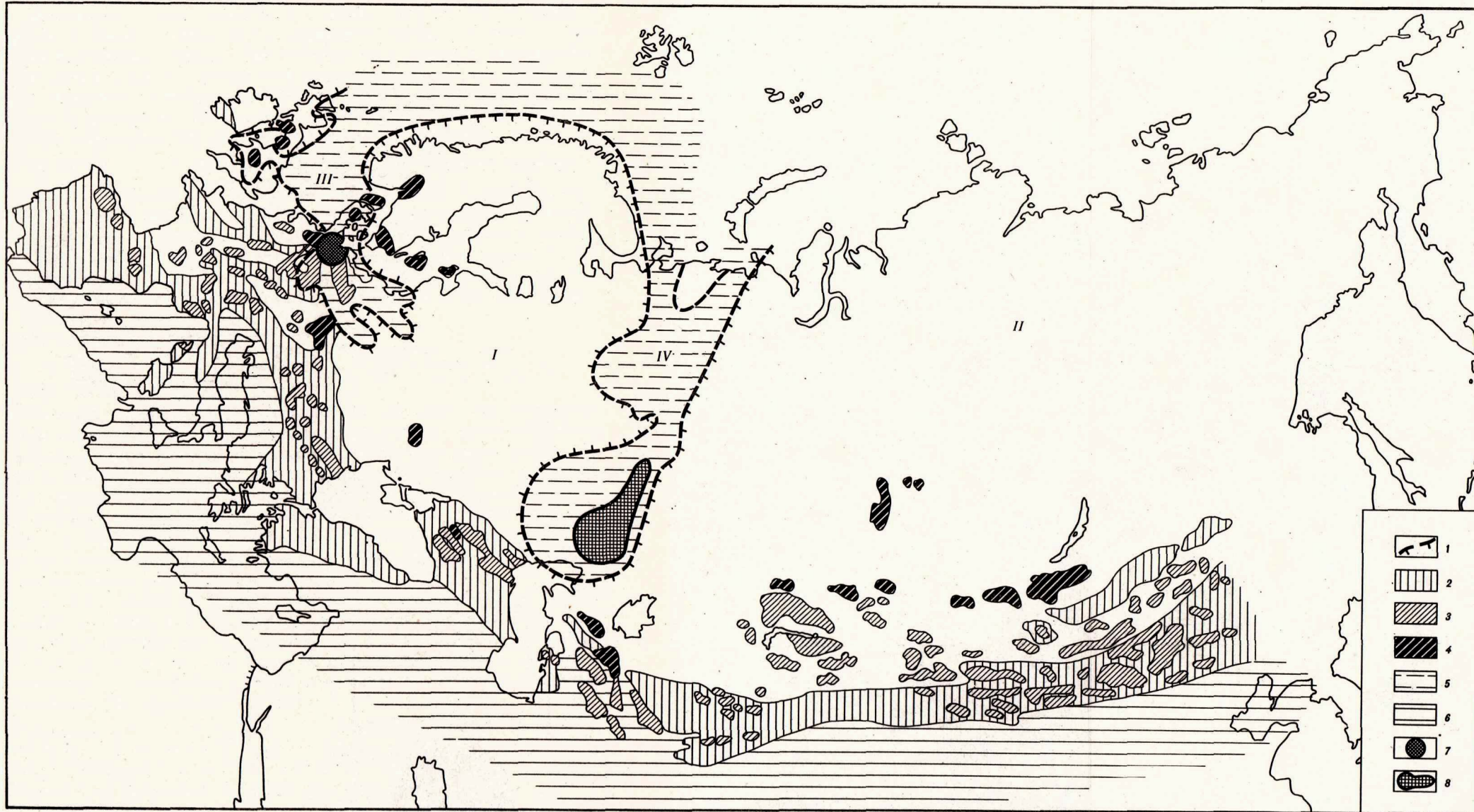
Как известно, характер выветривания на водосборных площадях определяет в значительной мере форму миграции малых элементов и в конечном итоге характер и масштабы их накопления в бассейнах седиментации [226]. Достаточно интенсивное химическое выветривание материнских пород способствует переходу малых элементов, в частности бора, в растворенное состояние и их осаждению при благоприятных условиях в водоемах стока. Существенный интерес представляет рассмотрение с этих позиций условий выветривания в области питания пермских солеродных бассейнов Европы. Водосборные площади соляных водоемов, как и сами водоемы, обычно находятся в резко аридных климатических условиях, что предопределяет явное преобладание механической денудации над химической. Однако в некоторых случаях на водосборах, окружающих солеродные бассейны, оказывается возможным интенсивное проявление химического выветривания. Примером тому могут служить Уральские водосборы в кунгурский век. Известно, что Урал и Мугоджары представляли собой в это время систему горных цепей. С Уральских гор в кунгурские солеродные бассейны Приуралья и Прикаспия поступало большое количество терригенного материала и растворенных веществ, несомых потоками, что обусловило широкое развитие терригенных и карбонатно-сульфатно-

терригенных фаций в восточной прибортовой части кунгурского эпиконтинентального моря. Обильный сток с Урала мог происходить лишь в условиях вертикальной климатической зональности. Последнее свидетельствует о существовании на Урале, по крайней мере в некоторых его зонах, гумидных условий и, следовательно, о проявлении хотя бы в отдельных районах, химического выветривания.

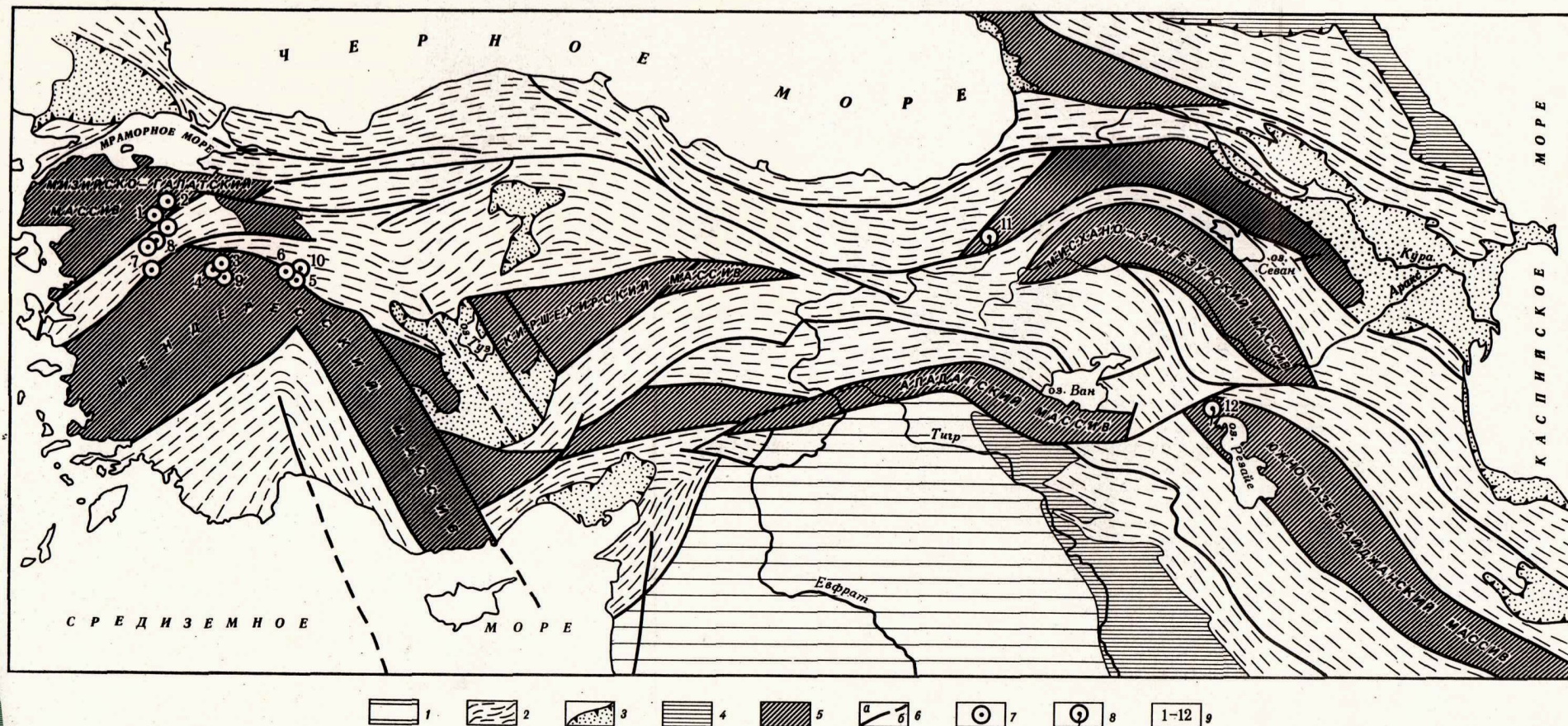
В направлении с севера на юг в кунгурской соляной толще отмечаются увеличение количества глинистого материала и возрастание мощности глинистых прослоев от долей метра на восточной окраине Восточно-Европейской платформы (Федоровско-Стерлибашевский вал) до десятков метров на том же и даже большем удалении от Урала в Прикаспийской впадине (Индерское поднятие). Это связано с существованием на Урале наряду с вертикальной также и широтной климатической зональности. Как видно из палеогеографических схем Н.М. Страхова [226], южные и юго-западные отроги Урала в кунгурской век располагались на границе северной аридной зоны с влажной тропической, находясь где-то, по данным Н.Н. Форша и А.И. Храмова [243] и А.А. Моссаковского [153], между  $15^{\circ}$  и  $25^{\circ}$  с.ш. Согласно палеогеографическим схемам М.А. Жаркова [77], на которых с учетом дрейфа континентов выделяются не два, а один аридный пояс, горные сооружения, обрамлявшие Прикаспийскую впадину, располагались, хотя и внутри этого пояса, но вблизи океана Тетис. Таким образом, по тем и другим палеогеографическим построениям на южных и юго-западных отрогах Урала климат был не менее жаркий, чем на Среднем Урале, но более влажный (в отдельных районах). Поэтому химическая денудация протекала в этих районах весьма интенсивно.

Как известно, характер выветривания горных пород, подчиненный широтной климатической зональности, определяет образование на водосборных площадях тех или иных глинистых минералов. Аридная пустынная зона характеризуется преобладающим развитием гидрослюды, в холодной умеренно-влажной зоне появляется хлорит. В гумидной тропической зоне генерируется каолинит, а на участках слабого дренажа — монтмориллонит [102]. Различия климатической обстановки на Урале обусловили дифференцированное размещение глинистых минералов в прилегающих частях кунгурского эпиконтинентального моря. Из жаркой засушливой зоны, располагавшейся в нижних частях Северного и Среднего Урала, в результате активной деятельности ветра переносились генерируемые здесь в процессе выветривания гидрослюды. Из холодной умеренно-влажной зоны его горных цепей водами приносился гидрослюдисто-хлоритовый материал. Из жаркой и влажной зоны Урала, особенно его южных отрогов, наряду с этими минералами из участков относительно слабого дренажа поступало значительное количество монтмориллонита.

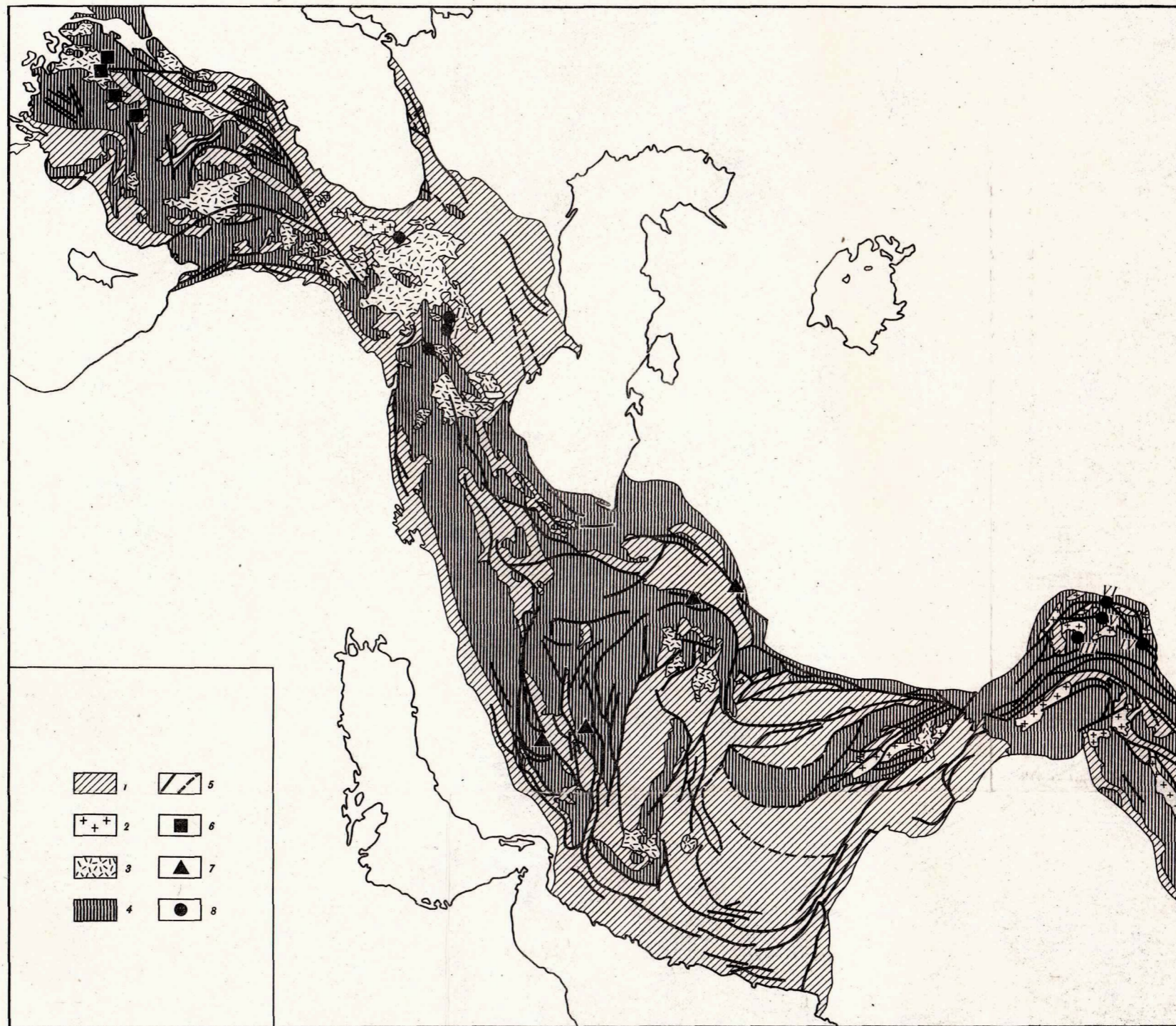
Для проверки изложенных соображений об условиях выветривания на Уральских водосборах в кунгурской век данные о содержании малых элементов в соляных глинах были обработаны на ЭВМ методом многократной корелляции, позволяющим получать количественные оценки парагенетических ассоциаций и рядов подвижности этих элементов [29]. Известно, что существует весьма четкая зависимость между соотношением интенсивности механической и химической денудации пород в областях питания и характером ассоциаций малых элементов в осадочных породах. В усло-



Р и с. 13. Схема размещения борных провинций Западной и Восточной Европы (на палеовулканической основе)  
 I — древние материи (I — Фено-Сарматский, II — Северо-Азиатский); 2 — широтная система варисцид складчатого пояса Палеотетиса; 3, 4 — вулканические серии Евразийского пояса орогенного вулканизма, включающие комплексы: щелочноземельных вулканических формаций средне-позднекаменноугольного и раннепермского возраста (3) и субщелочных и щелочных формаций ранней, местами поздней перми (4) [153]; 5 — эпиконтинентальные моря (III — Западно-Европейское или Стасфуртское, IV — Восточно-Европейское или Кунгурское); 6 — древний Средиземноморский бассейн (Палеотетис); 7, 8 — борные провинции; 7 — Западно- и 8 — Восточно-Европейская



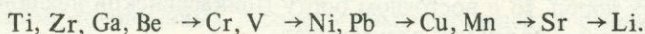
Р и с. 17. Схема размещения вулканогенно-осадочных месторождений боратов в Малой Азии (на тектонической основе, в границах, уточненных Я.Г. Кацем по данным дешифрирования космических снимков)  
 1 — Аравийская плита; 2 — складчатые области; 3 — межгорные впадины; 4 — краевые прогибы; 5 — срединные массивы; 6 — разломы установленные (а) и предполагаемые (б); 7, 8 — месторождения и проявления боратов в неогеновых отложениях (7) и связанные с отложениями термальных источников (8); 9 — названия месторождений и проявлений боратов (1 — Султан-Чаир, 2 — Кестелек, 3 — Эспей-Килик, 4 — Хизарчик, 5 — Кырка-Сарикайя, 6 — Гогенлулук, 7 — Искелекей, 8 — Бегендиклер, 9 — Хомамкоу, 10 — Харманкауа, 11 — Бура-Хан, 12 — Исти-Су)



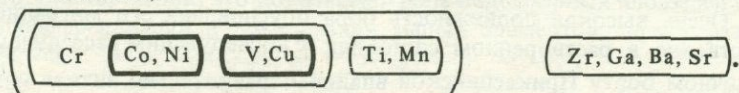
Р и с. 24. Схема размещения месторождений вулканогенно-осадочных боратов в областях с континентальной корой, сформированной в конце миоцена (составлена на основе тектонической карты Северной Евразии под ред. А.В. Пейве и А.Л. Яншина)

1 — комплексы пород океанической и переходной стадий развития земной коры; 2-3 — комплексы-показатели становления континентальной коры: 2 — гранитоиды нормального ряда (N), 3 — вулканоплутоническая ассоциация (N<sub>2</sub>-Q); 4 — фрагменты древних континентальных кор; 5 — сбросы, сдвиги (a — установленные, б — предполагаемые); 6-8 — месторождения и проявления боратов: 6 — в плиоценовых отложениях, 7 — в четвертичных озерных отложениях, 8 — связанные с отложениями термальных источников (I — Дарыдагское, II — Мисдагское, III — Лянгарское, IV — Бахмырское, V — Болотное, VI — Сасыкское)

виях механического выветривания в осадках сохраняются ассоциации элементов, сходные с таковыми в материнских породах (в частности, ассоциации изверженных пород). При переходе же к условиям химического выветривания в осадках формируются ассоциации элементов, отражающие ряды их подвижности в данных условиях. Наиболее интенсивное развитие химического разложения материнских пород проявляется, как правило, в возникновении рядов, близких к следующему усредненному:



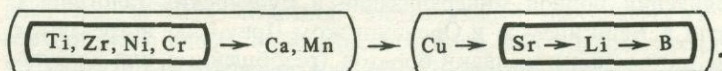
В результате обработки данных спектрального анализа 72 проб соляных глин, отобранных [441] из пермских отложений Северогерманской впадины, которая была проведена методом многократной корреляции в сочетании с R-методом главных компонент факторного анализа, получены следующие основные парагенетические ассоциации (наиболее тесно связанные между собой элементы объединены толстыми линиями, более слабо связанные — тонкими):



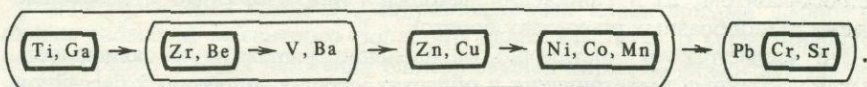
Полученные геохимические характеристики соляных глин Северогерманской впадины показывают, что на водосборных площадях этой впадины заметно преобладала механическая денудация: ассоциации малых элементов в глинах весьма сходны с ассоциациями, характерными для изверженных пород (отчетливо выражены свойственные ультраосновным и основным породам связи хрома с кобальтом и никелем, ванадия — с медью, титана — с марганцем, как и свойственные средним и кислым породам связи циркония и галлия с барием и стронцием), но существенно отличаются от эталонного ряда их подвижности.

В результате обработки данных спектрального анализа 104 проб соляных глин, отобранных из пермских отложений южной части Предуральского прогиба (район Ишимбай—Мелеуза) и восточного борта Прикаспийской впадины (район Кенкиян—Жаркамыс), получены следующие оценки парагенетических ассоциаций и рядов возрастания подвижности элементов.

Южная часть Предуральского прогиба:



Восточный борт Прикаспийской впадины:



Эти данные показывают, что в обоих рассмотренных случаях химическое выветривание на Урале и Мугуджарах явно преобладало над механической денудацией: ассоциации малых элементов в глинах как в южной части Предуральского прогиба, так и на восточном борту Прикаспийской впадины существенно отличаются от ассоциаций, характерных для изверженных пород (в глинах отсутствуют свойственные последним связи титана с медью или марганцем, галлия или бериллия со свинцом и т.д.), и весьма сходны с

приведенным выше эталоном подвижности элементов (наименее подвижными являются титан, цирконий, галлий, бериллий, наиболее подвижны — стронций и литий).

В направлении с севера на юг интенсивность химического выветривания на Урале несколько возрастает. Так, если в кунгурских соляных глинах Предуральского прогиба еще сохраняется положительная корреляционная связь между никелем и хромом, свидетельствующая о содержании реликтов ультраосновных пород, то в восточном борту Прикаспийской впадины подобные корреляционные связи уже отсутствуют.

Ряды подвижности малых элементов в указанных регионах, отражая в целом усредненный ряд их подвижности в коре выветривания, характеризуются определенными особенностями; рассмотрим некоторые из них.

В Предуральском прогибе (в районе Воскресенска—Мелеуза) относительно низкая подвижность марганца, очевидно, связана с его преимущественным поступлением в водоемы в виде взвесей, образующихся за счет разрушения коренных руд марганца, распространенных на западном склоне Урала. Очень высокая подвижность бора обусловлена его миграцией преимущественно в растворенном состоянии с последующим рассеянием.

На восточном борту Прикаспийской впадины сравнительно низкая подвижность бария вызвана его быстрым осаждением в виде барита при взаимодействии с сульфат-ионами, содержащимися в рапе солеродного бассейна. Вместе с тем весьма высокая подвижность хрома получает объяснение, если исходить из того, что денудации подвергались в значительной мере ультраосновные породы, в процессе выветривания которых в резко окислительной обстановке при высоких значениях pH (генерирование монтмориллонита) хром переходит в шестивалентную форму с образованием подвижного комплекса  $Cr_2O_4^{2-}$ .

Интенсивное проявление химического выветривания на Уральских водосборах, прилегающих к пермским солеродным бассейнам Приуралья и особенно Прикаспия, не могло не найти своего отражения в особенностях металлогении галогенных отложений этого региона вообще и его боронности в частности. В свете этого привлекает к себе внимание тот факт, что в направлении с севера на юг по мере возрастания интенсивности химического выветривания на Урале происходит увеличение масштабов и разнообразия проявления борной минерализации в кунгурских галогенных отложениях: если в Башкирском и Оренбургском Приуралье встречаются лишь отдельные включения и желваки боратов (разобщенные или локализованные в пределах небольших участков), представленные в основном гидроборатом, то в Прикаспии находятся линзообразные и пластовые залежи разнообразных по составу боратов.

Это иллюстрирует достаточно определенно выраженную зависимость между условиями выветривания в областях питания солеродных бассейнов континентальными водами и проявлением борной минерализации в галогенных отложениях. Наряду с широким распространением на Урале серпентинизированных ультрабазитов интенсивное развитие химического выветривания является одной из важнейших причин, обуславливающих более мощное по сравнению с цехштейном Северогерманской впадины проявление борной минерализации в отложениях Прикаспийской впадины.

Совокупное влияние состава пород и условий выветривания в областях

питания континентальными водами кунгурского эпиконтинентального солеродного бассейна на размещение в нем борной минерализации лишний раз подтверждается результатами обработки на ЭВМ данных спектрального анализа проб соляных глин, отобранных из районов с проявлениями борной минерализации и из районов, где доказано ее отсутствие (по 20–100 проб из каждого района). Обработка проводилась методом решения логических задач по распознаванию образов. Она показала, что ассоциации малых элементов, принесенных с водосборных площадей, в отложениях с проявлениями или месторождениями боратов и в отложениях, где отсутствуют концентрации боратов, существенно различаются [174]. В то же время ассоциации этих же элементов в толщах с проявлениями или месторождениями боратов, как, например, на восточной окраине Восточно-Европейской платформы и в центральной части Прикаспийской впадины, обнаруживают весьма значительное сходство (порядка 60–80%). Свидетельствуя о тесной взаимосвязи между малыми элементами и борной минерализацией, одновременно это показывает роль водосборных площадей не только в дифференциации и локализации малых элементов, но и в размещении боратов.

#### **Влияние палеотектонической и палеовулканической обстановок на размещение залежей боратов**

Большая часть площади распространения пермских галогенных отложений Западной и Восточной Европы находится на территории древней платформы, во внутренних углах которой выделяются сложные бороздовые структуры, поперечные горно-складчатым областям и расположенные между двумя одинаковыми зонами платформы. В этих структурах, названных авлакогенами [260], в рифее и (или) девоне происходили излияния лав щелочного и толеитового ряда. К таким структурам относятся Камско-Бельский, Сергиевско-Абдулинский и другие авлакогены. Некоторые из них погружаются под соляную толщу Северогерманской и Прикаспийской впадин. Анализ гравитационного и магнитного полей в комплексе с сейсмическими данными позволил Р.Н. Валееву выявить на территории последней из них сложную систему разломов докембрийского фундамента и подсолевого ложа. Используя методику, предложенную В. Ваккайером и др. для анализа горизонтальной составляющей тектонических движений по соотношению аномалий магнитного поля, ему удалось установить не только характер размещения основных разломов, но и их генетические типы [32]. Наряду с системой субширотных сбросов, была выявлена система субмеридиональных сдвигов<sup>1</sup>, сопровождаемых характерными деформациями аномалий магнитного поля, что свидетельствует о существовании здесь горизонтальных движений блоков земной коры. По аналогии с территорией Приуралья, изученной глубоким бурением, в подсолевом ложе Прикаспийской впадины был выявлен ряд субширотных грабенообразных прогибов: Челкарский, Индерский и др. [31]. В отличие от Камско-Бель-

<sup>1</sup> В Приуралье такие сдвиги обычно представляют собой поперечные осложнения рифейских и девонских грабенообразных прогибов, с осевыми зонами которых, как правило, совпадают максимальные амплитуды горизонтальной составляющей, а сами прогибы оконтуриваются 30-километровой изолинией равных амплитуд горизонтальной составляющей.

ского и Сергиевско-Абдулинского авлакогенов, расположенных в Приуралье и не испытанных в пермский период особо сильных опусканий, упомянутые выше прогибы Прикаспийской впадины, судя по приуроченности к ним наиболее мощных толщ калийно-магниевого солей, характеризующихся максимальным развитием сильвинит-карналлитовой, а местами даже бишофитовой минерализации, унаследовали интенсивное опускание вплоть до эпохи пермского галогенеза.

Составленная таким путем схема, отражающая палеотектоническую обстановку в пермский период на территории Прикаспийской впадины, послужила основой, на которую были вынесены соляные купола, вмещающие проявления и месторождения боратов. Оказалось, что подавляющее число таких куполов, в том числе все известные месторождения боратов, располагаются над древними прогибами фундамента, тяготея к их бортовым частям, отличающимся повышенной трещиноватостью, особенно к зонам пересечения разломов типа сдвига.

Однако проявления, а тем более месторождения боратов, обнаружены далеко не во всех грабенообразных прогибах этого типа и даже не во всех частях таких прогибов. Их нет, в частности, в калийно-магниевого солях Припятского, Днепровско-Донецкого и северо-западной части Пугачевского авлакогенов. Очевидно, приуроченность боратов к подобным прогибам носит не всеобщий характер, а является специфической особенностью древних авлакогенов Южного Приуралья, а также юго-восточной, центральной и юго-западной частей Прикаспийской впадины в силу либо отмеченных выше особенностей фациальной и палеогеографической обстановок в этих прогибах, либо каких-нибудь иных обстоятельств. Ими могут быть проявления активной вулканической и поствулканической деятельности в южном обрамлении рассматриваемой впадины.

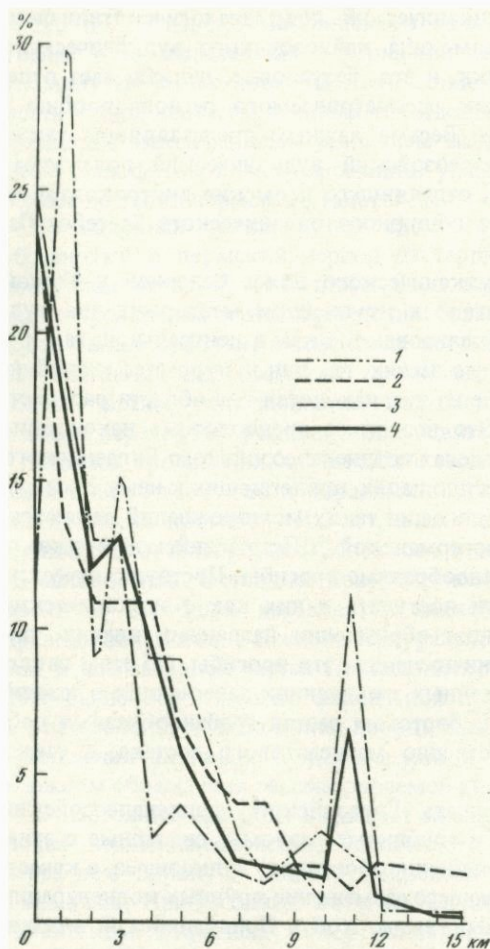
В настоящее время не вызывает сомнения существование Евразийского пояса позднепалеозойского орогенного вулканизма, протягивающегося через всю Европу и Азию от Пиренеев через Судеты, Балканы, Кавказ, Тянь-Шань, Прибалхашье, Гоби до Сихотэ-Алиня (рис. 13, вкл.). В этом гигантском широтном поясе локализованы продукты позднепалеозойского, в частности раннепермского наземного вулканизма известково-щелочного состава [153]. Они развиты в южном обрамлении как Северогерманской, так и Прикаспийской впадин, в частности на Среднегерманской возвышенности, где они локализованы в зонах поперечных поднятий Галльского и Нижнесаксонского нагорий и Тюрингского леса, на Карабогазском, Северо-Устьюртском срединных массивах и т.д. Вулканические образования, развитые на Среднегерманском поднятии, представлены раннепермскими андезитами, трахиандезитами, дацитами, липаритами, а также базальтами и трахибазальтами, на Карабогазском массиве — позднекаменноугольными и раннепермскими липарит-дацитовыми и липаритовыми лавами и туфами, на Северо-Устьюртском массиве — андезитовыми и порфиритовыми лавами. В большей своей части Евразийский вулканический пояс лежит в пределах варисцийских горноскладчатых областей, хотя в ряде мест он выходит за их границы и накладывается на древние складчатые сооружения. Он пересекает вкрест простирания другие варисцийские горноскладчатые системы [153] и, надо полагать, рифейские и девонские авлакогены, развитые в южных частях Северогерманской и Прикаспийской

впадин. Верхнепалеозойский вулканический пояс аналогичен типичным окраинно-континентальным поясам типа кайнозойского вулканического пояса Северной и Южной Америки, и это, безусловно, накладывает отпечаток на минерагенический облик рассматриваемого региона вообще и его бороносность в особенности. Весьма важным представляется также то обстоятельство, что позднепалеозойский вулканический пояс играл роль своеобразного водораздела, отделявшего пермские внутриконтинентальные солеродные бассейны от обширного океанического бассейна Палеотетиса.

В пределах кайнозойского вулканического пояса Северной и Южной Америки, как известно, располагаются крупнейшие месторождения вулканогенно-осадочных боратов, локализованные как в центральной, так и в тыловой (удаленной от океана) его частях, где они приурочены к глубинным разломам. Причем некоторые из них находятся вне области распространения вулканических пород. Это позволяет предположить нахождение подобных месторождений и в пределах позднепалеозойского Евразийского вулканического пояса, а также на площадях, прилегающих к нему с севера. Наиболее вероятным местом локализации таких месторождений являются, в частности, южные части Северогерманской и Прикаспийской впадин, а на территории последней — грабенообразные прогибы. Поствулканические гидротермальные растворы могли поступать в них как с вулканических нагорий, расположенных в южном обрамлении названных впадин, так и по глубинным разломам, ограничивающим эти прогибы. Об этом свидетельствуют находящиеся в галогенных отложениях, залегающих в южной части Прикаспийской впадины, в бортовых частях грабенообразных прогибов, значительные тела существенно магнезитового состава, а также фторная минерализация и т.д.

Все это позволяет рассматривать Евразийский позднепалеозойский вулканический пояс, равно как и глубинные разломы, связанные с этим поясом и активные в период проявления орогенного вулканизма, в качестве важного фактора, контролирующего размещение крупных концентраций боратов в галогенной толще Северогерманской и Прикаспийской впадин, а вулканическую и сопряженную с ней гидротермальную деятельность — в качестве одной из важнейших причин, обуславливающих более мощное по сравнению с Приуральем проявление борной минерализации в кунгурских галогенных отложениях Прикаспийской впадины. Если это действительно так, то калийно-магниево-соли, залегающие в южной части этих впадин, представляются наиболее перспективными на поиски залежей боратов с высокими концентрациями бора.

Вместе с тем изложенное выше подчеркивает существенное отличие минерагенической специализации рифейских и девонских авлакогенов, близких по особенностям своего строения внутриконтинентальным рифтам и характеризующихся развитием щелочно-ультраосновных—щелочно-базальтоидных формаций (которые нередко, например, в Припятской и Днепровско-Донецкой впадинах синхронны галогенным), от окраинно-континентальных вулканических поясов типа Евразийского. В древних авлакогенах, как и в современных рифтах, развита давсонитовая и флюоритовая минерализация, но для этих структур обычно не характерна борная минерализация. В авлакогенах она развита лишь на территории



Р и с. 14. Распределение боратов в пермских галогенных отложениях (в % от их общего количества) в зависимости от расстояния от них до разломов

1 — в фациях осолоненных; 2 — сильно осолоненных; 3 — очень сильно осолоненных участков солеродного бассейна; 4 — в целом по кунгурским галогенным отложениям

Южного Приуралья, в восточной, южной и центральной частях Прикаспийской впадины. Особенностью ее проявления в бортовых частях авлакогенов является нахождение в виде включений и желваков боратов в пластах ангидритов и других сульфатных пород, ограниченных на расстоянии от нескольких см до 1–2 м резко обедненным бором пространством. Причиной этого может быть перераспределение борного вещества на стадии диагенеза и (или) эпигенеза. Уже отмечалось, что и в Приуралье, и в Прикаспии рифейские и девонские авлакогены контролируются глубинными разломами типа сбросов и сдвигов.

В пределах пятикилометровой полосы, прослеживаемой по обе стороны от таких разломов, Р.Н. Валеев отмечает резкое (в 2–3 раза) повышение трещиноватости. Глубинные разломы, как и связанные с ними зоны трещиноватости, неоднократно испытывали унаследованное оживление, в частности в герцинский и последующие циклы тектогенеза [32].

Привязка боропроявлений, вынесенных на погоризонтные литолого-фациальные карты, к глубинным разломам показала, что из 426 известных в пермских галогенных отложениях Приуралья находок боратов 80% сосредоточено в шестикилометровой полосе, прослеживаемой по обе стороны вдоль разрывных нарушений (рис. 14). При этом в фациях осолоненных участков бассейна 84% боропроявлений располагается на расстоянии 0–6 км от разрывных нарушений и 14% — на расстоянии 6–12 км, тогда как в фациях сильно и очень сильно осолоненных участков 78% боропроявлений находится на расстоянии 0–6 км и 18% — на расстоянии 6–12 км. Приведенный график свидетельствует о существовании гиперболической

зависимости между количеством боропоявлений, встречающихся в кунгурских галогенных отложениях, и их расстоянием от разрывных нарушений, которая указывает на перераспределение первично-седиментационного бора и эпигенетический характер возникающих за счет него включений и желваков боратов. Их тем больше в породе, чем интенсивнее проявлена тектоническая трещиноватость. Следует отметить, что по сравнению с фациями осолоненных участков эта зависимость в фациях сильно и очень сильно осолоненных участков выражена менее отчетливо.

Подобная тенденция распространяется и на Прикаспий, где основные значения приобретают первично-седиментационные скопления, представленные прослоями и пластами боратов, а не их катагенетические образования. Однако и здесь наблюдается перераспределение боратов. Как показала обработка на ЭВМ данных спектрального анализа 200 проб соляных глин, выполненная с использованием R-метода главных компонентов факторного анализа, на бороносных солянокупольных структурах выделяются два почти идентичных фактора. Первый из них (Ti, Mn, V, Cr, Ni, Co, Ga и B) отражает седиментационные процессы, второй (Cu, Pb, -B) — показывает роль глубинных разломов в постседиментационный период. Минерализованные растворы, обогащенные медью и свинцом, поступающие по этим разломам, выносят бор из зон, непосредственно прилегающих к трещинкам, и переотлагают его в виде локальных скоплений боратов в зонах, несколько удаленных от трещинок. Это обстоятельство позволяет предполагать, что по мере удаления от глубинных разломов, за пределами 4–6-километровой полосы, прослеживаемой вдоль них, неоднородность распределения боратов в соляной толще окажется выраженной слабее.

#### **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА В НЕОГЕНОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ**

В неогеновых толщах известно немного борных месторождений. Но в этих месторождениях сосредоточены огромные запасы — около 1 млрд. т боратов. Подавляющее большинство из них приурочено к вулканогенно-осадочным отложениям. За рубежом такие месторождения являются основным источником борного сырья. Из них ежегодно добывается свыше 2 млн. т боратов. Геолого-поисковые работы, направленные на выявление в неогеновых толщах некоторых районов СССР залежей боратов, пока не привели к нужным результатам. Это, вероятно, связано как с низким уровнем изученности вулканогенно-осадочных отложений в отношении их бороносности и крайне малым объемом проведенных специализированных поисковых работ на бор, так и с недостаточным знанием закономерностей размещения в них залежей боратов. Последнее относится прежде всего к крупнейшим месторождениям, открытым в последние годы в вулканогенно-осадочных отложениях Малой Азии, территория которой непосредственно прилегает к СССР. Поэтому выявление основных факторов, контролирующих размещение залежей боратов в вулканогенно-осадочных отложениях, особенно в пределах Мало- и Центрально-Азиатских борнорудных провинций, имеет большое значение для повышения эффективности геолого-поисковых работ на бор, прежде всего на Малом Кавказе и в Средней Азии.

## Стратиграфическая и фациальная приуроченность боратов в вулканогенно-осадочных отложениях

Все известные в вулканогенно-осадочных отложениях месторождения боратов приурочены к озерным комплексам. Самые крупные из них имеют неогеновый возраст. Некоторые из этих месторождений, в частности месторождения Крамер и Калико-Даггет, расположенные в пустыне Мохаве (США), образовались в миоцене; большинство других, в том числе месторождение Фернис-Крик, находящееся в Долине Смерти (США), Тинкалау, Арисаро и Каухари, расположенные на плато Пуна в Аргентине, как и месторождения Кырка-Сарикайя, Гогенолук, Искелекей, Бегендиклер и др., расположенные на Анатолийском плато в Турции, образовались в плиоцене. Часть месторождений имеет палеогеновый и четвертичный возраст. В месторождениях неогенового возраста сосредоточено более 80% запасов боратов, известных в вулканогенно-осадочных отложениях. В Малой Азии на месторождения плиоценового возраста приходится практически все известные в этом регионе запасы боратов.

Приуроченность вулканогенно-осадочных месторождений боратов к неогеновым отложениям не исключает возможности их нахождения и в более древних озерных отложениях, если они не были вовлечены в альпийский цикл тектогенеза. Однако по аналогии с Малой Азией все же наиболее перспективными представляются неогеновые, прежде всего плиоценовые, озерные отложения, особенно на непосредственно прилегающей к Малой Азии территории Закавказья.

Среди вулканогенно-осадочных формаций выделяются три главные группы: вулканогенно-обломочная, вулканогенно-кремнистая и вулканогенно-известняковая [251]. Месторождения боратов приурочены к формациям первой из этих групп. В составе этих формаций они встречаются в фациях слабо осолоненных (глины с прослоями хемогенных известняков), осолоненных (глины, известняки с прослоями гипса), сильно осолоненных (глины, известняки с включениями гейлюссита, прослоями глауберита, пластинами галита) и очень сильно осолоненных озерных водоемов (трона, мираболит, галит, селитра). Все месторождения, залегающие в неогеновых отложениях, приурочены к фациям от слабо до сильно осолоненных водоемов. При этом месторождения миоценового возраста встречены только в фациях слабо осолоненных водоемов (Крамер, Калико-Даггет и др.), месторождения плиоценового возраста — в фациях слабо осолоненных (Кырка-Сарикайя, Кестелек, Искелекей и др.), осолоненных и сильно осолоненных водоемов (Фернис-Крик, Тинкалау, Султан-Чаир). В отличие от них большинство месторождений, известных в четвертичных отложениях, приурочено к фациям очень сильно осолоненных водоемов. В месторождениях, приуроченных к фациям слабо осолоненных водоемов, сосредоточена преобладающая часть суммарных запасов вулканогенно-осадочных боратов. Во всяком случае, на Анатолийском плато в них локализовано более 95% разведанных здесь запасов боратов. Это обстоятельство позволяет ориентировать поиски боратов в неогеновых отложениях главным образом на фации слабо осолоненных, а в четвертичных — на фации очень сильно осолоненных водоемов.

Существенные различия между вулканогенно-осадочными месторожде-

ниями боратов, приуроченными к неогеновым и четвертичным отложениям, дают основание выделить среди них два подтипа: 1) вулканогенно-глинистые, связанные с неогеновыми отложениями, а в их составе — с фациями от слабо до сильно осолоненных водоемов как карбонатного, так и, по-видимому, сульфатного (Фернис-Крик) и хлоридного (Тинкалау) типов; 2) вулканогенно-соленосные, связанные с четвертичными отложениями, а в составе последних — с фациями очень сильно осолоненных водоемов карбонатного (оз. Серлс, долина Пуга), а также, вероятно, сульфатного (Грандес) и хлоридного (Мапинму-Тсале) типов. Общим для них является приуроченность к отложениям слабопроточных или бессточных озер.

Практическая значимость месторождений вулканогенно-глинистого и вулканогенно-соленосного подтипов неодинакова. Первые отличаются особенно большими запасами, достигающими 500 млн. т руды. Месторождения обычно характеризуются пластовой формой и образуют пологозалегающие тела площадью от 0,1–0,3 до 2 км<sup>2</sup> и мощностью от 1–3 до 30–90 м. Содержание В<sub>2</sub>О<sub>3</sub> в руде достигает 30–50%. Руды часто имеют почти мономинеральный состав. Вторые обычно характеризуются сравнительно небольшими запасами, измеряемыми десятками или сотнями тысяч тонн боратов (за исключением оз. Серлс с его огромными запасами, составляющими 100 млн. т буры).

#### **Литологическая приуроченность залежей боратов в неогеновых отложениях**

Главной особенностью вулканогенно-осадочных месторождений боратов является, как уже отмечалось, их приуроченность к озерным комплексам. Вулканогенно-глинистые месторождения залегают либо в туфогенных глинах монтмориллонитового состава, часто с прослоями хемогенного известняка, реже — гипса (Фернис-Крик) или галита (Тинкалау), либо в карбонатно-глинистых отложениях, представленных переслаивающимися пластами известняков, мергелей и глин с преобладанием последних в центральной (Кырка-Сарикайя) или периферийной (Эспей-Килик) частях месторождения. Вулканогенно-соленосные месторождения залегают среди континентальных эвапоритов, сложенных в основном либо троней, галитом и ганкситом, либо глауберитом, мирабиллитом и галитом, либо почти одним галитом. Разбавляющее действие грубой вулканокластки подавляет хемогенное рудообразование [251], и поэтому залежи боратов отсутствуют в грубообломочных отложениях.

Промышленные руды вулканогенно-глинистых месторождений представлены либо бурой и тинкалконитом, с которыми обычно находится в ассоциации кернит, либо преимущественно натрий-кальциевым боратом — улекситом или кальциевым боратом — колеманитом. Совместно с бурой, тинкалконитом и кернитом содержатся на месторождениях Крамер, Тинкалау и Кырка-Сарикайя сирлезит, улексит и пробертит, а на месторождении Тинкалау, кроме того, амегинит, эскурит, ривадавит, макаллистерит и эристерит. В ассоциации с улекситом часто встречаются пробертит, гаррелсит, колеманит и иньоит. В ассоциации с колеманитом наряду с иньоитом нередко находятся мейергофферит, хаулит, курнаковит, индерит, гидроборачит, танеллит, витчит, бакерит, пандермит, индерборит, на месторождении Эспей-Килик, кроме того, канит и терругит, на место-

рождениях Тинкалау и Искелекей — джинорит. В зоне выветривания боратовых залежей обнаружены улексит, гидроборатит, мейергофферит, сассолин, макаллистерит, джинорит, сборджит, говерит, ноблеит и др.

Наиболее крупные скопления буры, тинкалконита, кернита, улексита, пробертита, колеманита, иньюита и других боратов на вулканогенно-глинистых месторождениях залегают в туфогенных глинах, имеющих монтмориллонитовый состав (Крамер, Кырка-Сарикайа и т.д.). Улексит, пробертит, колеманит, иньюит, мейергофферит, танеллит, витчит, гидроборатит, пандермит встречаются, кроме того, в мергелях и известняках (Вайт-Бэсин, Арисаро, Искелекей и т.д.), а последний из них — также в мергельно-гипсовых отложениях (Султан-Чаир).

В составе руд вулканогенно-соленосных отложений явно доминирующую роль играют натриевые бораты — бура и тинкалконит. В ассоциации с ними на оз. Серлс встречаются сирлезит, типлеит и улексит. Однако улексит чаще образует самостоятельные скопления. В этом случае в ассоциации с ним в саларе Грандес присутствует колеманит, в саларе Каркоте — гидрохлорборит, в саларе Салинас — иньюит и на месторождении Пампа Пикью — гидроборатит. Кроме того, в вулканогенно-соленосных отложениях известны находки курнаковита и индерита. В саларе Атакама широким распространением пользуется сассолин. В озерных отложениях КНР совместно с улекситом, иньюитом, курнаковитом, индеритом и гидрохлорборитом отмечаются пинноит, совместно с улекситом и гидроборатитом — хунчаоит и макаллистерит.

Наиболее крупные скопления буры и тинкалконита залегают в континентальных эвапоритах совместно с трюной, галитом и другими легкорастворимыми солями натрия (оз. Серлс, долина Пуга), менее крупные их концентрации — совместно с мирабилитом и (или) галитом (Бан-Го, Мэппинму-Тсале, Хундес и т.д.), а иногда также среди глинистых осадков (Амесунбамацзян) и в калийно-магниевых солях (Дацайдан). Концентрации улексита встречены в глинах (Грандес, Салинас, Чиликольпа и т.д.), известняках (Грандес), часто совместно с глауберитом, астраханитом, мирабилитом и галитом (Шехребабек, Себзевар, Дацайдан и т.д.), а также в чилийской селитре. Иньюит, курнаковит и индерит обычно приурочены к гипсоносным отложениям (Чили, Перу, Китай). Сассолин обнаружен в ассоциации с мирабилитом и галитом (Атакама), хунчаоит и макаллистерит — в глинах и гипсах (Китай).

Многие разновидности боратов, в частности бура, тинкалконит, улексит, иньюит, гидроборатит, курнаковит и индерит, установлены как на вулканогенно-глинистых, так и на вулканогенно-соленосных месторождениях.

Кернит, пробертит, мейергофферит, пандермит, танеллит, витчит и т.д. обнаружены только в вулканогенно-глинистых, а типлеит и сассолин — лишь в вулканогенно-соленосных отложениях. В зоне выветривания улексит, сассолин, макаллистерит и джинорит обычно приурочены к скоплениям солей преимущественно гипс-тенардитового или тенардитового состава. Эти же минералы совместно с мейергофферитом, говеритом, ноблеитом, гидроборатитом, хунчаоитом, уордсмититом и сборджитом иногда встречаются также в составе продуктов выветривания (монтмориллонит и анальцим в сочетании с гипсом и тенардитом).

В соответствии с литологической приуроченностью все бораты, встре-

чающиеся в вулканогенно-осадочных отложениях, можно подразделить на три основные группы:

- 1) вулканогенно-осадочные, связанные с озерными отложениями — бура, тинкалконит, кернит, иньоит, мейергофферит, колеманит и др;
- 2) гипергенные, связанные с продуктами выветривания боратовых тел — говерит, ноблеит;
- 3) "сквозные", присутствующие в тех и других образованиях — улесит, гидроборатит, джинорит, макаллистерит и др.

По преобладанию двух-трех или одной разновидности боратов в озерных отложениях выделяют бура-тинкалконитовый с кернитом (Крамер, Тинкалау, Кырка-Сарикайа), улеситовый (Искелекей), улесит-колеманитовый (Фернис-Крик) и иньоит-колеманитовый (Эспей-Килик) типы оруденения. Из сопутствующих полезных ископаемых на вулканогенно-глинистых месторождениях заслуживают внимания бентониты и цеолиты, которые могут представлять самостоятельный промышленный интерес, а также сурьмяно-мышьяковые руды, сера, стронционит и целестин. На вулканогенно-соленосных месторождениях следует выделить природную соду, а также рассолы, в которых отмечается высокое содержание лития (Серлс, Атакама), вольфрама, фосфора, сурьмы и мышьяка (Серлс).

Залежи боратов обычно перекрыты либо глинами, алевролитами и песчаниками (месторождения США), либо массивными плотными известняками (месторождения Турции), предохраняющими их от разрушения. Небезынтересно отметить, что многие месторождения располагаются в долине рек (Крамер, Эспей-Килик), но благодаря водонепроницаемой крышке руда в них остается сухой.

Характерной особенностью бороносных отложений является зональный характер распределения в них различных по составу боратов. В неогеновых отложениях наиболее четко зональность проявляется на вулканогенно-глинистых месторождениях Крамер [323] и Кырка-Сарикайа [380], в четвертичных отложениях — в южноамериканских сalaraх [280].

В районе Крамер желваки и пласты колеманита находятся в глинистых сланцах миоценового возраста на периферийных частях боратового месторождения и в окрестностях его на удалении до 4–12 км, желваки и прослои улесита находятся в аналогичных сланцах так называемых лежачего и висячего боков месторождения. В ассоциации с колеманитом и улеситом здесь встречаются иньоит, мейергофферит, пробертит, курнаковит, индерит, гидроборатит и витчит. Главное рудное тело, сложенное пластами и прослоями буры, а также скоплениями кернита и тинкалконита, залегает в среднем (сине-сером) сланце центральной части месторождения.

В районе Кырка-Сарикайа желваки и пласты колеманита мощностью до 1 м встречаются среди известняков, мергелей и глин плиоценового возраста в самых нижних и верхних частях месторождения. В ассоциации с ним в виде включений встречаются иньоит, мейергофферит, танеллит, а иногда также курнаковит, индерит и индерборит. Широко распространенный улесит и находящийся в ассоциации с ним пробертит приурочены к зоне переслаивания мергелей и глин, которая подстилает и перекрывает мощную залежь натриевых боратов, залегающую в центральной части месторождения. В этой залежи пласты буры и находящиеся в ассоциации с ней кернит и тинкалконит чередуются с прослоями туфогенных глин.

В южноамериканских сalaraх наибольшим распространением среди боратов пользуются улексит и бура, иногда встречается также иньбит. Улексит обычно тяготеет к периферийным частям сalaraв. Здесь он залегаеТ в виде включений или прослоев в глинистых или глинисто-карбонатных осадках, образуя зону, изменяющуюся по мощности от нескольких сантиметров до 1 м и более и расположенную на площади от нескольких десятых до сотен гектаров. Бура находится в средних частях сalaraв в виде кристаллов длиной от 0,5 до 25 см, выросших в донных осадках, или в виде корок, залегающих на их поверхности. В центральных частях сalaraв она сменяется галитом, который занимает в них наиболее пониженные участки. Иньбит, как и улексит, тяготеет к окраинным частям сalaraв. Он обычно залегаеТ в глинистых осадках, содержащих включения гипса.

Наряду с описанной зональностью, имеющей преимущественно латеральный характер, значительный интерес представляет зональность иного рода, выраженная обычно в вертикальном направлении. Она проявляется в том случае, если в трещинах среди гидротермально-измененных оливиновых базальтов, нередко перекрывающих бороносные отложения, образуются колеманитовые или пандермитовые прожилки (мощностью до 5 см). При выветривании таких базальтов и залегающих в них боратовых прожилков возникают весьма своеобразные минеральные ассоциации, которые представлены наряду с монтмориллонитом, анальцимом, гематитом и лимонитом также гипсом и тернадитом, а из борных минералов — улекситом, макаллистеритом, ноблеитом, говеритом, мейергофферитом, хунчаоитом, гидроборацитом, уордсмититом, сассолином и сбординитом.

Таким образом, для вулканогенно-осадочных месторождений боратов характерна последовательная смена от периферийных к центральным частям кальциевых и натрий-кальциевых боратов натриевыми. Зона распространения кальциевых боратов намного шире, чем натриевых, у которых она обычно не более 2—3 км<sup>2</sup>. Поэтому вероятность обнаружения в ходе геолого-поисковых работ желваков или пластов колеманита намного больше, чем залежей буры, и открытие большинства месторождений боратов начиналось с выявления отдельных желваков или пропластков колеманита. Именно так были открыты крупнейшие вулканогенно-глинистые месторождения Крамер и Кырка-Сарикайа.

Если бороносные отложения "запечатываются" потоками или покровами базальтов, то в гидротермально-измененных разностях последних при выветривании могут возникнуть "запрещенные" с точки зрения обычных процессов корообразования минеральные ассоциации, включающие гипс, тенардит и бораты. Они указывают на нахождение в озерных отложениях, перекрывающих базальтами, залежей боратов.

Нельзя не отметить, что как в Северной и Южной Америке, так и в Малой Азии залежи вулканогенно-осадочных боратов были открыты исключительно в результате проведения буровых работ. При этом, как уже подчеркивалось, сначала были выявлены отдельные прослои или желваки кальциевых боратов, образующие "ореолы" вокруг главного рудного тела, затем более крупные их пласты, имеющие промышленное значение, и, наконец, уникальные по запасам В<sub>2</sub>О<sub>3</sub> залежи натриевых боратов типа Крамер или Кырка-Сарикайа. Исходя из изложенного выше, учитывая очень высокую раствори-

мость боратов и их замещение при выветривании карбонатами или гипсом, обнаружение на поверхности ископаемых боратов представляется маловероятным, и поэтому при поисках боратов следует использовать глубинные методы — прежде всего буровые работы. Выявление в результате таких работ даже отдельных прослоев или желваков боратов в глинистых или карбонатно-глинистых озерных отложениях позволяет рассматривать эти отложения как высоко перспективные на поиски промышленных залежей боратов.

### **Физико-географическая обстановка в период образования залежей боратов**

Все месторождения вулканогенно-осадочных боратов находятся в областях с аридным климатом. Они располагаются в Северной Америке, большей частью в пустыне Мохаве и Долине Смерти (между  $34^\circ$  и  $42^\circ$  с.ш.), в Южной Америке — в пустынях высокогорного плато Пуна (между  $16^\circ$  и  $28^\circ$  ю.ш.), в Малой Азии и на Иранском нагорье — в засушливых районах Анатолийского плато, в соляных пустынях Деште-Кевир и Деште-Лут (между  $30^\circ$  и  $40^\circ$  с.ш.), в Центральной Азии — в пустынных районах Цайдама и Тибета (между  $28^\circ$  и  $38^\circ$  с.ш.). Проявления боратов, обнаруженные в СССР, также расположены в засушливых районах Закавказья и Памира, где количество атмосферных осадков не превышает 80–120 мм в год, а испаряемость достигает 800–1200 мм и более в год. Следствием этого является их постоянная приуроченность к фациям осолоненных озерных водоемов. В неогеновых бороносных отложениях постоянно встречаются прослой или пласты хомогенного известиняка. В четвертичных бороносных отложениях повсеместно наблюдается присутствие солей.

Хотя в бороносных отложениях гипсы, ангидриты, каменная и другие соли встречаются не всегда, однако и на западе Северной и Южной Америки, и в Малой Азии в неогене существовали озерные бассейны, в которых накапливались континентальные эвапориты — явное доказательство аридного климата. В частности, в Малой Азии миоценовые гипсоносные и соленосные отложения, свидетельствующие об аридизации этой территории, отмечаются у Галиса, в Восточном Тавре, на Ликаонской глыбе, в Пафлагонии, в Западной Мизии и т. д. [226], плиоценовые — к северу от Михалыччика (между Анкарой и Эскишехиром). Озерные эвапоритосодержащие отложения последнего из перечисленных районов интересны не только как показатель аридного климата, но и с точки зрения их образования. В слагающих их туфах, глинах и мергелях отмечается совместное нахождение, хотя и в разных частях разреза, с одной стороны, троны и термонаритра, а с другой — гипса [333].

Многие месторождения вулканогенно-осадочных боратов сформировались в условиях высокогорного плато. Это имело место в неогене в Большом бессточном Бассейне, представлявшем собой высокогорный регион [100], наблюдается и сейчас на плато Пуна, Тибете и Памире [188].

Осаждение и накопление боратов происходило в бессточных или слабопроточных мелководных бассейнах. Вулканогенно-глинистые месторождения залегают в озерных отложениях, обычно занимающих небольшую площадь — от  $3 \times 1$  до  $6 \times 2$  км<sup>2</sup>. В отличие от них большая часть вулканогенно-соленосных месторождений формировалась в североамериканских плейа,

маршах или южноамериканских сalaraх, размеры которых нередко измеряются десятками и сотнями квадратных километров. Основная масса материала, слагающего бороносные отложения, поступала в результате эксплозивной и гидротермальной деятельности вулканических аппаратов, располагавшихся вблизи озерных бассейнов.

### **Тектонические и палеовулканические условия локализации месторождений боратов**

Все вулканогенно-осадочные месторождения боратов, расположенные либо на западе Северной и Южной Америки, либо в Центральной или Малой Азии, приурочены к Тихоокеанскому и Альпийско-Гималайскому тектоно-вулканическим поясам (рис. 15, 16). В каждом из этих поясов количество месторождений боратов и запасы борной руды примерно одинаковы. Большинство месторождений боратов в пределах рассматриваемых поясов образовалось в позднеорогенную стадию их развития. Ее особенностью является интенсивное проявление в кайнозое наземной вулканической и поствулканической деятельности.

Позднеорогенная стадия развития альпийской структуры Тихоокеанского пояса происходила на фоне общего складчато-глыбового воздымания, которое сопровождалось дифференцированными движениями, глубоким опусканием одних участков и поднятием других с образованием сложной системы межгорных приразломных впадин и грабенов. Она характеризуется мощными излияниями андезитовых и базальтовых лав.

Позднеорогенная стадия развития Альпийско-Гималайского пояса еще больше усложнила его и без того сложную структуру. Этот пояс, как известно, делится крупным Урало-Оманским линеаментом на два сегмента: Западный, примыкающий к Африкано-Аравийской платформе, и Восточный, сопряженный с Индостанской платформой. В строении обоих этих сегментов важную роль играют срединные массивы, представляющие собой (в широком их понимании) обломки или выступы древнего основания, находящиеся внутри более молодой по сравнению с этим основанием альпийской складчатой области. Для них характерно двухъярусное строение, выраженное складчатым и метаморфизованным основанием, прикрытым на более или менее значительной площади осадочным и вулканогенно-осадочным чехлом [159]. В качестве обломков древнего основания выступают оторженцы краевой части Гондваны и фрагменты герцинской складчатой области [14]. Позднеорогенный этаж чехла массивов представлен в основном неогеновыми и четвертичными отложениями, спокойно залегающими на нижележащих породах, местами заполняя межгорные, приразломные впадины или отдельные узкие грабены. В рельефе срединным массивам соответствуют обширные депрессии, обрамленные горными сооружениями Тавра и Загроса на юге, Понта, Кавказа, Эльбурса и Копет-Дага на севере. По краям они обычно ограничены глубинными разломами. Деформации и магматизм не имели в пределах массивов повсеместного распространения, а локализованы большей частью в местах, осложненных поперечными разломами [245]. Почти все они испытали альпийскую активизацию.

Срединные массивы рассматриваются как особый тип металлогенических провинций, в пределах которых (и вокруг них) концентрируется

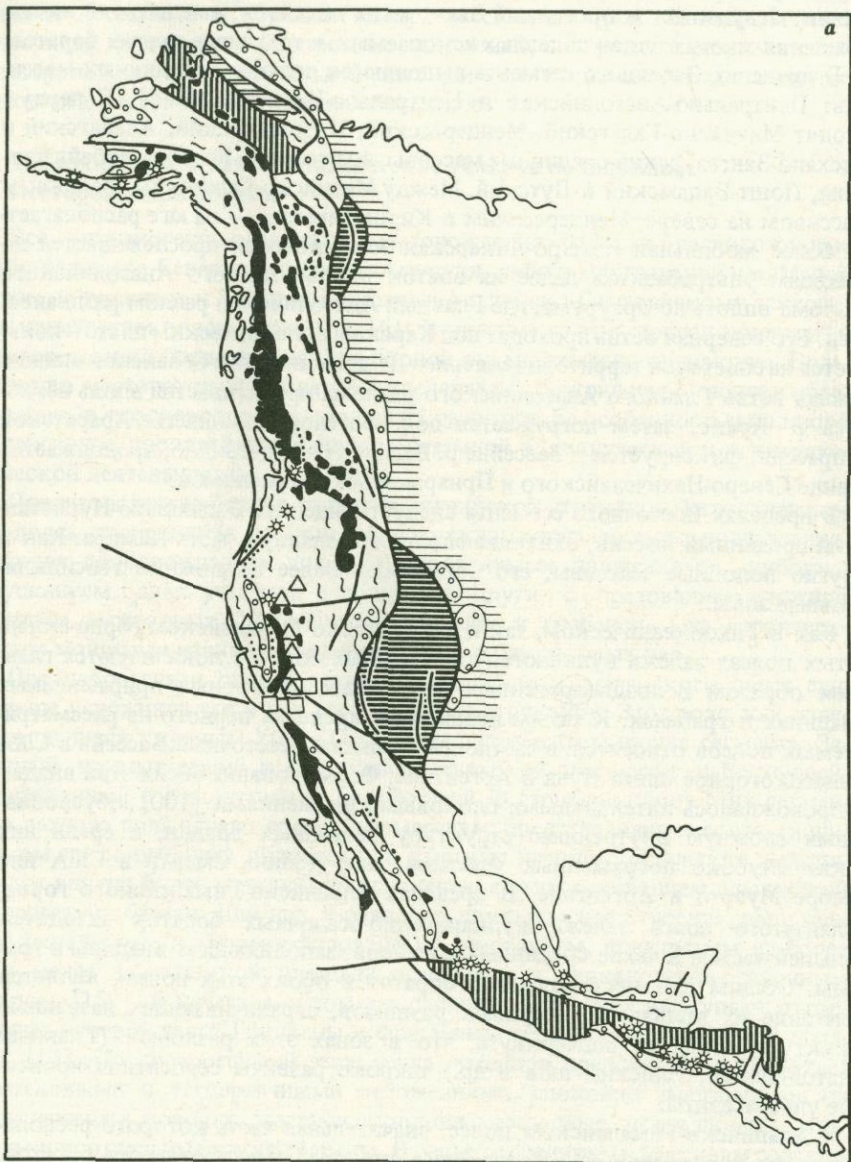
разнообразное и разновозрастное оруденение [263, 264]. Серьезного внимания заслуживает и орогенный этаж чехла массивов, вмещающий месторождения многих видов полезных ископаемых, в том числе залежи боратов.

В пределах Западного сегмента выделяются две зоны срединных массивов: Центрально-Анатолийская и Центрально-Иранская [245]. В первую входят Мизийско-Галатский, Мендересский, Киршехирский, Аладагский и Мисхано-Зангезурский срединные массивы, во вторую — Южно-Азербайджанский, Пошт-Бадамский и Лутский. Между Мизийско-Галатским срединным массивом на севере, Мендересским и Киршехирским — на юге располагается более мобильная Измиро-Анкарская зона, которая прослеживается по выходам ультрабазитов далее на восток вдоль Главного Анатолийского разлома вплоть до Эрзурума, где Главный Анатолийский разлом раздваивается. Его северная ветвь проходит под Карским вулканическим плато и появляется на советской территории севернее Ленинанканской и Севанской впадин. Южная ветвь Главного Анатолийского разлома протягивается вдоль верховьев р. Аракс, затем погружается под неогеновые молассы Араратской депрессии, фиксируется в бассейне р. Веди и далее, очевидно, продолжается в виде Северо-Нахичеванского и Приараксинского разломов.

В пределах Восточного сегмента следует выделить Бадахшано-Нуристанский срединный массив, охватывающий юго-западную часть Памира. Как и другие подобные массивы, его обрамляют более подвижные геосинклинальные зоны.

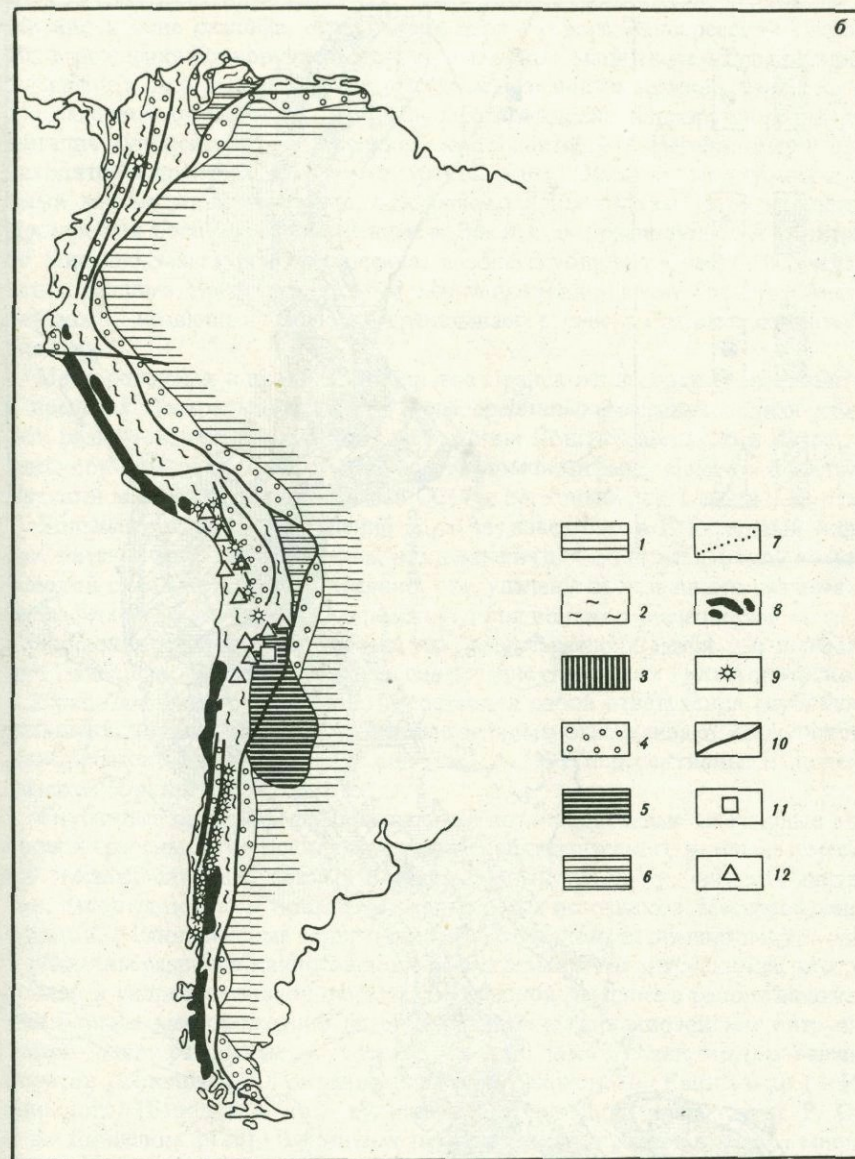
Как в Тихоокеаническом, так и в Альпийско-Гималайском горно-складчатых поясах залежи вулканогенно-осадочных боратов локализуются главным образом в позднеорогенных бессточных межгорных приразломных впадинах и грабенах. К таким впадинам в пределах первого из рассматриваемых поясов относятся, в частности, Большой бессточный Бассейн в США и высокогорное плато Пуна в Аргентине. Формирование обоих этих впадин сопровождалось интенсивными блоковыми движениями [100], обусловившими сложную внутреннюю структуру названных впадин, и среди них таких глубоко погруженных участков, как Долина Смерти в США или Омбре Муэрто в Аргентине. В пределах Альпийско-Гималайского горно-складчатого пояса залежи вулканогенно-осадочных боратов находятся большей частью в чехле срединных массивов, заполняющем впадины и грабены. Общим для месторождений боратов в обоих этих поясах является залегание их вблизи зон крупных разломов, ограничивающих названные структуры. Следует подчеркнуть, что в зонах этих разломов (Главный Анатолийский, Индский шов и др.) широко развиты серпентинизированные ультрабазиты.

В Альпийско-Гималайском поясе, значительная часть которого располагается на территории СССР, наиболее крупные месторождения боратов, известные в Малой Азии, находятся в пределах Центрально-Анатолийской зоны срединных массивов: либо непосредственно в зоне разломов, ограничивающих эти массивы, либо на незначительном удалении от них [187] (рис. 17, вкл.). Так, месторождения борнорудного района Кемаль-Паша-Кестелек (пандермитовое — Султан-Чаир, колеманитовое — Кестелек) расположены в пределах Мизийско-Галатского массива вблизи его южной окраины. Месторождения борнорудного района Кырка (бура-кернитовое — Кырка-Сарикайя, колеманитовое — Гогенолук и др.) приурочены непосред-

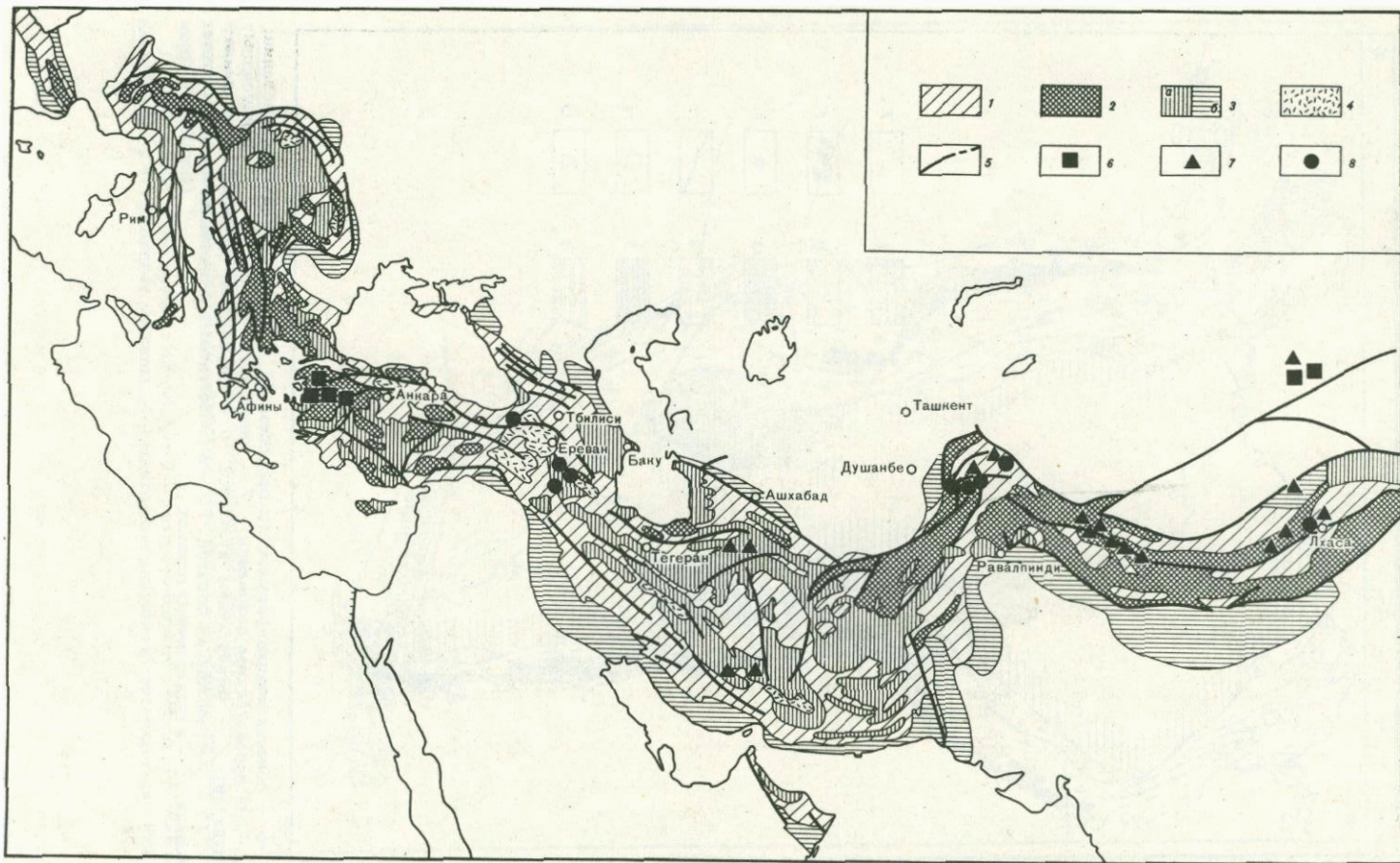


Р и с. 15. Схема размещения вулканогенно-осадочных месторождений боратов на западе Северной (а) и Южной (б) Америки (составлена на основе тектонической карты В.Е. Хаина)

1 – осадочный чехол древних платформ; 2 – киммерийско-альпийские складчатые комплексы; 3 – срединные массивы; 4 – межгорные впадины и передовые прогибы;



5, 6 – области эпи платформенного орогенеза (5 – на докембрийском основании; 6 – на палеозойском основании); 7 – гипербазитовые пояса; 8 – гранитоидные интрузии; 9 – четвертичные вулканы; 10 – крупнейшие разрывные нарушения; 11, 12 – месторождения боратов: 11 – в палеогеновых и неогеновых озерных отложениях, 12 – в четвертичных осадках



ственно к зоне разлома, ограничивающего с севера Мендересский массив. Месторождения борнорудного района Эмет (колеманитовые — Эспей-Килик, Хизарчик и др.) расположены в пределах названного массива, недалеко от его северной окраины. И, наконец, месторождения борнорудного района Бигадич (улекситовое — Искелекей, колеманитовое — Бегендиклер и др.) находятся в пределах Измиро-Анкарской зоны, "зажатой" между упомянутыми массивами и, вероятно, приурочены к "осколкам" этих массивов. Проявления боратов, обнаруженные в Закавказье, располагаются на окраине Мисхано-Зангезурского массива, в зоне глубинного Северо-Нахичеванского разлома. Представляя собой окончание южной ветви Главного Анатолийского, названный разлом ограничивает с севера Среднеараксинскую впадину.

Месторождения и проявления боратов Иранского нагорья располагаются в пределах Центрально-Иранской зоны срединных массивов вблизи крупных разломов, тяготея к окраинным частям Пошт-Бадамского и Лутского массивов (рис. 18). Пояс глубинных разломов, ограничивающих с востока Лутский массив, прослеживается в СССР в верховьях рек Теджен и Мургаб.

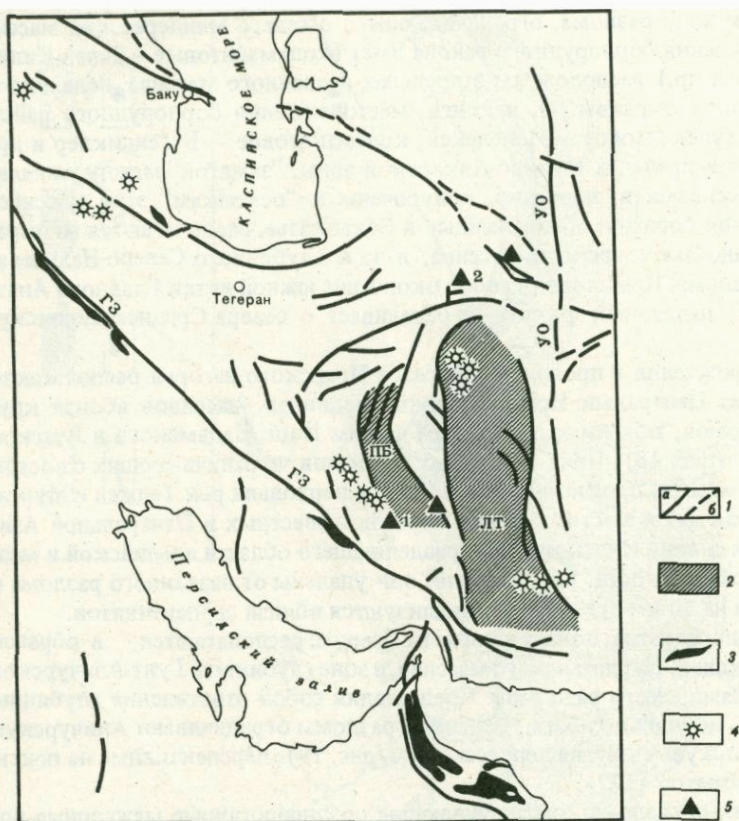
Большая часть месторождений боратов, известных в Центральной Азии, находится в зоне Индского шва, разделяющего области альпийской и мезозойской складчатости. Как правило, они удалены от названного разлома не более чем на 50 км (рис. 19) и локализуются вблизи серпентинитов.

Проявления боратов, обнаруженные на Памире, располагаются в обрамлении Бадахшано-Нуристанского массива, в зоне глубинных Гунт-Аличурского и Южно-Памирского разломов. Представляя собой ответвления глубинных разломов, идущих с Тибета, названные разломы ограничивают Аличурскую, Кызылрабатскую и другие депрессии (см. рис. 19), перспективные на поиски залежей боратов [177].

Глубинные разломы, ограничивающие позднеорогенные межгорные впадины и грабены, служили путями подъема магматического расплава и местами локализации интрузивных и экструзивных тел, вулканических аппаратов, лавовых потоков, покровов и термальных источников. Месторождения боратов, расположенные вблизи глубинных разломов, обычно приурочены к областям развития кайнозойского магматизма в его интрузивной, экструзивной и гидротермальной формах. В Северной Америке в районе нахождения борных месторождений широко развиты мезо-кайнозойские интрузии гранитоидов, различные по составу лавы. В Малой Азии месторождения боратов расположены в окраинных частях Афионского (Кырка и др.) и Измирского (Бигадич и др.) вулканических районов, выделенных Р. Ота и А. Динцелом [426]. В пределах первого широко распространены миоценовые и плиоценовые трахиандезиты и трахиты, находящиеся в ассоциации с лейцитсодержащими лавами и туфами, мощные толщи плиоценовых игним-

Р и с. 16. Схема размещения вулканогенно-осадочных месторождений боратов в пределах Альпийско-Гималайского пояса (составлена на основе тектонической карты Евразии под ред. А.Л. Яншина)

1 — мезозойско-альпийские складчатые комплексы; 2 — выступы фундамента; 3 — орогенные внутренние впадины (а) и краевые прогибы (б); 4 — кайнозойские эффузивы; 5 — разломы, выявленные и предполагаемые; 6—8 — месторождения и проявления боратов (6 — в неогеновых отложениях, 7 — в четвертичных осадках, 8 — связанные с отложениями термальных источников)

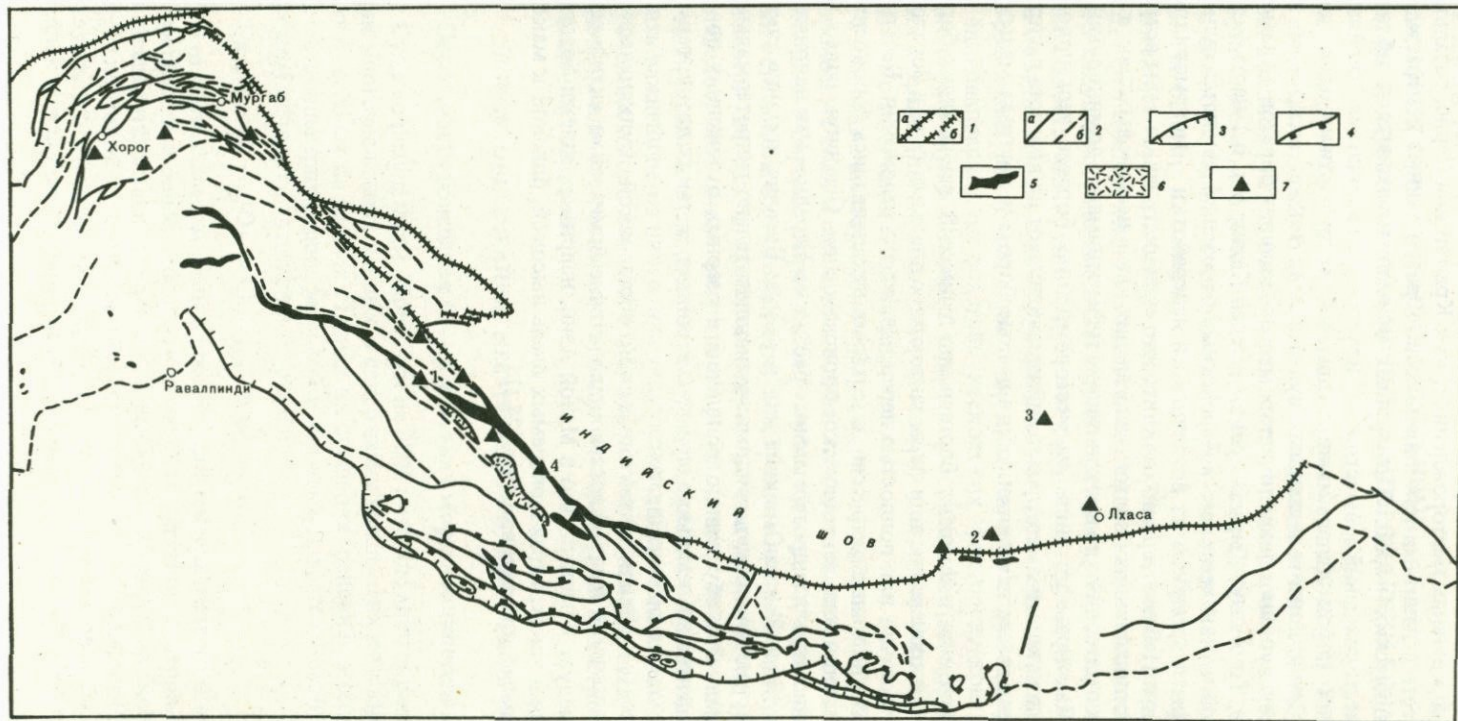


Р и с. 18. Схема размещения вулканогенно-осадочных проявлений боратов на Иранском нагорье (на тектонической основе)

1 - глубинные разломы (УО - Урало-Оманский линеймент, ГЗ - Главный Загросский [449], а - установленные, б - предполагаемые; 2 - срединные массивы (ПБ - Пошт-Бадамский, ЛТ - Лутский); 3 - офиолитовые серии пород; 4 - четвертичные вулканы; 5 - проявления боратов (1 - Шехребабек, 2 - Себзевар)

бритов, которые перекрыты позднеплиоценовыми-раннечетвертичными базальтами. В пределах Измирского вулканического района широко развиты миоценовые авгитовые и биотит-авгит-амфиболовые андезиты, трахиандезиты, дациты и риодациты, наряду с которыми местами встречаются щелочные базальты, гавайиты, щелочные риолиты и трахиты.

В районе нахождения месторождений боратов на глубине фиксируются малые интрузии среднего или кислого состава (Крамер, Кырка-Сарийкайя и т. д.), а также встречаются термальные аномалии (озера Боракс и Клир, долина Пуга). На всех месторождениях наблюдается отчетливая связь как с базальтовым, так и преимущественно со средним и кислым по составу (андезитовым, липаритовым, дацитовым) и эксплозивным по характеру окраинно-континентальным вулканизмом. На подавляющем большинстве месторождений боратов (Крамер, Фернис-Крик, Кырка-Сарикайя, Эспей-Килик) известны экструзивные или эффузивные породы среднего или кис-



Р и с. 19. Схема размещения вулканогенно-осадочных месторождений боратов в Центральной Азии (на тектонической основе)

1 - главнейшие разломы (а - установленные, б - предполагаемые); 2 - недифференцированные разломы (а - установленные, б - предполагаемые); 3 - надвиги; 4 - шарьжи; 5 - серпентинизированные ультрабазиты; 6 - кайнозойские эффузивы; 7 - месторождения и проявления боратов (1 - долина Пуга, 2 - оз. Мапинму-Тсале, 3 - Банго, 4 - Хундес)

лого состава, синхронные с бороносными озерными отложениями. Например, на таких крупных месторождениях, как Крамер или Серлс, базальты залегают вместе с дацитами или липаритами, образуя единые контрастные серии вулканических пород. Заслуживает внимания нахождение вблизи некоторых месторождений совместно с известково-щелочными сериями вулканических пород (андезитами, дацитами и др.), типичными для поясов окраинно-континентального вулканизма, также щелочных их серии. На всех вулканогенно-глинистых месторождениях боратов (Крамер, Фернис-Крик, Тинкалау, Кырка-Сарикайя, Эспей-Килик и т. д.) неотъемлемой составной частью неогеновых бороносных отложений являются вулканические туфы и продукты их последующей переработки — монтмориллоновые глины. Небезынтересно отметить, что если экструзии и лавы встречаются на месторождениях боратов, залегающих как в неогеновых, так и в четвертичных отложениях, то вулканические туфы занимают доминирующее положение, как правило, лишь на месторождениях боратов неогенового возраста. Вблизи многих месторождений независимо от их возраста распространены термальные источники, обогащенные бором и другими малыми элементами.

Лавы обычно или выстилают борта и дно депрессий, вмещающих бороносные озерные отложения, или переслаиваются с пластами глин и боратов. Иногда они частично или полностью перекрывают эти отложения. Бессточные или слабопроточные депрессии, в которых накапливались бороносные отложения, часто имели тектоническое происхождение. Основную роль в их питании обычно играли гидротермальные растворы. Нередко, как например, на месторождении Кырка-Сарикайя или в районе Бигадич, питание таких депрессий осуществлялось, по-видимому, исключительно гидротермальными растворами. Это обусловило появление в озерных отложениях повышенных концентраций мышьяка, сурьмы, стронция, а также лития, германия и других малых элементов.

В тесной взаимосвязи с тектонической обстановкой, вулканической и поствулканической деятельностью находится сейсмическая активность регионов. Следует отметить, что в Малой Азии, например, залежи боратов локализируются в зонах, характеризующихся очень высокой, близкой к максимальной сейсмической активностью [282].

## УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ГАЛОГЕННЫХ И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА

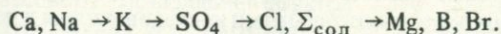
Содержание бора в литосфере и гидросфере составляет соответственно 12 г/т и 4,6 мг/кг. В то же время его содержание в экзогенных месторождениях достигает 10% и более. Следовательно, для формирования галогенных и вулканогенно-осадочных месторождений бора необходимо его концентрирование до величины, превышающей кларковое значение в несколько тысяч раз. Ни одному из химических элементов не требуется для образования экзогенных месторождений такого интенсивного концентрирования, как бору. Это обстоятельство является специфической особенностью галогенного и вулканогенно-осадочного рудообразования бора, обуславливающей уникальность его крупных промышленных месторождений. Вместе с тем это показывает, что для формирования как галогенных, так и вулканогенно-осадочных месторождений, как правило, необходимо одновременное и единоплавленное действие нескольких факторов, контролирующих накопление бора в бассейнах седиментации [169, 180], а в некоторых случаях — дальнейшее его концентрирование в уже литофицированных отложениях на стадии катагенеза и гипергенеза.

Экзогенные месторождения боратов разрабатываются длительное время. Бороносные соли и связанные с ними гипсовые шляпы являются одним из источников борного сырья в СССР, вулканогенно-осадочные руды — основным источником борного сырья в США, Турции и других зарубежных странах. Несмотря на это, в проблеме генезиса экзогенных месторождений бора оставалось еще много неясных вопросов. Ниже с позиции геохимии бора в галогенном и вулканогенно-осадочном процессах делается попытка решить важнейшие из них, в том числе ключевой вопрос о путях поступления и условиях накопления бора в бассейнах седиментации в количестве, необходимом для его выделения в осадок в виде боратов и образования их промышленных залежей.

### УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА ГАЛОГЕННОГО ТИПА

#### Особенности поведения бора в условиях морского галогенеза

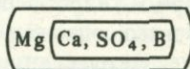
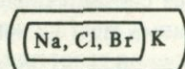
Судя по результатам обработки на ЭВМ методом многократной корреляции многочисленных данных о содержании важнейших компонентов в морских рассолах на разных стадиях их сгущения, основная масса бора в процессе концентрирования морской воды накапливается вместе с магнием и бромом вплоть до эвтонической стадии:



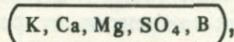
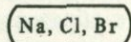
Это обстоятельство, как и прогрессивное увеличение количества боратов в фациях все более и более осолоненных участков солеродного бассейна и предпочтительная локализация наиболее крупных их концентраций в карналлитовой и карналлит-бишофитовой зонах, однозначно свидетельствуют, что интенсивность процесса осаждения боратов в солеродных бассейнах возрастает по мере увеличения солености рапы и достигает миниму-

ма, как это подчеркивает М.Г. Валяшко [34, 35], на конечных стадиях морского галогенеза.

Характер взаимоотношения бора с другими компонентами бороносных калийно-магниевых солей, который можно представить в виде линейных парагенезисов элементов:



или



корреляционные связи бора положительные с сульфат-ионом, кальцием, магнием и отрицательные с хлором, натрием и бромом — все это показывает, что наиболее благоприятная физико-химическая обстановка для выделения бора в осадок в солеродных бассейнах сульфатного типа создавалась на стадии калийно-магниевого седиментации во время садки сульфатных минералов. В этих условиях основными осадителями борат-ионов являются катионы кальция и магния.

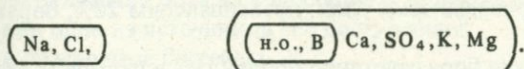
В пермских эпиконтинентальных солеродных морях особо благоприятные условия для массового осаждения боратов создавались в их тыловых частях, располагавшихся в пределах Северогерманской и Прикаспийской впадин. Затрудненные связи солеродных бассейнов названных впадин с океаном, обусловленные их нахождением в глубине обширного континента, способствовали накоплению в этих бассейнах огромных масс высококонцентрированных рассолов [35, 78] и избыточного по отношению к ангидридам и гипсам объема каменной соли, а также значительных количеств калийно-магниевых солей сульфатной линии [78]. Отмеченные особенности соленосных бассейнов Северогерманской и Прикаспийской впадин во многом раскрывают причины нахождения в них залежей боратов, образование которых происходило в наиболее погруженных зонах этих бассейнов в результате аккумуляции высококонцентрированных рассолов, обогащенных бором.

Однако концентрации боратов, как уже отмечалось, известны далеко не на всех месторождениях калийно-магниевых солей как хлоридной, так и сульфатной линии, в том числе не на всех месторождениях, располагающихся в пределах рассматриваемых впадин. И это не случайно, потому что содержание бора в морской воде составляет при выделении гипса 12–40 мг/кг, в галитовую стадию — 40–370, в сильвинитовую и карналлитовую — 200–500 и в эвтоническую — 500–700 мг/кг [6, 38, 49, 79, 246]. И только при дальнейшем испарении эвтонической рапы, когда ее объем сокращается в 10 раз и даже более, концентрация бора достигает 1,6–1,8 г/кг [37]. В то же время экспериментальными исследованиями в частности опытами М.Г. Валяшко и А.И. Спирагиной [38], было установлено, что выпадение бора в твердую фазу из эвтонических рассолов происходит при концентрации бора порядка 2,5–4 г/кг.

Для осаждения из морской воды гипса требуется увеличение солености в 4–12 раз по сравнению с нормальной, галита — в 12–64 раза, сильвинита, карналлита — в 64–120 раз и бишофита — в 120–240 раз [294]. Для осаж-

дения боратов необходимо увеличение солености морской воды в 540—800 раз. Из этого следует, что в случае питания солеродного бассейна только одной морской водой осаждение боратов в сильвинитовую, карналлитовую и эвтоническую стадии маловероятно, хотя и не исключается полностью (в ограниченных масштабах и лишь в самом конце эвтонической стадии). Иначе говоря, морская вода является важным, но не единственным источником бора в солеродных бассейнах, необходимым для осаждения и накопления боратов.

Факт поступления в пермские солеродные бассейны Западной и Восточной Европы значительных количеств бора с растворами, менее солеными и иного состава, чем рапа морского происхождения, становится очевидным, если проанализировать некоторые своеобразные особенности бороносных калийно-магниевых солей. Особого внимания среди этих особенностей заслуживают, во-первых, локализация большей части боратов в прослоях и пластах ангидритовой, полигалитовой, кизеритовой и каинитовой пород, а также каменной соли, отложившимся в условиях относительного рассоления, и, во-вторых, повышенное содержание в бороносных калийно-магниевых солях нерастворимых в воде продуктов (терригенно-глинистого материала, карбонатов кальция и магния, сульфатов кальция и т. п.). Многие распространенные бораты находятся в тесной ассоциации с глинисто-карбонатным материалом. Между концентрацией бора и содержанием нерастворимого в воде остатка (н. о.) нередко наблюдается прямая связь, причем особенно сильная корреляционная связь между ними проявляется в прослоях и пластах каменной соли, знаменующих этапы относительного рассоления в периоды усиления континентального стока, особенно в "загрязненных" слоях с содержанием карбонатно-глинистого материала более 5%:



Изложенное свидетельствует, что осаждение и накопление боратов в пермских бассейнах происходило в условиях периодического рассоления рапы. Вполне естественно, что выпадение бора в осадок могло осуществляться в данной обстановке лишь в том случае, если поступавшие извне воды были относительно обогащены бором.

При значительном притоке в солеродные бассейны таких вод, особенно если бороносные растворы поступали на стадии отложения калийно-магниевых солей, когда содержание бора в рассолах было уже высоким, а размеры соляного водоема сравнительно ограниченными, концентрация бора в рапе могла повышаться в несколько раз по сравнению с его содержанием в морской воде той же минерализации, и тогда возникали условия для массового осаждения боратов. Это подтверждают экспериментальные исследования М.Г. Валяшко и А.И. Спиригиной [38], получившими бораты в результате изотермического испарения индерской рапы, содержание бора в которой в 4—5 раз выше чем в рассолах той же концентрации, имеющих морское происхождение.

Столь значительное увеличение концентрации бора в рапе солеродных бассейнов могло происходить (при прочих благоприятных условиях) лишь в случае поступления в эти бассейны небольшого количества глин гидро-

слюдистого состава и отложения небольшого объема сульфатно-кальциевых пород по отношению к объемам каменной и калийно-магниевого солей. Неодинаковое распространение глин гидрослюдистого состава — большее в Северогерманской и меньшее в Прикаспийской впадинах — обусловило и разную интенсивность проявления в этих впадинах борной минерализации. В то же время избыточные объемы каменной соли, отмечаемые как в стасфуртской толще Северогерманской, так и в кунгурской — Прикаспийской впадины, не только обусловили значительное развитие в них калийно-магниевого солей сульфатной линии, но и явились одной из причин более интенсивного, чем в соляных толщах других регионов, проявления в обеих этих впадинах борной минерализации.

### Роль глин в рассеянии бора в галогенных отложениях

Широкое распространение глин гидрослюдистого состава, наблюдаемое в соленосных отложениях многих регионов мира, в сочетании с избыточным по отношению к каменной соли объемом сульфатно-кальциевых пород, выявленным в большинстве палеозойских эвапоритовых бассейнов мира, препятствует развитию в них борной минерализации. И это понятно, так как гидрослюдистые частицы в условиях морского галогенеза поглощают весьма значительное количество бора, а сульфатно-кальциевые минералы соосаждают его. Тем самым они понижают концентрацию бора в солеродных бассейнах и мешают кристаллизации его собственных минералов.

Естественно, что чем больше в галогенных отложениях глин гидрослюдистого состава, тем больше бора было извлечено из солеродного бассейна и тем меньше его осталось в рапе, а следовательно, с тем большим трудом реализовалась возможность кристаллизации боратов. И в галогенных отложениях с содержанием гидрослюдистых глин, превышающим 20%, бораты, как правило, отсутствуют.

Роль гидрослюдов в рассеянии бора отчетливо проявилась в пермских соленосных отложениях Европы и наглядно иллюстрируется на примере месторождений калийно-магниевого солей ФРГ и ГДР, Приуралья, Прикаспия, Донбасса и многих других регионов мира.

В пермских соленосных отложениях Западной Европы суммарная мощность прослоев соляных глин существенно гидрослюдистого состава варьирует в пределах от 20 до 80 м, содержание в них бора около 2000 г/т. На площади развития калийно-магниевого солей, охватывающей на территории ФРГ и ГДР свыше 100 тыс. км<sup>2</sup>, в соляных глинах сосредоточены колоссальные количества бора — более 20 000 млн. т.

В пермских соленосных отложениях Восточной Европы основная масса терригенно-глинистого материала локализована в пределах меридионально-вытянутой полосы, прослеживаемой в восточной части бассейна. Суммарная мощность прослоев соляных глин существенно гидрослюдистого состава здесь варьирует примерно от 5 (на Верхнепечорском и Верхнекамском месторождениях) до 15–20% и более (в южной части Предуральяского прогиба) от общей мощности галогенных отложений. В процессе поглощения бора гидрослюдами из пермского солеродного бассейна были извлечены сотни миллионов тонн бора. Так, например, только на Верхнекамском месторождении, если принять мощность всех глинистых прослоев в соляной толще (без покровной каменной соли), равной 22,5 м, содержание нераст-

воримого остатка в солях около 2%, а содержание бора в соляных глинах этого месторождения 400 г/т, то на площади залежи калийно-магниевых солей, равной 3–3,2 тыс. км<sup>2</sup>, в глинистых прослоях будет содержаться 70–72 млн. т акцессорного бора, а в глинистом веществе, рассеянном в солях, — еще 12–14 млн. т, всего около 100 млн. т. То же явление, но в больших масштабах наблюдается на Линевском месторождении калийно-магниевых солей, Григорьевском куполе и т. д. По сравнению с Верхнекамским месторождением содержание бора в соляных глинах Линевского месторождения в несколько раз выше. Соответственно количество бора, поглощенного ими и рассеянного в породах, здесь будет измеряться не одной, а несколькими сотнями миллионов тонн. Григорьевский купол отличается еще более высокой насыщенностью соляной толщи глинистым материалом. Несмотря на то, что в его строении принимают участие пласты карналлита и бишофита, содержащие прослой кизерита, бораты здесь не обнаружены, так как весь бор был рассеян в составе глинистых минералов.

Аналогичная картина отмечается на других месторождениях калийно-магниевых солей, в частности на Припятских и Предкарпатских. На Припятских месторождениях весь бор также оказался рассеянным вместе с терригенно-глинистым материалом в составе соляной толщи. В солеродных бассейнах Предкарпатского прогиба при испарении морской воды и кристаллизации солей бор не выпадал в твердую фазу с хлоридными и сульфатными солями и мало накапливался в рассолах, а поглощался терригенно-глинистым материалом и рассеивался по соляной толще [18]. Подобные примеры можно продолжить, и все они однозначно показывают, что гидрослюды препятствуют минералообразованию бора.

#### **Мобилизация бора на водосборных площадях как один из источников его поступления в солеродные бассейны**

Как известно, накопление солей в солеродных бассейнах периодически сменяется отложением карбонатного, карбонатно-терригенного и терригенного материала. Это связано с питанием солеродных бассейнов водами, поступающими как с моря, так и с суши.

Питание пермских солеродных бассейнов Западной и Восточной Европы в значительной мере осуществлялось за счет поверхностных и подземных вод, поступающих как с юга — с Евразийского орогенного вулканического пояса, так и с востока — с Урала и Мугуджар. Об этом свидетельствует состав терригенного материала и распределение малых элементов в пермских галогенных отложениях рассматриваемых регионов. В пределах Евразийского орогена наряду с магматическими породами кислого состава широко распространены лавы основного и среднего состава. Содержание бора в лавах названного орогена варьирует в широких пределах и составляет, например, в липаритах и андезитах Флехтингенского вулканического комплекса соответственно 39 и 17 г/т [437]. Особенностью Уральско-Мугуджарской провинции является, во-первых, широкое развитие магматических пород ультраосновного и основного состава, во-вторых, резкое преобладание среди основных пород их эффузивных аналогов, в-третьих, интенсивное проявление процессов серпентинизации ультраосновных и зеленокаменного превращения основных пород и, наконец, в-четвертых,

повышенное содержание в этих породах бора. В серпентинизированных ультрабазитах оно достигает 100–400 [10, 39, 71]; иногда 540 г/т [225], в сосюритизированных и эпидотизированных базитах (габбро, габбро-норитах, габбро-диоритах, габбро-диабазы и т. д.) – 100–174 г/т [71, 134]. Содержание бора в основных эффузивах, которое в среднем составляет 5–9 г/т [9; 250], на Урале достигает 100–118 г/т [71, 134]. Высокая концентрация бора в ультраосновных и основных породах Урала и Мугоджар находит отражение в его содержании в песчаниках, залегающих в составе пермских галогенных отложений Приуралья и Прикаспия, в которых оно составляет около 100–200 г/т.

При выветривании магматических пород некоторая часть бора выносятся. При этом в зависимости от их петрографического состава бор переходит в растворенное состояние в различных количествах: по данным Т.Ф. Бойко [25], – от 35 до 46%, по данным Ю.Я. Валиева [33], – от 48 до 82%. При выветривании пород кислого состава (гранитоидов, риолитов и т. д.) преобладающая часть бора остается в турмалинах и гидрослюдах [80, 250] и переносится в их составе во взвешенном состоянии. При выветривании пород ультраосновного, основного, а также среднего состава большая часть бора переходит в истинные растворы [268 и др.]. Весьма убедительные доказательства этого были получены Ю.Я. Валиевым [33] при исследовании поведения бора в корках выветривания, развитых в отрогах Гиссарского хребта. Он установил, что в процессе дезинтеграции и гидрослюдизации гранитов бор выносятся сравнительно слабо, а при каолинизации он даже накапливается. В отличие от них при выветривании эффузивов основного, а также среднего составов бор выносятся намного интенсивнее (до 82%), причем большая его часть удаляется из материнских пород уже на начальных и средних этапах выветривания.

Трудность перехода бора в раствор при выветривании интрузивных пород кислого состава обусловлена тем обстоятельством, что преобладающая часть бора в них связана с устойчивыми турмалином и серицитом, в структуре которых он и остается. В породах ультраосновного и основного состава большая часть бора оказывается связанной с очень неустойчивыми серпентином и эпидотом, при разрушении которых он выносятся.

Особо благоприятные условия для выщелачивания и перехода бора в раствор создаются при выветривании серпентинизированных ультрабазитов, в которых значительная часть бора находится в легкорастворимой форме в составе цеолитной воды. Об этом свидетельствует повышенное содержание бора в почвенных и грунтовых водах, залегающих на серпентинитовых массивах, где оно достигает 4–12 мг/кг и более, в то время как за пределами этих массивов оно не превышает тысячных долей миллиграмма на килограмм [114, 265, 266]. В частности, содержание бора в почвенных водах серпентинитовых тел, развитых в районе Полевского завода и пос. Халилово на Урале, составляет 3,8–5,6 мг/кг, в грунтовых водах Даульского массива в Мугоджарах – 12 мг/кг. В подземных водах, циркулирующих среди серпентинитов, оно достигает 200–265 мг/кг [8].

Не менее благоприятные условия для выщелачивания и перехода бора в раствор создаются при выветривании эффузивных пород, что связано с изменением координационного числа бора в лавах при понижении температуры. Как отмечает Н.В. Белов [15], при высоких температурах бор в ла-

вах обычно находится в координации 3. При низких температурах значительная его часть переходит в координацию 4. Бор, переходя при понижении температуры из координации 3 в координацию 4, покидает плоскость кислородного треугольника, но не успевает приблизиться к четвертому атому кислорода. В результате этого создаются неуравновешенные ионы бора, которые под действием слегка активированных водных растворов постепенно выносятся из породы. Последнее подтверждается экспериментальными исследованиями [364].

Попутно отметим, что при выветривании осадочных пород, как и в случае гранитоидов и гнейсов, преобладающая часть бора обычно остается *in situ*. Это связано с его преимущественной приуроченностью в карбонатных и других осадочных породах к глинистому материалу [51, 250 и др.], а в составе последнего — с нахождением в основном в нерастворимой форме. В подтверждение этого можно привести данные В.П. Боброва и Ю.И. Гончарова [22], согласно которым содержание бора в глинистых породах Донбасса по всему разрезу толщи (как в нижней ее части, не затронутой выветриванием, так и в верхней, повсеместно обнаженной) весьма стабильное. При выветривании ангидритовой породы, хотя большая часть бора из нее выносятся, он также остается на месте — в зоне ее перехода в гипс.

Таким образом, вулканические породы Евразийского орогена, но в еще большей мере серпентинизированные ультрабазиты и претерпевшие зеленокаменные изменения габброиды и диабазы, а также андезиты, андезитобазальты, андезито-дациты, их туфы и другие вулканические породы основного и среднего состава, широко развитые на Урале и Мугоджарах, могли выступать в качестве важного поставщика бора. При их выветривании освобождались и поступали в поверхностные и подземные воды значительные количества бора, которые могли переноситься в виде истинных (ионных) растворов с водосборных площадей в прилегающее к ним пермское внутриконтинентальное солеродное море. Об этом свидетельствует, в частности, существование тесной взаимосвязи между малыми элементами в пермских отложениях, принесенными с Урала и Мугоджар, и проявлением в этих отложениях борной минерализации. Еще более красноречиво в пользу этого говорит характер развития борной минерализации, прослеживаемой вдоль Урала и Мугоджар в пределах меридионально-вытянутой полосы, расширяющейся к югу.

Широкое развитие на водосборах пермского солеродного моря магматических пород способствовало формированию наряду со слабоминерализованными гидрокарбонатно-кальциевыми водами (в высокогорной зоне) также и гидрокарбонатно-магниевых (на ультрабазитах) и гидрокарбонатно-натриевых (на базитах) вод, в составе которых у бора обнаруживаются сильные положительные корреляционные связи с бромом и йодом:  $\text{Cu, Zn, Mn} \rightarrow \text{F} \rightarrow \text{Br, B, I}$ .

Поступление таких вод в пермские солеродные бассейны приводило к опреснению и метаморфизации рапы, обогащению галогенных пород терригенно-глинистым и карбонатным материалом.

О количествах бора, приносимых в ионных растворах гидрокарбонатными водами суши, можно судить по следующим цифрам. Ионный сток бора, например по Азово-Черноморскому или Арало-Каспийскому бассейнам,

измеряется, по данным Г.С. Коновалова [107], тысячами и десятками тысяч тонн в год. Вынос бора водами Дона составляет 2280, Куры — 1730, Волги — 13 000, Урала — 687 т/год и т. д. Длительность формирования соляной толщи, по данным М.П. Фивега [241] и А.А. Иванова и Левицкого Ю.Ф. [85], составляет около 100–200 тыс. лет.

Принимая ионный сток бора в солеродный бассейн соизмеримым с выносом бора такой рекой как, например, Кура или Урал (около 1000 т/год), а длительность формирования соляной толщи порядка 100–200 тыс. лет, получим, что в солеродный бассейн за время его существования при ионном стоке поступает 100–200 млн. т бора. При определении количеств бора, приносимых в ионных растворах речными водами, за основу бралось его содержание в речных водах порядка 0,05–0,1 мг/кг, характерное для таких рек, как Дон, Кура, Волга, Урал [107]. Нельзя не отметить, что содержание бора в водах рек, размывающих борсодержащие магматические породы горных и предгорных областей, достигает 8 мг/кг, в водах рек, находящихся на территории аридных областей, например в водах Эмбы или Сагиза, — 2,1–3,5 мг/кг [114, 265, 266], а в рассольных водах заэббенских проток — даже 1000 мг/кг [256]. Поэтому надо полагать, что концентрация бора в поверхностных и, особенно в подземных водах, размывающих борсодержащие изверженные породы Урала, Мугоджар, находящихся в значительной части на территории аридных областей, в пермское время была много выше, чем содержание бора в реках типа Дон или Волга, и, вероятно, достигала нескольких миллиграммов на литр, т.е. была близка к его содержанию в морской воде (4,6 мг/кг). Отсюда следует, что количество бора, поступавшее с Урала и Мугоджар в солеродные бассейны в составе поверхностных и подземных вод, в то время было больше, чем приведенное выше, и, по-видимому, исчисляется тысячами миллионов тонн.

Какова же судьба бора, поступающего в солеродный бассейн с водами суши?

Известно, что по мере испарения в солеродном бассейне морской воды растворы становятся все более и более концентрированными. Рано или поздно начинается осаждение каменной соли, а затем при благоприятных условиях и калийно-магниевых солей, завершающееся в эвтоническую стадию кристаллизацией бишофита. Поскольку по мере выпаривания морской воды концентрация бора на стадии садки калийно-магниевых солей обычно составляет лишь 200–500 мг/кг, то образование боратов в солеродном бассейне станет возможным только в том случае, если относительная концентрация бора ( $B/Cl$  и  $B/\Sigma_{\text{сол}}$ ) в растворах окажется выше, чем в морской воде. В связи с этим особый интерес приобретает то обстоятельство, что  $B/Cl$  в поверхностных и подземных водах суши, как и  $B/\Sigma_{\text{сол}}$  в водах, залегающих на магматических породах, примерно на порядок выше, чем в морской воде, на что впервые обратил внимание Г. Хардер [250]. Основываясь на данных О.А. Алекина, П.В. Бражниковой [2] и Г.С. Коновалова [107] по содержанию хлора и бора в речных водах СССР, нетрудно подсчитать, что  $B/Cl$  в них составляет, например, по Азово-Черноморскому и Арало-Каспийскому бассейнам в среднем  $20 \cdot 10^{-4}$ , в то время как в морской воде оно равно  $2,4 \cdot 10^{-4}$ . В почвенных и грунтовых водах, залегающих на серпентинитах,  $B/\Sigma_{\text{сол}}$  достигает  $(20-100) \cdot 10^{-4}$ , тогда как в морской

воде оно всего  $1,28 \cdot 10^{-4}$ .  $B/Cl$  и  $B/\Sigma_{\text{сол}}$  в подземных водах на порядок, а то и на несколько порядков выше, чем в морской воде.

Повышенное отношение  $B/Cl$  и  $B/\Sigma_{\text{сол}}$  в континентальных водах имеет большое геохимическое значение и является причиной того, что в процессе изотермического испарения вод концентрация бора составит на стадии выделения гипса около 100–400 мг/кг, а в конце стадии осаждения галита и (или) на стадии осаждения сильвинита и карналлита — 2–4 г/кг. Это подтверждается, в частности, данными экспериментальных исследований по испарению континентальных вод, согласно которым содержание бора в рапе на стадии садки галита повышается до 1,06–2,77 г/кг [16]. Следовательно, при испарении континентальных вод концентрация бора в рассолах достигает точки насыщения, требуемой для осаждения боратов, раньше эвтоники — уже в конце галитовой или в сильвинит-карналлитовую стадию.

Таким образом, при значительном поступлении в пермские солеродные бассейны поверхностных и подземных вод с окружающих водосборов, прежде всего с Урала и Мугоджар, особенно если они преобладают над морскими, накопление бора будет более интенсивным, а осаждение окажется возможным уже в конце стадии садки каменной соли и в период садки полигалит-сильвинитовой и полигалит-карналлитовой породы. А поскольку при высоких концентрациях кальция выделение бора в осадок начинается раньше, становится понятной приуроченность боратов к пластам ангидритов, подстилающих толщу каменной соли или залегающих внутри нее, как и вообще к прослоям сульфатных пород. Очевидно, что с континентальными водами, обогащенными бором, в пермские солеродные бассейны поступали те дополнительные его количества, которые играли существенную роль в образовании залежей галогенных боратов.

Зависимость боросности соляных толщ от питания солеродного бассейна водами суши иллюстрируется на примере Верхнекамского месторождения. Исходя из мощности толщи каменной и калийно-магниевых солей и величины  $B/Cl$  в морской воде можно подсчитать, что при испарении морской воды на  $1 \text{ м}^2$  площади месторождения должно осадиться около 0,18 т бора. При испарении вод суши на той же площади должно осадиться около 1,5 т бора. В действительности на  $1 \text{ м}^2$  площади месторождения сосредоточено примерно 0,3 т бора. Расчеты показывают, что осаждение в солеродном бассейне такого количества бора возможно при испарении вод, поступавших с моря и с суши и смешанных в пропорции 10:1. Таким образом, на Верхнекамском месторождении, где борная минерализация практически отсутствует, роль вод суши в питании солеродного бассейна была весьма незначительной.

С другой стороны, в районах бороносных солянокупольных структур, согласно данным С.Р. Крайнова и С.Д. Капранова [116],  $B/Cl$  в водах составляет  $(10-15) \cdot 10^{-4}$ . Так как это отношение в водах районов бороносных солянокупольных структур в значительной мере отражает состав солей, то в бороносных солях его следует принять не ниже  $(10-15) \cdot 10^{-4}$ . Из этого следует, что бороносные соли осаждались в солеродных бассейнах, питание которых осуществлялось за счет вод, поступающих с моря и с суши в эквивалентных количествах или с преобладанием последних.

Наряду с серпентинизированными ультрабазитами и вулканическими породами, находившимися в условиях достаточно интенсивного химичес-

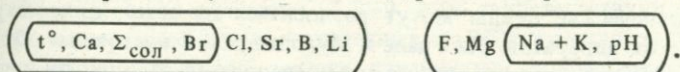
кого выветривания, определенный интерес представляют и некоторые другие типы геологических образований, развитые на Урале и Мугоджарах. Их также можно рассматривать в качестве источников поступления бора в солеродные бассейны. К ним относятся, в частности, горизонты доломитов, распространенные в пределах Башкирского поднятия в составе саткинской, авзянской и миньякской свит рифея, в которых отмечаются резко повышенные концентрации бора. Особого внимания заслуживают озерные мергели и гипсы, известные в пределах Тагило-Магнитогорской зоны среди вулканогенных и осадочных образований среднего карбона. Такие отложения часто вмещают залежи боратов, и поэтому их следует рассматривать не только в качестве мест мобилизации бора, но и как важные объекты, имеющие самостоятельное поисковое значение. Последнее подтверждается открытием в подобных отложениях Монастырского проявления боратов.

Н.М. Страхов, предостерегая от недооценки роли водосборов в накоплении акцессорных галофильных элементов в галогенных породах, отмечал: "В тех случаях, когда с берега по какой-либо причине, по специфическому ли составу пород или проявлению гидротерм и т.д., резко усиливался привнос фтора, брома, бора, стронция и пр. . . , это, несомненно, не могло не сказаться на концентрации названных элементов в галогенных породах и не только в смысле увеличения их процентных содержаний, но и путем некоторого сдвига накопления галофилов на меньшую минерализацию рапы против канонической, стандартной. Не в этом ли причина того, что накопления бора даже вблизи эвтоники то весьма сильны, то ослаблены или даже просто отсутствуют. Если это действительно так, то геохимия малых галофильных элементов давала бы новый интересный штрих в картине теснейших связей бассейна с окружающей его водосборной площадью, даже если этот бассейн морского типа" [226, с. 490]. Приведенные материалы подтверждают предположения Н.М. Страхова о влиянии водосборов на процессы галогенного рудообразования бора. Это влияние проявлялось как в региональном повышении содержания бора в пермских эпиконтинентальных осолоняющихся морях на всем протяжении их существования, так и в локальном обогащении бором рапы ограниченных по размерам солеродных бассейнов, достигших стадии калийно-магниевого седиментации. В последнем случае континентальные воды оказывали рассолоняющее и метаморфизирующее воздействие на рапу, которое в условиях ее непрерывающегося испарения сопровождалось существенным повышением концентрации бора и осаждением боратов совместно с глинистым материалом и метаморфогенными минералами.

#### **Влияние вулканической и поствулканической деятельности на рудогенез бора в солеродных бассейнах**

Другим дополнительным источником обогащения рапы солеродных бассейнов бором могут быть подземные воды, поступающие по разломам из артезианских бассейнов, расположенных у поверхности складчатого фундамента. Вопрос о влиянии таких вод на процессы боронакопления в пермских солеродных бассейнах Западной и Восточной Европы долгое время оставался неясным, поскольку его решению в значительной мере

препятствовали большие глубины залегания подсолевых образований, особенно в Северогерманской и Прикаспийской впадинах, что затрудняло прослеживание тектонических нарушений. Выделение на территории этих впадин грабенообразных прогибов, характеризующихся большими глубинами залегания фундамента, а в бортовых частях повышенной плотности дизъюнктивных нарушений, и выявление приуроченности к ним бороносных солянокупольных структур позволили несколько приблизиться к решению этого вопроса: во-первых, установить нахождение в этих прогибах обычных для больших глубин очагов термальных вод и, во-вторых, наметить вероятные пути и места поступления этих вод в пермские солеродные бассейны. Судя по данным бурения глубоких скважин на территории областей, смежных с рассматриваемыми впадинами, подземные воды, залегающие у поверхности складчатого фундамента, имеют и, очевидно, имели в эпоху пермского галогенеза хлоридно-натриево-кальциевый состав. Содержание в них бора достигает 500, фтора — 20, стронция — 1000 мг/т [266]. Как свидетельствуют результаты обработки термогеохимических данных на ЭВМ, в водах хлоридно-натриево-кальциевого состава с глубиной по мере возрастания температуры неуклонно увеличивается их соленость, концентрация кальция и брома, в меньшей мере — концентрация бора и одновременно уменьшается содержание натрия и калия, значение pH:



Наиболее сильные корреляционные связи у бора в таких водах обнаруживаются с хлором, стронцием и литием. Подземные воды такого состава, очевидно, генетически не были связаны с пермскими плутоно-вулканическими комплексами, развитыми в пределах Евразийского орогена. Но возможность разгрузки подземных вод в солеродные бассейны Северогерманской и Прикаспийской впадин возникла именно в период становления этого орогена, когда резко активизировались тектонические движения не только в южном обрамлении этих впадин, но и в самих впадинах, в частности в бортовых частях рифейских и девонских авлакогенов.

Подземные хлоридно-натриево-кальциевые воды при разгрузке имели состав, близкий к составу морских рассолов, и не оставляли следов в виде специфических минеральных ассоциаций, разве что способствовали садке сульфатов — гипса и полигалита как обычных продуктов обменных реакций  $CaCl_2$  и  $MgSO_4$ . И только при синхронном поступлении в солеродные бассейны вулканического пепла такие воды, будучи кислыми, способствовали его превращению в лейкофиллит [230]. Если в составе этих вод находились повышенные концентрации фтора, то могли образовываться скопления флюорита и селлаита. Оба эти минерала обнаружены в галогенных отложениях Северогерманской и Прикаспийской впадин.

Поступление подземных вод хлоридно-натриево-кальциевого состава из подсолевых отложений по зонам повышенной трещиноватости, ограничивающим грабенообразные прогибы, в солеродные бассейны Северогерманской и Прикаспийской впадин оказывало положительное влияние на процессы борнакопления в этих бассейнах. Но их роль нельзя преувеличивать, так как аналогичные процессы в солеродных бассейнах других регионов, например, на территории Припятской или Днепровско-Донецкой впадин,

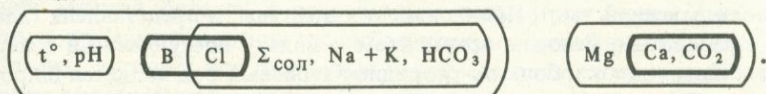
не привели к формированию даже небольших концентраций боратов. По-видимому, масштабы разгрузки подземных хлоридно-натриево-кальциевых вод были небольшими. К тому же, и это представляется главным, их приток не способствовал возникновению в солеродных бассейнах щелочной обстановки.

Весьма важным источником обогащения рапы солеродных бассейнов бором могут быть вулканические эксгаляции и растворы, как это отмечает Я.Я. Яржемский [272, 274], основываясь на фактах нахождения боратов в прослоях пород, отложившихся в условиях относительного расколонения, и выявления на отдельных солянокупольных структурах туфогенного материала. Однако сторонниками вулканогенной гипотезы не были расшифрованы пути поступления продуктов вулканической деятельности в пермские солеродные бассейны, и поэтому долгие годы она не имела под собой реальной основы. О характере вулканической деятельности в южном обрамлении Северогерманской и Прикаспийской впадин было известно очень мало. Находки же на отдельных солянокупольных структурах, расположенных преимущественно в южной части Прикаспийской впадины, туфогенного материала свидетельствуют лишь о проявлении вулканической деятельности, синхронной с галогенезом, но не служат доказательством ее влияния на процессы боронакопления в пермских солеродных бассейнах, так как вулканические пеплы могут разноситься на сотни километров от вулканических аппаратов. На Урале и Мугоджарах, в восточном обрамлении Прикаспийской впадины, вулканизм завершился задолго до начала галогенеза, и сейчас по-прежнему отсутствуют данные о его проявлении там в пермское время. В противоречии с вулканогенной гипотезой находится и то обстоятельство, что в пермских галогенных отложениях не было обнаружено резко повышенных концентраций мышьяка, сурьмы, лития, германия и некоторых других малых элементов, характерных для бороносных гидротермальных растворов и вулканогенно-осадочных отложений. Все это не давало достаточных оснований говорить о сколько-нибудь значительной роли вулканической деятельности в процессах галогенного рудообразования бора.

Положение изменилось, когда в результате новейших палеотектонических и палеовулканических реконструкций [153], значение которых для понимания минерации палеозоя южных регионов СССР трудно переоценить, было установлено существование Евразийского позднепалеозойского вулканического пояса, и в частности развитие в южном обрамлении Северогерманской и Прикаспийской впадин (Кара-Богаз-Гол, Устюрт, Мангышлак) погребенных на большие глубины раннепермских плутоно-вулканических комплексов. Этот пояс был во многом аналогичен Тихоокеанскому и Альпийско-Гималайскому, и поэтому влияние вулканической деятельности, происходившей в пределах Евразийского пояса, на процесс боронакопления в пермских солеродных бассейнах названных впадин могло быть весьма значительным. Однако слабая изученность территории и отсутствие kernового материала оставляют нерешенными некоторые аспекты этого вопроса. Разрушивание новых солянокупольных структур, расположенных на юге Прикаспийской впадины, в первую очередь тех из них, которые залегают на небольших глубинах, тщательное и всестороннее геохимическое и минералого-литологическое изучение керна

дадут новый фактический материал и предоставят возможность подойти к более точной оценке роли вулканогенных растворов в галогенном рудообразовании бора, а следовательно, и перспектив выявления на территории этой впадины солянокупольных структур с более высокими по сравнению с уже известными концентрациями боратов. К сожалению, бурение в районе Гурьева на куполе Жанаталап пока не дало необходимой информации, так как скважина вскрыла лишь соляной карниз этого купола.

Главной формой влияния вулканической деятельности, по-видимому, было поступление гидротермальных растворов, которые как и в областях современного или молодого вулканизма, имели, вероятно, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состав. О возможности разгрузки таких растворов в пермские солеродные бассейны свидетельствуют в подсолевых отложениях Северогерманской впадины зоны раздробленных гидротермально-измененных пород и жилы кальцита, а в перекрывающих граувакках Прикаспийской впадины — анальцит и давсонит. Известно, что жильный кальцит, как и анальцит или давсонит, являются индикаторами циркуляции по породам резко щелочных гидротермальных растворов гидрокарбонатно-натриевого состава [157, 235]. Содержание бора в таких водах, широко распространенных в окраинно-континентальных орогенных вулканических поясах, нередко достигает 600—900 и даже 1800 мг/кг, а значение рН часто составляет 7,2—9. Как свидетельствуют результаты обработки термогеохимических данных на ЭВМ, в растворах гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава параллельно возрастанию их температуры отмечается увеличение щелочности, концентрации гидрокарбонат-ионов, натрия и калия, а также хлора и бора, но уменьшение содержания магния и кальция:



Наиболее сильные корреляционные связи у бора в водах подобного состава обнаруживаются с хлором.

Весьма существенно, что гидротермальные растворы гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава, обогащенные бором, могут разгружаться в зонах глубинных разломов не только в непосредственной близости от действующих вулканов, но и нередко на больших расстояниях от них, измеряемых порой сотнями километров. Такие воды, известные, например, в зоне Тепловодского сбора на Сахалине, в районе Лардерелло на Апеннинском полуострове и т.д., содержат бор в количестве 300—1800 мг/кг. Поэтому разгрузка гидротермальных бороносных растворов, связанных на глубине с очагами пермского вулканизма, могла происходить в период становления Евразийского пояса не только в южном обрамлении Северогерманской и Прикаспийской впадин, но и в зонах глубинных разломов, прослеживаемых в пределах этих впадин. Особого внимания как потенциально рудоконтролирующие заслуживают разломы, ограничивающие Карабогазский, Северо-Устьюртский и Южно-Мангышлакский срединные массивы, выделенные В.А. Бушем и др. [223], В.Н. Семовым [215] и др. Не меньшее значение в процессах галогенного рудообразования бора могло иметь унаследованное оживление разломов, связанных с Евразийским поясом и в то же время ограничивающих древние авлакогены.

На путях миграции гидротермальных растворов в зонах глубинных разломов происходило выщелачивание бора из осадочных (карбонатных, сульфатных) пород подсолевого ложа. Поскольку в доломитах и ангидритах большая часть бора, не связанного с глинистой составляющей, находится в водорастворимой форме, при циркуляции по этим породам водных растворов около половины рассеянного в них бора и даже более, как уже отмечалось, выносятся из пород и переходит в растворы. В Приуралье и Донбассе, например, из ангидритов в процессе их гидратации выносятся от 50 до 80% содержащегося в них бора. Еще интенсивнее этот процесс идет при выщелачивании осадочных пород нагретыми водами. Согласно опытам В.В. Красинцевой [119], при температуре около 200°С с водяным паром в присутствии  $\text{CO}_2$  отгоняется примерно 80% содержащегося в породе водорастворимого бора. Поэтому большая часть бора, находящегося в породах подсолевого ложа, при прохождении через них подземных термальных вод, очевидно, переходила в растворенное состояние. При этом концентрация бора в водах повышалась еще больше.

Разгрузка термальных гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых растворов сопровождалась образованием чистого (без примеси терригенно-глинистого материала) магнезита, часто в ассоциации с галитом, скопления которых иногда напоминают своего рода подводные травертины. С этими же растворами, вероятно, поступали большие количества фтора. Его осаждение привело к образованию в подсолевых отложениях Северогерманской впадины пластовых залежей флюорита, а в соляной толще Прикаспийской впадины — рассеянных включений селлаита. Изложенному не противоречит проявление в соляных отложениях сульфидной минерализации. Она обнаружена на солянокупольных структурах (Новобогатино, Искине), расположенных в южной части Прикаспийской впадины, и представлена галенитом и сфалеритом. Важным аргументом в пользу поступления в солеродные бассейны гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод является широкое развитие в бороносных отложениях боратов стронция. В обычных условиях морского галогенеза он, как известно, осаждается в конце доломитовой—начале ангидритовой стадии; при дальнейшем развитии галогенного процесса его содержание в рассолах и породах резко падает, в калийно-магниевых солях — до ничтожных следов, неуловимых анализом [49, 226]. И только при поступлении в солеродные бассейны гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод, имеющих повышенное содержание не только бора, но и стронция, возникают условия для образования соединений этих элементов — стронциоборита, стронциоджинорита, витчита, стронциохильгардита и т.д.

При обильном поступлении термальных вод гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава в солеродные бассейны, находившиеся на стадии калийно-магниевой седиментации, в связи с резким возрастанием концентрации бора в рапе и повышением ее щелочности могла происходить массовая садка различных по составу боратов с образованием их линзообразных и пластовых залежей. В дальнейшем прорыв термальных вод аналогичного состава в уже сформированные галогенные отложения приводил к перераспределению и локализации бора в приразломных зонах в виде эпигенетических боратов.

Изложенные соображения о характере влияния и формах проявления

вулканической деятельности, происходившей в пределах позднепалеозойского Евразийского пояса, на рудогенез бора в пермских солеродных бассейнах Европы, как и сам факт преимущественной локализации боратов в южной и (или) центральной частях Северогерманской и Прикаспийской впадин, являются важными аргументами в пользу существования Евразийского борного пояса, в сферу влияния которого входят Западно- и Восточно-Европейские борные провинции. Нельзя исключить возможность выявления в пределах или вблизи этого пояса новых борных провинций, например в Зааральском или Джунгаро-Балхашском регионах.

Однако влияние Евразийского пояса на процессы боронакопления в эпиконтинентальных морских солеродных бассейнах несопоставимо по своим последствиям с тем огромным влиянием, которое оказывала вулканическая деятельность, происходившая в Тихоокеанском или Альпийско-Гималайском поясе, на рудообразование бора в озерных бассейнах, поскольку количество бора, заключенного в пермских солеродных бассейнах в составе рассолов морского происхождения, несоизмеримо с количеством бора, которое могло поступать в эти бассейны с гидротермальными растворами. И суть вопроса не в том, оказывала или не оказывала вулканическая деятельность влияние на рудогенез бора в пермских морских солеродных бассейнах, а в том, что она не могла оказывать — в связи с только что сказанным — решающего влияния, подобного тому, которое приводило в озерных бассейнах к образованию крупных месторождений вулканогенно-осадочных боратов. Именно поэтому в пермских солеродных бассейнах, несмотря на весьма благоприятное сочетание рудоконтролирующих факторов, в условиях морского галогенеза происходило образование залежей боратов с относительно невысоким содержанием бора. И только при возникновении где-либо в южном обрамлении этих бассейнов небольших, частично или полностью изолированных лагун или озер в обстановке активной вулканической деятельности могли создаваться условия для концентрированной садки боратов.

#### **УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОГО ТИПА**

##### **Особенности поведения бора в условиях континентального вулканизма**

Содержание бора в эффузивных, экструзивных и пирокластических породах областей современного или молодого вулканизма варьирует в широких пределах: от 0, п до  $100 \cdot п$  г/т (табл. 7). В наименьших количествах (от 0 п до 23 г/т, в среднем  $\sim 7,5$  г/т) бор содержится в излившихся породах континентальных рифтов и срединно-океанических хребтов. В частности, содержание бора в лавах Афара (Эфиопия) варьирует в пределах от 2,9 до 23 г/т и в среднем составляет 7,7 г/т, причем отдельные случаи обогащения вулканитов бором связаны либо с процессами контаминации расплава обогащенными бором породами, либо с последующим гидротермальным изменением вулканитов [318]. Содержание бора в лавах на дне Атлантического океана в зоне Срединно-Атлантического хребта колеблется в пределах от 2 до 13 г/т, в базальтах и липаритах Исландии —

Т а б л и ц а 7

Содержание бора в эффузивных, экструзивных и пирокластических породах областей современного и молодого вулканизма\* (г/т)

Местоположение	Базальты	Андезито-базальты, андезиты, андезитодациты	Дациты	Липариты, обсидианы	Лавы разного состава	Пемзы, шлаки
Континентальные рифты и срединно-океанические хребты						
Афар (Эфиопия)	2,9–23					
Срединно-Атлантический хребет	2–13					
Исландия	4,8–9	5,2–9,6	5,5–9,8	0,6–15		
Гавайи и Таити	3					
Активные окраины континентов и области их столкновения						
Камчатско-Курильская гряда	5–56	4–70	15–60	15–180		
Япония		24			24–340	
Апеннинский полуостров	4,6–60	10–225		12–155		до 400–900
Малая Азия		100 · n		100 · n		

\* По данным [50, 53, 69, 75, 92, 125, 127, 128, 129, 130, 131, 242, 250, 288, 318, 386, 451, 452].

от 0,6 до 9–15 г/т. На порядок больше (от n до 100 · n г/т, в среднем около 50 г/т) содержится бора в вулканогенных породах, развитых в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского окраинно-континентальных тектоно-вулканических поясов — на активных окраинах континентов и в областях их столкновения. Например, содержание бора в вулканических породах Италии достигает (г/т): в базальтах, липаритах и обсидианах — 60–155, в трахиандезитах — 225, в пеплах — 326–350 [451] и в шлаках — 400–900, в липаритах и трахиандезитах Турции — до нескольких сотен граммов на тонну.

Степень концентрации бора в однотипных породах одного и того же региона, как отмечают Ю.М. Дубик, Ф.В. Сухоруков и Б.Л. Шербов [69], основываясь на данных по распределению бора в продуктах извержения вулкана Крашенинникова на Камчатке, в значительной степени определяется типом их извержения. При постепенном излиянии магмы с больших глубин формируются породы с низким содержанием бора. В то же время при больших перерывах в извержениях, обычно сопровождаемых накоп-

Т а б л и ц а 8

Содержание бора в конденсатах вулканических газов и гидротермальных растворах областей современного и молодого вулканизма\* (мг/кг)

Местоположение	Конденсаты газов	Гидротермальные растворы
<b>Континентальные рифты и срединно-океанические хребты</b>		
Исландия		
вулкан Гекла	4	
Рейкьявик, Хверагерда, Рейкьянес		0,02–12
Кения, источники Восточного рифта		0,6–8,8
СССР, источники Байкальского рифта		0,002–3,4
Красное море, впадины Дискавери и Атлантис		7,8
<b>Активные окраины континентов и области их столкновения</b>		
СССР, Камчатка		
вулкан Шивелуч	25–202	
вулкан Академии наук		6,8–8,6
Узон-Гейзерные источники		3,2–90
Налачевские, Тумрокские и др. источники		60–72
СССР, Курильские острова		
вулкан Головнина	45,6	
вулкан Влодавца		2–15
Менделеевские источники		8,7–224
Янкичевские источники		84
Япония		
вулкан Шова-Шинзан	21–600	
вулкан Якеяма		118
источники Хаконе		362–508
источники Арима		586
Новая Зеландия		
вулкан Севен Дуорфс	32–130,4	
источник Вайракей		18–29,2
источник Каверау		12–68
источник Ньява		912–922
США		
источник Алтуна		120
источник Салфер-Банк		620
источник Салфер-Крик		292
источник Солтон-Си		300
Чили		
источник Пемегью		37
Толгуака		44
Италия		
источники Лардерелло	100 · n	360–1800
источники Багни		428
источник Багнацио		740
источник Борный		860
Турция, Иран		
источник Бура-Хан		500
источник Исти-Су		680

Т а б л и ц а 8 (окончание)

Местоположение	Конденсаты газов	Гидротермальные растворы
Афганистан		
источник Горбанд		25
источник Калу		100–162
Индия, КНР		
долина Пуга	100 · п	40–160
впадина Цайдам		до 40
СССР, Закавказье		
Вайхырские источники		40
источник Айоцзор		90–95
Дарьдагские источники		60–370
источник Двин		250–500
СССР, Памир		
источник Гарм-Чашма		5
Бахмырские источники		10
источники Ширгин, Лянгар		15–20
источник Дарай-Намак		1690
* По данным [11, 12, 24, 27, 47, 67, 72, 88, 95, 101, 108, 115, 140, 146, 192, 204, 207, 216, 218, 234, 236, 237, 238, 247, 250, 253, 258, 269, 287, 305, 346, 360, 378, 385, 387, 424, 425, 439].		

лением бора в верхних частях магматического очага, образуются породы с повышенным содержанием бора. При этом, судя по результатам обработки аналитических данных на ЭВМ методом многократной корреляции, наиболее тесные геохимические связи в лавах у бора обнаруживаются с калием, из малых элементов в пределах Тихоокеанского пояса (Срединный хребет Камчатки) — с литием, в пределах Евразийского пояса (Тянь-Шань) — с молибденом. Приуроченность бора в излившихся и пирокластических породах областей современного или молодого вулканизма к стекловатой фазе показывает, что бор в этих породах не рассеивается в составе породообразующих минералов (порфировых вкрапленников), а накапливается вместе с литием, молибденом и др. в остаточном расплаве, дающем при остывании стекло. Чем больше бора содержится в остаточном расплаве, а это находит отражение в степени его концентрирования в стекле, тем больше оказывается его в газово-жидких дифференциатах, дающих на глубине начало гидротермальных растворов. Поэтому повышенное содержание бора в стекловатой фазе вулканических пород является благоприятным признаком на поиски вулканогенно-осадочных месторождений боратов. Очень высокое содержание бора в вулканических породах Анатолийского плато, где сосредоточены крупнейшие в мире месторождения вулканогенно-осадочных боратов, вполне определенно и однозначно подтверждает этот вывод.

В межпароксизмальные периоды жизни вулкана бор вместе с другими летучими компонентами накапливается в магме. Из магматического очага он выделяется не только во время вулканических извержений, но и нередко (при благоприятной тектонической обстановке) в межпароксизмальные периоды, когда одновременно с его накоплением в магме происходит де-

газация из нее бора и перемещение его по тектонически ослабленным зонам на земную поверхность в составе газовой-паровой струй, по-видимому, в виде ортоборной кислоты, которая в парах воды обладает высокой летучестью. Весьма существенно, что в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского вулканических поясов, характеризующихся повышенным содержанием бора в эффузивных и экструзивных породах, отмечается и повышенное его содержание в вулканических газах и гидротермальных растворах (табл. 8). Если в рифтовых зонах континентальных платформ или в срединно-океанических хребтах Тихого и Атлантического океанов содержание бора составляет лишь 3,2–4 мг/кг в конденсате газов и 0,002–12 мг/кг в термальных водах, то на территории названных поясов оно достигает 200–600 мг/кг в конденсате газов и 600–1800 мг/кг в термальных водах.

Концентрация бора как в конденсате газов, так и в гидротермальных растворах одних и тех же источников в пределах рассматриваемых поясов существенно варьирует, увеличиваясь в период, предшествующий вулканическому извержению, и во время извержения [254], а также при возрастании сейсмической активности [144]. Так, например, в период, предшествующий извержению вулкана Эбеко на Курильских островах, как и во время извержения, содержание бора в термальных водах повысилось в 8–26 раз. При возрастании сейсмической активности на о. Кунашир в четыре раза содержание бора в термальных водах многих источников вулкана Менделеева и "Горячего пляжа" повысилось в два раза и более. Это обстоятельство во многом объясняет обычную приуроченность месторождений боратов к областям активной вулканической деятельности, районам высокой сейсмической активности.

### **Влияние вулканической и поствулканической деятельности на рудогенез бора в озерных бассейнах**

Резко дифференцированное распределение бора в вулканических газах и гидротермальных растворах различных регионов не могло не найти своего отражения в его распределении в озерных бассейнах. В тех из них, которые расположены в рифтовых зонах, как, например, в соляных озерах Магади (Кения) или Катуэ (Уганда), содержание бора составляет лишь 44–118 и 100 мг/кг соответственно [346, 417]. Несмотря на то что в этих озерах ежегодно отлагается до 75–100 см троны, галита, буркеита, тихита и других солей, бораты среди них не обнаружены. С другой стороны, содержание бора в озерных водоемах, расположенных в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского вулканических поясов и находящихся на той же стадии осолонения (Серлс, Оуэнс, Боракс, Клир в США, Атакама в Чили, Чукур-куль северный и Шор-Куль юго-восточный на Памире, Самбхар в Индии, Банго в Китае и т.д.), достигает сотен миллиграммов на килограмм, а на оз. Серлс — даже 3500–4200 мг/кг.

Попутно отметим, что в озерных водоемах, расположенных вне областей современной или молодой вулканической деятельности, содержание бора еще ниже: в рапе соляных озер, достигших высоких ступеней осолонения, оно обычно не более 45–60 мг/кг. Это обусловлено, как правило, значительно более низким его содержанием в поверхностных и подземных водах, питающих такие водоемы, интенсивным его поглощением тонкодисперс-

ными, коллоидными системами и (или) кремнистыми скелетами организмов.

В пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского тектоно-вулканических поясов расположены все известные вулканогенно-осадочные месторождения боратов. В них сосредоточены колоссальные количества борной руды, исчисляемые сотнями миллионов тонн (при среднем содержании  $B_2O_3$  в руде порядка 25–50%). Только в одном из этих месторождений — оз. Серлис — локализовано свыше 10 млн. т бора, совместно с которым находятся десятки тысяч тонн лития, вольфрама и других редких металлов. Эти цифры, как подчеркивал Н.М. Страхов [227], наглядно показывают грандиозность масштабов вулканогенно-осадочного рудообразования бора и сопутствующих ему элементов.

Характерной особенностью всех этих месторождений боратов, подчеркивающей влияние кайнозойского вулканизма на процессы боронакопления в озерных бассейнах, является их приуроченность либо к неогеновым, либо к четвертичным озерным отложениям. В зависимости от этого среди них выделены две большие группы — вулканогенно-глинистые и вулканогенно-соленосные. Другой особенностью многих вулканогенно-осадочных месторождений боратов, еще раз подтверждающей связь между бороносностью вулканического очага, с одной стороны, эксплозивным характером вулканизма и боронакоплением в озерных бассейнах — с другой, является присутствие в бороносных отложениях вулканических туфов или продуктов их последующей переработки. Между массой туфогенного материала, локализующегося в озерных отложениях, и количеством борной руды, содержащейся в этих отложениях, намечается некоторый параллелизм. На месторождениях боратов, приуроченных к неогеновым озерным отложениям, вулканический туф или образующиеся из него монтмориллонитовые глины являются основными компонентами вмещающих пород (месторождения Крамер, Кырка-Сарикайя и др.). Запасы борной руды в них порой достигают 100–500 млн. т. На месторождениях боратов, приуроченных к четвертичным озерным осадкам, вулканический туф встречается не всегда или в сравнительно небольшом количестве. Запасы борной руды в них обычно измеряются десятками или сотнями тысяч тонн.

Приведенные данные вполне определенно и однозначно свидетельствуют о решающем влиянии вулканической деятельности, происходящей на активных окраинах континентов и в областях их столкновения, на процессы накопления и рудообразования бора в озерных бассейнах и позволяют выделить вслед за И.М. Курманом [122] Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский борорудные пояса<sup>1</sup>, а в их пределах — Северо- и Южно-Американские, Мало- и Центрально-Азиатские борорудные провинции, во многом совпадающие с рутными поясами и провинциями.

В связи с изложенным выше возникает вопрос: с каким конкретным наземным вулканизмом преимущественно связано поступление бора в озерные водоемы?

<sup>1</sup> И.М. Курман выделил Тихоокеанский и Широкий борные пояса, в пределах которых располагаются как эндогенные, так и экзогенные (галогенные и вулканогенно-осадочные) месторождения различного возраста. Значительная часть Широкого пояса совпадает с Евразийским и Альпийско-Гималайским поясами, которые в настоящей работе рассматриваются как самостоятельные, поскольку они являются разновозрастными и лишь отчасти совмещены территориально.

Среди эффузивных пород наиболее высокими содержаниями бора, как известно, характеризуются средние и кислые эффузивы. Кларк бора в основных эффузивах составляет 9 г/т, в средних и кислых — соответственно 24 и 44 г/т [9]. Максимальное его содержание в основных лавах равно 60 г/т, тогда как в средних и кислых оно достигает  $100 \cdot n$  г/т. Приуроченность бора преимущественно к средним и кислым эффузивам подтверждается результатами обработки на ЭВМ методом многократной корреляции данных о содержании малых элементов в разных по составу лавах, отобранных в различных регионах СССР, согласно которым обнаруживается отрицательная корреляционная связь с элементами, характерными для основных пород (Cr, Ti, Ni, Cu, Co, Mn), и положительная — с элементами, характерными для средних и кислых пород (Sn, Mo, Zr, Ga, Pb, Ba).

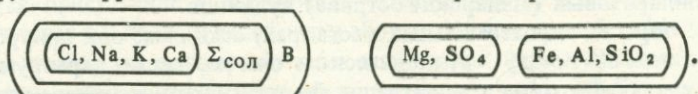
Содержание бора в конденсате газов одного и того же вулканического очага весьма непостоянно. Например, на вулкане Шивелуч оно колеблется в пределах от 5 до 200 мг/кг. Это обстоятельство не позволяет утверждать о четкой приуроченности повышенных концентраций бора в газах к магме того или иного состава. Однако, судя по максимальным значениям содержания бора, можно говорить о существенно повышенной по сравнению с базальтовыми (Гекла — 4 мг/кг, Килауза — 3,2 мг/кг) бороносности газов андезитовых (Шивелуч — 200 мг/кг), дацитовых (Шива-Шинзан — 600 мг/кг) и липаритовых (Липарские острова) вулканов.

Содержание бора в гидротермальных растворах, если даже они приурочены к одинаковым по составу вулканическим очагам, также варьируют в широких пределах. Высокие концентрации бора в гидротермах известны как с андезитовым (Салфер-Банк — 620 мг/кг), так и с дацитовым (Салфер-Крик — 292 мг/кг) или липаритовым (Солтон-Си — 300 мг/кг) вулканизмом. Еще более высокие его концентрации в гидротермах встречаются в районах, характеризующихся одновременным развитием на глубине центров кислого и основного вулканизма, проявленного в образовании на поверхности единой контрастной серии вулканических пород (Ньява — 912 мг/кг). Все это свидетельствует о главенствующей роли среднего, кислого и особенно контрастного по составу вулканизма в процессах гидротермального и как следствие вулканогенно-осадочного накопления бора.

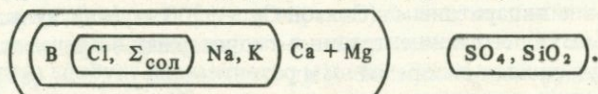
Ярким подтверждением этого могут служить месторождения Крамер и Серлс, представляющие собой классическое проявление вулканогенно-осадочного рудообразования. В окрестностях первого из них наряду с базальтами Сэддлбек, подстилающими бороносные озерные отложения, встречаются субвулканические тела дацитов. В районе второго месторождения залегают плиоценовые базальты и липариты. В целом по месторождениям вулканогенно-осадочных боратов бороносные отложения в подавляющем большинстве случаев залегают на средних и (или) кислых эффузивах (Калико-Даггет, Салинас, Искелекей и т.д.), лишь в одном случае — на базальтах (Ланг), часто одновременно как на средних и (или) кислых, так и на основных эффузивах.

## Роль гидротермальных растворов в вулканогенно-осадочном рудообразовании бора

Приуроченность аномально высоких концентраций бора в гидротермальных растворах и озерных бассейнах, как и наиболее крупных его месторождений, к району одновременного развития на глубине центров кислотного и основного вулканизма дает основание считать причиной этого явления не только состав магмы, но и саму природу гидротермальных растворов. Среди последних в областях активного вулканизма выделяются [160, 161] магматические растворы, образующиеся в результате естественной конденсации вулканических газов из приповерхностных и поверхностных магматических масс, и магматогенные растворы, возникающие в областях разгрузки глубинных гидротермальных систем. Первые развиты на fumarольных полях действующих вулканов, вторые приурочены не к конкретным вулканам, а к глубинным разломам. Подобное разделение термальных вод находит отражение в их химизме. Магматические растворы являются соляно-серно-кислыми, магматогенные — гидрокарбонатно-хлоридно-натриевыми. Обработка результатов химического анализа термальных вод Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского вулканических поясов показала, что магматические и магматогенные растворы существенно различаются по величине концентрации в них бора, но во многом сходны по характеру его корреляционных связей. Кислые растворы:



Гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые растворы:



Кислые растворы характеризуются средним значением pH, равным 2,8, и содержанием бора около 6 мг/кг, гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые растворы — средним значением pH, равным 7,2, и содержанием бора около 120 мг/кг. В тех и других бор обнаруживает положительную корреляционную связь с  $\Sigma_{\text{СОЛ}}$ , хлором, натрием и калием, отрицательную — с сульфат-ионами, кремнеземом, а также железом и алюминием. Однако в кислых и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых водах отрицательная корреляционная связь бора с сульфат-ионами и находящимися в ассоциации с ними компонентами проявляется неодинаково: в первом случае весьма слабо, во втором — гораздо сильнее. Положительная геохимическая связь бора с ювенильными компонентами (хлор, щелочи) свидетельствует в пользу его преимущественно магматогенного происхождения. Вместе с тем слабая отрицательная связь бора в кислых растворах с такими компонентами, как железо, алюминий и кремнезем (в отличие от сильной отрицательной связи с этими же компонентами в гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых водах) свидетельствует о его поступлении в воды не только из магматических масс, но, хотя и в меньшем количестве, из вмещающих пород.

Приуроченность повышенных концентраций бора к магматогенным водам гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава, а последних — к зонам

глубинных разломов предопределяет и преимущественное развитие обогащенных бором гидротермальных растворов и озерных бассейнов не столько в районах фумарольных полей, сколько в зонах глубинных разломов или в областях совместного нахождения тех и других. Необходимо подчеркнуть, что бороносные воды встречаются в зонах разрывных нарушений как в непосредственной близости от действующих вулканов, так и на весьма больших расстояниях от них, измеряемых иногда сотнями километров. Такие воды, как уже отмечалось, известны в зоне Тепловодского сброса на Сахалине, где содержание бора достигает 320, местами 560 мг/кг [90 и др.], в районе Лардерелло на Апеннинском полуострове (бора до 1800 мг/кг), близ горы Дарыдаг в Закавказье, в долине Пуга в Тибете и т.д.

Месторождения вулканогенно-осадочных боратов также тяготеют к зонам глубинных разломов. В частности, месторождение оз. Серлс находится вблизи Гарлокского разлома, месторождения Турции расположены около глубинных разломов, ограничивающих Мендересский и Мизийско-Галатский массивы, месторождения Индии и КНР — в зоне Индского шва.

### **Вынос бора гидротермальными растворами из горных пород**

При движении гидротермальных растворов от вулканического очага по тектонически ослабленным зонам к земной поверхности наблюдается тенденция к снижению концентрации в них бора вследствие разбавляющего воздействия атмосферных вод. В то же время при благоприятных геологических условиях происходит дальнейшее обогащение бором гидротермальных растворов в результате выщелачивания его из вмещающих пород.

Способность бора переходить в тех или иных количествах из породы в раствор зависит как от его содержания в горных породах, так и от формы нахождения. С этих позиций наибольшее значение в качестве источника поступления бора в термальные воды имеют серпентинизированные ультрабазиты и вулканические породы.

При листвинитизации серпентинитов большая часть бора высвобождается из породы и переходит в подземные и поверхностные воды. Подобные явления наблюдаются в пределах протяженного пояса, прослеживаемого на расстоянии около 7000 км от Западной Аляски до Южной Калифорнии. Содержание бора в разгружающихся здесь углекислых водах очень высокое. Например, в источниках Солт-Спринг или Сода-Спринг оно составляет 200–265 мг/кг.

Содержание бора в вулканических породах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского орогенных поясов обычно измеряется десятками, а иногда и сотнями граммов на тонну. В стекловатой фазе вулканитов, к которой преимущественно приурочен бор, содержащийся в породе, значительная его часть находится в неуравновешенном состоянии и под действием водных растворов легко выносится из породы. Это подтверждается экспериментальными исследованиями, которые показали, что в результате обработки эффузивов водой при температуре от 15 до 600°С в растворе обнаруживается бор в количестве от 1 до 9 г/т [335]. Аналогичные процессы выноса бора из вулканических пород в ходе их гидротермального изменения наблюдаются в природе. Так, содержание бора уменьшается в андезито-базальтах и базальтах Камчатки от 37–47 и 6,3–26 г/т в неизменных разностях до 2,5–4 и 5 г/т соответственно в пропилитизированных

разностях [125]. В тех же породах на Курильских островах — от 21–25 до 13–14 г/т в частично измененных породах и до 2–2,5 г/т в нацело преобразованных (каолинизированных и алунитизированных) породах, в дацитах — от 42 до 5–6 г/т в керне термальных скважин [128], в липаритах Новой Зеландии — от 25 до 13 г/т в слабо измененной и до 3 г/т в каолинизированной породе, в обсидианах — от 24 до 9 г/т, в пемзе — от 23 до 2 г/т [335], в обсидианах Италии — от 155 до 80 г/т [250]. Гидротермальной переработке нередко подвергаются большие массы излившихся и пирокластических пород, особенно в условиях гумидного климата. В частности, региональные изменения вулканических толщ отмечаются в пределах Камчатско-Курильской гряды. Такие изменения, сопровождающиеся выщелачиванием весьма значительных количеств бора, не приводят, однако, к резкому повышению его концентрации в термальных водах.

В отличие от вулканических пород, претерпевших интенсивную кислотную проработку и потерявших в результате этого значительные количества бора, из таких же пород, подвергнутых воздействию гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых вод, бор выносится много слабее, а нередко не выносится совсем. Например, на Ахалкалакском нагорье в Закавказье содержание бора как во вмещающих базальтах на разном удалении от кальцитово-жильной, давшей на поверхности скопления травертина, так и непосредственно в зальбандах этой жилы повсеместно оставалось постоянным (12 г/т).

В отдельных случаях гидротермальные изменения вулканических пород приводят не к выщелачиванию, а к накоплению бора. Например, в одной из серий образцов, отобранных на Камчатско-Курильской гряде, концентрация бора возросла от 40–80 г/т в почти неизмененных и слабо измененных андезитах до 800 г/т в окремненных их разностях на удалении 0,2–3 м от устья источника, а затем снова снизилась до 200 г/т непосредственно около устья источника. По мере возрастания содержания бора наблюдалось некоторое увеличение концентрации бария, стронция, марганца и более резкое — сурьмы и германия:

Ti, V, Cr, Ni, Cu, Mo → Ba, Sr, Mn → Sb, Ge, B.

Небезынтересно отметить, что в кремнистых накоплениях, образующихся около устья источников при разгрузке гидротермальных растворов хлоридно-натриевого состава, содержание бора еще выше. Так, в гейзеритах бассейна р. Гейзерной на Камчатке оно варьирует от 20 до 4000 г/т и в среднем составляет около 600 г/т. Основным концентратом в них бора наряду с гидроокисями железа и марганца являются, судя по данным ( $\lambda$ ,  $\alpha$ )-радиографии, опалы поздней генерации, отличающиеся большим содержанием воды. Как и в гидротермально-измененных опализированных андезитах, бор в гейзеритах обнаруживает тесные корреляционные связи с марганцем, сурьмой, германием, а также мышьяком и ртутью, осаждаясь, как и они, на заключительных стадиях кремнеаккумуляции:

Ti, V, Cr, Ni, Cu → Ba, Sr → Mn → Mo → As → Sb, Ge, B → Hg → Ag, Li.

Наряду с выщелачиванием бора из излившихся и пирокластических пород в процессе их гидротермальной переработки значительные его количества высвобождаются из вулканических пеплов при их захоронении в озерных водоемах. Это связано с преобразованием туфогенного материала

ла, содержащего бор в количестве до 300–350 г/т, а иногда и больше, в монтмориллонитовые глины, содержание бора в которых обычно весьма низкое (5–20 г/т). При разложении 1 м<sup>3</sup> вулканического туфа в раствор переходит в среднем около 100–200 г бора. При разложении массы вулканического туфа, соизмеримой с той, которая находилась в озерных отложениях месторождений боратов типа Крамер, в раствор переходит количество бора, могущее дать примерно 1–2 млн. т боратов. Этот процесс широко развит на многих месторождениях вулканогенно-осадочных боратов. Помимо уже названного месторождения Крамер, монтмориллонитовые глины слагают основную массу озерных отложений на месторождениях Феррис-Крик, Кырка-Сарикайя, Бигадич и др.

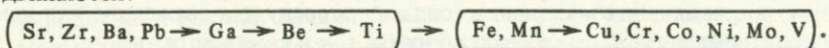
Синхронное поступление в озерные бассейны щелочных гидротерм гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава и вулканических пеплов, приводящее к накоплению в этих бассейнах бора, вместе с тем обуславливает возникновение и сохранение в них щелочной обстановки, необходимой для осаждения и накопления боратов. Но если имеет место разгрузка в озерные водоемы кислых гидротерм, нарушающих в этих водоемах щелочной режим, как это было, например, в четвертичных палеозерах, располагавшихся в пределах Зангезурского хребта (урочище Айридаг), образуются линзообразные пласты аллофанов, в которых бораты отсутствуют [4]. Поэтому рудоотложению бора способствует разгрузка в озерные бассейны прежде всего гидрокарбонатно-хлоридно-натриевых гидротерм, поставляющих материал и создающих среду для осаждения как хемогенных известняков, вмещающих бораты, так и самих боратов.

Среди осадочных пород следует выделить доломиты и особенно ангидриты. Они часто характеризуются высоким содержанием бора — порядка 80 г/т, а иногда 1000–1200 г/т, который в них находится в водорастворимой форме в виде жидких или микроминеральных включений. При движении гидротермальных растворов из доломитов и ангидритов выносится до 80% рассеянного в породе бора. Подобные процессы, по-видимому, имеют место в Лардерелло, где концентрация бора в термальных водах, циркулирующих в толщах, сложенных мезозойскими карбонатами и ангидритами, исключительно высокая — порядка 1800 мг/л. В отличие от доломитов и ангидритов в глинах преобладает водонерастворимый бор. В связи с этим их роль как источника бора в термальных водах весьма незначительна.

Таким образом, наряду с отделением бора от магматического очага в составе газово-жидкой фазы в природе функционирует другой процесс, обуславливающий поступление бора в гидротермальные растворы и питаемые ими озерные бассейны, а именно его высвобождение из горных пород под воздействием термальных вод или при захоронении в озерных бассейнах. Хотя оба эти процесса тесно взаимосвязаны, определяющее влияние на рудогенез бора оказывают магматические процессы, которые не только выступают в роли прямого поставщика бора, но и приводят к образованию обогащенных бором вулканических пород, а также служат в качестве эндогенного тепломассопотока, обуславливающего обогрев вадозных вод, циркулирующих в породах, и способствующего мобилизации из них бора.

Попутно отметим, что питание озерных водоемов гидротермальными

растворами не всегда приводит к образованию в них залежей боратов. Это связано прежде всего с рассеянием бора в диатомитах и коллоидных гидроокисях железа. Ни в США, ни в Турции, ни в каких-либо других регионах мира сколько-нибудь значительных скоплений боратов в диатомитах или лимонитах не обнаружено. В качестве примера можно привести озерные диатомиты сисианской свиты, развитые в бассейне р. Воротан в Закавказье. Эти диатомиты особенно интересны еще в том отношении, что рассеяние бора в них сочеталось с рудообразованием фосфоритов. Значительные концентрации последних были обнаружены в районе сел Шамб, Вагуди и Агуди [244]. Для диатомитов сисианской свиты характерно широкое развитие туфогенного материала, в отдельных прослоях — гидроокисей железа (до 10–30%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), количество которых увеличивается в направлении к вулкану Сальварты, расположенному в пределах Зангезурского хребта. С терригенно-туфогенной составляющей диатомитов связаны повышенные содержания стронция (до 300 г/т), бария (до 280 г/т), а также циркония, свинца, галлия, бериллия и титана. К лимонитизированным разностям диатомитов приурочены повышенные концентрации фосфоритов (до 6–13,92%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), марганца (до 1,6–2,6 МпО), а также хрома, молибдена и некоторых других малых элементов. В соответствии с этим и по данным корреляционного статистического анализа среди них выделяются две основные группы, образующие следующий ряд возрастания геохимической подвижности:



Бор, фосфор, как и малые элементы, привносились в сисианский бассейн в составе вулканического пепла и кислых гидротерм fumarольно-сульфатарного типа со стороны вулкана Сальварты. При этом с вулканическим пеплом поступали стронций, барий и др., с кислыми термами — железо, марганец, медь, молибден и т.д. Судя по тесной ассоциации лимонита и фосфоритов, положительной корреляционной связи между  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  (равной 0,87) во вмещающих породах (с содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5 < 1\%$ ), в составе кислых терм вместе с железом поступал и фосфор. Вместе с тем отрицательная корреляционная связь между  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$  в самих фосфоритах свидетельствует о последующей дифференциации в постседиментационный период.

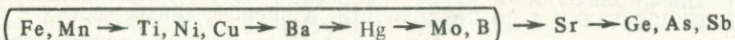
По-видимому, в процессе осадконакопления основная масса бора поглощалась скелетным, а фосфора — органическим веществом диатомей. Некоторое количество бора и фосфора, а вместе с ними молибден, ванадий и др. сорбировались также коллоидными гидроокисями железа. В отличие от скелетного материала диатомей, прочно удерживающего бор, разложение их органического вещества, как и переход гидроокисей железа из аморфной фазы в скрытокристаллическую, сопровождались высвобождением и переходом фосфора в иловые растворы, где его концентрация резко возрастала. Из таких растворов на стадии диагенеза происходило выпадение в осадок фосфатов кальция, имеющих фтор-карбонат-апатитовую природу, с образованием их локальных концентраций.

## Значение травертинов в процессах вулканогенно-осадочного рудообразования бора

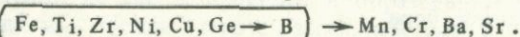
При разгрузке бороносных растворов в зонах глубинных разломов часто образуются травертины. Они широко развиты, в частности, на береговых террасах и на юго-западной окраине оз. Серлс, где насчитывается около 500 куполов и покровов травертин высотой до 30–45 м и в основании до 100–150 м, во многих южноамериканских сalaraх, содержащих залежи боратов, в борнорудных районах Анатолийского плато, в долине Пуга, где вокруг конусообразных возвышений травертинов находится покров буры протяженностью свыше 6 км и шириной почти 0,5 км, в обрамлении Среднеараксинской депрессии в Закавказье, в районе бороносных озер Чукур-куль северный и Шор-куль юго-восточный на Памире и т.д.

При разгрузке бороносных вод на дне озерных водоемов процесс травертинообразования обычно проявляется в меньших масштабах и не так рельефно (в буквальном и переносном смысле этого слова), как на суше, и нередко выражается лишь в повышении карбонатности осадков. Так, на дне оз. Сиваш в местах выхода подземных источников в донных илах происходит образование пятен карбонатов, которое сопровождается некоторым повышением концентрации в илах бора до 800 г/т, а также мышьяка и сурьмы [5]. Несоответствие масштабов карбонатообразования по берегам и на дне озерных водоемов, отмечаемое, в частности, для неогеновых месторождений Северной и Южной Америки, по-видимому, связано с синхронным поступлением в озерные водоемы вулканических газов и растворов. А появление первых из них, как отмечают Г.С. Дзоценидзе и И.В. Хворова [65], может "выключать" процесс карбонатообразования. Исключение составляют соляные озера содового типа, на дне которых при разгрузке бороносных растворов процесс травертинообразования, как правило, проявляется почти так же отчетливо, как и на суше. Например, на дне оз. Сассык-куль на Памире в местах выхода подземных источников возникают холмообразные выходы травертин, четко выраженные в рельефе дна. Аналогичные образования, представляющие собой исключительный интерес для познания вулканогенно-осадочного рудообразования, найдены в отложениях сирлезитсодержащей содоносной пачки Улкин-Пик формации Грин-Ривер. Осадки термальных источников, обнаруженные в отложениях этой пачки и являющиеся по существу подводными травертинами, сложены белыми брекчиевидными глинистыми известняками, содержащими многочисленные прожилки кальцита и кремня [300].

При образовании травертина вместе с карбонатами кальция нередко в значительных количествах осаждаются гидроокиси марганца, часто вместе с медью (Сильвер-Клифф в США), вольфрамом (Ист-Рейдж, Голконда, Содавилл и Салин-Валли в США) и барием (Карабагляр в Закавказье, Бахмыр и Джарты-Гумбез на Памире), золотом (Анаконда в США), мышьяк и сурьма (Солтон-Си в США, Дарьдаг, Кызылджа, Карабагляр и др. в Закавказье), литий и т.д. Последними обычно выделяются в осадок (или перееотлагаются из ранее выделившихся осадков) стронций, мышьяк и сурьма, как это наблюдается в верховьях р. Налачевая на Камчатке:



или в зоне Тепловодского сброса на Сахалине:

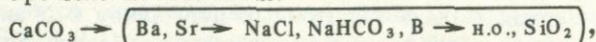


Содержание бора в травертинах верховьев р. Налачевая варьирует в пределах от 200 до 800 г/т, в зоне Тепловодского сброса — от 20 до 200 г/т. У бора обнаруживается положительная корреляционная связь с гидроокисями железа, которые, сорбируя из растворов большую часть бора, выступают в качестве его основного концентратора.

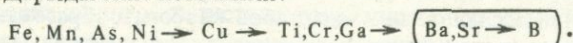
В отличие от описанных травертинов, отложившихся в условиях гумидного климата и содержащих много гидроокисей железа, травертины, образующиеся в аридном климате, обычно бедны гидроокисями железа. При их накоплении бор осаждается одним из последних.

В условиях умеренно аридного климата бораты (бура) отлагаются после минералов бария и стронция, но перед опалом и быстро разрушаются. Это имеет место, например, на Орбатехских, Дарыдагских и других термальных источниках в Закавказье:

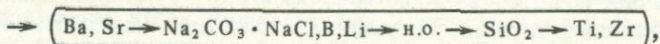
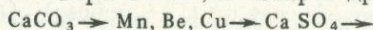
Орбатехские источники:



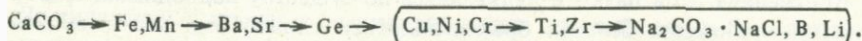
Дарыдагские источники:



В условиях резкого аридного климата первыми также осаждаются карбонаты кальция (кальцит, арагонит), вместе с ними — соединения марганца, в небольших количествах — меди. Затем выделяются сульфаты кальция (гипс), минералы бария и стронция. Последними отлагаются легкорастворимые соли натрия (трона, галит), бораты (бура) и соединения акцессорного лития, а также алюмосиликаты (калиевые полевые шпаты), силикаты (талк) и кремнезем (опал), в малых количествах — соединения титана и циркония. Это имеет место, например, около термальных источников Гарм-Чашма, Бахмыр и других на Памире. Источник Гарм-Чашма:



Источник Бахмыр:



Отложения троны в ассоциации с бурой после карбонатов (и сульфатов) кальция, но перед аутигенными силикатами позволяет рекомендовать при поисках содово-борной минерализации в травертинах особенно тщательно опробовать контакты слоев, обогащенных кремнеземом. Повышенное содержание бора в древних травертинах (в которых бура, как правило, не сохраняется), в частности на контактах слоев, обогащенных опалом, как и в самом опале, следует рассматривать как индикатор высоких концентраций бора в травертинообразующих растворах и в питаемых ими озерных водоемах.

В результате быстрого испарения в условиях сухого и жаркого климата растворов, растекающихся по поверхности, в периферийных частях куполов и покровов травертина и вокруг них часто возникают прослои, линзы

или включения улексита (боратера Коауйама в Аргентине), скопления буры в ассоциации с содой, галитом и другими легкорастворимыми солями натрия (источники Бура-Хан в Турции и Исти-Су в Иране, долина Пуга в Индии). Подобные явления наблюдались в Закавказье и на Памире.

Очень интересно в этом отношении Дарыдагское (Джюльфинское) проявление боратов в Закавказье, где прослой и линзы буры с тинкалконитом (с содержанием до 10–15%  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) в ассоциации с содой, тенардитом и галитом широко развиты не только непосредственно по периферии выходов травертина, но и часто на значительном удалении от них. Не менее интересны Бахмырское, Ширгинское и Лянгарское проявления боратов на Памире, где вокруг куполов или покровов травертина залегают скопления солей, состоящие из буры и тинкалконита в ассоциации с тронной, термонаитритом, нахколитом, тенардитом, буркеитом, галитом, ганкситом и содержащие до 10–15%  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$  и до 50–75%  $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3$ .

Выделяющийся в осадок, особенно на поздних этапах травертинообразования, парагенный комплекс элементов и минералов весьма характерен и для озерных отложений, содержащих залежи вулканогенно-осадочных боратов. Так, в глинистых отложениях месторождения Крамер установлено высокое содержание мышьяка (80 г/т), сурьмы, германия (50 г/т) и лития встречаются реальгар, аурипигмент, антимонит и черстлейт, на месторождении Калико-Даггет — стронционит и целестин. В бороносных отложениях месторождения Кырка-Сарикайя отмечается повышенное содержание мышьяка (до 700 г/т), стронция (до 6000–18000 г/т), меди (до 16–28 г/т) и цинка (до 54–118 г/т), на месторождении Эспей-Калин в глинах встречаются реальгар и аурипигмент, образующие на поверхности ярко-оранжевые охры, в известняках — стронционит и целестин, на месторождении Бегендиклер — реальгар в виде игольчатых кристаллов длиной до 1 мм или в качестве пигмента в колеманитовой руде и аурипигмент в виде округлых желваков до 20–30 см в диаметре. В межкристалльной рапе оз. Серле отмечаются высокие концентрации мышьяка (150 г/т), сурьмы (5 г/т), лития (90 г/т), в соляных осадках наряду с бурой и тинкалконитом обнаружены трона, галит, ганксит, буркеит, тенардит и нахколит. В отложениях буры долины Пуга отмечаются высокие концентрации лития (4500 г/т), рубидия (350 г/т) и цезия (2150 г/т), содержатся  $\text{Na}_2\text{CO}_3$ ,  $\text{NaCl}$  и  $\text{Na}_2\text{SO}_4$ . В глинистых осадках озер Чукур-куль северный и Шор-куль юго-восточный отмечается акцессорный литий, в соляных осадках обнаружены наряду с бурой и тинкалконитом трона, галит, тенардит, ганксит, буркеит и термонаитрит (в количестве до 1–3%  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$  и до 25–50%  $\text{Na}_2\text{CO}_3 + \text{NaHCO}_3$ ).

Все это позволяет рассматривать травертинообразующие растворы как основной источник бора и сопутствующих ему компонентов в озерных бассейнах, а сами травертины — как один из важнейших поисковых признаков месторождений боратов. Попутно отметим, что травертинообразующие растворы, как это следует из "теории подводных травертин", пользующейся популярностью у японских геологов [40], играют большую роль в вулканогенно-осадочном рудообразовании полиметаллов.

Связь процессов травертинообразования и боронакопления в озерных бассейнах показывает возможность использования данных о масштабах травертинообразования для грубо количественной оценки прогнозных

запасов вулканогенно-осадочных боратов. Это иллюстрируется на примере Дарыдагских и Карабагляр-Шахтахтинских травертинов.

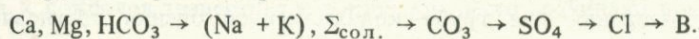
Дебит Дарыдагских (а по аналогии с ними Карабаглярских и Шахтахтинских) источников в недавнем прошлом составлял 350 тыс л/сут. Состав хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый. Содержание в них Са и  $\text{HCO}_3^-$  равно соответственно 0,36 и 4,4 г/кг, бора — около 0,3 г/кг. Из одного литра таких растворов, отлагающих травертины, образуется примерно 1 г  $\text{CaCO}_3$ , следовательно, в сутки — 0,35 т, а в год — 120 т травертина. Продолжительность деятельности гидротермальных систем, образующих травертины, составляет, как известно, сотни тысяч лет. Время формирования залежей боратов типа оз. Серлс измеряется 50–100 тыс. лет. За это время (50–100 тыс. лет) могло образоваться 6–12 млн. т травертина. Это соответствует их количеству в районе Дарыдага, но вчетверо меньше их запасов в районе Карабагляр или Шахтахты. Исходя из предположения, что около половины от общего количества травертинообразующих растворов и соответственно содержащегося в них бора попадало в прилегающие к источникам бессточные впадины, логично допустить, что за 50–100 тыс. лет в каждой впадине могло накопиться не менее 1–2 млн. т бора, или в пересчете на минерал на менее 10–20 млн. т боратов, т.е. там могли образоваться достаточно крупные по запасам месторождения.

#### **О взаимоотношении вулканизма и климата при формировании залежей боратов**

Наиболее высокое содержание бора, известное в современных гидротермальных растворах областей активной вулканической деятельности, составляет 0,6–0,9 г/кг и лишь в Лардерелло достигает 1,8 г/кг. В бороносных озерах, где происходит осаждение и накопление боратов (оз. Серлс и др.), оно в 4–5 раз больше. Такое возрастание концентрации бора возможно лишь в условиях интенсивного испарительного режима. Это показывает, что для рудообразования бора в озерных бассейнах необходимо не только проявление вулканической деятельности, но и наличие аридного климата.

И действительно, содержание бора в озерных бассейнах, расположенных в пределах Тихоокеанского или Альпийско-Гималайского вулканических поясов, сильно колеблется в зависимости от их нахождения в той или иной климатической обстановке. Так, например, содержание бора в озерах, расположенных в гумидных областях, например в кальдере Узон на Камчатском полуострове или на вулканах Эбеко и Заварицкого на Курильских островах варьирует в пределах от нескольких до 30–38 мг/кг в первом и до 5,6 мг/кг во втором случаях [83, 204]. Содержание же бора в озерах, расположенных в аридных областях на западе Америки или в Центральной Азии, нередко достигает, как уже отмечалось, сотен миллиграммов на килограмм, а иногда даже нескольких граммов на килограмм.

В озерных бассейнах аридных областей одновременно с увеличением общей минерализации неуклонно повышается и концентрация бора, как это имеет место (судя по результатам обработки на ЭВМ методом многократной корреляции данных химического анализа рассолов) на Сассык-куле и других озерах Памира:



При достижении концентрации бора в рапе порядка 3—4 г/кг происходит осаждение и накопление боратов. Следует отметить, что содержание бора в озерной воде увеличивается с глубиной и достигает максимума в поровых водах озерных осадков у поверхности раздела вода—осадок и вновь уменьшается в нижних слоях озерных осадков [384]. По сравнению с поверхностью озера содержание бора в поровых водах у поверхности раздела вода—осадок в 4,2 раза больше. Насыщение бором озерной воды, необходимое для выделения его в осадок, прежде всего происходит в растворах, находящихся у поверхности донных осадков или в верхней части последних. Вот почему именно в озерных илах обычно вырастают первые кристаллы боратов (озера Боракс, Амесунбамацзян, Бан-го, салар Салинас), которые предшествуют их массовой садке с образованием прослоев или пластов боратов.

Формирование бороносных озерных отложений в условиях аридного климата накладывает определенный отпечаток на их состав. В неогеновых озерных отложениях, где бораты обычно залегают в глинистых или карбонатно-глинистых породах, соли отмечаются не всегда. Но как в Северной и Южной Америке, так и в Малой Азии на территории развития неогеновых бороносных отложений всегда существовали в это время озерные бассейны, в осадках которых находились включения или прослои солей. Так, в Северной Америке — в пустыне Мохаве (близ Хектора), и в Долине Смерти (в районе Фернис-Крик) — в неогеновых отложениях встречаются прослои ангидрита или гипса; в Южной Америке на горном плато Пуна в Тинкалав вскрыты пласты галита. В Малой Азии галогенные отложения известны на месторождении Султан-Чаир, севернее Михалыччика и т.д. В отличие от них в четвертичных озерных осадках бораты всегда находятся совместно с соляными минералами: на оз. Серлс — с гейлюсситом, пирсонитом, тронной, буркеитом, ганкситом, глазеритом, галитом, содой, тенардитом и др., на оз. Боракс — с гейлюсситом, тронной, галитом, на оз. Клир — с содой, в салахах Грандес, Марикунга и Салинас — с гипсом, глауберитом, галитом, в саларе Аскотан, на озерах Мапинму-Тсале и Хундес — с галитом, в районе Шехребабека и Себзевара — с глауберитом и галитом, на оз. Бан-го — с мирабилитом и галитом и т.д.

Образование залежей вулканогенно-осадочных боратов в неогеновых озерных отложениях обычно на низких стадиях осолонения, а в четвертичных — на средних и высоких связано с тем, что питание большей части неогеновых озерных бассейнов осуществлялось в обстановке мощной вспышки вулканизма, который к тому же носил взрывчатый характер. Содержание бора в гидротермальных растворах было, очевидно, весьма высоким, в связи с чем для насыщения им озерных бассейнов не требовалось столь продолжительного испарения, и садка боратов часто происходила задолго до осаждения соляных минералов. Поступление бора в четвертичные бассейны происходило в условиях затухающей вулканической деятельности, когда содержание бора в гидротермальных растворах, питающих эти бассейны, было сравнительно невысоким. Поэтому для насыщения бором озерных бассейнов требовалось достаточно продолжительное испарение, вплоть до садки соляных минералов.

Непостоянство места борной минерализации в последовательном ряду хемогенных осадков, образующихся в озерных бассейнах на различных

стадиях осолонения, как и зональный характер распределения различных по составу боратов, являются характерными особенностями бороносных озерных отложений. Несмотря на кажущуюся противоположность, оба эти явления тесно взаимосвязаны и взаимообусловлены.

Осаждение боратов обычно в небольших озерных бассейнах площадью ~ от 3х1 до 6х2 км<sup>2</sup> происходит либо одновременно с известняком (Франциер-Пинос, Арисаро) на начальных этапах развития бассейна, либо вместе с гейлюсситом (оз. Серлс, оз. Боракс) или тронной, содой и галитом (оз. Серлс, оз. Клир и т.д.) в водоемах карбонатного типа, либо вместе с гипсом (Салинас, Марикунга) или глауберитом, мирабилитом и галитом (Шехребабек, Себзевар) в водоемах сульфатного типа, либо, наконец, вместе с одним только галитом (Аскотан, Мапинму-Тсале) в водоемах хлоридного типа соответственно на средних (в ассоциации с гейлюсситом или гипсом, глауберитом) или высоких (с тронной, содой, мирабилитом) стадиях осолонения. Однако чаще, в том числе на наиболее крупных вулканогенно-осадочных месторождениях, садка боратов протекает одновременно с отложением туфогенного или глинистого материала после осаждения известняков, но до осаждения гейлюссита или глауберита, а тем более — троны, соды, мирабилита или галита.

Осаждение боратов в озерных бассейнах происходит по достижении концентрации бора в растворах от 0, п до 3–4 г/кг, причем иньбит выделяется в осадок при содержании бора 0,5–0,6 г/кг и отношении Na<sub>2</sub>O/CaO, равном 5, тогда как бура — при содержании бора около 3,2 г/кг и отношении Na<sub>2</sub>O/CaO, равном 93. Садка гейлюссита в водоемах карбонатного типа обычно происходит при солёности от 13–14 до 20%, троны, соды и галита — более 20%, садка гипса в водоемах сульфатного типа — при солёности от 3–5 до 13–14%, глауберита — от 13–14 до 15–16%, мирабилита и галита — более 15–20% и, наконец, галита в водоемах хлоридного типа — более 20–25% [226]. Исходя из этого, нетрудно подсчитать, что осаждение боратов в озерных бассейнах одновременных с известняком оказывается возможным лишь при питании этих бассейнов гидротермальными растворами с содержанием бора не менее 600–900 мг/кг и отношением  $V/\Sigma_{\text{сол}}$ , близким 0,1, т.е. аналогичными тем, которые наблюдаются в источниках Салфер-Банк или Ньява. Осаждение боратов вместе с тронной, содой и галитом или глауберитом, мирабилитом и галитом оказывается возможным при содержании бора в гидротермальных растворах от 10–20 до 60 мг/кг и отношении  $V/\Sigma_{\text{сол}}$ , близким 0,01. Подобная обстановка имела место, например, в оз. Серлс в США, питание которого в значительной мере осуществлялось р. Оуэнс с содержанием бора около 10 мг/кг, или в сарагах Южной Америки, питание которых осуществлялось, по-видимому, источниками типа Пемеуге с содержанием бора около 40 мг/кг. Аналогичная картина наблюдалась автором в соляных озерах Памира, существенную роль в питании которых играют термальные источники с содержанием бора около 10–20 мг/кг. Осаждение боратов вместе с туфогенным или глинистым материалом после известняков, но до троны, глауберита и галита, по-видимому, происходило в озерных водоемах при их питании гидротермальными растворами с содержанием бора 300–600 мг/кг и отношением  $V/\Sigma_{\text{сол}}$ , близким 0,05, сходными с водами источников Бура-Хан или Исти-Су.

Зональный характер распределения различных по составу боратов в неогеновых отложениях наиболее четко проявляется, как уже отмечалось, на месторождениях Крамер и Кырка-Сарикайя, а в четвертичных отложениях – в южноамериканских сalaraх. Он выражается в последовательной смене от периферийных к центральным частям месторождений кальциевых и натрий-кальциевых боратов натриевыми. Первые из них (бораты серии иньоит-колеманит и улуксит) обычно находятся в тесном парагенезисе с соединениями кальция (Калико-Даггет, Фернис-Крик, Арисаро, Кырка-Сарикайя, Эспей-Килик, Искелекей), натриевые бораты (бура в ассоциации с тинкалконитом и кернитом) – с солями натрия (Серлс, Боракс, Клир, Тинкалау, Мапинму-Тсале, Чукур-куль северный). Отсюда видно, что состав боратов зависит от гидрохимической обстановки в озерных бассейнах в момент их осаждения, преобладания в растворе катионов щелочноземельных или щелочных металлов. По мере выделения в осадок кальция в составе боратов и карбонатов в озерном бассейне возрастает активность натрия. Последний в условиях щелочной среды переходит в осадок сначала вместе с кальцием в составе трехосновного пентабората улуксита, а затем в виде своих собственных соединений в составе двухосновного тетрабората буры. При этом при поступлении гидротермальных растворов с высокой концентрацией бора вполне возможна садка натриевых боратов совместно с туфогенным (глинистым) материалом после осаждения карбонатов кальция, но до осаждения углекислых и других солей натрия. Именно таким путем, по-видимому, произошло образование залежей буры на месторождениях Крамер и Кырка-Сарикайя. Таким же путем при питании плиоценовых палеозер гидротермальными растворами, сходными с водами, разгружающимися у подножия горы Дарьдаг или в ущелье Дарай-Намак, могло произойти формирование залежей боратов в Закавказье и на Памире.

## Г Л А В А V

### ПРОЦЕССЫ ЭКЗОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ БОРА В СВЕТЕ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

Научная гипотеза, как известно, является не самоцелью, а средством для достижения цели – открытия месторождений полезных ископаемых. Поэтому ценность любой гипотезы для практики геологоразведочных работ, сколько бы ни были дискуссионными ее отдельные положения, определяется прежде всего эффективностью ее использования с целью выявления закономерностей размещения и условий формирования тех или иных полезных ископаемых, их прогнозирования и поисков. В этом отношении несомненный интерес представляют концепции новой глобальной тектоники.

Создание новой модели строения земной коры и верхней мантии, нашедшее свое отражение в концепциях тектоники литосферных плит, способствовало более глубокому пониманию особенностей вулканизма и минерализации основных типов подвижных поясов, ограничивающих литосферные плиты, а именно континентальных рифтов, срединно-океанических хребтов, с одной стороны, и структур типа глубоководный желоб–вулканичес-

кая дуга, маркирующих положение зон Заварицкого-Беньфа — с другой. Металлогеническое значение названных структур получило широкое освещение как в зарубежной, так и в советской печати. Ниже освещаются лишь отдельные аспекты проблемы, касающиеся процессов рудообразования некоторых дефицитных или новых видов неметаллических полезных ископаемых, прежде всего галогенных и вулканогенно-осадочных боратов. Месторождения последних с точки зрения геодинамического анализа условий их формирования представляются особенно "удобными", так как все они залегают в кайнозойских (неогеновых и четвертичных) отложениях.

#### ОСОБЕННОСТИ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ И ГЕОХИМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВОК НА ОКРАИНАХ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Согласно концепциям новой глобальной тектоники, континентальные рифты и срединно-океанические хребты фиксируют соответственно эмбриональную и зрелую стадии раздвигания литосферных плит [73]. Они характеризуются преимущественным развитием среди вулканических пород щелочных и толеитовых серий. В зависимости от стадий развития этих зон и глубины выплавления магматического расплава соотношение между количеством щелочных и толеитовых лав меняется [148]. В континентальных рифтах вместе с массивами ультраосновных—щелочных пород очень широко распространены щелочные лавы. В срединно-океанических хребтах наряду с интрузиями и (или) протрузиями ультрабазитов доминирующее положение приобретают толеитовые базальты. Все это определяет геохимический облик рассматриваемых структур.

Одной из важнейших геохимических особенностей континентальных рифтов наряду с повышенной щелочностью развитых в их пределах магматических пород является присутствие как в апаитовых нефелиновых сиенитах [94], так и в щелочных лавах и туфах [105] значительной части натрия в виде его легкорастворимых соединений. Последние образуют на поверхности пород обильные налеты содовых минералов. Другой особенностью рифтов является преобладание среди продуктов магматической дегазации углекислого газа [13, 238], а в составе гидротермальных растворов — гидрокарбонатов и карбонатов натрия. Например, газы вулкана Нирагонго на 86% состоят из  $\text{CO}_2$ <sup>1</sup>. Содержание в гидротермальных растворах  $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$  в зоне Африканского рифта превышает 20 г/кг (при  $\Sigma_{\text{сол.}} = 30$  г/кг), в зоне Байкальского рифта — 6 г/кг (при  $\Sigma_{\text{сол.}} = 7,2$  г/кг). Это обуславливает развитие здесь гидротермального метаморфизма натриевого типа. Третьей их особенностью является относительно высокое содержание фтора, достигающее в щелочных лавах и пеплах, например на вулкане Олдоньо-Ленгаи, 2,69 и 2,07%, а также фосфора (нередко более 2%). В гидротермальных растворах концентрация фтора достигает в зоне Африканского рифта 100–160 мг/кг [346], в зоне Байкальского рифта — 20–26,4 мг/кг [140], во впадинах на дне Красного моря — 51,2 мг/кг [305]. Концентрация фосфора составляет соответственно 14,4 мг/кг [346], 0,008 мг/кг [140] и 8,48 мг/кг [252].

Наконец, четвертой особенностью, характерной и для континентальных

<sup>1</sup> Для удобства сравнения из результатов анализов исключены вода, кислород и азот.

рифтов и для срединно-океанических хребтов, является резко пониженное (в отличие от фтора) содержание бора, не превышающее в лавах и ультрабазитах 9–15 г/т, в конденсатах газов — 3,2–4 мг/кг и в гидротермальных растворах — 3,4–12 мг/кг. Последнее объясняется захватом бора в процессе превращения ультрабазитов в серпентиниты под воздействием ювенильных растворов, образующихся при дегазации мантии. В результате содержание бора в серпентинизированных породах повышается до 100–400, иногда даже до 1000–1200 г/т. Но в "остаточных" гидротермах оно падает до долей или нескольких миллиграммов на килограмм.

Отмеченные особенности континентальных рифтов, отражающие состав макро- и микрокомпонентов в магматических породах и гидротермальных растворах, предопределяют их минерагеническую специализацию в отношении соды, фтора, а также тех компонентов, которые с ними связаны в гидротермальном процессе (фосфаты, тантало-ниобаты и т. д.). В их пределах находятся крупные месторождения всех этих видов минерального сырья. Особый интерес среди них вызывают залежи соды и троны, известные в пределах Африканского рифта в соляных озерах Натрон, Магади и Катуз. Еще более крупные месторождения находятся вблизи рифта Рио-Гранде в межгорных впадинах Грин-Ривер, Уинта и Пайсиенс Крик. Запасы троны в этих впадинах превышают 100 млрд. т. Источником соды и троны в названных озерах и впадинах служили лавы, туфы и другие щелочные магматические породы, развитые в обрамлении этих озер и впадин, и гидротермальные растворы, разгрузившиеся по глубинным разломам. Поэтому процессы ее накопления являются ярким примером теснейшей взаимосвязи процессов осадочного и вулканогенно-осадочного рудообразования, когда наличие оба источника поступления вещества в бассейны седиментации — как экзогенный, так и эндогенный. Значения каждого из этих источников в процессах содонакопления, по-видимому, сопоставимы.

Не менее характерна для континентальных рифтов фторная минерализация, которая представлена залежами флюорита, приуроченными к минерализованным зонам дробления, известными, например, в долине Керью, а также проявлениями виллиомита в содоносных отложениях озера Магади. Ее образование связано с поствулканической деятельностью, в процессе которой фтор поступал в гидротермальные растворы в составе магматических эманаций и в результате его выщелачивания из лав и туфов.

К аналогам рифтов, остановившимся на начальной стадии развития, относятся, в частности, авлакогены Восточно-Европейской и Сибирской платформ. В этих структурах отмечается присутствие другого содового минерала — давсонита, привлекающего внимание как потенциальный источник не только содового, но и алюминиевого сырья. В соответствии с экспериментальными исследованиями [235, 298] необходимыми условиями для образования давсонита являются, во-первых, преобладание в составе углекислых гидротерм гидрокарбонатов и карбонатов натрия и, во-вторых, присутствие во вмещающих породах или донных осадках гидроокисей и сульфатов алюминия. Последнее условие в авлакогенах реализуется преимущественно либо при выветривании алюмосиликатов, либо в процессе разложения пеплового материала, которое может происходить или в бассейнах седиментации, или под воздействием сернокислых растворов, образующихся в угленосных отложениях при окислении сульфидов, т. е. всегда под влиянием

Е.К. Мархинина и Д.С. Стратулы [145] и других исследователей, возрастание щелочности вулканических пород, отношения  $K_2O/Na_2O$ , содержания стронция и бария, но понижение кислотности с увеличением глубины залегания зоны Заварицкого—Беньюфа. Особенно заметно изменение в этом направлении отношения  $K_2O/SiO_2$ . Второй их особенностью является присутствие среди продуктов дегазации магмы значительных количеств галоидных и серных соединений, сопоставимых с количествами угарного и углекислого газов [13], причем с понижением температуры доля  $SO_2$  резко возрастает. Например, газы вулкана Ключевского при температуре 300—800°С содержат 22%  $HCl$ , 10%  $SO_2$ , 23%  $CO$  и 14%  $CO_2$ , при температуре 56—100°С — 47%  $SO_2$ . И лишь при температуре 50—85°С доминирующее положение приобретает  $CO_2$ . Весьма существенно, что содержание летучих в магме, включая названные компоненты, заметно убывает с увеличением расстояния от вулканических кратеров до сейсмофокальной поверхности. Это находит отражение в составе гидротермальных растворов, среди которых выделяются соляно-серноокислые и гидрокарбонатно-хлоридно-натриевые. Содержание в последних гидрокарбонатных ионов возрастает по мере затухания вулканической активности и с увеличением расстояния до сейсмофокальной поверхности. Третьей важной особенностью является относительно высокое содержание в кислых гидротермах алюминия (до 3—4 г/кг), а в хлоридно-натриевых гидротермах — мышьяка, сурьмы и других металлов. Так, содержание  $Al^{3+}$  в р. Юрьевой (вулкан Эбеко на Курильских островах) достигает 1200 мг/кг. Содержание фосфора в источнике Сечо-Гавара на вулкане Кусацу в Японии составляет 4,2 мг/кг [234], в кратерных озерах на вулкане Кава Иджен в Индонезии — 9 мг/л [83].

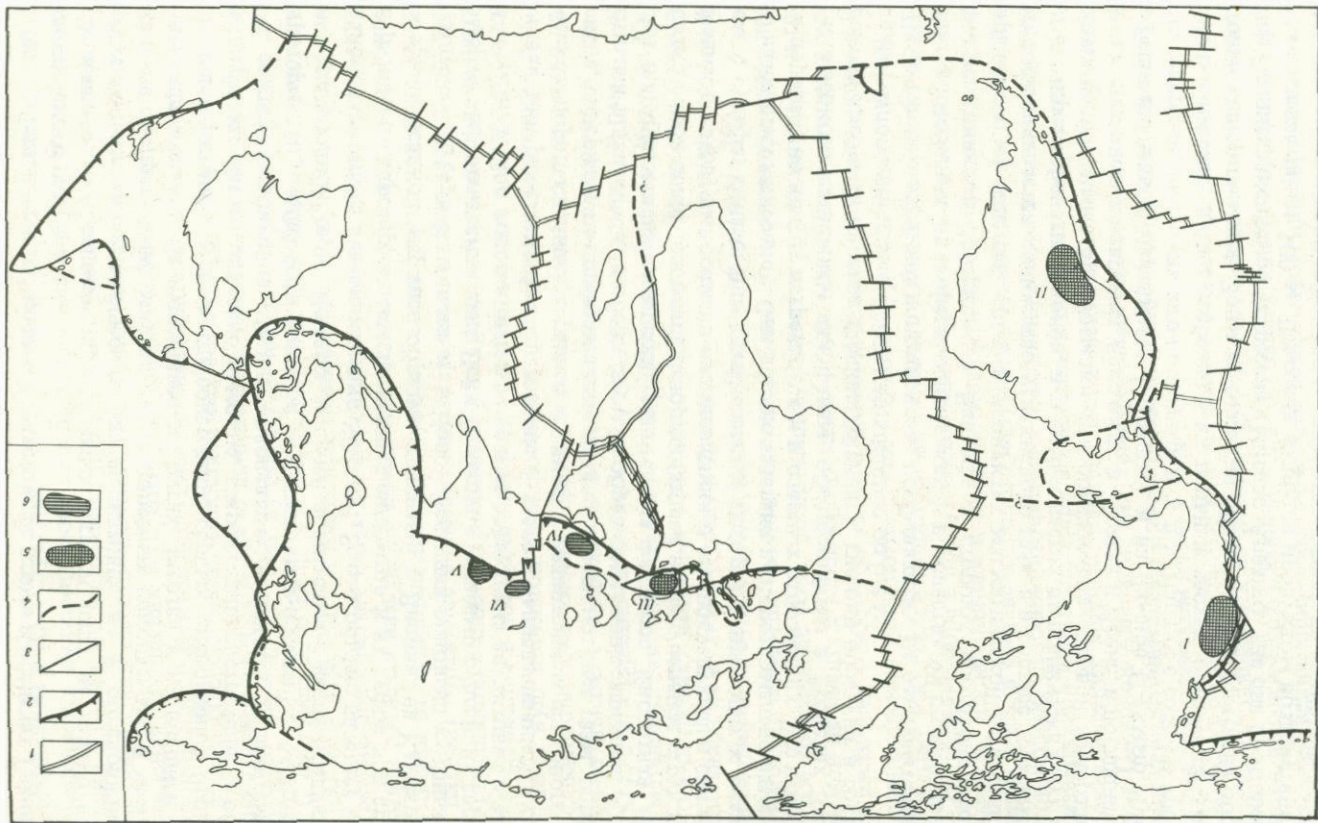
Наконец, четвертой геохимической особенностью является резко повышенное содержание бора, достигающее в лавах и туфах десятков и сотен граммов на тонну, в конденсатах газов — 200—600 мг/кг и в гидротермальных растворах — 300—900 мг/кг и более. Например, в лавах и шлаках Средиземноморской зоны поглощения (Италия, Турция) оно составляет 200—400 и даже 900 г/т, а в гидротермах достигает 600—1800 мг/кг. Столь высокое содержание бора в продуктах вулканической и поствулканической деятельности, происходящей в зонах поглощения плит, объясняется переплавлением здесь в составе корового материала обогащенных бором серпентинитов и глин. Особенно интенсивное накопление бора в магме и продуктах ее извержения происходит при вовлечении в процессы поглощения срединно-океанических хребтов, как это имело место в миоцене на западной окраине Северной Америки, или трансформных разломов с их многочисленными серпентинитовыми протрузиями, как это, по-видимому, было в плиоцене на Анатолийском плато в Турции.

Морские гидрослюдистые глины (вместе с коллоидными гидроокисями железа, находящимися на склонах хребтов), как и серпентиниты, характеризуются высоким содержанием бора. По выражению Г. Хардера [250], они являются величайшим геохимическим резервуаром для бора при его круговороте в природных процессах. Один из циклов такого круговорота приводит к накоплению бора в продуктах дегазации известково-щелочной магмы — эндогенных флюидах и связанных с ними гидротермальных растворах. Дальнейшее повышение концентрации бора в растворах происходит при их движении по разломам в зонах развития серпентинитовых тел, как

это было в плиоцене и наблюдается в настоящее время в пределах Главного Анатолийского разлома.

Отмеченные особенности поглощаемых окраин плит не только определяют их минерагеническую специализацию, но и обуславливают зональное распределение многих видов полезных ископаемых, в частности неметаллических. На вулканических дугах, тяготея к их внешней стороне и центральным частям, где содержание серных соединений в продуктах дегазации магмы особенно высокое, широко распространены — обычно в связи с пироксеновыми или кварцевыми андезитами и дацитами — гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные месторождения самородной серы. Являясь в своей значительной части продуктом близповерхностного взаимодействия  $SO_2$  и  $H_2S$ , она обычно залегают в зонах развития гидротермально-измененных андезитов и их туфов или среди кратерных осадков, нередко образуя, например в Японии, на Камчатско-Курильской дуге, в Индонезии и в Новой Зеландии довольно крупные по размерам месторождения типа Лейк-Ротокауа с запасами руды в 30, серы — в 5—6 млн. т. Для этих же областей весьма характерна алунитовая и аллофановая минерализация. Ее образование связано с выщелачиванием вулканических пород кислыми термами, а также с разложением пеплового материала, содержащего сорбированные соляно- и сернокислые газы, поверхностными водами, т. е. в обоих случаях образование минерализации происходит при существенном влиянии эндогенных факторов. Кислотная переработка пород сопровождается дезорганизацией и разрушением структуры алюмосиликатов, выносом из них алюминия и его последующим связыванием с сульфат-ионами или кремнеземом, которое и приводит к осаждению названных минералов. Они обычно залегают в гидротермально-измененных породах, но иногда встречаются и в озерных отложениях. Это относится к высококачественным аллофанам, обнаруженным в пределах Зангезурского хребта (в оврагах урочища Айридаг), где они образуют в составе озерных отложений целые пласты мощностью до 0,4 м.

На активных окраинах континентов, пребывающих на заключительных этапах поглощения литосферных плит, как и в областях их столкновения, при смещении зон Заварицкого—Беньюфа в сторону, противоположную направлению их падения, когда в продуктах магматической дегазации заметно увеличивается количество углекислого газа, а в составе термальных вод — гидрокарбонатных ионов, в тыльных частях вулканических дуг возникают необходимые предпосылки для образования содовой минерализации. Ее проявления известны, например, в Турции и Иране, в последние годы были найдены в Закавказье (Дарыдаг) и на Памире (Бахмыр, Чукуркуль северный, Шор-куль юго-восточный и т. д.). Наряду с содой и троней на вулканических дугах, особенно в их тыльных частях, образуется давсонитовая минерализация. Зоны ее развития обнаружены в северном обрамлении Среднеараксинской депрессии (Мисдаг, Арвано), где они прослежены на расстояние более 500 м. Давсонит является продуктом воздействия углекислых терм гидрокарбонатно-натриевого состава на вулканические породы, в первую очередь туфы и лавы, ранее испытывавшие кислотное выщелачивание, сопровождавшееся генерацией алунита, аллофана и других реакционноспособных соединений алюминия. Проявления давсонита здесь образуют линейно-вытянутые зоны прожилково-вкрапленных руд.



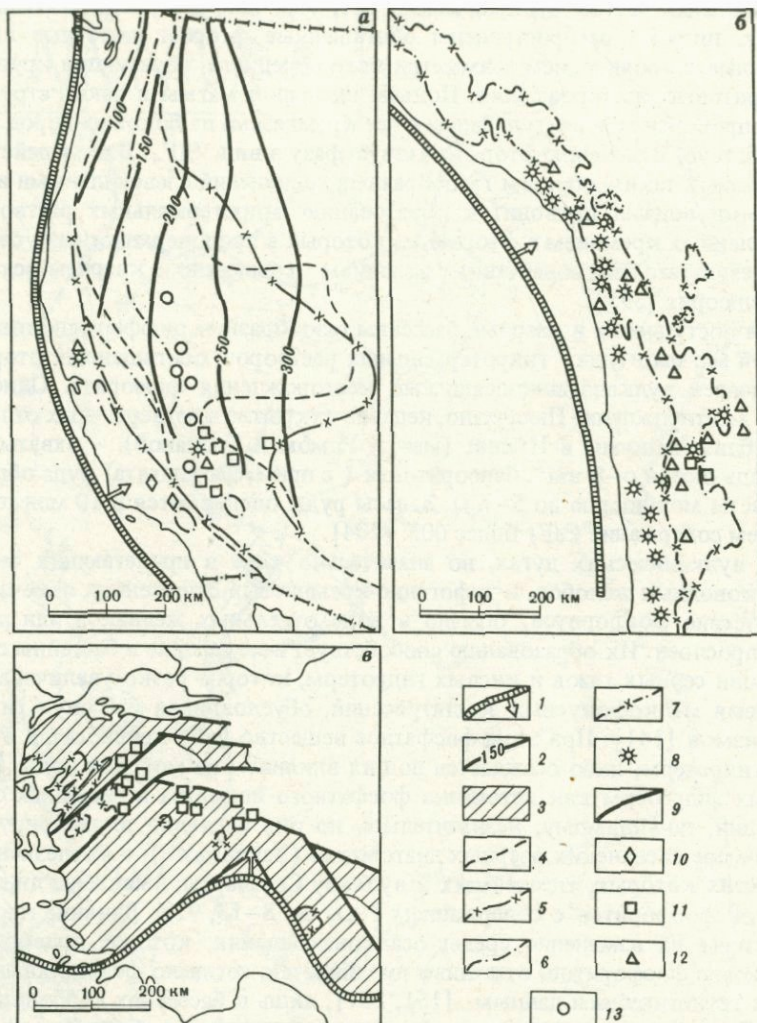
В тыльных частях вулканических дуг, где, как и в континентальных рифтах, широко распространены обогащенные фтором щелочные лавы, связанные с проявлением асимметричного спрединга, образуются крупные флюоритовые месторождения. Подъем щелочной магмы в таких структурах сопровождается поступлением в нее кремнезема из боковых пород. Это способствует отделению фтора в газовую фазу в виде  $\text{SiF}_4$ . Взаимодействие получаемых таким образом газообразных соединений с ювенильными и метеорными водами приводит к образованию гидротермальных растворов, обогащенных кремнием и фтором, из которых в приповерхностных условиях в результате взаимодействия с кальцием совместно с кварцем осаждается флюорит [395].

При поступлении в озерные бассейны газообразных дифференциатов щелочной магмы и (или) гидротермальных растворов, обогащенных фтором, образуются вулканогенно-осадочные месторождения флюорита. Одно из них — месторождение Пьянчиано, недавно открытое в четвертичных отложениях близ Лациумы в Италии (между Римом и Тосканой) — охватывает площадь около 6–8 км<sup>2</sup>. Флюоритовая (с примесью апатита) руда образует пласты мощностью до 5–7 м. Запасы руды оцениваются в 10 млн. т при среднем содержании  $\text{CaF}_2$  более 60% [404].

На вулканических дугах, но значительно чаще в прилегающих частях глубоководных желобов, в туфогенно-кремнистых отложениях отмечается присутствие фосфоритов, обычно в виде отдельных желваков или линз, реже прослоев. Их образованию способствует поступление в бассейны седиментации серных газов и кислых гидротерм, которое резко увеличивается во время мелкофокусных землетрясений, обуславливая массовую гибель организмов [141]. При этом фосфатное вещество либо привносится в составе гидротерм, либо осаждается под их влиянием из морской воды. Роль кислых гидротерм как источника фосфатного вещества в бассейнах седиментации, по-видимому, незначительна, но она наглядно иллюстрируется на примере сисианских озерных диатомитов (Закавказье), в железненных разностях которых, тяготеющих к вулкану Сальварты, выявлены линзы и прослои фосфоритов с содержанием  $\text{P}_2\text{O}_5$  до 8–13, 92%. Влияние кислых гидротерм на изменение среды осадконакопления, которое приводит к осаждению фосфоритов, отчетливо проявляется, согласно физико-химическим и геологическим данным [151, 227], лишь в бассейнах карбонатного типа. Это обстоятельство, как и быстрое погружение дна бассейна, не способствует интенсивному рудоотложению фосфора в глубоководных желобах. Более благоприятная обстановка для сбрасывания фосфора в осадок создается в местах сочленения вулканических дуг со срединно-океаническими хребтами, сопровождаемыми зонами с карбонатной седиментацией.

Р и с. 21. Схема расположения борнорудных провинций земного шара

1 — континентальные рифты и срединно-океанические хребты, активные в разные периоды кайнозоя вплоть до настоящего времени; 2 — окраины плит (с указанием направления их падения), поглощаемые в палеоген-неогеновый (побережье Калифорнии, юг Турции) и (или) в четвертичный периоды вплоть до настоящего времени; 3 — трансформные разломы; 4 — окраины плит неопределенной природы и положения; 5 — крупнейшие борнорудные провинции мира (I — Большой бессточный Бассейн, II — Высокогорное плато Пуна, III — Анатолийское плато); 6 — регионы с менее интенсивным вулканогенно-осадочным оруденением бора (IV — Иранское нагорье, V — Тибетское плоскогорье, VI — Памир)



Р и с. 22. Схема размещения месторождений вулканогенно-осадочных боратов на западе Северной (а) и Южной (б) Америки и в Малой Азии (в)

1 — выходы на поверхность зон Заварицкого-Беньюфа и направления их падения (для США [399], для Турции [328]); 2 — глубина залегания зон Заварицкого-Беньюфа [399]; 3 — срединные массивы; 4-8 — области развития известково-щелочного вулканизма: 4 — в олигоцене, 5 — в миоцене, 6 — в плиоцене, 7 — в мио-плиоцене, 8 — в антропогене (4-7 — [315], 8 — [311]); 9 — разломы; 10-13 — месторождения боратов: 10 — олигоценые, 11 — мио-плиоценовые, 12 — четвертичные, 13 — переотложенные

Подобная обстановка имела место на западной окраине Северной Америки во время накопления миоценовых туфогенно-кремнистых фосфатоносных отложений формации Монтерей (синхронных туфогенно-глинистым бороносным отложениям месторождения Крамер), когда под Американской плитой поглощалась сложная система срединно-океанический хребет-транс-

формный разлом, разделявшая плиты Тихоокеанскую и Кокос [399]. Аналогичная, но более благоприятная в геоморфологическом отношении обстановка имела место в прибрежных частях океана Тетис во время формирования месторождений фосфоритов Аравийско-Африканской провинции, когда островные дуги, разбросанные по территории океана Тетис [328], оказались в соседстве с зарождающимися рифтами, потенциально фосфаторудогенерирующими, и со срединно-океаническим хребтом, отделявшем Аравийско-Африканский континент от Евразийского. В северном обрамлении океана Тетис, как и на островных дугах внутри него, широко проявился известково-щелочной вулканизм, в южном обрамлении — четко выраженный щелочной вулканизм, в отдельных районах океана Тетис обнаружены признаки толеитового вулканизма [286]. Все это в сочетании с аридным климатом и мелководными зонами, располагавшимися на Аравийско-Африканском побережье и на отдельных микроконтинентах у Евразийского побережья, способствовало накоплению туфогенно-кремнисто-карбонатных отложений, а в их составе — мощных пластов высококачественных фосфоритов.

К поглощаемым окраинам плит приурочены многие месторождения медно-порфировых и молибденовых руд, мышьяка и сурьмы, возникающие, по-видимому, при участии их гетерополиборных комплексов в результате разложения последних, и, наконец, как видно на рис. 21, подавляющее большинство экзогенных месторождений бора, в некоторых из которых запасы руды, как уже отмечалось, достигают 100–500 млн. т при содержании  $B_2O_3$  25–50%. Эти месторождения располагаются либо на активных окраинах континентов, либо в областях их столкновения [181, 182]. Галогенные месторождения находятся в Северогерманской и Прикаспийской впадинах, вулканогенно-осадочные — на западе Северной и Южной Америки, в Малой и Центральной Азии (рис. 22).

## ВЛИЯНИЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА РУДОГЕНЕЗ БОРА В РАЗЛИЧНЫХ РЕГИОНАХ МИРА

### Северогерманская и Прикаспийская впадины

Согласно новейшим палеотектоническим реконструкциям к Восточно-Европейскому и Сибирскому палеоконтинентам, которые в ходе позднепалеозойского этапа развития земной коры, спаявшись вместе, составили остов Евразийского континента [224], в конце этого этапа были припаяны платформы южного ряда с образованием Евразийского орогенного пояса. В результате возник огромный материк Пангея [14], который позднее вновь распался. В отличие от Урала, где вулканическая деятельность завершилась в карбоне, в областях столкновения Евразии с платформами южного ряда поглощение океанической коры Палеотетиса сопровождалось образованием плутоно-вулканических комплексов вплоть до перми. Отдельные сегменты Евразийского пояса развития этих комплексов прослеживаются в южном обрамлении Северогерманской и Прикаспийской впадин. Все галогенные месторождения боратов, приуроченные к пермским соленосным отложениям, находятся в центральной и южной частях названных впадин.

Зона Заварицкого–Беньюфа, отдельные сегменты которой располагались

в районе Гарца и где-то в южной или центральной части Каспийского моря, погружалась на север [460], в сторону Северогерманской и Прикаспийской впадин. Если она погружалась достаточно полого, а гидротермальная деятельность, связанная с раннепермским вулканизмом, в Северогерманской впадине продолжалась и в позднепермскую эпоху, то влияние вулканизма на процессы боронакопления в названных впадинах (прежде всего в южной части Прикаспийской) представляется явлением вполне реальным. Тогда по аналогии с современными структурными элементами поглощаемых окраин плит эти впадины можно интерпретировать как окраинные моря, а заполняющие их соленосные отложения в отличие от континентальных рифтов, но подобно внутриконтинентальным зонам аккумуляции осадков следует рассматривать как благоприятные для нахождения в них галогенных боратов. Особенно интенсивно рудообразование бора должно протекать при вовлечении в зону поглощения авлакогенов.

По данным Н.Я. Кунина с соавторами [121], в позднем палеозое к югу от Прикаспийской впадины находилась мобильная область с континентальной корой, расчлененной на блоки, ограниченные разломами, а на месте этой впадины — гетерогенная зона погружения, включающая континентальный склон и краевую впадину с океанической корой. Это обстоятельство, как и тектоническая активность южной и центральной частей впадины, о которой свидетельствует латеральная изменчивость состава не только подсолевых, но и солевых отложений, — все это предопределяло не только возможность глубоких дифференцированных опусканий с накоплением в наиболее погруженных зонах высококонцентрированных рассолов, но и поступление в некоторые из этих зон гидротермальных растворов, приосивших в своем составе дополнительные порции бора. В этом случае важными источниками поступления бора в пермские солеродные бассейны наряду с морской водой были серпентинитовые массивы и известково-щелочные лавы, развитые на Уральско-Мугоджарских водосборах, и гидротермальные растворы, разгрузившиеся по глубинным разломам, особенно в зонах сочленения структурных элементов различных типов.

### Запад Северной и Южной Америки

Запад Северо-Американского континента в кайнозое представлял собой арену весьма многообразной тектоно-вулканической деятельности [315, 399]. Вдоль западного побережья Северной Америки располагалась зона Заварицкого—Беньофа, падавшая на восток под углом 15–20°, которая возникла в процессе погружения Тихоокеанской плиты под Американскую. К ней приурочены области развития известково-щелочных лав преимущественно среднего состава (от андезитов до липарито-дацитов) и пеплов кислого состава. Их извержения продолжались, постепенно локализуясь, в течение всего неогена, а местами (пустыня Мохаве, район озер Боракс и Клир в Береговых хребтах и т. д.) — в четвертичный период [311]. В начале неогена в процессы поглощения в районе месторождения Крамер был вовлечен срединно-океанический хребет вместе с его серпентинитовыми телами. Отмеченное обстоятельство не могло не найти своего отражения в усложнении состава вулканических пород этого региона, отличающихся здесь большим разнообразием, и в особенностях его минерогенической специализации. В то же время на юго-востоке региона (бассейн р. Рио-Гранде) продолжался

рифтогенез, постепенно перемещавшийся в северо-западном направлении (к Большому бессточному Бассейну) и пришедший в соприкосновение с зоной Заварицкого—Беньофа. Рифтогенез обусловил широкие излияния базальтовых лав, а на отдельных площадях, попадавших, по-видимому, в сферу влияния зон Заварицкого—Беньофа, — образование более сложных (контрастных, или бимодальных) серий вулканических пород, включающих как базальты, так и липариты. Все это весьма усложнило характер кайнозойского вулканизма на западе Северной Америки и несколько затуманило картину приуроченности месторождений боратов к определенным типам вулканических пород. Однако детальный анализ размещения месторождений боратов на западе США показывает, что все они локализованы в полосе, расположенной в 200—600 км восточнее глубоководного желоба (см. рис. 22, а), на площадях, соответствующих глубинам залегания зоны Заварицкого—Беньофа порядка 150—200 км, т. е. именно там, где доминирующее положение занимают известково-щелочные лавы. При этом большинство месторождений тяготеет преимущественно к центральной или западной (обращенной к желобу) частям вулканической дуги. Крупнейшее из североамериканских месторождений Крамер находится примерно в 300—400 км от желоба в западной части дуги, в зоне ее сочленения со срединно-океаническим хребтом.

На западе Южно-Американского континента геологическая обстановка в кайнозой была значительно проще, чем в Северной Америке. В течение всего неогена вплоть до настоящего времени вдоль западной окраины Южной Америки протягивалась зона Заварицкого—Беньофа, падавшая под континент под углом 10—15° [309], которая возникла в процессе погружения плиты Наска под Американскую плиту. К ней приурочена вулканическая дуга, в составе которой преобладают известково-щелочные лавы неоген-четвертичного возраста. Несколько восточнее отмечаются выходы щелочных лав. Месторождения боратов локализованы в полосе, расположенной, как и в Северной Америке, в 200—600 км восточнее глубоководного желоба (см. рис. 22б). Тесно ассоциируя с трубками турмалиновых брекчий и со связанными с ними месторождениями медно-порфириновых руд [55], залежи боратов формируются, как и медные руды, на площадях, соответствующих глубине залегания зоны Заварицкого—Беньофа порядка 100—200 км, или несколько смещаются от них к востоку. Большинство месторождений находится в пределах вулканической дуги, тяготея преимущественно к ее центральной или восточной (удаленной от желоба) частям, а также в прилегающей к ней внутриконтинентальной зоне аккумуляции осадков. Крупнейшее из южноамериканских месторождений Тинкалау находится примерно в 300—400 км от желоба в восточной части дуги.

### Альпийско-Гималайский пояс

Малоазиатская часть Альпийско-Гималайского пояса представляет собой с точки зрения тектоники плит весьма сложную геологическую структуру, возникшую в результате сближения в палеогене и неогене Африканской плиты с Евразийской при одновременном перемещении Турецкой плиты на запад вдоль Главного Анатолийского и Восточно-Анатолийского трансформных разломов [407, 408]. В процессе сближения плит океаническая кора Тетиса была частично вытеснена, а срединные массивы, представляю-

щие собой обломки континентов, как и островные дуги, разбросанные по территории океана Тетис, оказались скученными у его северного края [73]. Положение палеоген-неогеновых зон поглощения фиксируется офиолит-флишево-голубосланцевыми швами, расположенными вокруг срединных массивов и отражающими местонахождение глубоководных желобов, в ассоциации с областями развития известково-щелочного вулканизма (см. рис. 22, в). Месторождения боратов удалены на 100–300 км от местоположения древнего желоба и находятся в районах, где глубина залегания зоны Заварицкого–Беньофа ориентировочно составляет около 100–250 км (если принять наиболее вероятный угол ее наклона в 40–45°). Все месторождения приурочены к глубинным разломам, ограничивающим срединные массивы и служившим путями поступления боросодержащих флюидов и растворов. Находясь вблизи глубинных разломов, некоторые из месторождений располагаются в пределах срединных массивов (Эспей-Килик), другие – в пределах офиолитовых швов на "осколках" срединных массивов (Искелекей), а крупнейшая в мире залежь натриевых боратов Кырка-Сарикайн – в 100 км от глубоководного желоба, непосредственно в зоне разлома. Учитывая перемещение Турецкой плиты в западном направлении со скоростью около 10 см/год [407], есть все основания предполагать, что в начале плиоцена где-то в районе Анатолийского плато под Турецкую плиту поддвигался трансформный разлом Мертвого моря, разделявший Африканскую и Аравийскую плиты, который фиксируется по многочисленным выходам серпентинитов. Это сказалось в образовании здесь (в частности, в районе Афона–Кырка) сложной серии вулканических пород, включающих андезиты, липариты, трахиты и базальты, в увеличении рудогенерирующей способности магмы и связанных с ней гидротермальных растворов.

В восточной части Альпийско-Гималайского пояса океаническая кора Тетиса была полностью вытеснена, и в настоящее время в местах поддвигания Аравийского щита под Иранское плато в зоне разломов Загрос, как и Индийской платформы под Евразийский континент в зоне Индского шва, сохранились лишь ее остатки в виде осколков и клиньев, образующих офиолитовые серии [73]. Месторождения боратов удалены примерно на 100 км от разломов Загроса и не более чем на 50 км от Индского шва.

Таким образом, над поглощаемыми окраинами плит обнаруживается приуроченность вулканогенно-осадочных месторождений боратов к площадям, удаленным от глубоководных желобов на расстояние от 200–600 км (запад Американских континентов) до 100–300 км и менее (Малая и Центральная Азия) и отвечающим глубинам залегания зон Заварицкого–Беньофа порядка 100–250 км, т. е. к областям развития известково-щелочного вулканизма. Большинство месторождений располагается в пределах вулканических дуг, но нередко они встречаются и в прилегающих к вулканическим областям внутриконтинентальных зонах аккумуляции осадков. В областях столкновения континентов, к которым относится большая часть Альпийско-Гималайского пояса, месторождения находятся вблизи глубинных разломов, ограничивающих срединные массивы, во впадинах тектонического происхождения.

На месторождениях бора, как и, например, урана [123], четко проявлены признаки его полигенной природы. Источником бора в неогеновых озерных бассейнах были гидротермальные растворы, разгружающиеся по глубин-

ным разломам, серпентинизированные ультрабазиты и неогеновые лавы, развитые на окружающих водосборах. Однако в отличие от пермских соленодных бассейнов, где основное значение в процессах образования залежей боратов имело испарение морской воды, в неогеновых озерных бассейнах явно доминирующую роль играла разгрузка гидротермальных растворов. Поступление в них бора происходило главным образом в процессе магматической дегазации. Вулканические пеплы и гидротермальные растворы не только являлись поставщиками бора, но и способствовали возникновению и сохранению в озерных водоемах щелочной обстановки, необходимой для осаждения и накопления боратов.

На территории СССР проявления вулканогенно-осадочных боратов, обнаруженные в Закавказье и на Памире, располагаются, подобно месторождениям Малой и Центральной Азии, приблизительно в 200–250 и 100–150 км от поддвигаемых окраин Аравийской и Индийской плит соответственно (рис. 23), на фрагментах древней континентальной коры (рис. 24, вкл.). Это обстоятельство свидетельствует о существовании здесь геодинамической обстановки, благоприятной для образования промышленных залежей боратов.

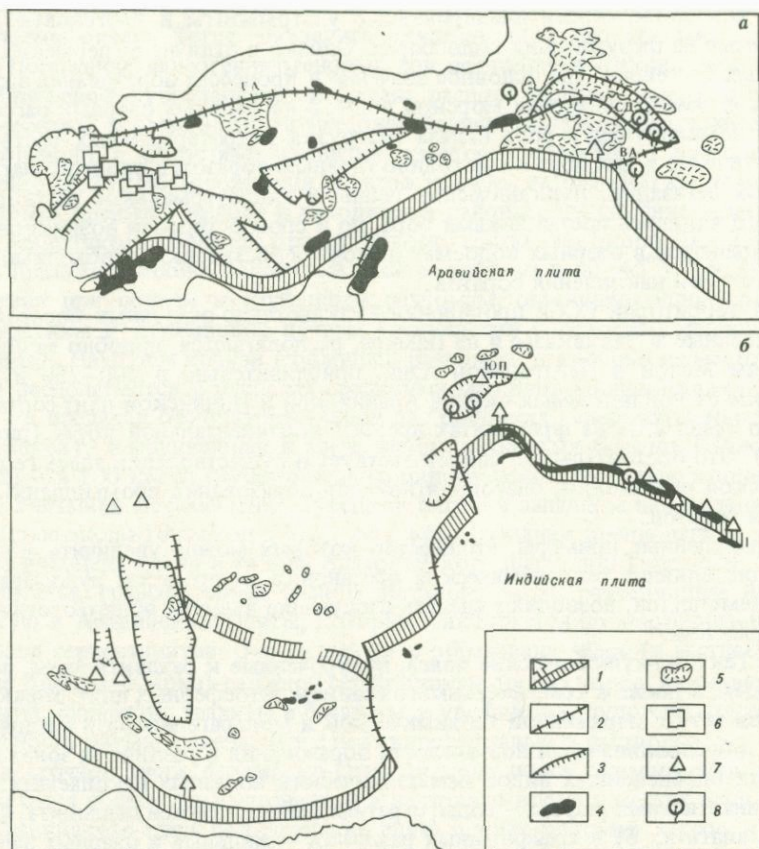
Приведенные примеры, количество которых можно увеличить, показывающие влияние геодинамической обстановки на процессы рудообразования неметаллов, позволяют сделать следующие выводы общетеоретического характера.

1. Тектоно-вулканические пояса, приуроченные к раздвигаемым, поглощаемым, а также к трансформным окраинам литосферных плит, характеризуются четко выраженной геохимической и минерагенической специализацией, обуславливающей возможность образования в различных зонах внутри них определенных видов неметаллических полезных ископаемых: а) в континентальных рифтах – соды, стратиформных залежей давсонита, флюорита, апатита; б) в трансформных разломах – жильных и озерных залежей магнезита, вулканогенно-осадочных палыгорскитовых, сепиолитовых глин; в) в окраинно-континентальных орогенах, в пределах вулканических дуг – серы, аллофана, прожилково-вкрапленных руд давсонита, боратов, а в зонах асимметричного спрединга – соды и флюорита.

2. Места сочленения срединно-океанических хребтов, континентальных рифтов и трансформных разломов с активными окраинами континентов и областями их столкновения, характеризующиеся присутствием разнообразных по составу, часто контрастных серий в вулканических породах, являются ареной наиболее интенсивной рудообразующей деятельности и поэтому представляются в качестве важнейших рудных узлов; к ним приурочены определенные типы месторождений фосфоритов, крупнейшие залежи вулканогенно-осадочных боратов и т. д.

3. Процессы осадочного и вулканогенно-осадочного образования неметаллических полезных ископаемых (соды, давсонита, флюорита, боратов и др.) тесно взаимосвязаны; месторождения многих видов неметаллических полезных ископаемых представляют собой аномалии, возникающие при "пересечении" нескольких рудообразующих процессов в результате единого направленного действия сразу нескольких рудоконтролирующих факторов.

4. Вулканизм оказывает не только прямое (привнос минерального вещества –  $\text{NaHCO}_3$ , бор и т. д.), но и косвенное (изменение обстановки осад-



Р и с. 23. Схема размещения проявлений вулканогенно-осадочных боратов над подвигаемыми окраинами Аравийской (а) и Индийской (б) плит

1 — выходы на поверхность зон Заварицкого—Беньюфа и направления их падения; 2 — трансформные разломы (ГА — Главный Анатолийский, ВА — Восточно-Анатолийский); 3 — срединные массивы; 4 — серпентинизированные ультрабазиты; 5 — области развития известково-щелочного вулканизма; 6—8 — месторождения и проявления боратов: 6 — в плиоценовых отложениях; 7 — в четвертичных осадках; 8 — связанные с отложениями термальных источников

СД — Среднеараксинская депрессия; ЮП — Южный Памир

конакопления — рН, Eh) влияние на аутигенную седиментацию вообще [65] и процессы образования в бассейнах седиментации неметаллических полезных ископаемых в частности. Так, благоприятная обстановка для осаждения фосфоритов создается при поступлении в морские бассейны с карбонатной седиментацией кислых терм, а для осаждения боратов — при поступлении в осолоняющиеся бассейны щелочных растворов.

Изложенные положения открывают новые возможности для более целенаправленного проведения прогнозных исследований и более эффективной их реализации в ходе поисковых работ. Можно надеяться, что дальнейшее развертывание с этих позиций минерагенических исследований, переход от глобального к региональному и локальному прогнозу дадут новые ре-

зультаты, способствующие повышению эффективности геологоразведочных работ на неметаллические полезные ископаемые, ибо именно процессы раскалывания континентальных масс и связанные с ними процессы становления континентальной коры, сопровождаемые явлениями эндогенной и экзогенной дифференциации вещества, в основном определяют размещение и формирование вулканогенно-осадочных месторождений. Как подчеркивают А.В. Пейве, А.Л. Яншин и др. [224], эти процессы и явления в разное геологическое время, в разных палеоокеанах и, очевидно, в разных их частях протекали не одинаково. В конкретных своих формах, например при частичном переплавлении серпентинитов и глин, они приводили к образованию залежей боратов, в качестве иных форм могли способствовать возникновению других видов полезных ископаемых. Особого внимания в системах зон Заварицкого—Беньофа заслуживают места перекрытия срединно-океанических хребтов активными окраинами континентов. На территории СССР, согласно новейшим реконструкциям [60], к ним относятся пермские образования Джунгаро-Балхашского и мезозойские — Монголо-Охотского регионов, которые представляют значительный интерес с точки зрения поисков там полезных ископаемых.

## Г Л А В А VI

### **КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ВЫЯВЛЕНИЯ В СССР**

Среди различных типов борных месторождений наиболее важными в промышленном отношении являются вулканогенно-осадочные. За рубежом из них добывается основная масса борного сырья, но в СССР они еще не найдены.

#### **КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА**

Для вулканогенно-осадочных месторождений бора характерна тесная связь с областями активной вулканической деятельности и с глубинными разломами, служащими путями поступления бороносных гидротермальных растворов. Месторождения приурочены к бессточным или слабопроточным впадинам, где в условиях аридного климата аккумуляровались эти растворы. Все это предопределяет в качестве основного объекта поисков области развития наземных вулканитов, а в их пределах — озерные глинистые, карбонатно-глинистые, а также соленосные отложения. Предлагаемые ниже прогностические критерии позволяют конкретизировать объекты поисковых работ.

Среди главных критериев прогноза и поисков вулканогенно-осадочных месторождений бора наиболее ярко вырисовывается их связь с орогенными поясами окраинно-континентального вулканизма, расположенными на активных окраинах континентов или в областях их столкновения. Важными особенностями таких поясов, выделяемых в качестве глобальных борно-

рудных, являются: широкое развитие известково-щелочных лав, высокая эксплозивность вулканических извержений, повышенная бороносность как вулканических пород, так и магматических эксгаляций и гидротермальных растворов. Особого внимания в борнорудных поясах заслуживают места их сочленения со срединно-океаническими палеохребтами и трансформными разломами, выделяемые в качестве борнорудных узлов и характеризующиеся развитием разнообразных по составу, часто усложненных или контрастных серий вулканических пород.

Основным концентратом бора в эффузивных и пирокластических породах борнорудных поясов является стекло. Чем больше бора содержится в остаточном расплаве, а это находит отражение в степени его концентрирования в стекле, тем больше бора оказывается в газо-жидких дифференциатах, дающих начало гидротермальным растворам. Поэтому повышенное содержание бора в стекловатой фазе вулканитов является благоприятным признаком при поисках вулканогенно-осадочных боратов.

Наибольшее значение в качестве путей поступления гидротермальных растворов имеют глубинные разломы, которые часто прослеживаются по выходам серпентинизированных ультрабазальтов. Циркулирующие по ним гидротермальные растворы еще больше обогащаются бором. Поэтому нахождение в глубинных разломах серпентинизированных ультрабазитов также является благоприятным признаком при поисках вулканогенно-осадочных боратов.

Роль бороносных гидротерм, разгружающихся по глубинным разломам, в процессах вулканогенно-осадочного рудообразования бора является решающей. В свете этого заслуживает внимание в качестве прогнозно-поискового критерия связь между борной минерализацией в глубинных разломах и в расположенных вблизи от них озерных отложениях. Так, в Кордильерах и Андах обнаруживается тесная ассоциация трубок турмалиновых брекчий с залежами вулканогенно-осадочных боратов. На Апеннинском полуострове из одних и тех же бороносных растворов на глубине осаждаются боросиликаты, а на поверхности — бораты.

В пределах бороносных тектоно-вулканических поясов залежи боратов приурочены к позднеорогенным межгорным, приразломным впадинам или срединным массивам, которым в рельефе также часто соответствуют обширные депрессии. В таких впадинах и депрессиях в условиях эксплозивного вулканизма и гидротермальной деятельности накапливаются вулканические пеплы, которые в водной среде превращаются в монтмориллонитовые глины. Из гидротермальных растворов в условиях щелочной среды сначала осаждаются карбонаты, а при достижении концентрации бора порядка 2–4 г/кг — бораты. В результате образуется толща озерных осадков мощностью около 100 м и более, состоящая из туфогенных глин, обычно сильно карбонатных, с пластами мергелей и известняков, и содержащая пласты боратов. В составе туфогенных глин, известных как сукновальные, преобладают минералы группы монтмориллонита. В ассоциации с монтмориллонитом находятся цеолиты.

Пласты боратов, залегающие в туфогенных глинах или карбонатно-глинистых породах, сверху перекрыты либо алевролитами, либо плотными массивными известняками. Это предохраняет их от разрушения.

Необходимо подчеркнуть, что залежи боратов встречаются не на всем

протяжении борносных поясов, а только в тех частях, которые располагаются в зонах с аридным климатом. Важная роль климата в вулканогенно-осадочном рудообразовании бора обусловлена тем обстоятельством, что содержание бора в гидротермальных растворах редко достигает величины, требуемой для осаждения боратов, и поэтому дальнейшее повышение концентрации бора в озерных бассейнах возможно лишь в условиях их интенсивного испарения.

Основную роль в питании озерных бассейнов, в которых происходит осаждение и накопление боратов, играют гидротермальные растворы. При их разгрузке в зонах глубинных разломов часто образуются травертины. При образовании из гидротермальных растворов куполов и покровов травертинов вместе с карбонатами кальция нередко в значительных количествах осаждаются гидроокислы марганца с медью и вольфрамом, мышьяк, сурьма, а также стронций, бор, германий и литий.

При образовании травертинов из борносных растворов в кальците наблюдаются газовой-жидкие включения, обогащенные бором. Они являются одним из индикаторов вулканогенно-осадочных боратов.

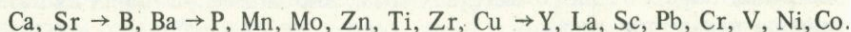
В условиях резко аридного климата в периферийных частях куполов и покровов травертинов, отложившихся из борносных растворов, часто возникают включения, линзы или прослой улексита, скопления буры в ассоциации с содой, галитом и другими легкорастворимыми солями натрия.

Выделяющийся в осадок, особенно на последних этапах травертинообразования, парагенный комплекс элементов и минералов весьма характерен и для озерных отложений, содержащих залежи вулканогенно-осадочных боратов. Это позволяет рассматривать и сами травертины, и связанную с ними ассоциацию элементов (мышьяк, сурьма, стронций, литий, германий, цинк и т. п.) и минералов (реальгар, аурипигмент, антимонит, черстлеит, стронционит, целестин), присутствующую в озерных отложениях, в качестве важных индикаторов борносности этих отложений. Наряду с нахождением сопутствующих бору малых элементов не меньшее значение при прогнозировании и поисках боратов в озерных отложениях имеет выявление характера его геохимических связей с этими элементами, определяемого формой нахождения бора в осадочных породах.

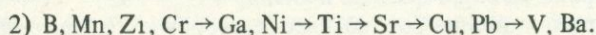
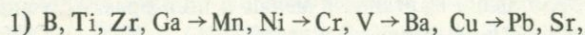
Диалектическое единство и борьба двух противоположных процессов — концентрации и рассеяния бора, нахождение его в осадочных породах в качественно различных формах — либо в виде своих собственных минералов, либо в рассеянном состоянии в виде изоморфной или сорбционной примеси — находят свое математическое выражение в рядах возрастания геохимической подвижности малых элементов, получаемых на основе использования корреляционного статистического анализа. В зависимости от формы нахождения бора в осадочных породах он занимает в таких рядах строго определенное место, что позволяет использовать эти ряды в качестве геохимического критерия при поисках его месторождений [183, 185].

Когда основная масса бора находится в осадочных породах в виде своих собственных минералов, он занимает в рядах возрастания геохимической подвижности первое место. Это наблюдается, например, в песчано-глинистых осадках залива Буззардас на востоке США. В результате обработки на ЭВМ методом многократной корреляции данных химического, спектраль-

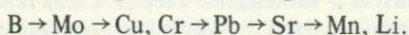
ного и минералогического анализов 52 проб [146], отобранных из этих осадков, было установлено, что бор, связанный главным образом с турмалином, вместе с кальцием и стронцием, входящими в состав обломков раковин, и барием, входящим в состав полевых шпатов, располагается в начале ряда возрастания геохимической подвижности:



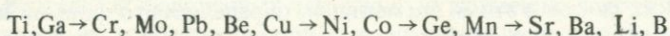
Аналогичная картина наблюдается, когда преобладающая часть бора находится не в форме терригенных бороалюмосиликатов (турмалина), а в виде боратов, как это имеет место на солянокупольных структурах Прикаспия, содержащих их концентрации (по данным анализа 100 проб соляных глин по каждой из структур):



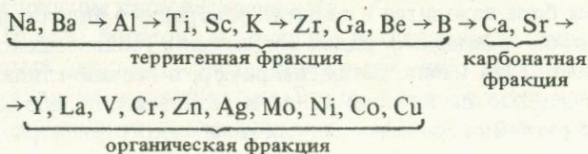
Подобная же зависимость между формой нахождения бора и его расположением в рядах геохимической подвижности достаточно четко проявилась при обследовании четвертичных глин в Аличурской депрессии в районе между соляными озерами Туз-куль и Чукур-куль северный на Памире (40 проб), где в составе соляных осадков, залегающих на этих глинах, наряду с галитом, тенардитом, троней, термонаритом, нахколитом, буркеитом и ганкситом присутствует буре:



В случае нахождения в рассеянном состоянии преимущественно в виде сорбционной примеси бор располагается в рядах возрастания подвижности элементов на последнем месте. Это наблюдается, например, в глинистых продуктах извержения Южно-Сахалинского грязевого вулкана (64 пробы), содержащих бор в количестве не более 400 г/т. В составе этих продуктов бор находится в тесной ассоциации со стронцием, барием и аксессуарным литием:



В глинистых сланцах морского происхождения из отложений свиты Пьер в США, где по данным химического, спектрального и минералогического анализов 20 проб (составленных из 779 образцов) [454], содержащих бор в количестве не более 300 г/т, он находится в ассоциации с алюминием, галлием и другими элементами, связанными с терригенной фракцией сланцев, в отличие от кальция и стронция, которые приурочены к карбонатной фракции, или ванадия, молибдена и т. д., которые приурочены к органической фракции. В ряду возрастания геохимической подвижности бор располагается на последнем месте среди группы элементов, связанных с терригенной (глинистой) фракцией, обнаруживая при этом преимущественную связь с К-слюдой (иллитом):



В прослоях существенно гидрослюдистых глин из нижнепермской соленосной толщи восточной части Приуралья (50 проб) и из верхнеюрских гипсоносных отложений бассейна рек Обь—Минюу на Дарвазе (50 проб), бораты отсутствуют, бор также располагается в ряду возрастания геохимической подвижности на последнем месте. Как и на Южно-Сахалинском грязевом вулкане, он находится в тесной ассоциации с аксессуарным литием и другими высокоподвижными элементами:

Приуралье:

Ti, Zr, Cr, Ni → Ga, Mn → Cu → Sr, Li, B;

Дарваз:

Ti, Mn → Cr, Ni → Ga → Ba, Be → Cu → Sr, As, Mo → Ge, Bi, Ag, Li, B.

В осадках оз. Сассык-куль на Памире (50 проб), где бораты не обнаружены ни в песчано-глинистых илах, ни в соляной корке, бор ведет себя подобным же образом. Он находится в тесной ассоциации с такими активными мигрантами, как литий (в экзогенных условиях) и хром (в экстракислительной обстановке):

Ba, Be, Pb → V, Mo → Sr, Cu → Co, Mn → Ti, Ni → Li, B, Cr.

Расположение бора в начале или конце ряда возрастания подвижности элементов является важным признаком, свидетельствующим о наличии или отсутствии борной минерализации как в галогенных, так и вулканогенно-осадочных толщах. Этот признак позволяет осуществлять поиски боратов по минералогически "скрытым" первичным ореолам их рассеяния.

В отличие от глин в ангидритах и гипсах, каменной и калийно-магнмевых солях, тенардите, соде и т. д., не "загрязненных" примесью глинистого материала, сорбционное рассеяние бора не проявляется. Если он присутствует в этих породах (обычно в небольших количествах), то он находится в виде жидких или микроминеральных включений. Поэтому взаимоотношения бора с другими компонентами галогенных пород контролируются не соотношением двух основных форм его нахождения в глинах (минеральной и сорбционной), а временем выделения в осадок различных порций боратов в ходе галогенного процесса, их местом в последовательной серии галогенных пород (от карбонатов кальция и магния до бишофита или соды), представляющих собой, по сути дела, ряд возрастания геохимической подвижности основных компонентов соляных отложений. В зависимости от этого бор занимает в таких рядах вполне определенное место.

Так, например, на одной из солянокупольных структур Прикаспия, содержащей крупные концентрации боратов, по которой были обработаны на ЭВМ методом многократной корреляции данные 822 химических анализов, наблюдается неуклонное возрастание интенсивности борокопления по мере увеличения минерализации соленосного бассейна. Весьма небольшие количества боратов (до 0,0n% бора) локализуются преимущественно на контакте ангидритовых пластов с каменной солью:

Ca, Sr, SO<sub>4</sub> → B → Na, Cl → K, Mg, Br.

Несколько большие концентрации (от 0,0п до 3% В) находятся в зонах перехода каменной и калийно-магниевых солей сульфатной линии, характеризующихся на рассматриваемой структуре повышенным содержанием нерастворимого остатка:

Na, Cl → н.о. → В → Ca, Mg, SO<sub>4</sub>, K.

И наконец, наиболее высокие их концентрации (более 3% В) сосредоточены в зонах развития калийно-магниевых солей, где они приурочены в основном к контактам ангидритовой и кизеритовой пород с карналлитом и бишофитом.

Na, Cl → н.о. → Ca → В, K, SO<sub>4</sub>, Mg.

В осадках соляных озер Туз-куль, Чукур-куль северный, Шор-куль юго-восточный и др. на Памире, где содержание боратов сравнительно невысокое (до 3% буры), они осаждаются, судя по данным многократной корреляции, факторного анализа и минералогических исследований, самыми последними в тесной ассоциации с ганкситом:

н.о. → Ca, Mg → SO<sub>4</sub> → Na → Cl, CO<sub>3</sub> → K, B.

В минералогическом выражении полученный ряд имеет вид: песок, глина → карбонаты Ca, Mg → тенардит → галит, сода → ганксит, бура.

Чем раньше начинается выделение бора в твердую фазу в виде боратов, тем более высокие их концентрации можно ожидать в осадках осоложняющих озер. Это обстоятельство также целесообразно учитывать при проведении прогнозных и поисковых работ на бор.

В процессе выветривания бораты на глубину до 30 м либо полностью замещаются кальцитом или гипсом, либо нацело растворяются. В связи с этим вероятность обнаружения их в естественных обнажениях крайне низкая. Но и при полном замещении бораты оставляют "следы" в виде псевдоморфоз, нередко образующих прослой рыхлой пористой породы, состоящей из кристаллов кальцита или гипса чуждой им кристаллографической формы. Высвобождающиеся при растворении боратов кальций, натрий и бор идут на формирование переотложенных скоплений гипса, тенардита и улексита, которые залегают на склонах или у подножия холмов под делювиальными наносами в виде хлопьев улекситовой ваты, иногда около трещин в базальтах, перекрывающих бороносные отложения, создавая весьма своеобразные вторичные ореолы рассеяния боратов. По таким "следам", имеющим большое поисковое значение, было открыто несколько месторождений.

Поиски залежей вулканогенно-осадочных боратов, перекрытых с поверхности алевrolитами, известняками и песчано-галечными отложениями, а в обнажениях полностью замещенных или растворенных, вызывают большие трудности, которые могут быть преодолены лишь при использовании всего арсенала прогнозных критериев и рациональном комплексировании поисковых методов. В число таких методов наряду с маршрутным искаживанием, геофизическими, геохимическими и другими методами необходимо включать буровые работы в сочетании с нейтронным коротажом скважин.

## ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ

### ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ БОРА В СССР

Анализ закономерностей размещения и условий формирования вулканогенно-осадочных месторождений бора показывает, что в СССР наиболее перспективной для их поисков является территория Альпийско-Гималайского борнорудного пояса, а в его пределах — Закавказье и Памир.

#### Закавказье

Первые упоминания о бороносности Закавказья относятся еще к I в., когда известный древнегреческий ученый Диоскорид писал, что буру, используемую как припой для золота, привозят из Армении, и там она самая лучшая [17]. В последние годы проявления буры с тинкалконитом были обнаружены в Закавказье, в бортовой части Среднеараксинской депрессии. Здесь обнажаются вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования олигоцена, которые в зоне Северо-Нахичеванского разлома, ограничивающего Среднеараксинскую депрессию, прорваны плиоценовыми экструзиями андезит-дацитового состава. К северу от названного разлома, в горном обрамлении депрессии, широко распространены плиоценовые лавы, представленные андезитами, а также андезито-базальтами, андезито-дацитами, дацитами, липаритами, липарито-дацитами и их туфами.

В зоне Северо-Нахичеванского разлома, где развиты плиоценовые экструзии, в их приконтактовых частях, а также вдоль трещин северо-западного простирания наблюдается довольно интенсивное гидротермальное изменение пород, выраженное в их каолинизации, опалолитизации, алуинитизации и лимонитизации, которое местами сопровождается малахитизацией и лазуритизацией. В гидротермально-измененных породах распространен гипс в виде многочисленных включений и прожилков.

Вдоль трещин северо-восточного простирания, заложенных несколько позднее, наблюдается другой характер гидротермальной переработки пород, проявленной в их монтмориллонитизации и цеолитизации. Трещины в породах выполнены карбонатами, представленными главным образом кальцитом, который образует многочисленные прожилки и жилы, фиксирующие пути движения гидротермальных растворов.

В зонах пересечения трещин северо-западного и северо-восточного простираний обнаруживается весьма своеобразный комплекс минералов, включающий как каолинит, алунит, гипс, так и монтмориллонит, цеолиты и карбонаты. Гипс и кальцит встречаются в виде прожилков и жил мощностью до несколько дециметров, нередко совместно в составе одних и тех же прожилков или жил. Во многих местах (Дарьдаг, Норашен, Вайхыр и т. д.) отмечаются высокие концентрации мышьяка ( $\geq 1\%$ ), сурьмы ( $\geq 0,1\%$ ), нередко бария (до 1%), иногда меди. Характерно повышенное содержание фосфора (до 0,1–0,3%).

В этих же зонах — как в раздробленных и отбеленных вмещающих породах, так и в зальбандах жил — находится давсонит, впервые обнаруженный у горы Мисдаг [201]. Он развивается по фенокристаллам плагиоклаза или по стекловатой массе вулканических туфов, причем наблюдаются все стадии раскристаллизации давсонита: от возникновения единичных иголок и небольших каемок вдоль трещинок спайности, отдель-

ности или по двойниковым швам в плагиоклазах и по трещинкам в стекле до полного их замещения. В вулканических туфах давсонит встречается в виде иголок размером 0,01–0,03 мм в поперечнике, которые сростаются в сноповидные и веерообразные агрегаты, обычно расположенные среди глинистых минералов. Последние представлены гидрослюдистой фазой, содержащей до 20% разбухающих слоев, совместно с которой обычно содержатся каолинит, часто монтмориллонит. В глинистом веществе давсонит находится в тесной ассоциации с карбонатом, анальцимом или натролитом. В зальбандах жил давсонит встречается в виде мономинеральных прожилков мощностью 1–3 мм или радиально-лучистых и розетковидных агрегатов. В общей массе вмещающих пород он образует окрашенно-прожилковые руды штокверкового типа. Содержание в породах кислоторастворимых окислов алюминия достигает 3,86%, натрия – 1,8%, давсонита – от 1–2 до 25%.

К югу от Северо-Нахичеванского разлома в пределах самой депрессии, на ее приподнятых участках, в частности на Дуздагском плато, в миоценовых песчано-глинистых гипсоносных отложениях иногда наблюдаются небольшие, крутопадающие зоны перемятых и брекчированных пород. Для них характерны интенсивное омарганцевание, повышенные концентрации мышьяка (до 1%) и сурьмы (до 0,02%), свидетельствующие о просачивании гидротермальных растворов. Горизонты песчаников, особенно в местах пересечения с зонами разрывных нарушений, интенсивно обогатены. Наряду с мышьяком и сурьмой в них установлено повышенное содержание бария (до 0,5%) и фосфора – в виде округлых желваков фосфорита размером до 3–4 см. В зонах перемятых и брекчированных пород, но главным образом вдоль горизонтов песчаников в местах разгрузки гидротермальных растворов образуются послонные натски и желваки гипса, соляные высыпки и корки, состоящие из гексагидрита, в ассоциации с которым местами встречается тенардит. Содержание бора в таких высыпках и корках составляет 200–600 г/т.

Изложенное выше не свидетельствует в пользу бороносности лагунно-морских гипсоносно-глинистых миоценовых отложений, а лишь показывает пути циркуляции гидротермальных растворов. Основная их масса разгружалась в бортовых частях депрессии (вне области распространения миоценовых отложений, служивших экраном) и поступала в опущенные участки депрессии, представлявшие в плиоцене места аккумуляции бороносных растворов и поэтому являющиеся весьма перспективными на поиски в них залежей боратов.

На опущенных участках депрессии встречаются пласты вулканических пеплов. В районе пос. Карабагляр они перекрыты нижнечетвертичными конгломератами и залегают на миоценовых гипсоносных песчано-глинистых отложениях, в районе пос. Садарак – на денудированной поверхности палеозойских пород. Судя по величине показателя преломления (1,507) и данным химического анализа ( $\text{SiO}_2$ –66,8–69,6;  $\text{Al}_2\text{O}_3$ –12,8–15,2;  $\text{Na}_2\text{O}$ –3,9–4,6;  $\text{K}_2\text{O}$ –2,2–3,08%), пеплы имеют липарито-дацитовый состав. В отличие от вулканических пород, развитых в пределах Армянского нагорья, содержание бора в которых варьирует от 9 до 30 г/т (в андезито-базальтах – 9–12, андезито-дацитах – 9–18, пемзе – от 9 [125] до 17, обсидианах – от 13–14 [125] до 30, в вулканических ту-

фах — 16—17 г/т), концентрация бора в вулканических пеплах, обнаруженных в пределах Среднеараксинской депрессии, очень высокая. В отдельных пробах она достигает 1200—1600 г/т. Эти пеплы обогащены также барием, количество которого составляет 0,5—0,7%.

Наряду с вулканическими пеплами на опущенных участках депрессии в районе между пос. Карабагляр и устьем р. Арпа, а также в районе пос. Садарак выявлены линзообразные пласты пальгорскитсодержащих глин, разделенные грубообломочным материалом [200]. В районе между пос. Карабагляр и устьем р. Арпа мощность верхнего пласта увеличивается от 6 м (около поселка) до 32 м (в 12 км к западу от него), а затем уменьшается до 8 м (в 4 км к западу). Мощность нижнего пласта возрастает в западном направлении и достигает 28 м в 16 км западнее пос. Карабагляр. В Садаракском районе (около пос. Димирчи) подобные глины вскрыты на глубине 86 м и более. Как и вулканические пеплы, пальгорскитсодержащие глины на большей части площади развития перекрыты нижнечетвертичными конгломератами. Содержание в них основных компонентов составляет (в %):  $\text{SiO}_2$ —36,4—52,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 9,4—14,  $\text{MgO}$ —7,2—12,8,  $\text{K}_2\text{O}$ —2,2—3,8.

В пластах пальгорскитсодержащих глин встречаются прослои, имеющие обломочную структуру и напоминающие лито-кристаллокластические туфы. Под микроскопом в них наблюдается реликтивно-пепловая структура. Заметны остроугольные и призматические обломки, замещенные глинистыми минералами, но сохраняющие следы двойникового и зонального строения плагиоклазов. Нередко обломки ориентированы субпараллельно и имеют форму частиц "фьяме".

По данным электронной микроскопии и рентгено-структурного анализа, доминирующее положение среди глинистых минералов занимают пальгорскит и монтмориллонит, находящиеся примерно в равных количествах. Совместно с ними встречаются смешанослойные минералы, хлорит, а также небольшая примесь гидрослюда. В районе между пос. Карабагляр и устьем р. Арпа, в верхней части пласта доминирует пальгорскит в ассоциации со смешанослойными и хлоритом; в нижней его части существенно возрастает роль монтмориллонита. В составе нижнего пласта находятся приблизительно в одинаковых количествах пальгорскит, монтмориллонит, смешанослойные и хлорит. В глинах отмечается кремнезем в виде опала, распределенного между глинистыми частицами, а также халцедон и кремьен. В них интенсивно проявлена карбонатизация. В верхней части верхнего пласта преобладает кальцит, в нижней — доломит. В нижнем пласте эти минералы присутствуют в сопоставимых количествах.

В отличие от подстилающих песчано-глинистых гипсоносных отложений для пальгорскитсодержащих глин ни ангидрит, ни гипс не характерны. Первый из них встречен лишь в перемьятых и брекчированных разностях глин, вскрытых скважиной в 16 км к западу от пос. Карабагляр, где он в ассоциации с кварцем и кальцитом образует небольшие прожилки и гнезда. В этих же породах встречаются сульфиды железа, причем если в гипсоносных отложениях они, как правило, образуют прожилки, то в залегающих выше пальгорскитсодержащих глинах обычны их примазки по слоистости.

По сравнению с вулканическими пеплами описываемые глины харак-

теризуются более низким содержанием  $\text{SiO}_2$ , почти таким же —  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и резко повышенным —  $\text{MgO}$ , что свидетельствует о выносе значительного количества кремнезема и привносе магния. В связи с последним обстоятельством следует отметить, что Приараксинский разлом, ограничивающий с юга область распространения пальгорскитовых глин и перекрытый в бассейне р. Аракс чехлом четвертичных отложений, представляет собой продолжение одной из ветвей Главного Анатолийского, который на всем своем протяжении фиксируется по выходам серпентизированных ультрабазитов. Широкое развитие в зоне Главного Анатолийского разлома серпентинитовых тел не могло не отразиться на составе гидротермальных растворов, связанных с ним. Как известно, циркулирующие в приразломных зонах углекислые растворы выщелачивают из серпентинитов магний вместе с бором, в результате чего содержание в водах этих элементов заметно возрастает. Магний затем отлагается либо на путях движения растворов с образованием магнезитовых жил или линз неправильной формы, распространенных в Мало-Азиатской борнорудной провинции, например в провинции Кютахья, либо при поступлении в озерные бассейны с образованием хантит-гидромагнезит-магнезитовых желваковых руд. Такие растворы, очевидно, играют немаловажную роль как источник магния при кристаллизации в подобных водоемах и магнийсодержащих силикатов.

В озерных отложениях Мало-Азиатской борнорудной провинции, развитых, в частности, в провинции Кютахья, где подобные глины, известные как сукновальные, широко распространены, залежи боратов, как уже отмечалось, локализуются в их центральных частях. В свете этого в пределах Среднеараксинской депрессии наибольший интерес представляют центральные или тупиковые части плиоценовых палеобассейнов с туфогенно-глинистой седиментацией, тяготеющие к руслу р. Аракс (низовья р. Арпы и т. д.), где глины, судя по геофизическим данным, местами переходят в карбонатные отложения или континентальные эвалориты, к которым в подобной обстановке могут быть приурочены залежи боратов.

О возможном нахождении последних в составе плиоценовых туфогенно-глинистых озерных отложений Среднеараксинской депрессии свидетельствует также очень высокое содержание бора в гидротермальных растворах, выходы которых на поверхность приурочены к зонам пересечения трещин. Эти растворы имеют гидрокарбонатно-хлоридно-натриевый состав (величина содовости около 60% при минерализации до 15–25 г/кг). Содержание бора в таких растворах, например на Дарьдагских источниках, составляет 60–370 мг/л (при содержании мышьяка 18–40 мг/кг), в районе села Двин — 250–500 мг/кг. В местах разгрузки гидротермальных растворов образуются либо купола и покровы травертина нередко с огромными запасами  $\text{CaCO}_3$  (превышающими, например, в районе пос. Карабагляр 10 млн. т, а в районе пос. Арарат—100 млн. т.), либо, если основная масса гидрокарбоната ушла на кристаллизацию давсонита и других карбонатных соединений, соляные высыпки и корки, широко распространенные у горы Мисдаг, в ущельях северо-восточной части депрессии и т. д.

Мощные скопления травертина в зоне Северо-Нахичеванского разлома развиты у горы Дарьдаг, в ущелье Кызылджа, у пос. Карабагляр и во многих других местах. Они обычно скорлуповидного строения, но иног-

да сложены довольно однородной карбонатной массой, преимущественно кальцитом. Встречаются прослои, состоящие почти полностью из окислов и гидроокисей марганца — пиролюзита, псиломелана и т. д. (Карабагляр). Концентрация в травертинах мышьяка нередко намного превышает 1%, содержание сурьмы достигает 0,1–0,3%, фосфора — 0,2%. Содержание бария порой составляет 1% и более, стронция — 0,2–0,4%. Концентрация бора в ранних генерациях травертина, из которых его большая часть выщелочена, значительно ниже (от нескольких граммов до нескольких сот граммов на тонну), чем в поздних (до нескольких тысяч граммов на тонну).

Скопления буры и тинкалконита встречаются в периферийных частях куполов и покровов травертина, а нередко также в составе соляных высыпков и корок. Они обнаружены, в частности, на Дарьдагских источниках и в районе г. Мисдаг, где скопления буры и тинкалконита во многом аналогичны проявлениям борной минерализации в Малой Азии типа Бура-Хан (Турция) или Исти-Су (Иран).

На Дарьдагских (Джультинских) термальных источниках бура и тинкалконит находятся как непосредственно в периферийных частях натечных образований травертина, так и часто на значительном удалении от них — на контакте глинистых сланцев палеоцена с залегающими над ними туфоконгломератами олигоцена или в толще последних, а также в местах их эрозионного среза (под "козырьками", в пещерках и т. д.). В последнем случае они всегда залегают гипсометрически ниже выходов травертина — на путях движения растворов, растекающихся от устья источников и просачивающихся через проницаемые породы в пониженные участки рельефа. Бура и тинкалконит образуют включения, линзы, прослои, часто высыпки, корки или гнезда, в которых содержание  $\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7$  достигает 10–15%. В ассоциации с названными боратами встречаются галит, сода и тенардит. В районе горы Мисдаг бура и тинкалконит находятся около устья источников в составе соляных высыпков и корок. В ассоциации с ними там выявлены галит, тенардит и в небольшом количестве — сода.

## Памир

На Памире бораты приурочены к зонам глубинных (Гунт-Аличурского, Акбайтальского и др.) разломов, ограничивающих его юго-западную, юго-восточную и центральную части. В зонах этих разломов развиты магматические породы неогенового возраста, представленные известково-щелочными вулканитами, а также калиевыми щелочными габроидами и базальтоидами. Первые из них, сложенные в основном андезито-базальтовыми лавами, протягиваются по берегам рек Западный и Восточный Пшарт в виде полосы субширотного простирания. Калиевые щелочные габроиды и базальтоиды встречены в верховьях р. Ак-Су, на ее правобережье, где они образуют Верхнедункельдыкский субвулканический массив, цепочку трубок взрыва и два дайковых пояса. Эти породы обогащены стронцием и барием. Содержание в них бора варьирует в пределах от 5 до 26 г/т, в том числе: в граносиенит-порфирах — 13, сиенит-порфирах — 12–25, сиенитах — 5–12, фергуситах и бороланитах — 26, фергусит-порфирах — 24, тингулитах — 23 г/т [68].

Над андезито-базальтовыми лавами в бассейне рек Западный и Восточный

Пшарт залегают озерные неогеновые отложения. В составе последних существенную роль играют глинистые сланцы, переслаивающиеся с песчаниками и алевролитами. В глинистых сланцах обнаружены многочисленные прожилки, выполненные кальцитом и баритом, а также послойные скопления желваков гипса, прослой и пласты его мощностью не менее 1 м.

Несколько восточнее района развития этих отложений обнаружены скопления чилийской селитры [191], которая встречается в глинистых сланцах джаамбайской свиты, содержащих пласты красных доломитов и тонкие прослой гидромагнетита. Она находится под "козырьками" или между слоями глинистых сланцев, образуя в них включения, гнезда, прожилки и прослой мощностью до 1–2 см. Уже отмечалось, что в общем поле соленосных осадков, распространённых, например, в пустыне Атакама, скопления селитры обычно являются их составной частью. Если это справедливо и для Памира, то имеются все основания ожидать выявления здесь в составе неогеновых озерных отложений континентальных эвапоритов с широким комплексом присущих им полезных ископаемых, в частности боратов, по отношению к которым скопления селитры представляют фацию "капиллярной концентрации".

К зонам глубинных разломов, прежде всего к зоне Южно-Памирского разлома, приурочены выходы на поверхность гидротермальных растворов гидрокарбонатно-хлоридно-натриевого состава. Являясь отголосками активной в прошлом вулканической деятельности, горячие источники (Гарм-Чашма, Бахмыр и др.) характеризуются, по данным С.Р. Крайнова и Н.Г. Петровой [117], повышенным содержанием мышьяка (на источнике Кзыл-Рабат 0,75 мг/кг). Содержание бора варьирует от нескольких до 15–20 мг/кг на источниках Ширгин и Лянгар, отношение  $B/\Sigma_{\text{сол}}$  колеблется в пределах от 0,002 (Гарм-Чашма) до 0,007–0,009 (Ширгин, Лянгар). Среди этих источников резко выделяются минеральные источники, разгружающиеся в вертикальном обрыве над дном глубокого и труднодоступного ущелья Дарай-Намак, вблизи выхода на поверхность гранитоидных интрузий неогенового возраста. Содержание бора в водах источника, падающих вниз в виде очень мелких капель и струек, необычно высокое – 1,69 г/кг [67].

Гидротермальные растворы играют существенную роль в питании соляных озер (Сассык-куль, Туз-куль, Чукур-куль северный и др.) Содержание  $Na + K$  в рапе этих озер достигает 50 г/кг,  $HCO_3$  и  $CO_3$  – соответственно 20 и 22 г/кг. Содержание мышьяка на оз. Сассык-куль составляет 8 мг/кг. Концентрация бора в рассолах варьирует в широких пределах: от 20 мг/кг в оз. Сассык-куль [118] до 200 мг/кг и более в оз. Шор-куль юго-восточный и др.

Скопления боратов, представленные обычно бурой и тинкалконитом, реже улукситом, находятся в местах разгрузки гидротермальных растворов – периферийных частях куполов и покровов травертина, в соляных высыпках, корках и, кроме того, в осадках соляных озер. Памирские проявления буры и тинкалконита во многом напоминают месторождения боратов, известные на западе Северной и Южной Америки, в Малой и Центральной Азии, где они также приурочены либо к отложениям источников, либо к осадкам плейстацена, маршей или саларов. Небезынтересно напомнить,

что с разработки этих и подобных месторождений началась история добывающей промышленности в США и Аргентине. С глубокой древности на протяжении столетий добывалась бура из таких месторождений на Тибете. Хотя запасы борного сырья в месторождениях, приуроченных к отложениям источников или современных озер, сравнительно небольшие, они могут восстанавливаться в течение нескольких лет, как это имеет место, например, на оз. Клир. Это обстоятельство, как и залегание руды непосредственно на поверхности, предопределяет возможность рентабельной эксплуатации некоторых из них (салар Аскотан и др.) и в настоящее время.

Натечные образования травертина широко развиты на Памире в южной части региона. Они залегают в форме куполов или покровов высотой до 10–20 м и протяженностью в десятки, а иногда сотни метров. Травертиновые купола и покровы характеризуются скорлуповидным строением и состоят из слоев, неоднородных по своим структурным и текстурным свойствам. Бор распределен в них неравномерно, в различных слоях его содержание варьирует от нескольких десятков до нескольких тысяч граммов на тонну. Травертины сложены кальцитом или арагонитом. На источниках сероводородом (Гарм-Чашма, Джарты-Гумбез, и др.) в травертинах, преимущественно в их корневых частях или по отдельным скорлупам, отмечается небольшая примесь гипса. Заслуживает самого серьезного внимания нахождение в травертинах (на источниках Гарм-Чашма, Бахмыр, Ширгин, Лянгар и некоторых других) троны и сопутствующих ей компонентов [190], которые встречаются в общей массе карбонатных образований в виде включений или прослоев белого, резе бурого цвета мощностью от 2–5 мм (Гарм-Чашма) до нескольких сантиметров и даже более (Ширгин, Лянгар, Бахмыр), а по склонам и у подножия травертиновых куполов – в виде скоплений линзообразной или неправильной формы мощностью до 20–50 см. В ассоциации с тронной постоянно находятся галит, термонарит, нахколит, буркеит, тенардит, ганксит. Наряду с ними обнаружены бура, тинкалконит, а также калиевые полевые шпаты, тальк и опал. Названные минералы диагностированы по оптическим константам, порошковым рентгенограммам, термическим данным и ИК-спектрам.

Совместное нахождение в отдельных слоях травертинов гипса и троны, представляющих собой запрещенную ассоциацию, весьма любопытно и объясняется, по-видимому, пульсационным характером поступления растворов, содержащих различные порции сероводорода, который, окисляясь у поверхности, дает серную кислоту. При взаимодействии последней и с кальцитом образуется гипс, с тронной – тенардит. При отсутствии сероводорода, как, например, на источнике Бахмыр, в травертинах не обнаружено гипса, а содержание тенардита очень низкое.

Содержание  $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$  в прослоях и скоплениях солей обычно составляет 20–40% (Гарм-Чашма, Лянгар и т. д.), но нередко достигает 50–75% (Бахмыр); содержание буры и тинкалконита варьирует от 1–2 на Гарм-Чашме и Бахмыре до 10–15% на Лянгаре. Нередко наблюдаются высокие концентрации марганца, которые на Бахмыре и Джарты-Гумбезе намного выше 1%, стронция – до 0,8–1% и бария – 0,2–0,4%.

Травертины Закавказья и Памира по составу во многом сходны. И в тех и в других отмечается высокий процент содержания марганца, строн-

ция и бария. Травертины Закавказья отличаются повышенными концентрациями в них мышьяка и сурьмы, преобладанием бария над стронцием, а травертины Памира — стронция над барием.

Высыпки и корки солей на Памире широко распространены на скалах и на почве и образуют местами сплошные покровы мощностью до 0,5 м, состоящие в основном из гексагидрита, как это имеет место, например, в районе развития триасовых сланцев около перевала Ак-Байтал. Однако лишь в зонах глубинных разломов, активных поныне, в составе соляных высыпок и корок появляются содовые минералы, а в ассоциации с ними — бура и тинкалконит. Это наблюдается, в частности, в котловине Сассык-куль, расположенной в зоне разлома Гунт-Аличур, в Аиль-Утекской депрессии — в зоне Акбайтальского разлома, в 3–4 км вверх по течению от устья на левобережье р. Сасык в бассейне р. Пшарт, а также в верховья р. Ак-Су. Наибольший интерес среди них представляет рудопроявление Болотное в котловине Сассык-куль, где в зоне разлома, пересекающего котловину, в аллювиальных отложениях прослеживаются интенсивно измененные породы, содержащие сульфиды и гидроокиси железа, самородную серу (в количестве до 30–50%), многочисленные включения и прожилки гипса и кальцита, а на поверхности пород, как непосредственно около устья источников, так и на довольно большом расстоянии от них, мощные скопления соляных минералов, представленных треной, термонаритом, галитом, бурой и другими легкорастворимыми соединениями натрия. На левобережье р. Сасык на фоне преимущественно сульфатно-магниевого засоления в зоне разлома достаточно резко выделяется участок развития соляных минералов, представленных различными по анионному составу соединениями натрия (трона, тенардит и т. д.). Содержание буры в обоих случаях составляет 1–2% и повышается местами до 3–4%.

Вокруг куполов и покровов травертина и от них вниз по долинам ручьев и по склонам логов вплоть до мест аккумуляции — соляных озер — нередко наблюдаются шлейфы из легкорастворимых солей, состоящих из карбонатов, сульфатов, хлоридов и боратов натрия. В частности, такие шлейфы прослеживаются вокруг возвышений травертина на окраине соляного оз. Чукур-куль северный (котловина Сассык-куль), вокруг куполов травертина на Бахмырских источниках на расстоянии 5–6 км до берегов соляного оз. Шор-куль (правобережье р. Ак-Су) и т. д.

Поступление травертинообразующих растворов в озерные бассейны обуславливает накопление в этих бассейнах легкорастворимых соединений натрия, которые в условиях интенсивного испарения осаждаются по берегам полувысохших или дне высохших озер Южного Памира, а также на пространствах между этими озерами (особенно между оз. Туз-куль и оз. Чукур-куль северный). Площадь распространения соляных озерных осадков измеряется иногда многими сотнями и тысячами квадратных метров. Мощность их местами варьирует от нескольких сантиметров до 0,4–0,5 м (в отдельных западинах). Как и в травертинах, в озерных соляных осадках находятся трона, сода, галит, термонарит, нахколит, буркеит, тенардит, ганксит, а в илах (на глубине до 1,5 м), кроме того, гейлюсит. Содержание в солях  $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3$  в районе между озерами Туз-куль и Чукур-куль северный составляет в среднем около 20%, в районе оз. Шор-

куль юго-восточный – более 50%. В ассоциации с содовыми минералами на озерах Туз-куль, Чукур-куль северный и Шор-куль юго-восточный обнаружены бура и тинкалконит. В осадках двух первых озер содержание буры и тинкалконита составляет 0,5–1%, в осадках третьего – 2,5–3.

Логично допустить, что подобные же процессы содо- и боронакопления, даже большие по масштабам, могли происходить и в определенные отрезки времени в течение четвертичного периода, как это имело место, например, на оз. Серлс, где в толще четвертичных отложений залегают два соляных тела с суммарными запасами буры около 100 млн. т. Нельзя не подчеркнуть, что и характер питания и соляной парагенез на озерах Туз-куль, Чукур-куль северный, Шор-куль юго-восточный и некоторых других озерах Памира сходен с таковыми на оз. Серлс. Все это свидетельствует о высокой перспективности четвертичных отложений котловины Сас-сык-куль, в сложении которых принимают участие типично озёрные ленточные глины, а также синхронных им отложений района оз. Шор-куль и других депрессий Южного Памира на поиски в них залежей боратов.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В осадочных и вулканогенно-осадочных толщах фанерозоя известно 70 экзогенных минералов бора, и их число из года в год возрастает. Большинство из них представлено боратами.

Анализ геохимии бора в связи с процессами его экзогенного минералообразования показывает, что бораты образуются в бассейнах седиментации при содержании бора более 2 г/кг и при pH от 8 до 10, когда наряду с мооядерными комплексами появляются и приобретают доминирующее значение его более сложные полиядерные комплексы, представленные восемью борокислородными полианионами. Непосредственно в бассейнах седиментации за счет этих комплексов в результате их взаимодействия с присутствующими в растворах катионами щелочных и щелочноземельных металлов кристаллизуется сравнительно небольшое число первично-седиментационных боратов (бура, иньбит, улесит, индерборит и т. д.). С изменением термодинамической обстановки эти бораты в результате потери молекул воды, полимеризации борокислородных анионов, частичной или полной замены катионов, а также присоединения мооядерных комплексов и добавочных анионов переходят в их вторичные модификации (кернит, пробертит, колеманит, гидроборатит и др.). В итоге образуется вся гамма экзогенных боратов. Среди них в галогенных месторождениях наиболее распространены боратит, хильгардит, калиборит и преображенскит, в вулканогенно-осадочных — бура, кернит, улесит и колеманит. Широкое многообразие экзогенных боратов, представленных 58 разновидностями, лишнее раз подчеркивает, насколько сложен механизм экзогенного рудообразования бора. Определяющими в нем являются процессы, обуславливающие поступление и концентрирование бора в бассейнах седиментации до величины порядка 2—4 г/кг и вместе с тем способствующие возникновению и сохранению в них щелочной обстановки. Именно в таких бассейнах создается наиболее благоприятная обстановка для осаждения и накопления боратов вплоть до формирования их промышленных месторождений.

Одновременно с процессами концентрирования бора, приводящими к осаждению и накоплению боратов, в бассейнах седиментации протекают процессы, которые существенно снижают содержание в них бора. К наиболее значительным среди них по своим масштабам и последствиям относятся сорбция бора глинистым материалом и его соосаждение с сульфатами кальция, а также поглощение бора диатомовыми водорослями. Поглощение бора гидрослюдами, как и глауконитами или коллоидными гидроокисями железа, осуществляется в основном путем его хемосорбции, диатомовыми — путем вхождения в состав кремнистых скелетов. Соосаждение бора с сульфатами кальция сопровождается образованием в ангидритах его водорастворимых (микроминеральных или жидких) вклю-

чений. В постседиментационный период бор, рассеянный в ангидритах, в зонах повышенной трещиноватости перераспределяется с образованием желваков эпигенетических боратов. Подобно глинам, но в отличие от ангидритов, бор, рассеянный в диатомитах, на стадии эпигенеза остается в их составе, тогда как сопутствующий ему фосфор, связанный с органическим веществом диатомей, при разложении последнего переходит в раствор и выделяется в осадок в виде фтор-карбонат-апатита с образованием его локальных скоплений.

Диалектическое единство и борьба двух противоположных процессов — концентрации и рассеяния бора — находят свое математическое выражение в рядах возрастания геохимической подвижности. Расположение бора в начале или в конце таких рядов является важным геохимическим признаком, свидетельствующим о наличии или отсутствии боратов как в галогенных, так и в вулканогенно-осадочных отложениях.

Анализ распределения во времени и пространстве рудопроявлений и месторождений бора, известных в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах, показывает, что в геологической истории существовали две главные эпохи экзогенного рудообразования бора: пермская и неогеновая. Последняя, во время которой накопилось около 1 млрд. т. боратов, выступает как наиболее грандиозная.

В пермскую эпоху рудообразование бора происходило в тыловых частях эпиконтинентальных морских солеродных бассейнов, располагавшихся в пределах Северогерманской и Прикаспийской впадин. Месторождения бора, приуроченные к пермским галогенным отложениям, связаны с фациями наиболее сильно осолоненных участков солеродного бассейна, представленными калийно-магниевыми солями сульфатной линии.

В неогеновую эпоху рудообразование бора протекало в небольших осолоняющихся озерных водоемах, располагавшихся на западе Северной и Южной Америки и в Малой Азии. Месторождения бора, приуроченные к неогеновым озерным отложениям, залегают в позднеорогенных межгорных, приразломных впадинах, часто по окраинам срединных массивов, которым в рельефе также соответствуют отчетливо выраженные депрессии или отдельные локальные грабены. Залежи боратов связаны большей частью с фациями слабо осолоненных озерных водоемов, представленными туффогенными глинами монтмориллонитового состава с подчиненными прослоями хемогенного известняка. Месторождения бора часто подстилаются, перекрываются лавами или переслаиваются с ними, иногда удалены от полей их развития на большие расстояния, но всегда неизбежной остается их связь с глубинными разломами, ограничивающими межгорные впадины или срединные массивы.

Важной закономерностью размещения экзогенных месторождений бора является их локализация вблизи или в пределах орогенных поясов окраинно-континентального вулканизма: галогенных — вблизи позднепалеозойского Евразийского пояса, вулканогенно-осадочных — в пределах Тихоокеанского и Альпийско-Гималайского поясов. В двух последних из названных поясов находятся наиболее важные в промышленном отношении вулканогенно-осадочные месторождения бора, отличающиеся огромными запасами, достигающими 100–500 млн. т. руды при содержании  $\text{B}_2\text{O}_3$  в руде порядка 25–50%.

Для образования экзогенных месторождений бора необходимо его концентрирование до величины, превышающей кларковое значение в несколько тысяч раз. Это обстоятельство является специфической особенностью рудообразования бора, предопределяющей разнообразие источников и путей его поступления в бассейны седиментации.

Основным фактором, контролировавшим процессы рудоотложения бора в пермских солеродных бассейнах, было глубокое (вплоть до эвтоники) испарение морской воды. Она являлась, хотя и важным, но не единственным источником бора, необходимым для массового осаждения боратов. Наряду с испарением морской воды значительное влияние на галогенные рудообразование бора оказывал приток в солеродные бассейны бороносных растворов как из областей развития повышено бороносных серпентинизированных ультрабазитов и вулканических пород, находившихся в условиях достаточно интенсивного химического выветривания, так и по глубинным разломам, связанным с Евразийским вулканическим поясом. Сильно затрудняло или делало невозможным протекание процессов минералообразования бора поступление в солеродные бассейны больших количеств глин гидрослюдистого состава и избыточный объем в этих бассейнах сульфатно-кальциевых пород.

Несмотря, однако, на глубокое испарение морской воды и поступление дополнительных количеств бора в составе континентального стока и термальных вод, в условиях морского галогенеза (даже в случае ограниченного поступления глин гидрослюдистого состава и избыточного по отношению к ангидритам и гипсам объема каменной и калийно-магниевых солей) образуются лишь сравнительно бедные борные руды с содержанием  $B_2O_3$  на порядок ниже, чем на вулканогенно-осадочных месторождениях. И только при выветривании бороносных солянокупольных структур в гипсовых шляпах последних возникают промышленные залежи элювиальных боратов, которые характеризуются, хотя и ограниченными разрамами, но довольно высокими концентрациями боратов.

Основным фактором, контролировавшим процессы рудоотложения бора в неогеновых озерных бассейнах, была вулканическая и поствулканическая деятельность, происходившая на активных окраинах континентов и в областях их столкновения. В отличие от континентальных рифтов, где содержание бора в вулканических породах, магматических газах, гидротермальных растворах и в озерных бассейнах очень низкое, на активных окраинах континентов и в областях их столкновения, к которым относятся Тихоокеанский и Альпийско-Гималайский пояса, содержание бора в десятки и сотни раз выше. Это обстоятельство, свидетельствующее о четко выраженной геохимической специализации названных поясов в отношении бора, как и нахождение в их пределах всех известных в настоящее время его вулканогенно-осадочных месторождений, позволяют выделить рассматриваемые пояса в качестве глобальных борнорудных. Особенно интенсивно рудообразование бора происходило в зонах сочленения окраинно-континентальных вулканических поясов со срединно-океаническими хребтами и трансформными разломами. В связи с этим места сочленения различных по своему типу подвижных поясов представляются в качестве важнейших борнорудных узлов.

Главную роль в вулканогенно-осадочном рудообразовании бора наря-

дусиспарением играла разгрузка в озерные бассейны гидротермальных растворов по глубинным разломам, ограничивающим межгорные впадины или срединные массивы, второстепенную — выщелачивание бора из серпентинизированных ультрабазитов и неогеновых лав, выстилавших борта этих бассейнов. Кроме того, бор поступал в озерные водоемы из вулканических пеплов при их превращении в монтмориллонитовые глины.

По сравнению с кислыми магматическими газами и постмагматическими флюидами содержание бора в гидротермальных растворах, разгружающихся по глубинным разломам, на 1–2 порядка выше, и поэтому вопреки широко распространенному мнению главное значение в вулканогенно-осадочном рудоотложении бора придается не продуктам фумарольно-сульфатарной деятельности, а существующим на глубине гидротермальным системам. С ними связано накопление не менее 90% общей массы бора, заключенного в бороносных отложениях.

Разгрузка гидротермальных растворов часто сопровождается образованием куполов или покровов травертинов, состоящих из кальцита или арагонита, вместе с которыми в условиях аридного климата осаждаются трона, бура и другие легкорастворимые соли натрия, а также ряд малых элементов, подвижных в гидротермальном процессе. Парагенетический комплекс минералов и элементов, выделяющихся в осадок, особенно на последних этапах травертинообразования, весьма характерен и для озерных отложений, содержащих залежи вулканогенно-осадочных боратов. Это позволяет рассматривать травертины и связанный с ними комплекс минералов и элементов, присутствующих в озерных отложениях, в качестве важных индикаторов бороносности этих отложений.

При активизации вулканической деятельности в условиях массового излияния лав и мощных эксплозивных извержений бораты осаждались в озерных бассейнах совместно с туфогенными глинами. При ее затухании, когда содержание бора в гидротермальных растворах становилось ниже, они отлагались совместно с тронной, галитом и т. д.

Как в галогенных, так и в вулканогенно-осадочных месторождениях бора четко проявлены признаки его полигенной природы. Те и другие представляют собой аномалии, возникающие при "пересечении" нескольких рудообразующих процессов, каждый из которых при формировании месторождений различного генетического типа протекает с разной интенсивностью. Поэтому процессы, обуславливающие галогенное и вулканогенно-осадочное рудоотложения бора, такие, как, например, испарение и разгрузка гидротермальных растворов, правильнее не противопоставлять друг другу, а определять формы их проявления, которые в зависимости от конкретной геологической обстановки могут существенно меняться.

Необходимо подчеркнуть, что при образовании крупных промышленных месторождений особо важное место среди различных рудоконтролирующих факторов занимает вулканическая и сопряженная с ней гидротермальная деятельность. Она оказывает не только прямое, но и косвенное влияние на рудообразование бора в бассейнах седиментации. Так, синхронное поступление в озерные бассейны вулканических пеплов и гидротермальных растворов, которое привело к накоплению в них огромного количества бора, вместе с тем способствовало возникновению и сохра-

нению в этих бассейнах щелочной обстановки, необходимой для образования залежей боратов.

В целом на активных окраинах континентов и в областях их столкновения в процессе вулканической и сопряженной с ней гидротермальной деятельности только в течение неогенового и четвертичного периодов на поверхность было вынесено 200 млрд. т гидротермальных растворов, а в их составе – около 100 млн. т бора, требуемых для образования 1 млрд. т боратов, сосредоточенных в вулканогенно-осадочных месторождениях. Кроме того, в составе гидротерм были вынесены многие миллионы тонн серы и фтора, более 5 млн. т лития, а также стронций, германий и многие другие полезные компоненты, содержащиеся в вулканогенно-осадочных месторождениях. Эти цифры наглядно иллюстрируют то огромное влияние, которое гидротермальная деятельность оказывает на процессы рудообразования в бассейнах седиментации. Наиболее отчетливо это влияние проявляется в условиях континентального вулканогенно-осадочного литогенеза, когда в отдельных небольших впадинах создается особо благоприятная обстановка для концентрированного накопления бора и сопутствующих ему элементов. Все это позволяет рассматривать окраинно-континентальные орогены и развитые в их пределах вулканогенно-осадочные отложения в качестве весьма перспективных объектов проведения поисковых работ на бор и другие полезные ископаемые.

В СССР в пределах Альпийско-Гималайского пояса наиболее перспективными на поиски бора являются неоген-четвертичные озерные отложения, развитые на территории Закавказья и Памира. В пределах этих регионов, непосредственно прилегающих к Малоазиатской и Центральноазиатской борнорудным провинциям, особого внимания заслуживают Среднеараксинская и Аличурская депрессии, где найдены первые в СССР проявления вулканогенно-осадочных боратов.

## ЛИТЕРАТУРА

1. *Азарова Е.И., Эсенова Э.И., Нурагдыев М.Н.* О влиянии хлористого магния и некоторых других ионов на соосаждение бора гидроокисью железа. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1977, № 1, с. 17–23.
2. *Алексин О.А., Бражникова П.В.* Новые данные по стоку растворенных веществ с территории СССР. — В кн.: Тр. 3-го Всесоюз. гидрогеол. съезда. М.: ГИМЗ, 1959, т. 10, с. 25–30.
3. *Александров С.М.* Изменения эндогенных боратов и боросиликатов в условиях зоны гипергенеза. — В кн.: Геохимия эндогенного бора. М.: Наука, 1968, с. 157–166.
4. *Озол А.А., Власов В.В., Горбачев Б.Ф., Зинатов Х.Г.* Аллофаны в озерных отложениях Закавказья. — Сов. геология, 1980, № 6, с. 51–54.
5. *Альбов С.В.* О гидрохимии Сиваша и Перекопских озер. — Литология и полез. ископаемые, 1972, № 1, с. 83–87.
6. *Ая Масао, Икэда Йогиз.* Исследование бора, содержащегося в морской воде, рассоле и рапе. — Нихон сию гаккайси, Bull. Soc. Salt. Sci., Japan, 1961, vol. 15, N. 13–17, 17–22; РЖХим, 1962, 13К51.
7. *Байлиева Г.Г., Колосов А.С., Пустыльников А.М.* Распределение бора в донных осадках зоны смещения Кара-Богаз-Гола. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1974, № 2, с. 114–115.
8. *Барнс И.* Образование кремнисто-карбонатных пород (лиственитов) из серпентинитов в Калифорнии, США. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1973, т. 2, с. 404–412.
9. *Барсуков В.Л.* Распространенность бора в изверженных и осадочных породах земной коры. — В кн.: Геохимия эндогенного бора. — М.: Наука, 1968, с. 72–83.
10. *Барсуков В.Л., Курильчикова Г.Е.* О боросодности серпентинитов. — Геохимия, 1957, № 5, с. 389–391.
11. *Башарина Л.А.* Вулканические газы на различных стадиях активности вулканов. — Тр. Лаб. вулканологии АН СССР, 1961, вып. 19, с. 69–79.
12. *Башарина Л.А.* Эксгалляция базальтовых и андезитовых вулканов. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 139–146.
13. *Башарина Л.А., Мархинин Е.К.* Вулканические газы как производные летучих мантийной магмы. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 354–358.
14. *Белов А.А., Книппер А.Л., Руженцов С.В.* Историко-тектоническая и структурная интерпретация гранито-гнейсовых массивов Альпийской складчатой области. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 117–136.
15. *Белов Н.В.* Некоторые особенности геохимии бора в свете его кристаллохимии. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1954, № 8, с. 13–40.
16. *Беремжанов Б.А., Болибок С.С.* Поведение брома, йода и бора в процессе изотермического испарения континентальных вод. — В кн.: Химия и химическая технология. Алма-Ата: Изд-во Каз. ун-та, 1974, с. 5–10.
17. *Беруни А.Р.* Избранные произведения. Ташкент: Фан, 1974. Т. 4. 1120 с.
18. *Билонижка П.М.* Распределение акцессорного бора в калийных соляных отложениях. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1965, № 19, вып. 3, с. 331–340.
19. *Блазок П.П., Кондратьева В.В., Яржемский Я.Я.* Аксаит — новый водный магниевый борат. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1962, ч. 91, № 4, с. 447–451.
20. *Бобр в В.Л.* Гипергенные бораты в пермских гипсах Донбасса. М.: Редкол. журн. "Сов. геология", 1974, 16 с. № 2447–74 Деп.
21. *Бобр в В.Л.* Минералогия боратов Донбасса. — В кн.: Минерало-

- гия осадочных образований. Киев: Наук. думка, 1975, вып. 2, с. 66–68.
22. *Бобров В.П., Гончаров Ю.И.* Особенности распределения бора и стронция в сульфатных и карбонатных породах в условиях поверхностного выщелачивания. – *Геохимия*, 1965, № 11, с. 1367–1370.
  23. *Бойко Т.Ф.* Озеро Серлс и его литиеносные и вольфрамоносные рассолы. – *Тр. ИМГРЭ*, 1963, вып. 17, с. 47–66.
  24. *Бойко Т.Ф.* Металлоносность поверхностных вод и рассолов. М.: Наука, 1969, 120 с.
  25. *Бойко Т.Ф.* Распределение редких элементов в профилях выветривания пород и активность их водной миграции. – В кн.: *Материалы семинара по геохимии гипергенеза и кор выветривания*. Минск, 1969, с. 27–31.
  26. *Бокий Г.Б., Кравченко В.Б.* Кристаллохимическая классификация боратов. – *Журн. структур. химии*, 1966, 7, № 6, с. 920–937.
  27. *Нуриев А.Н., Джаббарова З.А., Мовсумов А.А.* и др. Бор в углекислых термальных минеральных водах Азербайджана. – *Азерб. хим. журн.*, 1975, № 2, с. 86–90.
  28. *Бровкин А.А., Заякина Н.В., Бровкаина В.С.* Кристаллическая структура стронциоборита (Sr, Ca) [V<sub>3</sub>O<sub>11</sub>(OH)<sub>4</sub>]. – *Кристаллография*, 1975, вып. 20, № 5, с. 911–916.
  29. *Бурков Ю.К., Озол А.А.* К вопросу об условиях выветривания на Уральских водосборах в кунгурский век. – *Докл. АН СССР*, 1971, т. 199, № 2, с. 441–443.
  30. *Вайнцвайг М.Н.* Об одном алгоритме распознавания двоичных кодов. – В кн.: *Проблемы передачи информации*. М.: Наука, 1966, т. 2, вып. 3, с. 59–67.
  31. *Валеев Р.Н.* Цикличность развития авлакогенов Русской платформы и их минерагеническая специализация. – В кн.: *Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья европейской части СССР*. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976, с. 21–68.
  32. *Валеев Р.Н., Озол А.А., Тихвинский И.Н.* Особенности генезиса месторождений боратов галогенно-осадочного типа. – *Сов. геология*, 1972, № 5, с. 71–80.
  33. *Валиев Ю.Я.* Геохимия бора в юрских отложениях Гиссарского хребта. М.: Наука, 1977. 152 с.
  34. *Валышко М.Г.* Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей. М.: Изд-во МГУ, 1962. 397 с.
  35. *Валышко М.Г.* Генезис и поиски отложений боратов, связанных с месторождениями морских солей. – *Сов. геология*, 1969, № 6, с. 88–100.
  36. *Валышко М.Г., Власова Е.В.* К вопросу о состоянии бора в водных растворах (по данным инфракрасной спектроскопии). – *Геохимия*, 1966, № 7, с. 818–831.
  37. *Валышко М.Г., Жеребцова И.К., Лаврова А.Н.* Поведение некоторых микроэлементов в эвтоническую стадию сгущения морской воды. – *Геохимия*, 1969, № 5, с. 614–618.
  38. *Валышко М.Г., Спирыгина А.И.* Экспериментальные исследования генезиса боратов оз.Индер. – В кн.: *Тр. Четвертого совещ. по эксперим. минералогии и петрографии*. М.: Изд-во АН СССР, 1953, вып. 2, с. 137–156.
  39. *Варлаков А.С., Жужгова М.Ф.* Геохимия бора в гипербазитах Оренбургской области. – *Геохимия*, 1964, № 8, с. 795–801.
  40. *Ватанабе Т.* Вулканизм и рудообразование. – В кн.: *Вулканизм и рудообразование*. М.: Мир, 1973, с. 9–15.
  41. *Вахрамеева В.А., Воронова М.Л.* Люнебургит из Кара-Богаз-Гола и Узун-Су. – *Тр. ВНИИГалургии*, 1960, вып. 40, с. 330–336.
  42. *Вернер Э.* Геохимический анализ фаций. Л.: Недра, 1976. 128 с.
  43. *Виноградов А.П., Ронов А.Б.* Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений. – *Геохимия*, 1955, № 6, с. 3–21.
  44. *Власов К.А.* Текстурно-парагенетическая классификация гранитных пегматитов. – *Изв. АН СССР. Сер. геол.*, 1951, № 2, с. 30–55.
  45. *Родионова М.А., Луконина З.Н., Мун А.И., Костенко Г.П.* Влияние некоторых катионов на соединение бора с гидроксидами железа и алюминия. – *Изв. АН КазССР. Сер. хим.*, 1974, № 5, с. 10–15.
  46. *Воронов Л.С.* О возможности на-

- хождения девонских калийных и борных солей в районе Хатангского залива. — Тр. НИИГА, 1958, с. 182–188.
47. *Воронова Л.Г., Сидоров С.С.* Сравнительная характеристика фумарольных газов некоторых вулканов Курильских островов. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, т. 1, с. 146–152.
  48. *Воронова М.Л.* Говлит в пермских соленосных породах Европейской части СССР. — Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 55, с. 77–82.
  49. *Галаховская Т.В.* Распределение бора и других элементов в процессе испарения морской воды. — Тр. ВНИИГалургии, 1967, вып. 52, с. 84–107.
  50. *Сахно В.Г., Говоров И.Н., Голубева Э.Д.* и др. Геохимические особенности ультраосновных включений и лав вулканов Тихоокеанского пояса и проблема их связи с верхней мантией. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 189–194.
  51. *Тимофеев П.П., Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н.* и др. Геохимия бора и литология юрских карбонатных отложений Гиссарского хребта. — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 4, с. 77–90.
  52. *Герасимова В.В.* Боропроявление в ангидрит-доломитовой толще кунгура Уметовского поднятия. — Тр. ВНИИГалургии, 1954, вып. 29, с. 215–222.
  53. *Герасимовский В.И., Борисенко П.А.* Рудообразование в связи с магматическими процессами. — В кн.: Геохронология и проблемы рудообразования. М.: Наука, 1977, с. 173–185.
  54. *Цянь Цзы-цянь, Чэнь Шу-чжень, Ма Ши-нянь* и др. — Гидрохлорборит — новый хлорборат. — Acta geol. Sinica, 1965, 45, № 2, p. 209–217.
  55. *Гилд Ф.* Металлогения и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 351–357.
  56. *Гилев Ю.Г.* Рассеянные элементы в солях и межсолевых породах кембрия юга Сибирской платформы. — В кн.: Галогенные формации Украины и связанные с ними полезные ископаемые. Киев: Наук. думка, 1971, с. 49–51.
  57. *Гончаров Ю.И., Василевская А.Е.* О формах нахождения бора в горных породах. — Докл. АН СССР, 1965, № 4, с. 921–922.
  58. *Горбов А.Ф.* Условия образования и закономерности размещения боратовых месторождений вулканогенно-осадочного типа. — Тр. ВНИИГалургии, 1960, вып. 40, с. 3–65.
  59. *Горбов А.Ф.* Геохимия бора. Л.: Недра, 1976. 207 с.
  60. *Городницкий А.М., Зоненшайн Л.П., Мирлин Е.Г.* Реконструкция положения материков в фанерозое. М.: Наука, 1978. 122 с.
  61. *Даргевич В.А.* Об источниках обломочного материала и о былом распространении верхнепалеозойских отложений на Урале. — Докл. АН СССР, 1958, т. 123, № 1, с. 137–140.
  62. Распределение водорастворимого бора в соляной толще Карабильского месторождения калийных солей (юго-западные отроги Гиссарского хребта) / Джумаклычев Д., Осичкина Р.Г., Попов В.С. Ташкент. Редкол. Узб. хим. журн. АН УзССР. М., 1974, 11 с. Рукопись деп. в ВИНТИ, № 2429–74 Деп.
  63. *Джумаклычев Д., Осичкина Р.Г., Попов В.С.* Об одной ярко проявленной особенности распределения водорастворимого бора в соляной толще Карабиль-Карлюкского месторождения калийных солей (Юго-Восточная Туркмения). — Узб. хим. журн., 1976, № 5, с. 3–5.
  64. *Дзоценидзе Г.С.* Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М.: Недра, 1969. 344 с.
  65. *Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В.* Хемогенное вулканогенно-осадочное пороодообразование. — В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1977, с. 13–20.
  66. *Диккенсон У.* Модели геосинклиналей в свете положений тектоники плит. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 220–231.
  67. *Дислер В.Н.* О рассоле в метаморфических толщах Юго-Западного Памира. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 3, с. 131–136.
  68. *Дмитриев Э.А., Могаровский В.В.* Редкие элементы в щелочных породах Памира — новой щелочной провинции. — Геохимия, 1976, № 3, с. 366–372.
  69. *Дубик Ю.М., Сухоруков Ф.В., Шер-*

- бов Б.Л. Распределение бора в продуктах извержений вулкана Крашенинникова (Камчатка). — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1976, вып. 255, с. 243–247.
70. Дубинина В.Н. О борате сложного состава (типа эрикаита-чемберсита) из Верхнекамского месторождения. — Тр. ВНИИГалургии, 1969, вып. 54, с. 193–208.
71. Дунаев В.А. О распределении бора в некоторых горных породах Урала. — Геохимия, 1959, № 3, с. 273–277.
72. Дуничев В.М. Олово в термальных водах вулкана Менделеева (Курильские острова). — В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сахалина и Курильских островов. Южно-Сахалинск, 1974, с. 64–66.
73. Дьюи Дж., Берд Дж. Горные пояса и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 191–219.
74. Малинко С.В., Фицес Б.П., Кузнецова Н.Н., Черкасова Л.Е. Екатириит — новый минерал бора. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1980, ч. 109, вып. 4, с. 469–476.
75. Ефремова С.В., Мартынова А.Ф. Петрографо-геохимические особенности некоторых исландских базальтов. — Бюл. МОИП, Отд. геол., 1973, т. 48, вып. 4, с. 134.
76. Жарков М.А. Палеозойские соленосные формации мира. М.: Недра, 1974. 392 с.
77. Жарков М.А. История палеозойского соленакпления. Новосибирск: Наука, 1978. 272 с.
78. Жарков М.А., Жаркова Т.М., Мерзляков Г.А. К проблеме эволюции солевого состава вод мирового океана в палеозое. — Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 3–18.
79. Жеребцова И.Ю., Волкова Н.П. Экспериментальное изучение поведения микроэлементов в процессе естественного солнечного испарения воды Черного моря и рапы Сасык-Сивашского озера. — Геохимия, 1966, № 7, с. 832–845.
80. Жмодик С.М., Сухоруков Ф.В., Щербов Б.Л. Бор в коре выветривания Ангрэнского каолинового месторождения (Узбекистан). — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1976, вып. 255, с. 248–256.
81. Зарицкий П.В. Борная минерализация в породах артемовской свиты Бахмутской котловины Донецкого бассейна. — Докл. АН СССР, 1963, т. 149, № 6, с. 1424–1427.
82. Зарицкий П.В. Минералогия и генезис акцессорной борной минерализации. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1973, № 27, вып. 4, с. 354–361.
83. Зеленов К.К. Вулканизм как источник рудообразующих компонентов осадочных толщ. М.: Наука, 1972. 251 с.
84. Иванов А.А., Воронова М.Л. Галогенные формации. М.: Недра, 1972. 328 с.
85. Иванов А.А., Левицкий Ю.Ф. Геология галогенных отложений (Формация) СССР. — Тр. ВСЕГЕИ. Н.С. т. 35, 1960, с. 76–78.
86. Иванов А.А., Яржемский Я.Я. Боропроявление в соленосной толще Лено-Ангарского бассейна. — Тр. ВНИИГалургии, 1954, вып. 29, с. 15–20.
87. Иванов А.М. Новые данные о генезисе минералов бора в пермских отложениях Волго-Уральской области. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 4, с. 84–91.
88. Иванов Б.В. Современная гидротермальная деятельность в районе вулканов Карымской группы. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 32–37.
89. Ивкин Н.М. О туфогенных породах соленосной свиты Чуль-Адырского тенардит-галитового месторождения. — В кн.: Некоторые вопросы географии и геологии Казахстана. Алма-Ата, 1971, с. 116–148.
90. Шилов В.Н., Захарова М.А., Ильев А.Я., Подзоров А.В. Извержение Южно-Сахалинского грязевого вулкана весной 1959 г. — Тр. СахКНИИ АН СССР, 1961, вып. 10, с. 83–99.
91. Ишниязов Д., Папиев Н.А. К условиям образования акцессорных минералов бора в хемогенной толще верхней юры Узбекистана. — Узб. геол. журн., 1963, № 5, с. 26–31.
92. Кавагути Х. Геохимическое исследование бора в породах Японии. О боре в вулканических породах Японии. — J. Chem. Soc. Japan Pure Chem. Sec., 1958, vol. 79, N 4, p.478–484.
93. Казаков Г.А., Боровик-Романова Т.Ф., Ермишкина А.И. Закономерности изменения во времени со-

- держаний бора и фтора в морском аутигенном осадочном процессе (на примере глауконитов). — Геохимия, 1975, № 9, с. 1355—1371.
94. *Капустин Ю.П.* О содержании в щелочных породах легкорастворимых соединений натрия. — Докл. АН СССР, 1975, т. 220, № 2, с. 458—461.
95. *Карнов Г.А., Павлов А.Л.* Узон-Гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
96. *Катченков О.М.* О распределении малых химических элементов в осадочных породах и нефтях в связи с климатической зональностью и геохимической историей Русской платформы. — Тр. ВНИИГНИ, 1964, вып. 227, с. 3—21.
97. *Берзина И.Г., Берман И.Б., Ковязин А.Н., Озол А.А.* К геохимии бора в вулканогенно-осадочном процессе. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 130—132.
98. *Карасик М.А., Бобров В.П., Гончаров Ю.И., Ванина М.В.* К геохимии бора в галогенных толщах. — Литология и полез. ископаемые, 1964, № 6, с. 43—56.
99. *Тимофеев П.П., Валиев Ю.Я., Пачаджанов Д.Н.* и др. К геохимии бора в морских терригенных отложениях. — Геохимия, 1976, № 6, с. 914—926.
100. *Кинг Ф.Б.* Вопросы тектоники Северной Америки. М.: Изд-во МГУ, 1961. 300 с.
101. *Кирсанова Т.П.* Гидротермы Киреунской долины в Среднем хребте Камчатки. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 239—245.
102. *Ратеев М.А., Горбунова З.Н., Лисицын Г.И.* и др. Климатическая зональность размещения глинистых минералов в осадках Мирового океана. — Литология и полез. ископаемые, 1966, № 3, с. 3—22.
103. *Аврова Н.П., Бочаров В.М., Халтурина И.И., Юнусова З.Р.* К минералогии боратов в галогенных отложениях. — В кн.: Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. Алма-Ата, 1968, с. 160—173.
104. *Кольцова В.В.* О стратиграфической приуроченности боропроявлений в кунгурских галогенных отложениях юго-западной части Прикаспийской впадины. — Тр. ВНИИГалургии, 1974, вып. 68, с. 80—86.
105. *Кондаков Л.А., Муши Д.М.* О проблеме происхождения соляных месторождений района оз. Натрон (Танзания). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 4, с. 111—124.
106. *Кондратьева В.В., Островская И.В., Яржемский Я.Я.* Новый водный борат кальция — волковскит. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, т. 95, № 1, с. 45—50.
107. *Коновалов Г.С.* Вынос микроэлементов главнейшими реками СССР. — Докл. АН СССР, 1959, т. 129, № 4, с. 912—915.
108. *Кононов В.И., Ткаченко Р.И.* Береговые термы и особенности их формирования. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 38—45.
109. *Корневский С.М.* Комплекс полезных ископаемых галогенных формаций. М.: Недра, 1973. 300 с.
110. *Корневский С.М., Воронова М.Л.* Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М.: Недра, 1966. 280 с.
111. *Коробов С.С., Малинко С.В., Седлецкий В.И.* Новые данные о борной минерализации в ангидритовой толще Средней Азии. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1965, 94, № 6, с. 710—726.
112. *Коробцова М.С.* Минералогия калийных месторождений Восточного Прикарпатья. — В кн.: Вопросы минералогии осадочных образований. Львов: Изд-во Львов. ун-та, 1955, кн. 2, с. 3—137.
113. *Кравченко В.Б.* Некоторые кристаллохимические особенности боратов. — Журн. структур. химии, 1965, № 1, с. 86—96.
114. *Крайнов С.Р.* Гидрохимический метод поисков месторождений бора. М.: Недра, 1964. 210 с.
115. *Крайнов С.Р.* Геохимия редких элементов в подземных водах (в связи с геохимическими поисками месторождений). М.: Недра, 1973. 295 с.
116. *Крайнов С.Р., Капранов С.Д.* Применение гидрохимического метода для поисков месторождений бора. — Сов. геология, 1962, № 8, с. 92—102.

117. *Крайнов С.Р., Петрова Н.Г.* Микроэлементы минеральных вод Памира. — *Геохимия*, 1962, № 4, с. 356–366.
118. *Крайнов С.Р., Петрова Н.Г., Батурина И.В.* Соляные озера Восточного Памира — концентраторы редких элементов. — *Докл. АН СССР*, 1971, т. 198, № 4, с. 940–943.
119. *Красинцева В.В.* О накоплении бора в минеральных водах в результате выделения его из осадочных пород. — В кн.: *Проблемы гидрогеологии*. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 287–296.
120. *Кулигина В.М., Другов Г.М., Яржемский Я.Я.* Данбурит и стронциохильгардит в нижнекембрийских соленосных отложениях Восточной Сибири. — *Докл. АН СССР*, 1966, т. 171, № 3, с. 710–712.
121. *Кунин Н.Я., Югансон И., Былевский Г.А.* Проблемы освоения подсолевых отложений Прикаспийской впадины. — *Сов. геология*, 1979, № 4, с. 17–27.
122. *Курман И.М.*, Тихоокеанский и Широ́тный борные пояса. — В кн.: *Тр. Комиссии по закономерностям распределения полезных ископаемых*. М.: Изд-во АН СССР, 1958, т. 1, с. 84–88.
123. *Лавров Н.П., Чернышов И.В.* Временная связь урановых месторождений с континентальным вулканизмом. — В кн.: *Геохронология и проблемы рудообразования*. М.: Наука, 1977, с. 5–18.
124. *Ландергерен С.* О распределении бора в морских глинистых отложениях. — В кн.: *Рельеф и геология дна океанов*. М.: Прогресс, 1964, с. 16–18.
125. *Лашин Б.Н., Сухоруков Ф.В., Шербов Б.Л.* Бор в некоторых породах областей молодого и современного вулканизма. — *Геология и геофизика*, 1973, № 8, с. 116–119.
126. *Лебедев В.И.* Основы энергетического анализа геохимических процессов. Л.: Изд-во ЛГУ, 1957. 342 с.
127. *Лебедева Л.И.* О высоких концентрациях редких щелочных металлов в перлитах Начикинского месторождения (Камчатка). — *Геохимия*, 1976, № 11, с. 1750–1753.
128. *Леонова Л.Л.* К вопросу об источнике бора в термальных водах Горячего пляжа (о.Кунашир). — *Геохимия*, 1969, № 10, с. 1278–1280.
129. *Леонова Л.Л.* Геохимическая характеристика основных и кислых вулканитов Узонско-Гейзерной депрессии. — В кн.: *Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование*. М.: Недра, 1974, с. 51–60.
130. *Леонова Л.Л.* Геохимия четвертичных и современных вулканических пород Курильских островов и Камчатки. — *Геохимия*, 1979, № 2, с. 179–197.
131. *Леонова Л.Л., Огородов Н.В.* Геохимия четвертичных базальтов Среднего хребта Камчатки. — *Геология и геофизика*, 1975, № 12, с. 102–108.
132. *Ленешков И.Н.* О борности соляных отложений Южного бассейна пермского моря и соляных отложений Прикаспийской низменности. — *Докл. АН СССР*, 1939, т. 22, № 9, с. 591–593.
133. *Ленешков И.Н.* Физико-химическое исследование природных солей Цайдама. — *Журн. неорган. химии*, 1959, 4, вып. 10, с. 2414–2415.
134. *Лисицын А.Е.* О некоторых геохимических особенностях бора в процессе образования известковых скарнов на Урале. — В кн.: *Минеральное сырье*. М.: Госгеотехиздат, 1963, вып. 7, с. 139–146.
135. *Лобанова В.В.* Сульфоборит в соляных породах Прикаспийской низменности и Южного Приуралья. — *Докл. АН СССР*, 1958, т. 122, № 5, с. 905–908.
136. *Лобанова В.В.* Петрографическая характеристика соляной толщи поднятия Западный Азгир. — *Тр. ВНИИ Галургии*, 1960, вып. 40, с. 116.
137. *Лобанова В.В., Аврова Н.П.* Новый минерал метаборит — природная метаборная кислота. — *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1964, вып. 93, № 13, с. 329–334.
138. *Ломаев А.В.* Прочее химическое сырье. — В кн.: *Геология СССР*. М.: Недра, 1973, т. 12, с. 522–538.
139. *Ломова О.С.* Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики и генетическая связь их с щелочным вулканизмом. — *Литология и полез. ископаемые*, 1975, № 4, с. 10–27.
140. *Ломоносов И.С.* Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск: Наука, 1964. 166 с.
141. *Лори А.* Живой океан. Л.: Гидрометеоиздат, 1976. 120 с.

142. *Лукашев В.К., Дербинский И.А.* Прикладное и экспериментальное изучение геохимии бора как индикатора палеосолёности. — В кн.: Экспериментальные исследования форм и процессов гипергенной миграции элементов. Минск: Наука и техника, 1977, с. 78–102.
143. *Ляхович В.В.* Распределение редких элементов между порфиристыми вкрапленниками и стекловатой основной массой витроандезита. — Геохимия, 1972, № 10, с. 1168–1176.
144. *Мархинин Е.К., Божкова Л.И.* Зависимость химического состава термальных вод от сейсмической активности. — Бюл. Вулканол. ст., 1976, № 52, с. 37–41.
145. *Мархинин Е.К., Стратула Д.С.* Некоторые петрографические, геохимические и геофизические аспекты связи вулканизма с глубинами Земли. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 11–15.
146. *Махон У.А.Дж.* Химические исследования пара и воды, выделяющихся из скважин и горячих источников Кавергау. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 128–141.
147. *Мельницкий В.В.* Об экзогенном данбурите. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1966, 95, № 1, с. 94–98.
148. *Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976. 280 с.
149. *Косовская А.Г., Гуцина Е.Б., Дриц В.А.* и др. Минералогия и геохимия мезо-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 "Гломар Челленджера". — Литология и полез. ископаемые, 1975, № 6, с. 12–35.
150. *Миропольский Л.М.* Топогеохимическое исследование пермских отложений в Татарии. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 264 с.
151. *Михайлов А.С., Смилкстын А.О.* Древние фосфориты Сибири и роль вулканогенных процессов в их образовании. — В кн.: Вулканизм и рудообразование. Новосибирск, 1969, с. 130–145. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 9).
152. *Морачевский Ю.В., Тихомирова М.М.* Бороносность соляной толщи. — Тр. ВНИИГалургии, 1939, вып. 17, с. 28–32.
153. *Моссаковский А.А.* Орогенные структуры и вулканизм палеозойской Евразии. — Тр. ГИН АН СССР, 1975, вып. 268.
154. *Мун А.И.* О некоторых геохимических показателях условий осадконакопления в водоемах прошлого. — В кн.: Исследования по теории и прикладной химии моря. М.: Наука, 1972, с. 3–10.
155. *Мун А.И., Жаймина Р.Е., Филиппова З.О.* К вопросу о формах нахождения борат-ионов в водных растворах. — Изв. АН КазССР, Сер. хим., 1971, № 5, с. 67–71.
156. *Мун А.И., Родионова М.А., Луконина З.Н.* Влияние кислотности раствора на соосаждение борат-ионов с гидроокисями металлов. — Тр. Ин-та хим. наук КазССР, 1973, № 36, с. 70–75.
157. *Муравьев В.И.* Новообразования аналита в граувакках Актюбинской области. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 11, с. 111–117.
158. *Мураками Т., Исихара И.* Адсорбция бора гидратами окиси железа. — Bull. Soc. Salt. Sci., Japan, 1963, vol. 16, N 6, p. 16.
159. *Муратов М.В., Яншин А.Л.* Особенности строения срединных массивов различного возраста и межкостровных массивов дна океанов. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 5–12.
160. *Набоко С.И.* Особенности гидротермальных процессов в областях активного вулканизма. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 249–256.
161. *Набоко С.И.* Современные гидротермальные процессы и их связь с тектоно-магматической активностью. — В кн.: Геодинамика, магмообразование и вулканизм. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 155–167.
162. *Некрасов И.Я., Зиборова Т.А.* Об изоморфизме и систематике боросиликатов. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии, М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 131–145.
163. *Николаев А.В., Рябинин А.И.* К вопросу о выделении бора из морской воды. — Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1, с. 149–151.
164. *Николаева Н.В., Симонова В.И., Сенин Ю.М.* Распределение бора в современных аутигенных силикатах. — В кн.: Глауконит в современных, нижнепалеозойских и докембрийских

- ких отложениях. М.: Недра, 1971, с. 112–123.
165. *Бочаров В.М., Халтурина И.И., Аврора Н.П., Шиповалов Ю.В.* Новый минерал сатимолит – водный хлорсодержащий борат алюминия и щелочей. – В кн.: Сб. Минерал. музея АН СССР. М., 1969, вып. 19, с. 121–125.
166. *Оборин А.А., Залкинд Л.Э.* К геохимии бора в гипергенных процессах. – *Геохимия*, 1964, № 2, с. 148–162.
167. *Озол А.А.* Исследование поглощения из растворов глинистыми коллоидами тяжелых металлов методом электрического парамагнитного резонанса. – В кн.: Физические методы исследования осадочных пород и минералов. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 178–183.
168. *Озол А.А.* К вопросу о геохимических признаках бериллиенности интрузий. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 1967, с. 54–58.
169. *Озол А.А.* Особенности геохимии гипергенного бора и вопросы формирования его месторождений галогенно-осадочного типа. – *Литология и полез. ископаемые*, 1967, № 5, с. 143–155.
170. *Озол А.А.* Особенности геохимии бора и условия его локализации в галогенных отложениях. – В кн.: Материалы науч. сес. Казань: Казан. геол. ин-т, 1969, вып. 24, с. 70–74.
171. *Озол А.А.* Роль терригенного материала в миграции и концентрации бора. – В кн.: Проблемы прогноза и разведки месторождений горнохимического сырья СССР. М.: Недра, 1971, с. 228–235.
172. *Озол А.А.* Некоторые закономерности распределения малых элементов в кунгурских галогенных отложениях Урало-Поволжья. – В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Оренбургской области. Челябинск: Юж.-Урал. кн. изд-во, 1972, вып. 3, с. 222–235.
173. *Озол А.А.* Условия образования и накопления боратов в кунгурских галогенных отложениях Урало-Поволжья. – Там же, с. 214–221.
174. *Озол А.А.* Геохимические критерии бораносности соляных толщ. – В кн. Вопросы геологии нерудного минерального сырья. Казань: Казан. геол. ин-т, 1973, вып. 35, с. 47–55.
175. *Озол А.А.* О некоторых особенностях бораносности соляных толщ. – В кн.: Нерудные ископаемые. Казань, 1974, с. 40–44. (Тр. ВНИИГеолнефуд; Вып. 34).
176. *Озол А.А.* Определение состава пород на водосборных площадях соленых бассейнов. – В кн.: Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горнохимического сырья. М.: Недра, 1974, с. 24–26.
177. *Озол А.А.* Геохимия бора в травертинах Памира. – Докл. АН СССР, 1974, т. 217, № 4, с. 926–928.
178. *Озол А.А.* Некоторые особенности геохимии кунгурских галогенных отложений в связи с их бораносностью. – В кн.: Условия формирования и закономерности размещения месторождений нерудного минерального сырья Европейской части СССР. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1976, с. 140–143.
179. *Озол А.А.* Влияние состава глинистого материала на размещение боратов в кунгурских галогенных отложениях. – Там же, с. 144–147.
180. *Озол А.А.* Основные особенности геохимии бора и условия формирования его месторождений вулканогенно-осадочного типа. – *Литология и полез. ископаемые*, 1976, № 3, с. 60–74.
181. *Озол А.А.* Влияние геодинамической обстановки на рудогенез бора. – В кн.: Тез. Всесоюз. совещ. "Геодинамика и полезные ископаемые" М.: ГКНТ СМ СССР, 1976, с. 155–156.
182. *Озол А.А.* Тектоника плит и процессы вулканогенно-осадочного образования бора. – Изв. АН СССР, Сер. геол., 1977, № 8, с. 68–75.
183. *Озол А.А.* Роль изоморфного и сорбционного рассеяния в процессах рудообразования бора. – В кн.: Тр. IV Всесоюз. симпоз. по изоморфизму. Казань: Изд-во Казан. ун-та, 1978, с. 20–26.
184. *Озол А.А.* Физико-химические аспекты экзогенного минерало- и рудообразования бора. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1979, ч. 108, вып. 3, с. 274–286.
185. *Озол А.А., Бурков Ю.К.* Линейные

- парагенезисы бора как индикаторы его поведения в галогенном процессе. — В кн.: I Междунар. геохим. конгр.: (Тез. докл.). М.: Наука, 1971, т. 2, с. 853—854.
186. *Озол А.А., Власов В.В., Волкова С.А.* К методике выделения глинистых минералов из соляных толщ. — Литология и полез. ископаемые, 1971, № 3, с. 144—146.
187. *Озол А.А., Кац Я.Г., Лисицын А.Е.* Закономерности размещения месторождений боратов вулканогенно-осадочного типа. — Сов. геология, 1976, № 1, с. 60—75.
188. *Озол А.А., Ковязин А.Н.* Вулканогенно-осадочные бораты на Памире. — Там же, 1975, № 12, с. 142.
189. *Малинко С.В., Лисицын А.Е., Берман И.Б.* и др. О минералах-концентраторах бора в гранитоидах по данным (n, a)-радиографии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 5, с. 96—104.
190. *Озол А.А., Ковязин А.Н., Варфоломеева Е.К.* и др. О находке троны в травертинах Памира. — В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, с. 228—231.
191. *Озол А.А., Ковязин А.Н., Варфоломеева Е.К.* и др. О находке чилийской селитры на Памире. — В кн.: Новые виды неметаллических полезных ископаемых. М.: Наука, 1975, с. 232—233.
192. *Зульфугарлы Д.И., Мартиросян Р.А., Зейналов М.Д., Зульфугарлы Н.Д.* О распределении бора в термальных источниках Нахичеванской АССР. — Учен. зап. Азерб. ун-та, Сер. хим. наук, 1971, № 4, с. 73—76.
193. *Березина И.Г., Друшиц А.В., Карпова М.И.* и др. О распределении бора и урана в конкреционных фосфоритах Актюбинского бассейна. — Докл. АН СССР, 1978, т. 242, № 1, с. 192—194.
194. *Орлова Е.В.* Особенности геологической обстановки вулканогенно-осадочных месторождений бора на примере бороносных провинций Северной и Южной Америки. М.: ОНТИ ВИЭМС, 1961. 30 с.
195. *Орлова Е.В.* Некоторые закономерности размещения и типы борных месторождений в альпийской складчатой области Западной Азии. — В кн.: Минеральное сырье. М.: Госгеолтехиздат, 1963, вып. 8, с. 23—33.
196. *Осинский А.В.* О находке люнебургита на Керченском полуострове. — Тр. ВНИИ Галургии, 1960, вып. 40, с. 322—329.
197. *Ивасаки И., Камада М., Ониси Т., Сакамото Х.* О существовании тетрафтор-боратных ионов в природных водах. — J. Chem. Japan, Pure Chem. Sec., 1968, vol. 89, N 3, A 18, p. 324—325.
198. *Отрощенко В.Д., Габелко А.Б., Утехин Г.М.* Геохимия бора в гипербазитах и базитах Тянь-Шаня. — В кн.: Геология, петрология эндогенных месторождений Средней Азии. М.: Недра, 1972, с. 87—91.
199. *Пакхэм Дж., Фалви Д.* Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 288—314.
200. *Озол А.А., Власов В.В., Ковязин А.Н.* и др. Пальгорскитосодержащие туфогенные глины Закавказья. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 2, с. 63—73.
201. *Коршунов Н.А., Власов В.В., Ковязин А.Н., Озол А.А.* Первая находка давсонита в Закавказье. — Сов. геология, 1978, № 2, с. 137—142.
202. *Билонижка П.М., Вынар О.Н., Мельникова В.С., Вовк П.К.* Первая находка чемберсита в СССР. — Докл. АН СССР, 1970, т. 191, № 5, с. 1127—1129.
203. *Перельман А.И.* Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). М.: Недра, 1968. 332 с.
204. *Пилипенко Г.Ф.* Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии. — В кн.: Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. М.: Недра, 1974, с. 83—110.
205. *Попов В.О., Осичкина Р.Г.* Глинистые минералы—индикаторы условий формирования соляных толщ. — В кн.: Химия и технология минеральных удобрений. Ташкент: Фан, 1971, с. 155—176.
206. *Ратеев М.А.* Закономерности размещения и генезис глинистых минералов в современных и древних морских бассейнах. М.: Наука, 1964, 288 с. (Труды/Геол. ин-т: Вып. 112).
207. *Кологов Б.А., Чмырев В.М., Поляков В.А.* и др. Редкие элементы в углекислых водах Среднего Афганистана. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 6, с. 1486—1489.
208. *Родионова М.А., Косенко Г.П.* Со-

- осаждение борат-ионов с гидроокисями аморфных металлов. — В кн.: Материалы 2-й науч. конф. молодых ученых АН КазССР. Алма-Ата, 1970, с. 246–247.
209. *Ронов А.Б., Ермишкина А.И.* Распределение марганца в осадочных породах. — *Геохимия*, 1959, № 3, с. 3–18.
210. *Руманова И.М., Йорыш З.И., Белов Н.В.* Кристаллическая структура триклинного хильгардита  $\text{Ca}_2[\text{V}_5\text{O}_9]\text{Cl} \cdot \text{H}_2\text{O} - \text{Ca}_2[\text{V}_3\text{V}_2\text{O}_9] \times \text{Cl} \cdot \text{H}_2\text{O}$ . — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 91–94.
211. *Руманова И.М., Куркутова Е.Н.* Определение кристаллической структуры индерборита  $\text{CaMg}[\text{V}_3\text{O}_3(\text{OH})_3]_2 \times 6\text{H}_2\text{O}$  методом частичных синтезов взвешанных проекций Фурье. — В кн.: Проблемы кристаллологии. М.: Изд-во МГУ, 1971, с. 102–115.
212. *Рысс И.Г.* Кинетика и механизм реакций нуклеофильного замещения в растворенных координационных соединениях некоторых неметаллических элементов. — Изв. СО АН СССР. Сер. хим., 1968, № 7, вып. 3, с. 87–102.
213. *Свидзинский С.А.* Находки акцессорных боратов в разрезе Эльтонской структуры. — В кн.: Формационный метод в прогнозе и изучении месторождений горнохимического сырья. М.: Недра, 1974, с. 34–36.
214. *Святочевская М.М.* Бороносность отложений ангарской свиты Илгинской впадины Иркутского амфитеатра. — Тр. Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, 1970, вып. 116, с. 111–114.
215. *Семов В.Н.* Срединные массивы юга СССР (геолого-геофизическая характеристика). — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 160–174.
216. *Сердюк Я.Я.* Типы минеральных вод Памира и их территориальное размещение. — В кн.: Подземные воды Таджикистана и вопросы мелiorации. Душанбе: Дониш, 1967, с. 259–271.
217. *Се Сянь-дэ, Чжен Мян-мин.* Изучение кристаллов курнаковита. — *Scientia Sinica*, 1963, vol. 12, N 4, p. 575–585.
218. *Сидоров С.С.* Термальные воды Курильских островов. — В кн.: Современный вулканизм. М.: Наука, 1966, с. 211–217.
219. *Силлен Л.Г.* О полианионах в растворах. — *Вестн. ЛГУ*, 1964, № 4, с. 82–94.
220. *Слепнев Ю.С., Солодов Н.А., Бойко Т.Ф.* Литий. — В кн.: Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов. М.: Наука, 1964, т. 1, с. 19–50.
221. *Сливко Е.П.* Новые находки боратов в соленосной толще Предкарпатья. — В кн.: Геология и геохимия соленосных формаций Украины. Киев: Наук. думка, 1977, с. 65–71.
222. *Соколов П.Н.* Преображенскит и хильгардит из кембрийских соленосных отложений Иркутского амфитеатра. — *Геология и геофизика*, 1970, № 2, с. 137–142.
223. *Бух В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин А.Г., Шлезингер А.Е.* Срединные массивы фундамента молодых платформ Евразии и их чехлы. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 86–99.
224. *Пейве А.В., Яншин А.Л., Зонешайн Л.П.* и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты). — *Геотектоника*, 1976, № 5, с. 6–25.
225. *Старков Н.П.* Ультраосновные породы Вишерско-Сараповского пояса. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм и металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 132–136.
226. *Страхов Н.М.* Основы теории литогенеза. М.: Изд-во АН СССР. Т. 1. 1962. 212 с.; Т. 3. 550 с.
227. *Страхов Н.М.* Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 535 с.
228. *Страхов Н.М.* Предисловие. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Наука, 1968, с. 3, 4.
229. *Страхов Н.М., Борнеман-Старынкевич И.Д.* О стронции, боре и броме в породах нижнепермской галогенной толщи Башкирского Приуралья. — В кн.: Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1946, с. 262–274.
230. *Соколова Т.Н., Дриц В.А., Соколова Р.Л., Степанова К.А.* Структурно-минералогическая характеристика и условия формирования лейкофиллита из соленосных отложений ку-

- пола Индер. Литология и полез. ископаемые, 1976, № 6, с. 80–95.
231. *Тихвинский И.Н.* Стратиграфия и калиеносные горизонты кунгура Прикаспийской синеклизы. — Сов. геология, 1974, № 5, с. 44–54.
232. *Тихвинский И.Н.* Закономерности распространения калийных солей в Предура́льско-Прикаспийском бассейне. — Там же, 1976, № 2, с. 102–113.
233. *Тихвинский И.Н., Озол А.А.* Стратиграфическая и фациальная приуроченность боратов в кунгурских галогенных отложениях. — В кн.: Стратиграфия и литология палеозоя Волго-Уральской области. Казань: Казан. геол. ин-т, 1970, вып. 26, с. 186–187.
234. *Ткаченко Р.И., Зотов А.В.* Ультракислые термы вулканического происхождения как рудоносные растворы. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 86–90.
235. *Томилов Н.П., Бергер А.С., Воросина И.А.* Синтетический давсонит и его физико-химическая характеристика. — Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1971, ч. 100, № 3, с. 297–302.
236. *Трухин Ю.П., Шувалов Р.А.* Современный гидротермальный процесс в эволюции вулканизма. М.: Наука, 1979. 136 с.
237. *Уайт Д.Е.* Месторождения ртути и цветных металлов, связанные с термальными минеральными источниками. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 479–529.
238. *Уайт Д.Е., Уоринг Г.А.* Вулканические эманации. — В кн.: Геохимия современных поствулканических процессов. М.: Мир, 1965, с. 9–48.
239. *Феношина У.И., Василевская А.Е.* О форме нахождения бора в глауконитах. — Минерал. сб. Львов. ун-та, 1972, № 26, вып. 1, с. 64–72.
240. *Ферсман А.Е.* Геохимия отдельных элементов. Бор. — Избр. тр. М.: Изд-во АН СССР, 1959; т. 5, с. 57–64.
241. *Фивег М.П.* О длительности накопления соляных толщ. — Тр. ВНИИ-Галургии, 1954, вып. 24, с. 341–350.
242. *Форназери М.* Геохимические особенности некоторых вулканов Центральной и Южной Италии. — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 308–314.
243. *Форш Н.Н., Храмов А.И.* Палеомагматизм и палеоклимат на Русской платформе в карбоне и перми. — Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 1, с. 154–157.
244. *Карпова М.И., Михайлов А.С., Озол А.А.* и др. Фосфориты в озерных отложениях Закавказья. — Сов. геология, 1977, № 8, с. 124–130.
245. *Хаин В.Е., Кац Я.Г., Селицкий А.Г.* Тектоническое районирование и основные черты современной структуры альпийского пояса Ближнего и Среднего Востока. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 34, с. 3–16.
246. *Хайде Ф.* О региональном и вертикальном распределении минералов бора в соляных месторождениях цехштейна циклов Стасфурт, Лейне, Аллер в Средней и Северной Германии. — В кн.: Проблемы геохимии. М.: Изд-во АН СССР, 1965, с. 673–683.
247. *Халатян Э.С.* Микроэлементы в гидроркарбонатно-хлоридных натриевых углекислых источниках Айюцдзора. — Докл. АН АрмССР, 1966, т. 43, № 2, с. 124–128.
248. *Халтурина И.И.* О минералообразовании в галогенных породах. — В кн.: Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1968, с. 23–31.
249. *Халтурина И.И., Бочаров В.М., Аврора Н.П.* Разнообразие минеральных видов боратов и их разновидности. — В кн.: Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана: (Материалы науч. конф. КазИМС). Алма-Ата: ОНТИ КазИМС, 1973, с. 147–162.
250. *Хардер Г.* Геохимия бора. М.: Недра, 1965. 136 с.
251. *Хворова И.В.* О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М.: Наука, 1965, с. 44–54.
252. *Хендрикс Р., Фейсбик Ф., Махаффи Э.* Химический состав осадков и иловых вод из впадин Атлантис II, Дискавери и Чейн. — В кн.: Современное гидротермальное ру-

- доотложение. М.: Мир, 1974, с. 194–228.
253. Хлопин В.Г. Бор и его соединения, их свойства, применение и нахождение в пределах России и в смежных с нею областях. Пг., 1919. 86 с.
254. Храмова Г.Г. Влияние активности вулкана Эбеко на поведение бора, фтора, мышьяка, фосфора и кремнекислоты в водах озера Горячего. — Бюл. Вулканол. ст., 1976, № 52, с. 56–61.
255. Цюй И-хуа, Се Сянь-де, Цянь Цзы-цян и др. Хунчаоит — новый водный борат магния. — Acta geol. Sinica, 1964, vol. 44, N 3, p. 351–356.
256. Цыцарин Г.В. Боратные воды замбенских проток. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1958, вып. 33, № 5, с. 156.
257. Черепанов В.А. Данбуритовые диагенетические конкреции в девонской надсолевой толще на севере Сибири. — Докл. АН СССР, 1965, т. 163, № 4, с. 974–975.
258. Чоудри А.Н., Ганда В.К. Высокое содержание лития, рубидия и цезия в водах термальных источников, отложениях источников и залежах бурь в долине Пуга, Кашмир (Индия). — В кн.: I Междунар. геохим. конгр. М.: Наука, 1973, т. 2, с. 523–530.
259. Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 682 с.
260. Шатский Н.С. Избранные труды. М.: Наука, 1964. Т. 2. 720 с.
261. Шиповалов Ю.В., Аврова Н.П. Рентгеновское исследование новых боратов — альджанита и челкарита. — В кн.: Исследования в области химических и физических методов анализа минерального сырья. Алмата, 1971, с. 176–179.
262. Шувалов Р.А. Распределение борной кислоты между водой и паром при сепарации пароводяной смеси Паужетского месторождения. — В кн.: Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. Новосибирск: Наука, 1974, с. 111–113.
263. Щеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. Л.: Недра, 1971. 148 с.
264. Щеглов А.Д. Срединные массивы как особый тип металлогенических провинций. — В кн.: Тектоника срединных массивов. М.: Наука, 1976, с. 100–108.
265. Щербаков А.В. Гидрохимические исследования при поисках и разведке подземных бороносных вод. М.: Госгеолтехиздат, 1961, с. 3–127.
266. Щербаков А.В. Геохимия термальных вод. М.: Наука, 1968. 234 с.
267. Щербина В.В. Геохимические особенности бора, определяемые его положением в периодической системе и его кристаллохимией. — В кн.: Геохимия экзогенного бора. М.: Наука, 1968, с. 3–13.
268. Эдлин М.Г., Теняков В.А. Закономерности распределения бора в бокситах и их генетическое значение. — В кн.: Новые данные по геологии бокситов. М., 1975, вып. 2, с. 29–42.
269. Эллис А.Дж. Химия некоторых исследованных геотермальных систем. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 389–427.
270. Юань Цзянь-ци. Типы соленых озер в бассейне Цайдан. — Acta geol. Sinica, 1959, vol. 39, N 3, p. 318–327.
271. Юдина З.Д. Некоторые особенности поведения бора в процессе галогенеза в нижнем кембрии Иркутского амфитеатра. — Геохимия, 1974, № 11, с. 1688–1694.
272. Яржемский Я.Я. Проблема поисков борного сырья в галогенных толщах СССР. — Сов. геология, 1958, № 6, с. 3–14.
273. Яржемский Я.Я. Вопросы формирования боратов. Л.: Недра, 1968. 92 с.
274. Яржемский Я.Я. К вопросу о возможности отложения боратов из эвтонической рапы. — Сов. геология, 1968, № 2, с. 15–24.
275. Alva S.L. Estado actual y posibilidades de la explotacion de las borateras de Chilicolpa (Tacna). — Bull. Soc. Guim., Peru, 1954, vol. 20, N 3, p. 129–136.
276. Anderson J.L., Euring E.M., Whittaker M.P. Temperature jump rate studies of polyborate formation in aqueous boric acid. — J. Phys. Chem., 1964, vol. 68, N 5, p. 1128–1132.
277. Appleman D.E., Clark J.R. Pentaborate polyanion in the crystal structure of ulexite,  $\text{NaCa}[\text{B}_5\text{O}_6(\text{OH})_6] \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ . — Science, 1964, vol. 145, N 3638, p. 1295–1296.
278. Aristarain L.F., Hurlbut C.S., jun.

- Ameghinite  $\text{Na}_2\text{O} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ , a new borate from Argentina. — Amer. Miner., 1967a, vol. 52, N 7/8, p. 935–945.
279. *Aristarain L.F., Hurlbut C.S., jun.* Macallisterite,  $2\text{MgO} \cdot 6\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ , from Salta, Argentina. — Amer. Miner., 1967b, vol. 52, N 11/12, p. 1776–1784.
280. *Aristarain L.F., Hurlbut C.S., jun.* Boron minerals and deposits. — Miner. Res., 1972, vol. 3, N 4, p. 165–172; N 5, p. 213–220.
281. *Ataman G., Baysal O.* Clay mineralogy of Turkish borate deposits. — Chem. Geol., 1978, N 2, p. 233–247.
282. *Ataman G., Buket E., Capan U.* The North Anatolian Fault Zone: new interpretation as a paleo-Benioff zone. — Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk., 1975, N 84, p. 97–102.
283. *Baas Becking L.J., Haldane A.D., Jzard D.* Perchlorate, an impurtenant of sea water. — Nature, 1958, vol. 182, N 4636, p. 645–647.
284. *Barres M.* Contribution à l'étude de l'isopolycondensation des borates alcalins par électrométrie et partages. — Res. Chim. Miner., 1967, vol. 4, N 4, p. 803–838.
285. *Baysal O.* New hydrous magnesium-borate minerals in Turkey: kurnakovite, inderite, inderborite. — Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk., 1973, N 80, p. 93–103.
286. *Bellon H., Letouzey J.* Volcanism related to plate-tectonic in the Western and Eastern Mediterranean. — In: Symp. Intern. Hist. Struct. Bassins Méditerr., Split, 1976. P., 1977, p. 165–183.
287. *Bencini A., Duchi V., Martini M.* Geochemistry of thermal springs of Tuscany (Italy). — Chem. Geol., 1977, vol. 19, N 3, p. 229–252.
288. *Benker G., Paris G., Pouille A.* Le bore et ses composés. — Ann. Mines, 1968, act., p. 49–64.
289. *Berdesinski W., Meixner H.* Ein neues vorkommen von Tunnelit  $\text{SrO} \cdot 3\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$  und Anatolien, sowie Versuche zu Tunnelit und Ulexit — synthesen. — Neues Jb. Miner. Abhandl., 1965, Bd. 104, N 1, S. 93–112.
290. *Bialek F., Machalica A., Patubicki R.* Geologiczno-technologiczna ocena niektórych obszarów złożonych magnezytów w Turcji. — Pr. geol., 1974, vol. 22, N 4, s. 159–163.
291. *Blue T.A., Treskon D.G.* Borates: an expansion of production essential. — Ind. Miner. (Gr. Brit.), 1970, vol. 29, N 34, p. 31, 34–35.
292. Bolivia. Borate deposits. — Miner. Trade Notes, 1978, N 9, p. 26.
293. Borax and byproducts from Pugga Valley Saline Deposits/K.P.Patel, M.P.Oza, K.M.Rao, K.Seshadri. — Salt. Res. and Ind., 1967, vol. 4, N 3, p. 81–82.
294. *Borchert H.* Secondary replacement processes in salt and potash deposits of oceanic origin. — In: Geol. Saline Deposits: Proc. Hanover Symp., 1968, P., 1972, p. 61–67. Discuss., p. 67–68.
295. Boron. — Mining Annu. Rev., 1967, p. 81.
296. Boron. — Mining Annu. Rev., 1974, June, p. 108–109.
297. *Boström K., Peterson M.* The origin of aluminium — poor ferromanganous sediments in areas of high heat flow of the East Pacific rise. — Mar. Geol., 1969, vol. 7, N 5, p. 1839–1841.
298. *Boussaroque Jean-Luc, Maury K.* Etude de l'association dawsonite-analcite. — C. r. Acad. sci. D, 1972, vol. 275, N 1, p. 1839–1841.
299. *Bradley W.H.* Geology of Green River formation and associated Eocene rocks in Southwestern Wyoming and adjacent parts of Colorado of Utah. — US Geol. Surv. Prof. Pap., 1964, vol. 496-A. 86 p.
300. *Bradley W.H., Eugster H.P.* Geochemistry and palolimnology of the Trona Deposits and associated authigenic minerals of the Green River formation of Wyoming. — US Geol. Surv. Prof. Pap., 1969, vol. 496-B, p. 71–75.
301. *Braitsh O.* 1. Tc-strontiohilgardit  $(\text{Ca}, \text{Sr})_2 \cdot [\text{B}_5\text{O}_8(\text{OH})_2]\text{Cl}$  und seine Stellung in der Hilgardit gruppe  $\text{X}_2 \cdot [\text{B}_5\text{O}_8(\text{OH})_2]\text{Cl}$ . — Beitr. Miner. und Petrogr., 1959a, Bd. 6, N 4, S. 233–247.
302. *Braitsh O.* Über Strontioinorit, eine neue Ginorit-Varietät aus dem Zechstein-Salz. — Ibid., 1959<sub>2</sub>, Bd. 6, N 6, S. 367–370.
303. *Braitsh O.* Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. B.: Spring-Verl., 1962. 232 S.
304. *Braitschite*, a new hydrous calcium rareearth borate mineral from the Paradox basin, Grand County, Utah/O. Raup, A.G.Gude, E.G.Dwornik, F.Cuttitla, H.G.Rose. — Amer. Miner., 1968, vol. 53, N 7/8, p. 1081–1095.

305. *Brewer R.J., Riley J.P., Coluin F.* The chemical composition of the hot salty Water from the Red Sea. — *Deep-Sea Res.*, 1965, vol. 12, N 4, p. 497–503.
306. *Brockamp O.* Borfixierung in authigenen und ditritischen Tonen. — *Geoch. et cosmoch. acta*, 1973, vol. 37, N 5, p. 1339–1351.
307. *Brown G.E., Clark J.R.* The atomic arrangement of hydrochlorborite,  $\text{Ca}_2[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_4 \cdot \text{OB}(\text{OH})_3] \cdot \text{Cl} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ . — In: *Americal Crystallographic Association: Winter meet., Program and Abstr.* 1977, N 5, p. 40.
308. *Brown G.E., Clark J.R.* Crystal structure of hydrochlorborite  $\text{Ca}_2[\text{B}_3\text{O}_3(\text{OH})_4 \times \text{OB}(\text{OH})_3] \cdot \text{Cl} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ , a seasonal evaporite mineral. — *Amer. Miner.*, 1978, vol. 63, p. 814–823.
309. *Burchfiel B.C., Davis G.A.* Compression and crystal shortening in Andean — type orogenesis. — *Nature*, 1976, N 5553, p. 260.
310. *Cannillo E., Dal Negro A., Ungaretti L.* The crystal structure of ezcurrite. — *Amer. Miner.*, 1973, vol. 58, N 1/2, p. 110–115.
311. *Chesterman G.W.* Volcanism in California. — *Calif. Geol.*, 1971, vol. 24, N 8, p. 139–141.
312. *Christ C.L.* Some contributions of crystal chemistry to geochemistry. — *J. Geol. Educ.*, 1972, vol. 20, N 5, p. 235–245.
313. *Christ C.L., Garrels R.M.* Relations among sodium borate hydrates at the Kramer deposit, Boron, California. — *Amer. Geol. Sci.*, 1959, vol. 257, N 7, p. 516–528.
314. *Christ C.L., Truesdel A.H., Erd R.C.* Borate mineral assemblages in the system  $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{B}_2\text{O}_3-\text{H}_2\text{O}$ . — *Geoch. et cosmoch. acta*, 1967, vol. 31, N 3, p. 314–337.
315. *Christiansen R.L., Lipman R.W.* Late Cenozoic. — *Philos. Trans. Roy. Soc.*, 1972, vol. 271-A, N 1213, p. 249–284.
316. *Cipriani C.* Hoeferite e nasinite: due nuovi borati fra i prodotti di Larderella. Parte II. — *Atti Accad. naz. Lincei Rend. Cl. Sci. fis., mat. e natur.*, 1961, vol. 30, N 2, p. 235–245.
317. *Clark J.R., Christ C.L.* Veatchite: crystal structure and correlations with p-veatchite. — *Amer. Miner.*, 1971, vol. 56, N 11/12, p. 1934–1954.
318. *Coradossi N., Campagni F.* La distribuzione del boro in alcune rocce di tipo basaltico. — *Atti. Soc. Tosc. sci. natur. mem.*, 1975, vol. A-82, p. 144–169.
319. *Couch E.L., Grim R.E.* Boron Fixation by illites. — *Clays and Clay Miner.*, 1968, vol. 16, N 3, p. 249–256.
320. *Countryman R.* Hydroboracite from the Amargosa Desert, Eastern California. — *Miner. Res.*, 1977, vol. 8, N 6, p. 503–504.
321. *Dal Negro A., Martin Pozas J.M.* The crystal structure of amerghinite. — *Amer. Miner.*, 1975, vol. 60, N 9/10, p. 879–883.
322. *Dal Negro A., Sabelli C., Ungaretti L.* The crystal structure of macallisterite,  $\text{Mg}_2[\text{B}_6\text{O}_7(\text{OH})_6]_2 \cdot 9\text{H}_2\text{O}$ . — *Atti. Accad. Naz. Lincei. Rewd. Cl. Sci. fis., mat. e natur.*, 1969, (1970), vol. 47, N 5, p. 353–364.
323. *Dal Negro A., Ungaretti L., Sabelli C.* The crystal structure of aksaite. — *Amer. Miner.*, 1971, vol. 56, N 9/10, p. 1553–1566.
324. *Dal Negro A., Ungaretti L., Sabelli C.* The crystal structure of rivadavite. — *Naturwissenschaften*, 1973, vol. 60, N 7, p. 350.
325. De la Danburite dans les evaporites du Trias supérieur aux Prebalkan Oriental/ A.Vapsarova, L.Punev, C.Chemberski, L.Douchkova. — *Докл. Болг. АН*, 1976, vol. 29, N 6, p. 861–864.
326. *Demircioglu A.* Boron minerals of Turkey: hydroboracite. — *Bull. Miner. Res. and Explor. Inst. Turk.*, 1973, N 80, p. 104–117.
327. *De Voto R.N., Stevens D.N., Bloom D.N.* Dawsonite and gibbsite in the Green River formation. — *Miner. Mag.*, 1970, vol. 60, N 5, p. 17–21.
328. *Dewey J., Pitman W., Ryan W.* Plate tectonics and the evolution of the Alpine System. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 10, p. 3137–3180.
329. *Dibblee T.W., jun.* Areal geology of the western Mojave Desert, California. — *US Geol. Surv. Prof. Paper*, 1967, vol. 11, N 522, p. 153.
330. *Dowty E., Clark J.R.* Crystal structure refinement for orthorhombic boracite,  $\text{Mg}_3\text{ClB}_3\text{O}_{13}$ , and a trigonal iron-rich analogue. — *Ztschr. Kristallogr.*, 1973, N 138, p. 64–99.
331. *Droses G.* Clay minerals in the playa sediments of the Mojave Desert, California. — *Spec. Rep. Calif. Div. Mines*, 1961, N 69, p. 21.
332. *Eagar R.M.C.* Boron content in relation

- to organic carbon in certain sediments of the British Coal Measures. — *Nature*, 1962, vol. 196, N 4853, p. 428–431.
333. *Echle W.* Zur Mineralogie und Petrogenese jungtertiärer tuffitischer Sedimente im Neogen-Becken nördlich Mihalıcık (Westanatolia, Turkey). — *Neues Jb. Miner. Abh.*, 1974, Bd. 121, H. 1, S. 43–84.
334. Ein stratiformes Fluoritvorkommen im Zechsteindolomit bei Eschwege und Sontra in Hessen/ H.Ziehr, K.Matzke, G.Ott, V.Vouttsidis. — *Geol. Rdsch.*, 1980, Bd. 69, N 2, S. 325–348.
335. *Ellis A.J., Sewel J.R.* Boron in waters and rocks of New Zealand hydrothermal areas. — *N.Z.Journal Sci.*, 1963, N 4, p. 589–606.
336. *Erd R., McAllister J.F., Vlisidis A.C.* Nobleite, another new hydrous calcium borate from the Death Valley region, California. — *Amer. Miner.*, 1961, vol. 46, N 5/6, p. 560–571.
337. *Erd R., McAllister J.F., Eberlein G.D.* New data on hungchaoite, the second world occurrence, Death Valley region, California. — *Ibid.*, 1979, N 64, p. 369–375.
338. *Erd R., McAllister J.F., Vlisidis A.C.* Wardsmithite,  $5\text{CaO} \cdot \text{MgO} \cdot 12\text{B}_2\text{O}_3 \times 30\text{H}_2\text{O}$ , a new borate mineral from the Death Valley region, California. — *Ibid.*, 1970, vol. 55, N 3/4, p. 349–357.
339. *Erd R.G., Morgan V., Clark I.* Tunellite, a new hydrous strontium borate from the Kramer borate district, California. — *US Geol. Surv. Res.*, 1961, p. 255.
340. *Erickson G.E.* Rhyolite tuff, a source of the salts of Northern Chile. — *Geol. Surv. Res.*, 1961, Short papers in the geologic and hydrologic sciences, art. 230, p. 224–225.
341. *Erickson G.E.* Geology of Chilean nitrate deposits. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1965, N 82, p. 30–36.
342. *Erickson G.E., Mrose M.E., Marinenko J.W.* Mineralogical studies of the nitrate deposits of Chile. IV. Brügggenite,  $\text{Ca}(\text{JO}_3)_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ , a new saline mineral. — *US Geol. Surv. Res.*, 1974, vol. 2, N 4, p. 271–278.
343. *Erickson G.E., Vine J.D., Ballon R.A.* Chemical composition and distribution of lithium-rich brines in salar de Uyuni and nearby salar in Southwestern Bolivia. — *Energy*, 1978, vol. 3, N 3, p. 355–363.
344. *Ernst W., Kreici-Graf K., Werner H.* Parallelisierung von Leithorizonten im Ruhrkarbon mit Hilfe der Bor-Gehaltes. — *Geoch. and cosmoch. acta*, 1958, vol. 14, N 3, p. 211–223.
345. *Ernst W., Werner H.* Die Bestimmung der Salinitätsfats mit Hilfe der Bor-Methode. — *Glückauf*, 1960, Bd. 96, N 17, S. 1064–1070.
346. *Eugster H.P.* Chemistry and origin of the brines of lake Magadi, Kenya. — *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1970, N 3, p. 215–235.
347. *Evaporites and brines/ G.J.Smith, C.L.Gones, W.C.Gulbertson, G.E.Erickson, J.R.Dyni.* — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1973, N 820, p. 197–216.
348. *Everest D.A., Popiel W.I.* Ion-exchange studies of solutions of borates. — *J. Chem. Soc.*, 1956, Aug., p. 3183–3189.
349. *Fleet M.E.L.* Preliminary investigations into the sorption of boron by clay minerals. — *Clay Miner.*, 1965, vol. 6, N 1/3, p. 3–16.
350. *Franz E.D., Ponce J.V., Wetzenstein W.* Geochemie and Petrographic der Magnesitlagerstätten des Alto Chapare (Bolivien). — *Radex-Rdsch.*, 1979, N 4, S. 1105–1119.
351. *Frederickson A.F.* Partition coefficients — new tool for studying geological problems. — *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1962, vol. 46, N 4, p. 518–528.
352. *Frederickson A.F., Reynolds R.C.* How measuring paleosalinity aids exploration. — *Oil and Gas J.*, 1960, vol. 58, N 5, p. 157–158.
353. *Gale H.S.* Geology of the Kramer Borate district, Kern County, California. — *Calif. J. Mines and Geol.*, 1946, N 42, p. 325–378.
354. *Garrison L.E.* Geothermal steam in the geysers. Clear Lake region, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1972, vol. 83, N 5, p. 1449–1469.
355. *Gates G.R.* Clay mineral composition of borate deposits and associated strata at Boron, California. — *Science*, 1959, vol. 130, N 3367, p. 102.
356. *Ghose S., Wan C.* Aristarainite,  $\text{Na}_2\text{Mg}[\text{B}_6\text{O}_8(\text{OH})_4]_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$ : a sheet structure with chains of hexaborate polyanions. — *Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs*, 1976, N 8, p. 881–882.
357. *Götzendorfer K.* Türkeireise mit den Augeneines Bergmannes gesehen. — *Aufschluss*, 1969, Bd. 20, N 9, S. 235–242.

358. *Grim R.E.* Boron fixation by illites. — *Clays and Clay Miner.*, 1968, vol. 16, N 3, p. 249–356.
359. *Gross M.G.* Concentrations of minor elements in diatomaceous sediments of stagnant fjord. — *Estuaries*, Wash., 1967, p. 273–282.
360. *Grys A.* Some observations on the hot springs of Central Chile. — *Water Resour.*, 1965, vol. 1, N 3, p. 415–428.
361. *Guppy E.M.* Boracite from baring at Aislaby, Jorkshre. — *Miner. Mag.*, 1944, N 27, p. 342–346.
362. *Ham W.E., Mankin C.G., Schleicher G.A.* Borate minerals in Permian gypsum of western Oklahoma. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, N 12, pt 2, p. 1878–1879.
363. *Harriss R.C.* Boron regulation in the ocean. — *Nature*, 1969, vol. 223, N 5203, p. 290–291.
364. *Hawkins D.B., Roy Rustum.* Distribution of trace elements between clays and zeolites formed by artificial weathering of synthetic basalts. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1960, vol. 71, N 12, pt 2, p. 1884.
365. *Heide F., Thiele A.* Zur Geochemie der Bors. — *Chem. Erde*, 1958, Bd. 19, N 4, S. 329–337.
366. *Helvacı C., Firman R.J.* Geological setting and mineralogy of Emet borate deposits, Turkey. — *Trans. Inst. Mining and Metal.*, 1976, May, vol. B 85, p. 142–152.
367. *Hingston F.J.* Reaction between boron and clays. — *Austral. J. Soil Res.*, 1964, vol. 2, N 1, p. 83–95.
368. *Hodenberg R., Kühn R.* Ein neues Mineral der Hilgarditgruppe: der Cl-Tyretskit von Boulby. — *Kali und Steinsals*, 1977, Bd. 7, N 4, S. 165–170.
369. *Holser W.T.* Bromide geochemistry of some nonmarine salt deposits in the Southern Great Basin. — *Miner. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1970, N 3, p. 307–310.
370. *Honea R.M., Beck F.R.* Chambersite a new mineral. — *Amer. Miner.*, 1962, vol. 47, N 5/6, p. 665–671.
371. *Hurlbut C.S., jun., Aristarain L.E.* Rivadavite,  $\text{Na}_2\text{MgB}_{24}\text{O}_{90} \cdot 22\text{H}_2\text{O}$ , a new borate from Argentina. — *Amer. Miner.*, 1967a, vol. 52, N 3/4, p. 326–335.
372. *Hurlbut C.S., jun., Aristarain L.F.* Ezcurrite,  $2\text{Na}_2\text{O} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$  a res-  
tudy. — *Ibid.*, 1967b, vol. 52, N 7/8, p. 1047–1059.
373. *Hurlbut C.S., Aristarain L.F., Erd R.C.* Kernite from Tincalay Salta, Argentina. — *Ibid.*, 1973, vol. 58, N 3/4, p. 308–313.
374. *Hurlbut C.S., Aristarain L.F., Erd R.C.* Hydrochlorborite from Antofagasta, Chile. — *Ibid.*, 1977, vol. 62, N 1/2, p. 147–150.
375. *Hurlbut C.S., jun., Erd R.C.* Aristarainite,  $\text{Na}_2\text{O} \cdot \text{MgO} \cdot 6\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$ , a new mineral from Salta, Argentina. — *Ibid.*, 1974, vol. 59, N 7/8, p. 647–671.
376. *Hurlbut C.S., Taylor R.E.* Hilgardite, a new mineral species, from Choctaw salt dome, Louisans. — *Ibid.*, 1937, N 22, p. 37–38.
377. *I-Hwa C., Wie-Tien H., Tzechiang C.* Trigonomagborite — a new borate mineral. — *Intern. Geol. Rev.*, 1969, vol. 11, N 5, p. 594–600.
378. *Ikeda N.* Chemical studies on the hot springs of Arima VII. Investigations on the Tenmanguno-yu spring, Arima area 5. — *J. Chem. Soc. Jap.*, 1956, N 77, p. 1079–1082.
379. *Inan K.* New borate District, Eskishehir-Kirka province, Turkey. — *Trans. Inst. Mining and Metal. B.*, 1972, vol. 81, N 789, p. 163–165.
380. *Inan K., Dunham A.C., Esson J.* Mineralogy, chemistry and origin of Kirka borate deposit, Eskishehir province, Turkey. — *Ibid.*, 1973, Aug., vol. B. 82, p. 114–123.
381. *Ingrı N.* Equilibrium studies of polyani-  
ons. 8. On the first equilibrium steps in the hydrolysis of boric acid, a comparison between equilibria in 0,1 M and 3,0 M  $\text{NaClO}_4$ . — *Acta chem. scand.*, 1962, vol. 16, N 2, p. 439–448.
382. *Ingrı N.* Equilibrium studies of polyanions. 11. Polyborates in 3,0 M  $\text{Na}(\text{Br})$ , 3,0 M  $\text{Li}(\text{Br})$  and 3,0 M  $\text{K}(\text{Br})$ , a comparison with bat a obtained in 3,0 M  $\text{Na}(\text{ClO}_4)$ . — *Ibid.*, 1963, vol. 17, N 3, p. 581–589.
383. *Iranpanah A.* Trade-elements analyses of the Ada shales and sandstones, Seminole and Pontotoc, Oklahoma. — *Okla Geol. Notes*, 1970, vol. 30, N 1, p. 5–10.
384. *Ishizuka T., Nakai N., Oana S.* Borgehalt von den Schlammern des Suigetsu-

- ko sees, Fukui-ken, Japan. — *J. Geol. Soc. Jap.*, 1969, vol. 75, N 12, p. 603–606.
385. *Isozaki A., Utsumi S.* Boron contents in condensed waters from fumaroles at Saltuma-iwojima volcano. — *Bull. Volcanol. Soc. Jap.*, 1975, vol. 20, N 3, p. 133–140.
386. *Iwasaki J.* Geochemistry. Chemical composition of volcanic rocks and contents of the minor components such as halogen elements, sulfur, boron. — In: *Crust and Upper Mantle Jap. Area. Pt 2. Kawasaki*, 1973, p. 21–25.
387. *Kashkari R.L.* Replenishment studies of borax deposits of Puga Valley, Ladakh district, Jammu and Kashmir State. — *Ind. Miner.*, 1977, vol. 31, N 1, p. 34–39.
388. *Kistler R.B.* Boron. — *Mining Eng.*, 1970, vol. 22, N 1, p. 52.
389. *Kistler R.B.* Boron. — *Ibid.*, 1973, vol. 25, N 1, p. 30.
390. *Konnert J., Clark J., Christ C.L.* Goverite,  $\text{Ca}[\text{B}_5\text{O}_8(\text{OH}) \cdot \text{B}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}]$  crystal structure and composition with related borates. — *Amer. Miner.*, 1972, vol. 57, N 3/4, p. 381–386.
391. *Krogh-Moe J.* New evidence on the boron coordination in alkali borate glasses. — *Phys. and Chem. Glas.*, 1962, vol. 3, N 1, p. 17–23.
392. *Kuehn R., Hsü K.J.* Chemistry of halite and potash salt cores, DSDP Sites 374 and 376, Leg. 42 A, Mediterranean Sea. — *Init. Repts Deep-Sea Drill. Proj.* 1978, vol. 42, pt 1, p. 613–619.
393. *Kühn R.* Geochemistry of the German potash deposits. — *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1968, N 88, p. 427–504.
394. *Kühn R.* Contribution to the knowledge of the ulexite occurrence in the gypseous Werra-anhydrite of Niolerel-lenbaxh — Fulla (Summary). — In: *Geol. Saline Deposits: Proc. Hanover Symp.*, 1968, P., 1972, p. 209–210.
395. *Lamarre A.L., Hodder R.W.* Distribution and genesis of fluorite deposits in the Western United States and their significance to metallogeny. — *Geology*, 1978, vol. 6, N 4, p. 236–238.
396. *Landergren S.* Sur la distribution du bore dans les sédiments marins argileux. — In: *Topogr. et géol. profond. océaniques. P.: SNRS*, 1959, p. 29–32.
397. *Landergren S., Carvajal M.C.* Contribution to the geochemistry of boron. The relationship between boron concentration in marine clay sediments and the salinity of the depositional environments expressed as an adsorption isotherm. — *Ark. miner. och. géol.*, 1974, vol. 5, N 1, p. 11–22.
398. *Langbein R.* Geochemische Untersuchungen an Salztonen des Zechsteins im Südhazhar-Kalirevier. — *Chem. Erde*, 1963, Bd. 23, N 1, S. 1–70.
399. *Lipman P.W., Prostka H.J., Christiansen R.L.* Cenozoic volcanism of the Western United States. 1. Early and Middle Cenozoic. — *Philos. Trans. Roy. Soc. London*, 1972, vol. 271, N 1213, p. 217–248.
400. *Livingston H.D., Thompson J.* Trace element concentrations in some modern corals. — *Limnol. and Oceanogr.*, 1971, vol. 16, N 5, p. 786–796.
401. *Lourijsen-Teyssedre M.* Contribution à l'étude des Phénomènes de condensation en chimie minérale. 9. Constitution des solutions de borates. — *Bull. Soc. chim. France*, 1955, N 8, p. 1196–1197.
402. *Madsen B.M.* Core logs of three test holes in Cenozoic lake deposits near Hector, California. — *US Geol. Surv. Bull.*, 1970, N 1296, p. 43.
403. *Mason R.A.* The ordering behaviour of reedmergerite,  $\text{NaBSi}_3\text{O}_8$ . — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1980, vol. 72, N 3, p. 329–333.
404. *Matteucci E., Mie R.* Notizie sul giacimento fluorito-baritico sedimentare di Pianciano — Castel Giuliano (Lazio). — *Bull. Assoc. Miner. Subalp.*, 1973, vol. 10, N 1/2, suppl.; *AntiGiorn. Stud. Fluor. Ital. Torino*, 1972, vol. 2, p. 53–83.
405. *McAllister G.F.* Borate minerals from weathering of late Tertiary borates in the Furnace Creek district, Death Valley, California. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1958, N 12, pt 2, p. 1965.
406. *McAllister G.F.* Sborgite in the Furnace Creek area, California. — *US Geol. Surv. Prof. Pap.*, 1961, N 424-B, p. 299–301.
407. *McKenzie D.* Plate tectonics of Mediterranean region. — *Nature*, 1970, N 226, p. 239–243.
408. *McKenzie D.* The East Anatolian Fault: a major structure in Eastern Turkey. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, N 1, p. 189–193.
409. *Mesmer R.E., Baes C.F., Smeeton F.H.* Acidity measurements et elevated temperatures. VI. Boric acid Equilibria. —

- Inorg. Chem., 1972, vol. 11, N 3, p. 537-543.
410. *Millosevich F.* Paternoite, un nuovo minerale del giacimento salifero di Monte Sambucio in territorio di Calascibetta (Sicilia). — Rend. Accad. Lincei Roma, 1920, N 29, p. 87-89.
411. *Milne J.K., Saunders M.J., Woods P.J.E.* Iron-borate from the English Zechstein. — Miner. Mag., 1977, vol. 41, N 319, p. 404-406.
412. *Milton C.* Mineralogy of the Green River Formation. — Miner. Res., 1977, vol. 8, N 5, p. 368-379.
413. *Milton C., Pabst A.* Garrelsites  $\text{NaBa}_3\text{Si}_2\text{B}_7\text{O}_{16}(\text{OH})_4$  from the Green River Formation of Utah. — US Geol. Surv. J. Res., 1974, N 2, p. 213-218.
414. *Minette G.W., Wilber D.P.* Hydroborate from the Thompson mine, Death Valley. — Miner. Res., 1973, vol. 4, N 1, p. 21-23.
415. *Momii R.K., Nachtrieb N.H.* Nuclear magnetic resonance study of borate-polyborate equilibria in aqueous solution. — Inorg. Chem., 1967, vol. 6, N 6, p. 1189-1192.
416. *Moore J., Robert.* Bottom sediment studies, Buzzards Bay, Massachusetts. — J. Sediment. Petrol., 1963, vol. 33, N 3, p. 511-538.
417. *Morton W.H.* Investigation of the brines and evaporite deposits of Lake Katwe, western Uganda. — Inst. Geol. Sci. Overseas Geol. and Miner. Resour., 1973, N 41, p. 107-118.
418. *Mueller G.* The theory of formation of North Chilean nitrate deposits through. — In: Capillary concentration: 21 Intern. Geol. Congr. Pt 1. Copenhagen, 1960, p. 76-86.
419. *Muessing S.* First known occurrence of inyoite in a playa at Laguna Salinas, Peru. — Amer. Miner., 1958, vol. 43, N 11/12, p. 1144-1147.
420. *Muessing S.* Primary borates in playa deposits: minerals of high hydration. — Econ. Geol., 1959, vol. 54, N 3, p. 495-507.
421. *Müller J., Fabricius F.* Lüneburgite  $[\text{Mg}_3(\text{PO}_4)_2 \cdot \text{B}_2\text{O}(\text{OH})_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}]$  in upper miocene sediments of the eastern mediterranean sea — Init. Repts Deep-Sea Drill. Proj., 1978, vol. 42, pt. 1, p. 661-664.
422. *Nicholls J.D.* Environmental studies in sedimentary geochemistry. — Sci. Progr. (L.), 1963, N 51, p. 12-31.
423. *Nikolova L.G., Pnev L.J.* Danburit-Konkretionen in den obertriassischen Dolomit-Anhydrit Gesteinen aus dem Gebiet von Preslav. — Докл. Болг. АН, 1976, vol. 29, N 7, p. 1019-1022.
424. *Noguchi K., Aikawa K., Imahashi M.* Химический состав вод горячих источников и речных вод долины Овакудани: вулкан Хаконе. — J. Balneol. Soc. Jap., 1972, vol. 23, N 1, p. 12-16.
425. *Olafsson Jon, Riley J.P.* Geochemical studies on the thermal brine from Reykjanes (Iceland). — Chem. Geol., 1978, vol. 21, N 3/4, p. 219-237.
426. *Ota R., Dincel A.* Volcanic rocks of Turkey. — Bull. Geol. Surv. Jap., 1975, vol. 26, N 8, p. 393-419.
427. *Pabst A.* Paragenesis der Borat Lagerstätten Kaliforniens. — Tschermarks. Miner. und Petrogr. Mitt., 1958, Bd. 6, N 4, S. 404-408.
428. *Papezik V.S., Fong C.C.K.* Howlite and ulexite from the carboniferous gypsum and anhydrite beds in western Newfoundland. — Canad. Miner., 1975, vol. 13, N 4, p. 370-376.
429. *Pemberton H.E.* The crystal habits and forms of the minerals of Searles Lake, San Bernardino County, California. — Miner. Res., 1975, vol. 6, N 2, p. 74-83.
430. *Porrenga D.H.* Influence of grinding and heating of layer silicates on boron sorption. — Geoch. et cosmoch. acta, 1967, vol. 31, N 3, p. 309-312.
431. *Prochszka K.* O występowaniu boracytu w złożu solnym Gnowroclawia. — Arch. Miner., 1957 (1959), vol. 21, N 2, p. 173-184.
432. *Puffer J.H.* The Kramer borate mineral assemblage. — Miner. Res., 1975, vol. 6, N 2, p. 84-91.
433. *Review of metals and minerals. Boron.* — Mining Annu. Rev., 1965, p. 72-73.
434. *Runge K.* Die Salzvorkommen im Salar de Atakama (Chile) und Möglichkeiten ihrer Nutzung. — Ztschr. Techn. Wiss. Univ. Dresden, 1974, vol. 23, N 3/4, p. 683-687.
435. *Schaller W.T.* Borate minerals from the Kramer district, Mojave Desert, California. — US Geol. Surv. Prof. Pap., 1930, N 158, p. 137-170.
436. *Schaller W.T., Vlissidis A.C., Mrose M.E.* Macallisterite,  $2\text{MgO} \cdot 6\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 15\text{H}_2\text{O}$ , a new hydrous magnesium borate mineral from the Death Valley region,

- Inyo County, California. — Amer. Miner., 1965, vol. 50, N 5/6, p. 629–640.
437. *Schirmer B., Benek R.* Metallogenitisch-tektonische Aspekte zum Flechtinger Vulkanitkomplex. — Jb. Geol., 1976, Bd. 7/8, S. 33–45.
438. *Scholl D.W.* Pleistocene algal pinnacles at Searles Lake, California. — J. Sediment. Petrol., 1960, vol. 30, N 30, p. 30.
439. *Sharma M.R., Krishnaswami S.P.* Origin of Sulphur and Borax in the Puga Valley, Ladakh, India. — Met. and Miner. Rev., 1976, vol. 15, N 3, p. 20–26.
440. *Smith G.L., Almond H., Sawyer D.L.* Sasselite from the Kramer Borate district, California. — Amer. Miner., 1958, vol. 43, N 11/12, p. 1068–1078.
441. *Smith G.L., Friedman G., Matsuo S.* Salt crystallization temperatures in Searles Lake, California. — Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1970, N 3, p. 257–259.
442. *Smith W.C.* Boron and borate distribution in the western United States. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1958a, vol. 69, N 12, pt 2, p. 1707.
443. *Smith W.C.* Borate deposits of the Mojave Region, California. — Miner. Mag., 1958b, vol. 48, N 7, p. 23–26.
444. *Smith W.C.* Borate in the United States. — US Geol. Surv. Miner. Inv. Res. Map., 1962, N R-14, p. 1–4.
445. *Smith W.C.* Borax and other boron compounds. — Bull. Calif. Div. Mines. and Geol., 1966, N 191, p. 104–111.
446. *Smith W.C.* Borax solution at Kramer, California. — Econ. Geol., 1968, vol. 63, N 7, p. 877–883.
447. *Souchay P., Teyssedre M.* Sur le comportement de certains acides faibles solubles. — C. r. Acad. sci., 1953, vol. 236, N 20, p. 1965–1966.
448. *Stewart F.H., Chalmers R.A., Phillips R.* Veatchite from the Permian evaporites of Yorkshire. — Miner. Mag., 1954, vol. 30, N 225, p. 1872.
449. *Stöcklin J.* Possible ancient continental margins in Iran. — In: Geol. Contin. Margins. Berlin etc., 1974, p. 873–887.
450. *Sugisaki R.* Chemical characteristics of volcanic rocks: relation to plate movements. — Lithos, 1976, vol. 9, N 1, p. 17–30.
451. *Taddeucci A.* Il boro ed il fluoro nelle regioni vulcaniche dei Colli Albani, dal Cimino e di Vico. — Period. miner., 1964, vol. 33, N 4, p. 43–148.
452. *Thompson G., Melson W.* Boron contents of serpentinites and metabasalts the oceanic crust: implications for the boron cycle in the oceans. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 8, N 1, p. 61–65.
453. *Troxel B.W.* Mineral resources and geologic features of the Trona sheet geologic map of California. — Miner. Inform. Serv. Calif. Div. Mines and Geol., 1963, vol. 16, N 11, p. 1–7.
454. *Vine J.D., Tourtelot E.B.* Geochemistry of black shale deposits a summary report. — Econ. Geol., 1970, vol. 65, N 3, p. 253–272.
455. *Walker C.T.* Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks. — J. Sediment. Petrol., 1963, vol. 33, N 3, p. 694–702.
456. *Walker C.T., Price N.B.* Departure curves for computing paleosalinity from boron in illites and shales. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1963, N 47, p. 833–842.
457. *Wan C., Ghose S.* Hungchaoite,  $Mg(H_2O)_5[B_4O_5(OH)_4] \cdot 2H_2O$ : a hydrogen-bonded molecular complex. — Amer. Miner., 1977, vol. 62, N 11/12, p. 1135–1143.
458. *Watt K.A.L.G.* The borate industry. — World Miner. and Metals, 1973, N 12, p. 5–12.
459. *Wendel A.* Boron. — Miner. Grade Notes, 1962, vol. 54, N 6, p. 6–36.
460. *Werner C.D.* Subsequenter vulkanismus im Unterharz — Geochemie und Petrologie. — Ztschr. geol. Wiss., 1978, Bd. 6, N 9, S. 1161–1171.
461. *Wetzensteine W.* Limnische Huntit — Hydromagnesit, Magnesit-Lagerstätten in Mazedonien (Nordgriechenland). — Miner. deposita, 1975, vol. 10, N 2, p. 129–140.
462. *Würzburger U.* Borate deposits in Turkey. — Isr. J. Earth Sci., 1963, vol. 12, N 2, p. 74–76.

# ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение .....	3
<b>Глава I</b>	
Особенности геохимии бора в связи с процессами его экзогенного минерало- и рудообразования .....	6
Основные факторы, обуславливающие минералообразование бора в седиментационных бассейнах .....	7
Основные факторы, обуславливающие рассеяние бора в горных породах .....	27
<b>Глава II</b>	
Эволюция экзогенного минералообразования бора и основные эпохи его рудоотложения .....	38
Кембрийский – каменноугольный этапы минералообразования бора .....	38
Пермская эпоха рудообразования бора .....	41
Триасовый – меловой этапы минералообразования бора .....	59
Палеогеновый этап минералообразования бора .....	60
Неогеновая эпоха рудообразования бора .....	62
Четвертичный этап минералообразования бора .....	77
<b>Глава III</b>	
Закономерности размещения экзогенных месторождений бора .....	86
Закономерности размещения месторождений бора в пермских галогенных отложениях .....	87
Закономерности размещения месторождений бора в неогеновых вулканогенно-осадочных отложениях .....	103
<b>Глава IV</b>	
Условия формирования галогенных и вулканогенно-осадочных месторождений бора .....	119
Условия образования месторождений бора галогенного типа .....	119
Условия образования месторождений бора вулканогенно-осадочного типа .....	133
<b>Глава V</b>	
Процессы экзогенного рудообразования бора в свете новой глобальной тектоники .....	151
Особенности геодинамической и геохимической обстановок на окраинах литосферных плит .....	152
Влияние геодинамической обстановки на рудогенез бора в различных регионах мира .....	161
<b>Глава VI</b>	
Критерии прогноза и поисков вулканогенно-осадочных месторождений бора и перспективы их выявления в СССР .....	167
Критерии прогноза и поисков вулканогенно-осадочных месторождений бора .....	167
Перспективы выявления вулканогенно-осадочных месторождений бора в СССР .....	173
Заключение .....	182
Литература .....	187

Альфред Альфредович О з о л

ОСАДОЧНЫЙ  
И ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫЙ  
РУДОГЕНЕЗ БОРА

Утверждено к печати  
Институтом геологии и геофизики  
СО АН СССР

Редактор *Н.И. Тарасова*  
Редактор издательства *Т.Б. Гришина*  
Художник *Д.И. Бочаров*  
Художественный редактор *М.В. Версоцкая*  
Технический редактор *Н.М. Бурова*  
Корректор *Н.И. Харламова*

ИБ № 27255

Подписано к печати 11.04.83. Т — 05585  
Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1  
Печать офсетная. Усл. печ. л. 13,0 + 0,5 вкл.  
Усл. кр.-отт. 13,8. Уч.-изд.л. 16,8  
Тираж 600 экз. Тип. зак. 179  
Цена 2р. 60к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7,  
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90  
Ордена Трудового Красного Знамени  
1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

Ефимов А.Ф. Типохимизм породообразующих темноцветных минералов щелочных пород. 15 л., 2 р. 30 к.

Монография является первой сводкой химического состава пироксенов, амфиболов и магнезиально-железистых слюд из главных щелочных массивов и провинций СССР, а также ряда зарубежных щелочных комплексов. Рассматриваются вопросы эволюции состава породообразующих темноцветных минералов в процессах становления щелочных массивов; предлагается вариант унифицированной классификации породообразующих темноцветных минералов щелочных пород.

Для геологов, минералогов, геохимиков.

Минералогия рудных месторождений. 15 л., 2 р. 30 к.

Рассматриваются вопросы минералогии преимущественно новых типов рудных месторождений. Охарактеризованы недавно выявленные специфические минеральные ассоциации — уранотил-цеолитовая, диксит-берtrandитовая, гидростаннатная, криолитовая и редкоземельная, — связанные с полевошпатовыми метасоматитами, а также серебряно-сульфидная гидротермально-вулканогенная.

Для геологов, минералогов и геохимиков.

ЗАКАЗЫ ПРОСИМ НАПРАВЛЯТЬ  
ПО ОДНОМУ ИЗ ПЕРЕЧИСЛЕННЫХ АДРЕСОВ МАГАЗИНОВ  
"КНИГА-ПОЧТОЙ" "АКАДЕМКНИГА"

480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97

370005 Баку, ул. Джапаридзе, 13

374001 Душанбе, проспект Ленина, 95

252030 Киев, ул. Ленина, 42

443002 Куйбышев, проспект Ленина, 2

197110 Ленинград, П-110, Петрозаводская  
ул., 7

117192 Москва, Мичуринский проспект, 12

630090 Новосибирск, Академгородок,  
Морской проспект, 22.

620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиря-  
ка, 137

700029 Ташкент, ул. Ленина, 73

450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10

720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42

310003 Харьков, ул. Чернышевского, 37

2 р. 60 к.

3937