

Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ

**Бороносные
галогенные
ПОРОДЫ**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Я. Я. ЯРЖЕМСКИЙ

БОРОНОСНЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Ответственный редактор
д-р геол.-мин. наук *М. А. Жарков*

4212



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1984



Я р ж е м с к и й Я. Я. Бороносные галогенные породы. — Новосибирск: Наука, 1984.

Монография представляет собой первую сводку по бороносным породам галогенных формаций. В ней приведена характеристика галогенных пород, содержащих бораты каменной соли, полигалитов, сильвинитов, карналлитовых пород. Описаны боратовые минералы Северного Прикаспия и рассмотрены условия их формирования.

Книга интересна для минералогов, геохимиков и специалистов, изучающих галогенные формации. Она может служить справочным руководством по боратовым галогенным породам.

Ил. 3. Табл. 8. Библиогр. 38.

Рецензенты:

В. И. БГАТОВ, И. Н. МАЛИКОВА

ВВЕДЕНИЕ

В промышленности и сельском хозяйстве бор и его соединения (бура и борная кислота) находят широкое применение. А. Д. Кешан [1955] привел перечень различных отраслей народного хозяйства, в которых использование бора возрастает с каждым годом. Это — производство стекла (оптические стекла и химическая посуда) и керамики (изготовление глазури), эмалевых и других красок и некоторых разновидностей лака, растворителей жиров для дубления кож, глянцевой бумаги, карбидов бора (которые употребляются как заменители технических алмазов). Значительно возросла в последние годы роль бора в металлургии, в частности для приготовления лигированных, твердых и сверхтвердых, а также обладающих высокой коррозионной устойчивостью сталей. В сельском хозяйстве соединения бора применяются как микроудобрения и подкормка (в малых дозах) для скота. И наконец, общеизвестно, что в медицине издавна используются антисептические свойства буры и борной кислоты. Все это делает исследование бороносных образований актуальным.

Монография посвящена бороносным галогенным отложениям преимущественно по региону Северного Прикаспия, имеющему наиболее отчетливые, исключительно разнообразные и интересные боропроявления. К бороносным автор относит галогенные породы, которые содержат окись бора на 3—4 порядка выше кларковых содержаний. При таком количестве боропроявления в породах выглядят сравнительно отчетливо, становятся более определенными парагенезисы как самих боратовых минералов, так и борсодержащих пород со вмещающими. При меньших же содержаниях бора даже минералогическое установление боратов оказывается далеко не легким делом.

В монографии рассматриваются различные боратовые скопления и бороносные породы. Приводятся некоторые выводы об условиях образования боратопроявлений в галогенных отложениях. Работы по их генезису начаты сравнительно недавно, и автор рассматривает монографию как первый шаг в разрешении сложных вопросов галогенного происхождения боратов.

Автор приносит глубокую и искреннюю благодарность всем товарищам по работе.

ГЛАВА I

КРАТКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ БОРАТОВ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ И ГИПСОВЫХ ШЛЯП СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

Бороносность пород соленосной толщи связана преимущественно с двумя главными боратами — гидроборацитом и калиборитом. Второстепенные бораты — борацит, преображенскит, хильгардит, редкие — кургантаит, джинорит, пинноит, сульфоборит, пробертит, волковит, ивановит. Близ соляного зеркала в различных горизонтах каменной соли, изредка сильвинитов и других соляных пород встречаются ашарит и улексит. Они широко распространены в породах гипсовых шляп, где развиты также инионит, колеманит, пандермит, курнаковит, данбурит.

Гидроборацит — $\text{CaMg} \cdot \text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$. Содержит (%) MgO — 9,75; CaO — 13,56; B_2O_3 — 50,54; H_2O — 26,15. В воде практически нерастворим, в кислотах растворяется при подогревании. Удельный вес 2,167 [Ларсен, Берман, 1937; Бетехтин, 1951], по М. Н. Годлевскому — 2,74, твердость — 2—3. Бесцветен, в сплошных массах обычно белый, иногда окрашен в розоватые и красные тона гидрогетитовыми соединениями или галопелитовым веществом, а в случае нахождения в серо-зеленых глинах гипсовых шляп часто становится серым, темно-серым, грязно-зеленым. Сингония, по-видимому, моноклиная. Двусный положительный минерал: $2V = 60^\circ$; $Ng = 1,571$; $Nm = 1,534$; $Np = 1,522$; $Ng - Np = 0,049$ (наблюдается явление псевдоабсорбции), косое погасание ($cNp = 33^\circ$). В иммерсионных препаратах от волокнистого улексита отличается более высокими показателями преломления. Поэтому эти минералы легко различаются в иммерсионной жидкости 1,520; показатель преломления улексита в ней равен Ng' и меньше Np' , у гидроборацита равен Np' и больше Ng' . Обычно резко отличается от других боратов отчетливой радиально-лучистой структурой, всегда значительно более тонкой, чем у колеманита. Местами встречается в виде окристаллизованных более или менее сплошных образований, а иногда в виде очень прочных микрозернистых пород. Изредка наблюдаются мелкие неправильной формы гнезда, а также конкрециевидные образования белого, сравнительного рыхлого, очень мелкозернистого гидроборацита. В некоторых случаях белый микрозернистый гидроборацит образует тонкоплитчатые породы фарфоровидного облика. Кристаллы

игольчатые, волокнистые. Радиально-лучистые разности пород образуют на изломе неровную бугристую поверхность, выступающие и вдавленные участки которой соответствуют центрам радиально-игольчатых гидроборацитовых скоплений обычно от 10 до 40 мм в поперечнике. Излом микрозернистых гидроборацитовых пород раковистый. Некоторые конкрециевидные образования гидроборацита имеют едва заметную концентрическую текстуру.

Калиборит — $\text{KMg}_2\text{B}_{11}\text{O}_{19} \cdot 9\text{H}_2\text{O}$. Содержит (%) K_2O — 7,00; MgO — 11,98; B_2O_3 — 56,92; H_2O — 24,10. Удельный вес 2,13, твердость 4—5. Цвет серый, коричневатый, бесцветный. Блеск стеклянный. Сингония моноклиная; спайность по (100) и (001) совершенная. Оптически положительный минерал: $2V = 81^\circ$; $N_g = 1,550$; $N_m = 1,525$; $N_p = 1,508$; $N_g - N_p = 0,042$; $N_m = b$; $cNg = 65^\circ$.

Калиборит встречается либо в качестве небольшой примеси, либо образует значительные скопления. Наблюдается обычно в виде мелких, более или менее изометрических зерен от едва видимых под микроскопом (около 0,01 мм) до 0,25 мм. Изредка отмечаются хорошо окристаллизованные разности калиборита, в которых отдельные кристаллы достигают почти 4 см.

Борацит (хлороборат магния) — $\text{Mg}_3\text{B}_7\text{O}_{13}\text{Cl}$. Иногда содержит Fe'' , замещающее Mg'' до отношения $\text{Fe}'' : \text{Mg}'' = 1 : 1$. Состав (%): MgO — 25,71; MgCl_2 — 12,14; B_2O_3 — 62,15. $N_p = 1,662$; $N_g = 1,673$. Присутствует полуизотропный (или изотропный) борацит с показателем преломления от 1,642 до 1,656 или в виде отдельных кристаллов, реже групп, где мелкие индивиды выступают из центра граней более крупных единичных кристаллов. Часто кубический, также додекаэдрический, тетраэдрический, псевдооктаэдрический или кубооктаэдрический [Дэна и др., 1953]. Грани нередко покрыты углублениями вследствие травления. Борацит тонкозернистый и волокнистый, иногда образующий перистые агрегаты. Найден в карналлитовых и каинитовых пластах в Стасфурте, Дугласхалле и Леопольдсхалле в Саксонии; в каменной соли в Солваусхалле близ Бернбурга и в Гальдезии близ Гильдесгейма (Саксония); в ангидрите и гипсе в Калькберге и Шильдштейне близ Люнебурга (Ганновер); в Эйме и в Хoenфельсе близ Зенде; в Зогенберге близ Килья, Шлезвиг-Гольштиния; в Люневилле, Ла-Мерте (Франция). Обнаружен при бурении в каменной соли и ангидрите в Айслеби, Йоркшир. В США был найден с хильгардитом, паракхильгардитом, магнезитом, данбуритом и ангидритом в каменной соли из соляного купола Чоктов, Луизиана. Наблюдался в виде псевдоморфоз по кварцу в Дугласхалле. Синонимы борацита: борацит Вернера, борацит Кирвана, роза Стасфурта, α -борацит, β -борацит и т. д. Известна железистая разновидность борацита — эйзенборацит, который содержит Fe'' , замещающее Mg , зеленоватый, с повышенным удельным весом и увеличенными размерами элементарной ячейки [Дэна и др., 1953].

Преображенскит — $3\text{MgO} \cdot 5\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Открыт автором в 1953 г. Назван в честь профессора П. И. Преображенского. Содержит

жит (%) B_2O_3 — 60,91—63,74; MgO — 19,9—20,82; H_2O — 14,50. Твердость 4,5—5,0. Сингония моноклиная, но, возможно, ромбическая. Форма кристаллов призматическая, таблитчатая, уплотненная, по-видимому, по (100), часто овальная. Иногда грани кристаллов имеют штриховку. Округлость кристаллов и штриховка, вероятно, результат большого количества граней. Наряду с отрицательным удлинением кристаллов отмечается положительное. Погасание косое с углом порядка 25° . Показатели преломления: $N_g = 1,594$ — $1,596$; $N_m \approx N_p = 1,573$ — $1,576$; двупреломление около 0,021. На температурной и дифференциальной кривых нагревания (анализ выполнен В. П. Ивановой, ВСЕГЕИ) часто выражен эндотермический эффект от 540 до 600° , соответствующий выделению 15—16% H_2O . При 730 — 750° получен очень резкий экзотермический эффект, характерный для всех боратов, сопровождающийся сильным уплотнением вещества и спеканием в твердую массу. От 900 до 950° — четкий эндотермический эффект, причина которого неясна.

Хильгардит — $Ca_8(B_6O_{11})_3 \cdot Cl_4 \cdot 4H_2O$. Сингония моноклиная. Облик таблитчатый по (010). Содержит (теоретический состав, %) CaO — 35,67; B_2O_3 — 49,86; H_2O — 5,73; Cl — 11,28. Удельный вес 2,71, твердость около 5. Спайность по (010) совершенная, по (100) менее совершенная. Блеск стеклянный. Бесцветный. Двусный положительный минерал: $2V = 35^\circ$; $N_g = 1,664$; $N_m = 1,636$; $N_p = 1,630$; $N_g - N_p = 0,034$.

Впервые найден в каменной соли из соляного купола Чоктав, Луизиана [Дэна и др., 1953].

На кривой нагревания (анализ выполнен В. П. Ивановой, ВСЕГЕИ) резко выражен эндотермический эффект при температуре 550° , соответствующий потере кристаллизационной воды, равной около 5,5% (рис. 1).

Кургантаит (тыретскит, стронциохильгардит) — $(Sr, Ca)_2B_4O_8 \times H_2O$. Впервые обнаружен в 1943 г. в Западном Курган-Тау. Назван по этой местности [Яржемский, 1952]. Содержит (%) B_2O_3 — 41,41; Sr — 37,48; CaO — 15,37; H_2O — 5,74. Повышенной твердости (царапает стекло). Удельный вес 2,8. Цвет белый. Оптически положительный минерал: $2V$ — малый, удлинение положительное; $N_g' = 1,682$; $N_p' = 1,641$; $N_g' - N_p' = 0,041$.

Встречается в виде желваков до 3—4 см в поперечнике в гипсангидритовых породах либо в виде радиально-лучистых агрегатов в доломитовой породе. На кривой нагревания (анализ выполнен в Институте промышленных проблем АН Эстонской ССР) фиксируется большой эндотермический эффект при $500^\circ C$, соответствующий потере кристаллизационной воды (такого эффекта нет ни у одного из изученных боратов). Последний большой эффект в пределах 900 — $1040^\circ C$ сопровождался плавлением пробы, закончившимся газообразованием (рис. 2).

Рентгеновский анализ кургантаита проведен в рентгенометрической лаборатории Ленинградского горного института под руководством В. И. Михеева. Измерение и расчет рентгенограммы по-

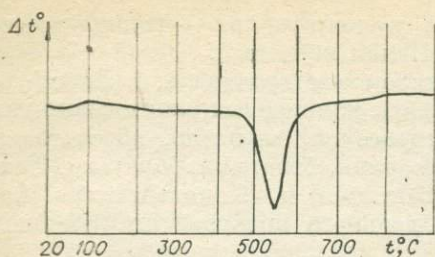


Рис. 1. Кривая нагревания хильгардита.

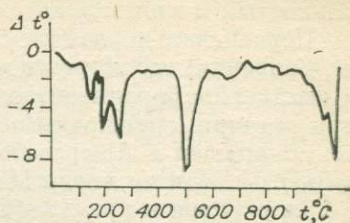


Рис. 2. Кривая нагревания кургантаита.

казали, что по значениям межплоскостных расстояний d/n и интенсивности линий I минерал не идентифицируется ни с одним из известных в настоящее время боратов.

Джинорит — $\text{Ca}_2\text{B}_{14}\text{O}_{23} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$ (или — $2\text{CaO} \cdot 7\text{B}_2\text{O}_3 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$). Сингония моноклиная (?). Плоские таблички с $\{010\}$. Осколки по спайности имеют вид ромбов, уплощенных по $\{010\}$ с углами $\sim 78^\circ$. Твердость 3,5. Удельный вес 2,09. Оптически положительный: $2V = 42 \pm 2^\circ$; $Ng = 1,577$; $Nm = 1,521$; $Ng - Np = 0,060$. Цвет белый. В мелких зернах прозрачен. Встречен в виде плотных масс с кальцитом в жилах в песчаниках у Сассо-Пизано, Тоскана (Италия). Назван по имени Пьеро Жипори Конти из Флоренции, основоположника промышленности буре в Тоскане.

Теоретический состав (%): $\text{CaO} - 15,08$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 65,54$; $\text{H}_2\text{O} - 19,38$. Химический состав джинорита из Тосканы (%): $\text{CaO} - 15,4 - 16,00$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 63,00 - 64,06$; $\text{H}_2\text{O} - 19,27 - 19,40$; прочие — 1,22—2,20 [Дэна и др., 1953].

В 1957 г. Р. Д. Аллен и Г. Крамер [Allen, Kramer, 1957] опубликовали описание джинорита и сассолина из округа Инио, Калифорния, где оба эти минерала встречены в мягкой белой до желтовато-коричневой массе в выветрелом базальте в 50 см от поверхности; подстилающий измененный базальт содержит жилы колеманита и ассоциирован с колеманитсодержащим известняком. Джинорит имеет форму белых пластинок со средним размером 1—2 мм. Состав калифорнийского джинорита (%): $\text{CaO} - 14,56$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 65,21$; $\text{Sr} - 1,10$; $\text{H}_2\text{O} - 19,13$, что соответствует формуле $(\text{Ca}, \text{Sr})_2\text{B}_{14}\text{O}_{23} \cdot 8\text{H}_2\text{O}$.

Согласно В. Т. Шеллеру [Schaller, 1929], стронций присутствует и в итальянском джинорите. Если допустить, что количество SrO в нем достигает 1%, то формула итальянского джинорита должна быть такой же.

Пинноит — $\text{Mg}(\text{BO}_2)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Содержит (%) $\text{MgO} - 24,58$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 42,46$; $\text{H}_2\text{O} - 32,96$. Сингония тетрагональная; вид сингонии дишпиримидальный. Твердость 3,5. Удельный вес 2,27. Блеск стеклянный. Цвет серо-соломенный или желтовато-, иногда фиштакково-зеленый. Одноосный положительный минерал: $Ng = 1,575$; $Np = 1,565$; $Ng - Np = 0,01$. Кристаллы короткопризматические по $[001]$. Обычно кристаллический и тонкозер-

нистый до тонкопластинчатого; в конкрециях — радиально-волокнистый и кристаллический. Излом неровный.

Первоначально найден в соляном месторождении в Стассфурте, Саксония, где встречен в верхних каинитовых слоях совместно с землистым борацитом, из которого он, вероятно, образовался при реакции с остаточными растворами, богатыми боратами. Также обнаружен в Ашерслебене (Саксония) и Леопольдсхалле (Ангальт). Назван по имени Пинно, главного консультанта рудников в Галле [Дэна и др., 1953].

Сульфоборит — $Mg_6N_4(BO_3)_4(SO_4)_2 \cdot 7H_2O$. Содержит (теоретический состав, %) MgO — 34,39; B_2O_3 — 19,80; SO_3 — 22,76; H_2O — 23,05. Сингония ромбическая; ромбо-пирамидальный вид симметрии. Оптически отрицательный: $2V = -79^\circ$; $Ng = 1,544$; $Nm = 1,540$; $Np = 1,527$; $Ng - Np = 0,017$. Облик кристаллов призматический по [001] или различный. Спайность по {110} хорошая, по {001} средняя. Хрупкий. Твердость 4—4,5; удельный вес 2,38—2,45. Бесцветный и прозрачный в невыветрелом состоянии. Растворяется в кислотах, разлагается водой.

Обнаружен в небольшом количестве в соляном месторождении Вестергельн, Саксония. Вероятно, широко распространен в малых количествах в соляных месторождениях ГДР и ФРГ [Дэна и др., 1953].

Пробертит (крамерит) — $NaCaB_5O_9 \cdot 5H_2O$. Теоретический состав (%): Na_2O — 8,83; CaO — 15,98; B_2O_3 — 49,5; H_2O — 25,63 [Дэна и др., 1953]. Сингония моноклиновая; призматический вид симметрии. Встречается обычно в виде розеток или радиальных групп из иголок или досчатых кристаллов до 30 мм длиной; сферолитовый; в виде крепких, плотных с сетчатым узором агрегатов; редко в виде отдельных кристаллов. Спайность по {110} совершенная. Хрупкий. Твердость 3,5. Удельный вес 2,14. Бесцветный и просвечивающий. Оптически положительный двусосный минерал: $2V = 73^\circ$; $Ng = 1,544$; $Nm = 1,525$; $Np = 1,515$; $Ng - Np = 0,029$.

Первоначально найден в месторождении кернита в боратовом районе Крамер в юго-восточной части округа Керн (Калифорния). Позднее описан из района Риана (округ Инио) совместно с колематином и улукситом и из Ланга (округ Лос-Анжелос), где он частично превращен в улуксит.

Назван по имени Франка Г. Проберта, декана горного колледжа Калифорнийского университета. Название «крамертит» предложено В. Т. Шеллером [Schaller, 1936].

Волковит. Выделен Е. И. Нефедовым [Мокиевский, 1953]. Назван в честь А. Н. Волкова. Моноклинной сингонии: $a = 12,90$; $b = 14,37$; $c = 12,76$; $\beta = 100^\circ 27'$. Образует крестообразные двойники прорастания. Бесцветный. Твердость 3—4. Хрупкий, легкоплавкий. Спайность совершенная по (010). Растворяется в HCl. Оптически положительный минерал: $2V = 44^\circ$; $Nm \perp (010)$; $Np = 1,513$; $Nm = 1,524$; $Ng = 1,580$; $Ng - Np = 0,067$.

Ивановит. Выделен Е. И. Нефедовым [Мокиевский, 1953].

Назван по имени А. А. Иванова. Моноклинной сингонии. Псевдогексагональный: $a = 8,60 \pm 0,01$; $b = 8,02 \pm 0,02$; $c = 14,72 \pm 0,02$; $\beta = 91^\circ 18' \pm 14'$. Образует короткопризматические и таблитчатые кристаллы. Спайность весьма совершенная по (010). Растворяется в воде и кислотах. Оптически отрицательный минерал: $2V = 58 - 72^\circ$; $\rho < V$; $Np = 1,504$; $Nm = 1,523$; $Ng = 1,531$; $Ng - Np = 0,029$.

Ашарит — $MgHBO_3$ или $2Mg \cdot B_2O_3 \cdot H_2O$. Синонимы ссайбелиит (ссайбелиит), камселлит и β -ашарит. Содержит (%) $MgO - 47,92$; $B_2O_3 - 41,38$; $H_2O - 10,70$. Сингония, вероятно, ромбическая. Твердость 3—3,5. Удельный вес 2,6.

Известны две разновидности ашарита: а) короткоигольчатая, иногда пучковидно-игольчатая и б) мелкоагрегатная (халцедоноподобная), наиболее часто встречающаяся, чем игольчатая. Первая характеризуется более высокими показателями преломления: $Ng = 1,650$; $Nm = 1,646$; $Np = 1,575$; $Ng - Np = 0,075$. Двухосный отрицательный, $2V$ около 25° , погасание прямое. Вторая (халцедоноподобная) разновидность мелкоагрегатной структуры имеет меняющуюся величину среднего показателя преломления. Были изучены в иммерсионных препаратах 99 образцов и средних проб мелкоагрегатных ашаритовых пород из 15 борпроявлений. Средние показатели преломления ашарита с агрегативной поляризацией колеблются от 1,600 до 1,620. В 7% изученных объектов показатели преломления имеют величины от 1,600 до 1,606; в 74 — от 1,606 до 1,615; в 19 — от 1,615 до 1,620.

Согласно сводке Дж. Дэна и др. [1953], ашарит был первоначально найден в виде округлых масс в кристаллическом известняке в Решбаанье (Венгрия). С борадитом, сильвином, галитом, каинитом он был обнаружен в соляных месторождениях Шмидтманнсхалля и Винненберга, близ Ашерслебена и позднее — в Ней-Стассфурте (ГДР); с флюоборитом и магнезиолюдвигитом — в руднике Хол-Кол (Суан, Корея); с людвигитом — в Норберге и других магнетитовых скарных месторождениях в Швеции; с доломитом и хризотилом — в серпентините близ Дуглас-Лейк (округ Никола, Британская Колумбия), в Болиас-Бей (округ Марин, Калифорния); с магнезиолюдвигитом и флюоборитом (?) — в Блинд-Маунтин, близ Пиоче (округ Линкольн, Невада). Марганцовистый ссайбелиит встречается в виде прожилков в железных рудах в руднике Эврика, хр. Гожебик, Мичиган. В Прикаспии ашарит является продуктом изменения преимущественно калиборита, в малой мере пинноита и гидроборацита.

Название ссайбелиит (ссайбелиит) — по имени Стефана Ссайбели — управляющего рудником в Решбаанье (Венгрия), который первый собрал минерал. Ашарит — от старого латинского названия провинции — *Ascharia* (ФРГ), где был найден минерал. Камселлит — по имени Чарльза Камселла — сотрудника Геологической службы Канады.

Улексит — $NaCaB_5O_9 \cdot 8H_2O$; его называют иногда боронатро-кальцитом. Содержит (%) $Na_2O - 7,14$; $CaO - 13,85$; $B_2O_3 -$

42,95; H_2O — 35,55. Сингония, вероятно, триклинная. Твердость 2,5. От всех других боратов отличается белым шелковистым блестящим волокном. Только в таком, более или менее отчетливо выраженном волокнистом виде улексит обычно и встречается. Это — самый легкий из боратов: удельный вес 1,650 (правда, по Дж. Дэну, он равен 1,955), объемные веса слагаемых им скоплений составляют 1,5 (считая на сухое вещество при температуре $60^\circ C$). Показатели преломления сравнительно низкие: $N_g = 1,519$; $N_m = 1,505$; $N_p = 1,496$; двупреломление равно 0,023; оптически положительный минерал; $2V$ около 73° ; $cNm = 2-4^\circ$; $Np = b$.

При полевом изучении по своему шелковистому блеску, легкому весу, малой твердости улексит отличается от всех других боратов. Иногда (например, в серо-зеленых глинах) встречается слабосцементированная волокнистая разновидность гидроборацита, похожая на улексит. Под микроскопом иммерсионным методом очень легко отличить улексит (с серыми интерференционными цветами и почти прямым погасанием тончайших, часто изогнутых, иногда спутанных в почти сплошной комок волоконце) от гидроборацита (толстые волокна и тонкие иглы с более высокими красными и зелеными интерференционными цветами при резко выраженном, почти диагональном, их косом погасании) в жидкостях с $N = 1,519-1,520$. При пользовании косым освещением (эффект Шредера — Вандерколька [Татарский, 1949]), вследствие дисперсионного эффекта, улексит окажется желтоватым (его показатели преломления: один равен N жидкости, другой — меньше), а гидроборацит — голубоватым (его показатели преломления: один равен N жидкости, другой — больше).

Улексит при сравнительно небольшом нагревании (свыше $60^\circ C$) начинает терять часть своей кристаллизационной воды, что нужно иметь в виду при химических исследованиях (его нельзя, например, сушить до постоянного веса при температуре $105^\circ C$, так как, помимо гигроскопической, будет потеряна и значительная часть конституционной воды, что поведет к неверным результатам химического анализа) и при петрографических: когда изготавливаются шлифы при значительном нагревании их в канадском бальзаме, улексит, частично теряя кристаллизационную воду, легко меняется и в шлифе превращается в сплошную непросвечивающую «мазкоподобную» массу.

По данным Дж. Дэна и др. [1953], улексит распространен весьма широко. Он обычно встречается в засушливых районах, например в пустыне Мохаве в Юго-Восточной Калифорнии в западной части Невады, где он находится в соляных плейасах и высохших соляных озерах. Бор, по-видимому, извлекается из пирокластических пород при выщелачивании их метеорными водами. Главными сопутствующими минералами являются бура, галит, глауберит, трона, мирабилит, натровая селитра, а также колеманит и другие кальциевые бораты (особенно в пластовых месторождениях), которые, вероятно, в основном представляют собой про-

дукты переработки улексита. В числе типичных месторождений — плейасов или солончаков, называемых так потому, что они в течение дождливого сезона могут покрываться несколькими сантиметрами воды, следует упомянуть Колумбус-Марш, Родес-Марш и Тило-Марш в округе Эсмеральда (Невада). В Долине Смерти и Салина (округ Инио) и в районе Крамер в округе Сан-Бернардино (Калифорния) улексит встречается как в плейасах, так и в слоистых третичных отложениях вместе с колеманитом и другими боратами. Улексит широко распространен в Чилийском натровом районе, особенно в плейасах Икике (провинция Тарапака), где он сопровождается натровой селитрой, галитом, глауберитом, пиккерингитом и др. Также находится в месторождениях провинции Жужуй (Северная Аргентина) и в Сант-Яго-дель-Эстero и соседних провинциях на западе Центральной Аргентины, в департаменте Арекипа и других местах Перу. Улексит встречается в отложениях гипса в провинциях Мэритайм, Канада (в Виндзоре, Новой Шотландии и Холлборо, Новый Брауншвейг), совместно с ангидритом, глауберитом и боратами.

Название получил по имени немецкого химика Генри Людвига Улекса, который первый дал правильный анализ минерала.

Иниоит — $\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 13\text{H}_2\text{O}$ совместно с колеманитом и пандермитом относится к числу кальциевых боратов гипсовых шляп. Химический состав (%): CaO — 20,20; B_2O_3 — 37,62; H_2O — 42,18. Сингония моноклиная. Облик кристаллов короткопризматический по $\{001\}$ до таблитчатого по $\{001\}$ с преобладающими по $\{110\}$ и $\{001\}$. Также массивный зернистый и изредка в виде грубых сферолитовых призматических индивидов. Спайность по $\{001\}$ и по $\{010\}$ хорошая. Излом неровный. Хрупкий. Твердость 2. Бесцветный, прозрачный или белый, иногда с розоватым или сероватым оттенком. Блеск стеклянный. Оптические константы: оптически отрицательный; $2V = 70^\circ$ (по определению А. М. Болдыревой 84°); $N_g = 1,516$; $N_m = 1,505$; $N_p = 1,492$; $N_g - N_p = 0,024$.

В агрегатных массах иниоит похож на колеманит, почему в полевых условиях эти два минерала можно спутать. Легко и безошибочно иниоит отличается от колеманита иммерсионным методом. В горячей воде иниоитовые кристаллы с поверхности белеют, однако в первое время получающийся белый налет продолжает оставаться чисто иниоитовым. Иниоит начинает терять кристаллизационную воду при температуре около 80 и до 100°C , причем потеря составляет около 70% воды. В связи с этим боратовые пробы, содержащие иниоит (как и содержащие улексит), нужно сушить до постоянного веса при температуре 60°C , дабы не потерять часть кристаллизационной воды. Осторожно нужно приготавливать шлифы из иниоитсодержащих горных пород, так как при обычном приклеивании шлифующейся породы разогретым канадским балзамом к предметному стеклу иниоит превращается в мутную бесструктурную массу.

Как отмечают Дж. Дэна и др. [1953], инионт первоначально был найден в борном районе Маунт-Бланко, близ Долины Смерти, округ Инио (Калифорния) (по местонахождению получил и название) совместно с мейергофферитом, колеманитом и прицеитом (пандермитом), а в виде друзовых корочек, выстилающих пустоты в массивном гипсе, — в Хилсбороу (округ Альберт, Нью-Брунсвик). В Южном Прикаспии инионт находится в гипсовых шляпах в очень различных парагенезисах как с боратами, так и с вмещающими породами. При частичном обезвоживании он превращается в мейергофферит; последний часто образует белые непрозрачные псевдоморфозы с шелковисто-волоконистой внутренней структурой. Колеманит также встречается в виде псевдоморфоз обезвоживания по инионту [Дэна и др., 1953].

Колеманит — $\text{Ca}_2\text{V}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Сингония моноклинная; призматический вид симметриен. Кристаллы имеют короткостолбчатый дипирамидальный облик. Часты зернистые и сферолитовые образования («колеманитовые солнца»). Блеск стеклянный. Твердость 4. Удельный вес 2,44. Оптически положительный: $2V = 56^\circ$; $Ng = 1,614$; $Nm = 1,592$; $Np = 1,586$; $Ng - Np = 0,028$; $Np = c$; $cNg = 84^\circ$. Спайность по (010) совершенная. В воде нерастворим, в кислоте (HCl) растворяется при подогревании.

По данным Дж. Дэна и др. [1953], колеманит впервые открыт в Долине Смерти (округ Инио, Калифорния), где вдоль Фарнаскрик на хр. Амаргоза и близ Риана образует значительные месторождения. Он также отмечается в Калифорнии в районе Калико близ Иерма (округ Сан-Бернардино); в Ланге, округ Сан-Анжелос; с кернитом в районе Крамер, округ Керн; на горе Фрациер, округ Вентура. Найден в Уайт-Безин и Каллвилл-Уош в горах Мудди, округ Кларк (Невада). В этих месторождениях колеманит наблюдается в основном в виде жеод в пластах третичных отложений и, вероятно, сформировался под действием поверхностных вод на улексит и буру, образовавшихся первоначально в плейстовых отложениях, впоследствии погребенных под осадками. Колеманит сопровождается говлитом, улекситом, гипсом, кальцитом и цеlestином. Найден с битумами в ископаемом яйце на реках Жила, Аризона. Колеманит отмечался в зоне боратов плейаса Соликас-Грандес, провинция Жужуй, Аргентина.

Свое название колеманит получил по имени Вильяма Т. Колемана, основателя Калифорнийской борной промышленности.

Колеманит замещает гидроборатит, улексит, пандермит, в связи с чем его можно считать наиболее устойчивым кальциевым боратом гипсовых шляп.

Пандермит — $\text{Ca}_4\text{V}_{10}\text{O}_{19} \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ (синоним — прицеит). Сингония триклинная (?). Встречается в виде конкреций или неправильной формы скоплений от сравнительно мягких, мелоподобных до прочных, крепких снежно-белого цвета с характерным раковистым матовым изломом [Атлас..., 1974, фиг. 138]. Оптически отрицательный: $2V = 32^\circ$; $Ng = 1,593$; $Nm = 1,585$; $Np = 1,574$; $Ng - Np = 0,019$; $NgNp = (010)$; $cNp = 20-23^\circ$. Твердость

3,5. Удельный вес 2,43. Содержит (%): CaO — 32,11; V_2O_5 — 49,84; H_2O — 18,05.

На электронно-микроскопических снимках ромбические кристаллы пандермита имеют величину до 5—6 мкм. Под микроскопом — агрегативная поляризация, напоминающая микрозернистый халцедон. От ашарита пандермит легко отличается иммерсионным методом.

Согласно Дж. Дэна и др. [1953], первоначально обнаружен на берегу моря в 8 км на север от Четко, округ Карри (Орегон), где он вместе с арагонитом образует плотные и округлые массы до нескольких сотен килограммов по весу. Также найден в США с колеманитом и гипсом в виде конкреций в глинистых сланцах в наносах Фарнас-Крик, в Долине Смерти (округ Инно, Калифорния). Встречается в Султан-Чейр (провинция Брусса) в 70 км от порта Пандерма на Мраморном море (Анатолия). Иногда отмечается в Чинар-Сан, маленьком притоке р. Риндаркус (Сузигирли). В Прикаспии пандермит встречается в различных парагенезисах, но во всех случаях в присутствии ашарита. Установлены переходы в колеманит.

Курнаковит — $Mg_2V_6O_{11} \cdot 13H_2O$. Сингония, вероятно, моноклинная. Содержит (%) MgO — 15,39; V_2O_5 — 39,89; H_2O — 44,72. Оптически отрицательный минерал: $2V = 80^\circ$; $N_g = 1,525$; $N_m = 1,510$; $N_p = 1,489$; $N_g - N_p = 0,036$; $N_p = (010)$. Твердость 3. Удельный вес 1,85. Перед паяльной трубкой сплавляется в эмаль. В воде нерастворим. В кислотах растворяется при нагревании. Дегидратация в пределах $60-159^\circ$ [Годлевский, 1940]. Назван в честь академика Н. С. Курнакова. В Прикаспии был обнаружен автором в виде глыбы около 8 кг.

Данбурит — $CaO \cdot V_2O_5 \cdot 2SO_2$ — кальциевый боросиликат. Содержит (%): SiO_2 — 48,8; V_2O_5 — 28,4; CaO — 22,8. Сингония ромбическая. Габитус призматический, похож на топаз. Бесцветный или окрашен в бледно-желтый, желтый, желто-бурый цвета. Блеск стеклянный. Спайность по (001) очень неясная. Излом неровный до неяснораковистого. Хрупкий. Твердость 7. Удельный вес 2,97—3,02. Оптически отрицательный. Плоскость оптических осей (001); $2V = 88-90^\circ$; $N_p = 1,630$; $N_m = 1,633$; $N_g = 1,636$. Перед паяльной трубкой сплавляется в бесцветное стекло. В соляной кислоте не растворяется, в крепкой серной кислоте дает отчетливую положительную реакцию с хинализарином на бор (вазильково-синее окрашивание).

Находки данбурита представляют в Прикаспии чисто минералогический интерес. Он является гипергенным боросиликатом — продуктом выветривания за счет гидроборачита близ дневной поверхности. В переслаивающихся листовато-тонкослоистых доломитовых и ангидритовых породах верхнеангарской подсистемы нижнего кембрия Восточной Сибири данбурит присутствует как порообразующий компонент — до 25% от всей вмещающей породы.

**БОРАТОВЫЕ СКОПЛЕНИЯ
В ПОРОДАХ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ
СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ
И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ**

На основе изучения 2454 образцов боратсодержащих пород соленосной толщи составлена таблица парагенезисов всех встреченных минералов (табл. 1). На долю гидроборацита приходится $\left(\frac{1254 \cdot 100}{2454}\right) = 51,1\%$ этих парагенезисов. Калиборит занимает среди боратов соленосной толщи второе место. На него приходится $\left(\frac{943 \cdot 100}{2454}\right) = 38,4\%$ всех боратовых парагенезисов. Таким образом, два главных бората образуют подавляющее количество парагенезисов — 89,5%, а второстепенные и редкие — 10,5%.

По материалам многих исследователей [Иванов, 1936, 1937; Большая Эмба, 1937; Курман, 1937; Попов, 1937; Фрей, 1937; Фрей, Поленова, 1937; Годлевский, Иванов, 1941; Лазаренко, 1949; Яржемский, 1952, 1953, 1955, 1958; Мокиевский, 1953; Ива-

Таблица 1

Парагенезисы боратов соленосной толщи Северного Прикаспия

Минерал	Гидроборацит		Калиборит		Борацит		Преображенскит		Хильгардит	
	кол-во	%	кол-во	%	кол-во	%	кол-во	%	кол-во	%
Галит	385	30,72	272	28,84	34	25,95	23	24,73	10	29,41
Полигалит	85	6,78	176	18,66	7	5,34	7	7,53	—	—
Сильвин	146	11,65	110	11,66	4	3,05	5	5,38	2	5,88
Ангидрит	298	23,78	138	14,63	30	22,90	8	8,60	2	5,88
Глазерит	—	—	8	0,80	—	—	—	—	—	—
Каннит	3	0,23	20	2,12	—	—	4	4,30	—	—
Преображенскит	5	0,4	11	1,16	5	3,82	1	1,07	4	11,76
Ашарит	28	2,23	11	1,16	2	1,53	—	—	—	—
Борацит	16	1,2	2	0,20	—	—	5	5,38	2	5,88
Галопелит	79	6,3	25	2,65	4	3,05	3	3,23	5	14,71
Кизерит	5	0,4	19	2,01	—	—	7	7,53	—	—
Калиборит	44	3,43	—	—	2	1,53	11	11,83	1	2,94
Гидроборацит	—	—	44	4,66	16	12,21	5	5,38	5	14,71
Эпсомит	2	0,16	17	1,80	—	—	6	6,45	—	—
Карналлит	7	0,56	—	—	13	9,92	1	1,07	3	8,82
Гипс	134	10,69	84	8,91	11	8,40	2	2,15	—	—
Улексит	13	1,04	5	0,50	1	0,76	1	1,07	1	—
Хильгардит	5	0,4	1	0,10	2	1,53	4	4,30	—	—
Сумма (2455)	1254		943		131		93		34	

нов, Яржемский, 1954; Герасимова, 1954; Корневский и др., 1966; Лобанова, 1958; и др.] проанализировано распределение боратов по стадиям галогенного осадконакопления в отложениях Северного Прикаспия, а также других регионов Советского Союза (табл. 2).

Основываясь на имеющихся материалах, в составе соленосной толщи Северного Прикаспия можно выделить следующие типы боратовых скоплений: 1) гидроборацитовый и ашарит-гидроборацитовый, 2) калиборитовый, ашарит-калиборитовый, улуксит-калиборитовый и ашаритовый, 3) борацитовый и борацитсодержащий, 4) преображенскитовый, 5) хильгардитовый и хильгардитсодержащий, 6) стронцийсодержащих боратов, 7) пинноитовый, 8) пробертитсодержащий, 9) сульфоборитсодержащий. Ниже приводится характеристика этих скоплений и пород, в которых они установлены.

ГИДРОБОРАЦИТОВЫЕ И АШАРИТ-ГИДРОБОРАЦИТОВЫЕ СКОПЛЕНИЯ

Гидроборацит — главный борат в соленосной толще кунгура Прикаспия и прилежащих частей Приуральяского прогиба. А. А. Иванов [1936] обнаружил его в Соль-Илецком месторождении в пласте каменной соли с ангидритом близ контакта с полигалитом. П. И. Преображенский и Т. Б. Поленова нашли гидроборацит в районе Ишимбаева в кунгурских отложениях среди глинистых прослоев, непосредственно вблизи каменной соли. В 1951 г. М. М. Вильнер и Д. А. Кириков встретили гидроборацит в керне одной из скважин Уметовской структуры [Герасимова, 1954], где он приурочен к ангидрит-доломитовым отложениям надсоленосной части разреза. С. М. Корневский и др. [1966] в сводке по бороносности Челкарского поднятия (примерно в 120 км к югу от г. Уральска) описали гидроборацитовые образования. Ими же рассмотрен гидроборацит Нежинского, Джуан-Тюбинского, Соль-Илецкого, Красноярского и Жилинского районов, который присутствует здесь в виде спорадических рассеянных желвачных образований в каменной соли и реже в гипсе, ангидрите.

Гидроборацитовые скопления выявлены во многих центральных, северных, юго-западных и юго-восточных районах Прикаспийской впадины. Они обнаружены в красноцветных галопелитах, каменной соли, сильвинитах, гипсах, ангидритах, гипс-ангидритовых и других породах. В этих скоплениях нередко наблюдается ашаритизация гидроборацита. Приведем характеристику гидроборацитовых и ашарит-гидроборацитовых скоплений.

В красноцветных борсодержащих галопелитах скопления гидроборацита встречаются в виде различной величины волокнистых и игольчатых образований (от нескольких микронов до видимых невооруженным глазом) и в виде различной величины стяжений, имеющих линзо-, шаровидную, эллипсоидальную и иную формы;

Распределение боратов по стадиям

Наименование	Местонахождение	Стадия галогенного	
		доломит-магнезитовая	гипс-ангидритовая
Гидроборацит	Северный Прикаспий	+++++
	Челкар		+++++
	Нежинка, Джуап-Тюбе, Соль-Илецк, Жилинка и др.	
	Ишимбаево
	Уметовская структура
Калиборит	Северный Прикаспий	
Борацит	Северный Прикаспий	
	Челкар	
	Хатапта, Нордвик		
Преображенскит	Северный Прикаспий	
Хильгардит	Северный Прикаспий	
Кургантант	Северный Прикаспий, Магат	—	—
Тыретский борат	Восточная Сибирь	—	—
Джинорит	Северный Прикаспий		
Пинноит	Северный Прикаспий		
	Челкар	
Сульфоборит	Северный Прикаспий, Жилинка		
Люнебургит	Кара-Богаз-Гол, Узун-Су, Стебник	—	—
Улексит	Донбасс	
Спрлезит (боросиликат натрия)	Западный Азгир		

Примечание. ++++ — бораты образуют сплошные тела, в разной степени представляющие практический интерес; — — второстепенные бораты соленосных толщ бораты минералогического значения.

а также селенитовидного гидроборацита, выполняющего трещины совместно с галитом такого же строения.

Первая разновидность скоплений изучена по многочисленным образцам, отобранном в скв. 3000 (глубина 130—203 м), которая пробурена в Кызыл-Тау. Установлены различные вращающиеся гидроборацита в единичных кубических кристалликах галита: или

галогенного осадконакопления

осадконакопления

галитовая	полигалитовая	сильвинитовая	каинитовая	кизеритовая	карналлитовая
++++++	_____			
_____				
++++++	++++++	+++++	
_____

.....					
_____	_____
_____	
.....				
.....				
				
.....					
.....					
.....					

разубоженные вмещающими породами, или дают крупные скопления вкрапленного типа, или широко распространенные, но встречающиеся в малом количестве; — редкие

по диагонали куба, или по его граням, то в каком-либо одном направлении, то в различных. Наблюдается разная степень заполнения кристаллов галита гидроборацитом, т. е. более или менее полные псевдоморфозы гидроборацита по галиту, не все с четкими. Гидроборацит, разрастаясь за пределы галитового кристалла, не редко образует округлые порфиroidные вкрапления, почти не



напоминающие кубические псевдоморфозы по галиту. Размеры псевдоморфоз гидроборацита по галиту колеблются от едва видимых невооруженным глазом до 3—4 мм по грани куба.

Иногда трещины в темно-зеленых, в меньшей мере темно-красных галопелитах (шириною до 38 мм) заполнены прекрасно выраженным гидроборацитом и отчасти красным и матово-белым мелкозернистым галитом. Под микроскопом установлено, что гидроборацит развивается здесь после галита, заполняя уже имевшиеся в трещинках волокнистые галитовые зерна, точно так же, как он прорастает отдельные кристаллы и зерна галита, окруженные галопелитовым веществом и не связанные с трещинами. Структура гидроборацита в трещинах нередко селенитоподобная (параллельно-волокнистая, с расположением зерен поперек трещин), т. е. такая же, как и галита более ранней генерации, выполнявшего трещины.

Надо полагать, что в отдельных кристаллах галита и в галите, выполняющем трещины, гидроборацит возникает в процессе собирательной кристаллизации из окружающего галопелитового вещества. В многочисленных образцах при иммерсионном изучении галопелитов установлены мельчайшие кристаллики гидроборацита (около 0,01 мм по длинной оси). Они-то и являются гидроборацитом более ранней генерации, который при последующей собирательной кристаллизации дает различные — волокнистые, спутанно-волокнистые, мозаичные, длинноигльчатые, тонкопризматические — образования гидроборацита более поздней генерации.

На первых этапах собирательной кристаллизации наиболее часто в микрозернистой массе галопелитового вещества возникают волокнистые агрегаты гидроборацита — параллельно- и спутанно-волокнистые (войлочноподобные). На последующих стадиях появляются более крупные кристаллы, обуславливающие различные структуры. На участках собирательной кристаллизации гидроборацита вмещающее галопелитовое вещество разбивается, образуя более или менее отчетливые веретеновидные, петельчатые, округлые формы. При петельчатом распределении каждая из «петель» имеет свое собственное строение. В одних случаях преобладает структура «лесосплава», в других — параллельная тонкопризматическая, в третьих — мозаичная, в четвертых — разнокристаллическая с преобладанием спутанно-волокнистой. Наиболее крупные кристаллы гидроборацита, возникшие в процессе собирательной кристаллизации, ориентированы в основном перпендикулярно (или близко к этому направлению) «петлям» галопелитового вещества.

В одном из шлифов наблюдалась отчетливо выраженная собирательная кристаллизация с переходом волокнистого гидроборацита в крупнокристаллический. Здесь перед фронтом крупного кристалла гидроборацита вначале появляются растущие из него пальцевидные выступы с той же оптической ориентировкой. Затем между «пальцами» возникают дополнительные участки гидроборацита (оптическая ориентировка та же), фронт нарастающего

кристалла становится сплошным, а в процессе дальнейшей собирательной кристаллизации из крупного кристалла гидробората появляются новые пальцевидные выступы. Так происходит рост крупного кристалла гидробората за счет волокнистого.

В красноцветных бороносных галопелитах установлен гидроборат одновременного образования. По структуре выделяются его тонковолокнистая и удлиненно-призматическая разновидности. Первая более ранняя. Крупные удлиненно-призматические новообразования гидробората развиваются за счет тонковолокнистых участков. В одних случаях они образуются на месте тонковолокнистых агрегатов и располагаются параллельно друг другу (структура перекристаллизации вида «лесосплава»), в других — гидроборат начинает кристаллизоваться поперек удлинения тонковолокнистых агрегатов, захватывает их. Местами крупнопризматические новообразованные кристаллы еще сохраняют поперечную тонковолокнистую структуру. В последующем такие тонковолокнистые участки докристаллизовываются, и кристалл приобретает единую оптическую ориентировку.

Собирательной кристаллизации в породе наряду с гидроборатом подвергается также ангидрит. В начале на темно-красном фоне галопелитового вещества появляются линзовидные или иной формы образования очень мелкозернистого (около 0,01 мм) ангидрита серого цвета. При дальнейшей собирательной кристаллизации ангидрита в таких линзочках образуются группы мелких порфирированных участков (в сечении около 0,25 мм); в их пределах величина ксеноморфных зерен и идиоморфных широкопризматических кристалликов ангидрита достигает 0,01—0,10 мм. Карбонатная часть красноцветной галопелитовой породы, представленная тонкодисперсными доломитом и (главным образом) магнезитом, при собирательной кристаллизации других минералов сохраняет свое первоначальное мелкомикрoзернистое (при величине около и менее 0,01 мм) строение и с большим трудом диагностируется под микроскопом.

Таким образом, из компонентов галопелитовой массы ниже соляного зеркала собирательной кристаллизации подвергнуты в наибольшей мере бораты (с образованием скоплений чистого гидробората различного строения) и в значительно меньшей — ангидрит; карбонаты (преимущественно магнезит) почти вовсе не подвергаются собирательной кристаллизации и остаются в состоянии тонкодисперсного распыления. Следовательно, чем труднее растворимо (в данных условиях) вещество, тем оно менее подвергается собирательной кристаллизации.

Вторая разновидность гидроборатитовых скоплений в красноцветных галопелитах — стяжения и выполинение трещин. Стяжения имеют разные форму и размер, о которых по ядерным материалам не всегда можно точно судить (из-за больших размеров стяжений). Более мелкие скопления округлые, овальные, гнездовидные. Иногда скопления гидробората образуют крупные линзы, достигающие нескольких десятков метров по простиранию.

Гидроборацит, выполняющий вместе с галитом трещины, селени-товидный. В одном образце на плоскости наслоения (на контакте с волокнистым галитом) отмечены глиптоморфозы крупных (до 15 мм в сечении) радиально-лучистых гидроборацитовых образований.

В соленосных породах Северного Прикаспия, залегающих выше галопелитовой бороносной кызылтауской пачки, гидроборацит встречается преимущественно в каменной соли, содержащей примесь ангидрита и гипса, в полигалитсодержащей каменной соли и в сильвинитах. Правда, в «богатых» (с высоким содержанием хлористого калия) сильвинитах гидроборацит редок, но в «бедных» (т. е. в каменной соли с примесью сильвина) встречается часто. В соляных породах Альбай-Гау он присутствует либо как единственный бороносный минерал, либо в парагенезе с ашаритом, калиборитом и изредка с борацитом и преобразженским. Образование гидроборацита охватывает большой интервал галогенного процесса — от доломит-магnezитовой садки до начала сильвиновой включительно. Если воспользоваться терминологией палеонтологического (биологического) лексикона, то гидроборацит можно было бы назвать «эвригалинным» боратом, т. е. возникшим в средах широкого диапазона засоления.

Чрезвычайно характерны для скоплений гидроборацита в каменной соли разнообразные желвачные и линзовидные, обычно неправильные и быстровыклинивающиеся (через несколько миллиметров, иногда сантиметров) формы. Скопления встречаются либо в виде единичных стяжений, либо в виде более или менее обильных, иногда почти сплошных масс гидроборацита, пространственное распределение которых пока неясно. Ниже приводятся результаты микроскопического изучения гидроборацитовых скоплений в каменной соли.

Единичные крупные гидроборацитовые кристаллы и их сростки встречаются сравнительно редко. Наиболее часто наблюдаются пучко- и сноповидные агрегаты кристаллов (или «микроежики»). Структура гидроборацитовых скоплений очень разнообразная. Отмечаются участки тонковолокнистого радиально-лучистого гидроборацита, крупнопластинчатого, располагающегося на периферии радиально-лучистых. Местами гидроборацит образует в мелкозернистой каменной соли и сплошные желвачные скопления, и отдельно разбросанные иглы. Иногда строение гидроборацитовых желваков неакономерное: их внутренняя часть сложена микрзернистым, тонковолокнистым, тонкоигловатым гидроборацитом, а внешняя — более раскристаллизованным, вплоть до широкопластинчатого. В некоторых шлифах отчетливо видно, что наиболее крупные кристаллы и радиально-лучистые агрегаты гидроборацита развивались в контакте с зернами галита. В мелкозернистой каменной соли (при величине зерен галита около 5 мм) гидроборацит встречается преимущественно в виде широкопластинчатых кристаллов, как единичных, так и сростков грубопучковидного или груборадiallyно-лучистого строения. В одном из шли-

фов в крупном кристалле гидроборацита (так же как во вмещающем галите) установлены микровключения маточной рапы, которые ориентированы вдоль его длинной оси. Можно предполагать, что этот кристалл быстро вырос в солеродном бассейне (или в раннем диагенезе), захватив рапу.

Для гидроборацита в каменной соли также характерна различная степень перекристаллизации с образованием более или менее отчетливо выраженных радиально-лучистых игольчатых образований. Наблюдается перекристаллизация тонковолокнистого, по видимому, петельчатого (раннего) гидроборацита в радиально-лучистый игольчатый. Иглы-лучи вырастают не сразу, а через стадию «палочковидного» («бактериевидного») гидроборацита. В последующем такие «микрородочки» сростаются в иглы.

Изредка в гидроборацитсодержащей каменной соли (в галите и гидробораците) встречаются игольчатые включения минерала селлаита (MgF_2) длиной до 0,2—0,4 мм, иногда образующие пучковидные сростки. Представляется, что вместе с бором в морской бассейн седиментации поступал фтор. Селлаит первым выпадал в осадок и быстро захватывался растущими кристаллами галита и гидроборацита.

Особенное внимание привлекает нахождение в каменной соли соленосной толщи в окрестностях Альбай-Тау большого количества гидроборацита и ашарита при спорадическом, но сравнительно малом количестве калиборита. Высказывалось мнение о том, что ашарит и гидроборацит представляют собой первичные седиментационные образования, выпавшие одновременно в осадок в период накопления бороносного хлористого натрия. Детальное исследование показало следующее. В каменной соли по керну ряда скважин обнаружено большое количество боратов, причем часто доминирует ашарит. Он имеет преимущественно микрозернистую («глиноподобную») структуру и мелкокомковатое строение, часто образует петельчатые скопления по границам галитовых зерен. Из его микрозернистых (пелитоморфных) участков в некоторых случаях (но не всегда) вырастают в галит тонкоигольчатые ашаритовые образования самой поздней генерации, дающие как бы венчики тончайших иголок, направленных в сторону галитовых зерен.

Столь же интенсивно, как в галит, игольчатые новообразования ашарита растут и в кристаллы гидроборацита (на контактах гидроборацита и ашарита). Таким образом, игольчатый ашарит поздней генерации ведет себя агрессивно в отношении и галита, и гидроборацита. Но не только тонкоигольчатый ашарит внедряется в гидроборацит. Многие кристаллы последнего заполнены пелитоморфным (или микрозернистым) ашаритом. Наблюдается такая стадия внедрения ашарита в гидроборацит, при которой от последнего сохраняются лишь мелкие реликтовые обрывки. Пелитоморфный ашарит внедряется в кристаллы гидроборацита по трещинкам спайности, а иногда резко их срезает в поперечном или близком к нему направлении. Местами он распределяется

вдоль волоконцев гидроборачита, а местами, доминируя над тонковолокнистым гидроборачитом, образует сплошные участки. О времени ашаритизации гидроборачита (гипергенез, ранний диагенез) судить трудно.

Для ашарита характерны различные стадии раскристаллизации, даже в пределах одного крупного (40 × 40 мм) шлифа. Бывает, что развитие по пелитоморфному ашариту ранней генерации более позднего тонкоигольчатого происходит лишь локально на периферии пелитоморфных комочков, иногда такой ашарит разрывает эти комочки и от них остаются лишь одни обрывки. При этом размер зерен увеличивается и начинает преобладать игольчатый ашарит с длиной кристалликов до 0,1 мм и более. Особенно отчетливо взаимоотношения между игольчатыми новообразованиями ашарита и остаточными (реликтовыми) участками пелитоморфного ашарита видны при скрещенных николях в отраженном свете: пелитоморфные становятся яркими золотисто-желтыми (особенно при сильном диафрагмировании), а игольчатые и микроигольчатые — серыми. Причины, почему в одних случаях перекристаллизация пелитоморфного ашарита происходит вплоть до довольно крупных иголок, а в других не происходит, остаются неясными.

Примерно в 10 м ниже соляного зеркала установлена полигалитизация гидроборачита и ашарита. Интересно, что даже микроигольчатый ашарит поздней генерации при этом уничтожен. Таким образом, полигалитизация является еще более поздним процессом. Когда борное тело попадает в состав пород гипсовой шляпы, этот полигалит дает в боратовой массе зерна или участки гипса, иногда в виде бесцветного «марьяна стекла».

Приведенные материалы позволяют сделать некоторые выводы относительно распространения и условий образования гидроборачита в соляно-купольных поднятиях Прикаспийской впадины и прилегающих участках Юго-Западного Приуралья.

1. Гидроборачит — это главный борат пород кунгура как соленосной толщи (Нежинка, Джуан-Тюбе, Жилиянка), так и надсоленосных ангидрит-гипсовых пород (Челкар).

2. Гидроборачит формировался на ранних стадиях галогенного осадконакопления, преимущественно в доломит-магнезитовую, гипсовую и галитовую (см. табл. 2). Главные массы его образовывались в периоды расслоения при формировании пород соленосной толщи или при отложении гипс-ангидритовых (покровных) пород надсоленосной толщи.

3. Гидроборачит является материнским (седиментационным) боратом. Никаких других путей его образования пока не установлено.

4. Первоначально гидроборачит образовывался в материнском солеродном бассейне, по-видимому, в основном в виде пелитоморфного (микрозернистого) осадка, в процессе собирательной кристаллизации которого позднее возникали структурные разновидности гидроборачитовых желваков, гнезд и пород. Автор считает

гидроборацит первичным галогенным образованием; между его возникновением и последующей собирательной кристаллизацией проходил какой-то отрезок времени. В присутствии галита его собирательная кристаллизация протекала сравнительно легко, и он образовывал более или менее полные псевдоморфозы по галиту — порфиристо-, желвако-, селенитовидные и другие отчетливо выраженные и ясно различимые невооруженным глазом образования (даже в тех случаях, когда содержание B_2O_3 во вмещающих породах измеряется долями процента). С затруднениями и на значительно более длинном отрезке времени шел процесс собирательной кристаллизации гидроборацита при отсутствии засоления вмещающей породы.

5. Боропроявления Кызыл-Тау и Челкара имеют общие характерные генетические черты. Гидроборацит встречается в составе галогенных образований со значительным количеством терригенных, в основном глинистых, компонентов; распределение бора спорадическое; при рассолонениях солеродного бассейна (например, при гипс-ангидритовом осадконакоплении) бор накапливался то в значительных количествах, то в ничтожных, близких к кларковым. Сонахождение сильно разложившегося вулканического стекла и гидроборацита в галопелитовых образованиях Кызыл-Тау, а также вулканического пепла, горизонтов туфогенных пород и серлезита (боросиликата натрия) в разрезах тенардитсодержащей каменной соли поднятия Западный Азгир отчетливо указывает на вулканогенную природу бора.

КАЛИБОРИТОВЫЕ, АШАРИТ-КАЛИБОРИТОВЫЕ, УЛЕКСИТ-КАЛИБОРИТОВЫЕ И АШАРИТОВЫЕ СКОПЛЕНИЯ

Среди боратов соленосной толщи калиборит занимает второе место (после гидроборацита). Установлено его распространение в сильвинитах, полигалит-сильвинитовых и полигалитовых породах, в каменной соли — в чистой, а также с примесью галопелита, ангидрита, сильвина, полигалита, изредка кайнита и кизерита (см. табл. 2). Он встречается как один, так и в парагенезисе с другими (см. табл. 1) борсодержащими минералами: ашаритом, улекситом, гидроборацитом, преобразенскитом.

Часто калиборит распределен во вмещающей породе без какой-либо закономерности. Например, в серо-зеленом галопелитовом веществе (скв. 819, глубина 82 м) отмечены белые округлые (порфиристовидные) участки микрозернистого калиборита. Величина их от долей до 5—7 мм. В шлифе они едва просвечивают лишь в тех местах, где началась перекристаллизация микрозернистой массы с образованием чуть заметных волоконцев калиборита. Перекристаллизация микрозернистого калиборита здесь очень затруднена, по-видимому, тем, что он заключен в галопелитовом веществе, а не

в галите или сильвине, где происходит легкая собирательная кристаллизация калиборита. Иногда наблюдается более или менее закономерное распределение его в породах, например в слоистых: в сильвинитах, каменной соли, полигалитах.

В некоторых калиборитсодержащих соляных породах слоистость едва намечается. В одних случаях она связана с уплощением и общей вытянутостью зерен калиборита, галита и сильвина. Здесь она не выдержана и прерывается участками сильвинита (размером $1,5 \times 2,0$ см), содержащими незначительное количество калиборита. Эти участки более или менее совпадают со слоистостью, а иногда их длинная ось направлена вкось к ней. В других случаях (в каменной соли) слоистость выражена еще менее отчетливо, отмечается лишь незначительное изменение в содержании калиборита, который распределен в породе в виде разнозернистых агрегатов. Величина зерен в них изменчива — от весьма мелких до крупных (более 0,5 мм), форма очень неправильная. Местами калиборитовые агрегаты соединяются вместе, окружают галитовые участки, создавая своеобразные петельчатые структуры крупнозернистого строения. Правда, они выражены не совсем отчетливо.

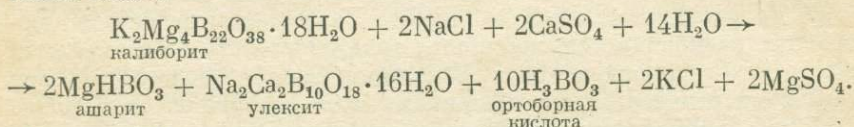
Для калиборита, как и для гидроборацита, характерен затянутый во времени процесс собирательной кристаллизации. Мелкие кристаллики калиборита, измеряющиеся 3—5 мкм, идиоморфны. Они широкопризматические, с длиной, превышающей ширину в 4—5 раз. Некоторые призмочки увенчаны двумя головками, симметричными или почти симметричными по отношению к продольной оси. Крупные совершенные кристаллы, возникающие при собирательной кристаллизации, сравнительно редки. Наблюдаются различные стадии их образования в породах.

Так, в бедных сильвинитах (скв. 1275, глубина 79,85 м) отмечаются как незавершенные, так и завершенные кристаллы: с искривленными гранями и лишь с одной головкой; с искривленными гранями и с двумя головками; с двумя головками и прямолинейными гранями. Кристаллы любой стадии развития имеют единую оптическую ориентировку и содержат включения галита. Иногда наблюдается вращение головки одного кристалла в другой. Размеры кристаллов калиборита от 0,3 до нескольких миллиметров, галита до 0,5 мм. Искривление граней калиборитовых кристаллов объясняется их приспособлением к границам галитовых зерен [Атлас... 1974, фиг. 101, 102].

В сильвините (скв. 1770, глубина 99,3 м) отмечены примеры собирательной кристаллизации калиборита в зависимости от его первоначального пространственного расположения в породе. Если мелко-микрозернистый калиборит ранней генерации располагался в виде сплошного изометрического участка, то происходила его спорадическая собирательная кристаллизация во многих точках и появлялась разнозернистая структура калиборита с зернами от едва видимых под микроскопом (около 0,01 мм и даже менее) до крупных (величиной от 0,1 до 0,5 мм), вытянутых в плоскости слабо выраженной слоистости породы. Если же микро-

мелкозернистый калиборит ранней генерации слагал в сильвините отчетливый тонкий микропрослой (или микролинзу), то перекристаллизация происходила отдельными блочками, которые располагались, перпендикулярно микропрослою (микролинзе). Блочки имели единую оптическую ориентировку. В последующем они срастались в одно крупное зерно вытянутой формы длиной до 3—4 мм.

Под влиянием гипергенных процессов ниже соляного зеркала калий выносятся из калиборита с образованием на его месте ашарита и улексита. Этот факт отмечался еще в 1937 г. М. Н. Годлевским [Годлевский, 1940], который наблюдал в шлифе вростки ашарита в калиборите, указывающие на то, что калиборит при разложении переходит в ашарит. По данным А. Ф. Горбова (устное сообщение), гидролиз калиборита происходит, по-видимому, по такой схеме:



Если принять, что в исходном продукте (калиборите) было 100% бора, то в остаточных продуктах (в ашарите и улексите) его будет 55, а в растворе (в ортоборной кислоте) — 45%.

Калиборит, находящийся в бороносных породах соленосной толщи, устойчив до начала их выветривания. Как только породы попадут в зону выщелачивания, происходит разложение калиборита. Он замещается игольчатым ашаритом, который под микроскопом отчетливо обнаруживается как в виде единичных образований, так и в виде скоплений пучковидной, радиально-лучистой ежиковидной и иной формы. Если по калибориту развивается пелитоморфный ашарит, то он выглядит как галопелитовое («глинистое») вещество и отличается от него желтовато-золотистым цветом в отраженном свете. Отчетливое образование ашарита в крупных зернах и кристаллах калиборита первоначально было отмечено в калиборитсодержащих каинитовых породах, расположенных несколько выше уровня соляного зеркала и подстилающих боратовый участок 36 (скв. 292). Отдельные зерна калиборита часто интенсивно ашаритизированы, в результате чего переполняются игловидными до грубоигловидными, слегка искривленными новообразованиями ашарита [Атлас... 1974, фиг. 211]. В сильвинит-глазеритовой породе (скв. 255, глубина от 172,86 до 176,6 м) отмечен один из многочисленных случаев замещения калиборита пучковидными, иногда радиально-лучистыми тонкоигльчатыми образованиями, ашарита. Процесс ашаритизации калиборита сопровождается его разложением, за счет калия образуется полигалит.

Ашариты, только что образованные из калиборита в зоне выщелачивания солей, резко отличаются от ашаритовых скоплений кепрока у дневной поверхности. Последние обычно мягкие, срав-

нительно легко рассыпающиеся в порошок. Ашариты зоны выщелачивания солей нередко твердые (с трудом царапаются ножом), белые с голубоватым оттенком, иногда сероватые, микрозернистые, мраморовидные породы с неровным раковисто-бугорчатым изломом и острыми режущими краями. Автор выделил их в 1942 г. как «твердые ашариты».

Особенно характерны взаимоотношения таких ашаритов и калиборита в разрезе скв. 292 (восточное окончание боратового участка 36). Здесь от соляного зеркала (глубина 52,45 м) до глубины 57,9 м встречены сильвин- и калиборитсодержащие каинитовые породы; от 57,9 до 70,5 м — каинитсодержащие сильвиниты; от 72,5 до 78,6 м — полигалит-калиборитовая порода с сильвином и ашаритом с высоким содержанием V_2O_5 . В калиборитовых зернах этих пород часто наблюдаются игольчатые ашаритовые новообразования, дающие пучки или скопления («кучи» или «груды» игл), прорастающие зерна калиборита, а также встречаются прекрасные разновидности сплошного аквамаринového (цвета льда) и розоватого твердого ашарита. В калиборитовой породе на глубине 78,0 м он отмечается по трещинам, а в интервале от 72,5 до 72,7 м — в виде твердого белого мраморовидного образования.

В скв. 292 ашаритизация наблюдалась до глубины 78,6 м.

В разрезе скв. 291 выявлены два горизонта твердых ашаритов: 1) от 43,2 до 44,7 м, 2) от 63,75 до 65,00 м. В первом ашаритовая порода имеет в основном голубоватый фон с белыми участками, полосами и пятнами. Под микроскопом оказалось, что в белых развиты главным образом микроигольчатая, а в голубоватых — микрозернистая (пелитоморфная) разновидности ашарита. Электронно-микроскопические исследования игольчатого ашарита показывают, что и при большом увеличении кристаллики ашарита имеют игольчатый облик. Длина их иногда в 28 раз превышает ширину (около 0,05 мкм). Некоторые из них увенчаны очень неотчетливыми асимметричными головками. Как правило, концы тонкопризматических кристалликов (игл) резко оборваны либо перпендикулярно удлинению, либо несколько вкось [Атлас..., 1974, фиг. 134].

Вопрос о времени ашаритизации калиборита не совсем ясный. Нет сомнений, что этот процесс протекает в гипергенной обстановке близ соляного зеркала. Однако проявлялся ли он и в раннедиагенетическую стадию формирования бороносных пород и боратов — сказать трудно.

Одновременно с процессом ашаритизации калиборита происходит и его улекситизация. Улексит установлен только в 1951 г. Н. К. Воробьевым (скв. 377, глубина 50,0 м). Диагностирование улексита затруднено тем, что неперекристаллизованная его масса под микроскопом похожа на галопелит. Кроме того, при приготовлении шлифов горячим способом тонковолокнистый улексит разлагается и теряет свое строение. На электронно-микроскопических снимках улексит имеет различный облик. Часто встречаются призматические образования улексита (с асимметричными головками),

длина которых более ширины в 5—9 раз. В других случаях лишь некоторые кристаллики улексита размером 0,5—2,0 мкм имеют форму, близкую к тонкопризматической, обычно же они характеризуются самыми разнообразными, более или менее изометрическими формами.

В разрезе скв. 819 в сильно глинистой каменной соли и в засоленных галопелитовых породах на глубинах 65,0 и 62,5 м отмечены как отдельные изолированные, так и скопления порфировидных образований улексита. Есть основания считать их продуктами замещения ранее бывших вкрапленников калиборита, подобных тем, которые наблюдаются ниже, на глубине 65,0—72,0 м в разрезе этой скважины.

В одном из образцов в ангидритовой породе вместе с улекситом присутствует пробертит (см. раздел «Пробертитовые скопления»).

Представляют интерес ашаритизация и улекситизация калиборита, изученные по разрезу скв. 430, вскрывшей боратовую залежь близ соляного зеркала. На глубине от 41,85 до 42,87 м местами встречается порода, где калиборит резко преобладает над ашаритом. Структура породы разнотельная: величина зерен калиборита колеблется от сотых долей до 2—3 мм. Форма их либо изометрическая, либо несколько вытянутая по слоистости. Величина зерен калиборита зависит от того, как близко они соприкасаются с ашаритовыми новообразованиями. Около них зерна калиборита очень мелкие, иногда (в самых контактах с ашаритом) мельчайшие, едва видимые под микроскопом. Объясняется данный факт тем, что именно у контактов происходят интенсивное разложение калиборита и образование за его счет ашарита. Наряду с ашаритом среди зерен калиборита присутствует и улексит в виде коричневатой массы со значительно меньшим показателем преломления, чем у ашарита (и меньшим, чем у канадского бальзама). В нем при увеличениях в 160 раз отмечаются редкие, чрезвычайно тонковолокнистые (кажущиеся изотропными при скрещенных николях), мелкие участки (в сечении около 0,01—0,05 мм) с неотчетливой агрегативной поляризацией (низкие серые тона интерференционной окраски), очень похожие на галопелитовое вещество. Поэтому диагностирование такого улексита весьма затруднительно.

В начале 50-х годов выявлена полигалитизация калиборита [Аржемский, 1954]. Этот процесс широко распространен и идет параллельно с полигалитизацией ангидрита, сильвина, каинита и даже эпигенетических глазерита, ашарита и других образований. Наблюдаются его различные стадии — от начальной, когда лишь на периферии крупных (0,2 мм и более) калиборитовых зерен внедряются обычно волокнистые или призматические (иногда мелкоагрегатные) новообразования полигалита, до такой, когда от зерен калиборита остаются только мелкие обрывки. Можно предполагать, что во многих случаях, где сейчас отмечаются в бороносных сильвинитах участки сплошных агрегатов полигалита, ранее присутствовал на их месте калиборит.

Характерно, что в процессе замещения калиборита полигалитом обычно не образуются псевдоморфозы полигалита по калибориту (аналогичных, например, гидроборацитовым по галиту), а происходит разрывание («съедание») зерен калиборита и интенсивное разрастание около и внутри них агрегатных, волокнистых, призматических и всевозможного вида мозаичных разновидностей полигалита [Яржемский, 1954, фиг. 7—10]. Часто внутри зерен калиборита появляются радиально-лучистые стяжения тончайших полигалитовых игловидных сростков, которые в скрещенных николях имеют не яркие цвета интерференции, а серые (из-за того, что иглы очень тонкие), мерцающие. Такая структура была названа М. Н. Годлевским [1940] «структурой привидений». Автор называет ее «структурой мерцания».

В сильвинит-полигалитовой породе (скв. 1770, глубина от 57,0 до 64,7 м) отмечены разные стадии замещения калиборита полигалитом. Многочисленные калиборитовые кристаллы и зерна от едва видимых до 2—3 мм в поперечнике подвергаются разъеданию (замещению). Калиборит постепенно исчезает, превращается в остаточные участки самой различной формы. Местами от него остается лишь масса более или менее изометрических зернышек около 0,1 мм в поперечнике, разбросанных среди новообразований полигалита. При сплошном замещении калиборита полигалитом бораты здесь уже не видны.

Часто при полигалитизации зерен калиборита образуется ашарит. Так, в полигалит-сильвиновой породе (скв. 1770, глубина 94 м) наряду с калиборитом отмечен и ашарит. Калиборит присутствует здесь в виде скопленный изометрических зерен размером от 0,1 до 0,3 мм, спорадически отклоняющихся по величине в ту или иную сторону. Структура калиборитовых участков при более или менее изометрических зернах мостовидная, но иногда встречается и разнозернистая. Однако без изменения участки калиборита сохраняются редко. Обычно наблюдаются их интенсивная полигалитизация и ашаритизация. Полигалит образует среди калиборита сплошные вытянутые или петельчатые скопления волокнистой, пучковидной, радиально-лучистой и иной структуры. Ашарит в виде микрозернистой (пелитоморфной) «глинистой» белой (под микроскопом) массы располагается петлями среди полигалитизированного калиборита, а также образует сплошные скопления. Отличаются пелитоморфные ашаритовые и полигалитовые участки лишь в отраженном свете: ашарит золотисто-желтоватый, а полигалит серый. Таким образом, в процессе гипергенных изменений (происходящих на глубине 94 м) калиборит полигалитизируется и здесь же дает остаточный продукт своего разложения в виде микрозернистого ашарита.

Калиборит, подвергшийся ашаритизации, также замещается полигалитом. В породах отмечаются различные стадии полигалитизации ашаритизированного калиборита. Так, в разрезе полигалит-сильвинитовой бороносной пачки (скв. 1770, глубина от 84,15 до 99,3 м) участками (глубина 97,4 м) встречается калиборит-

сильвинитовая порода, где калиборита очень много. Местами она неотчетливо слоистая, что связано с некоторым уплощением и ориентировкой зерен калиборита, галита и сильвина. Слоистость невыдержанная, прерывается участками сильвинита (размером до $1,5 \times 2,0$ см) с небольшим количеством калиборита, совпадающими со слоистостью. Ашарит образует в породе грязно-белые, непросвечивающие микрозернистые (пелитоморфные) скопления петельчатого типа, а эпигенетический полигалит, возникший за счет калиборита, присутствует лишь спорадически в виде пучковидных и радиально-лучистых сростков. В других породах крупные зерна калиборита одновременно замещены и ашаритом (радиально-лучистым и игольчатым), и различной величины зернами и кристаллами полигалита. На контактах с преобладающей полигалитовой массой породы зерна калиборита уже настолько оказываются замещенными полигалитом и разорванными на отдельные обрывки, что их контуры удается восстанавливать лишь с большим трудом (при скрещенных николях, когда более отчетливо проявляются их границы). Участками процесс замещения калиборита полигалитом прошел еще дальше, так что калиборитовые зерна, в той или иной мере проросшие иглами ашарита, оказались целиком разорванными на отдельные куски.

В соляных породах, вскрытых на боратовом участке 36, встречаются крупные кристаллы калиборита (до 30 мм по длинной оси). Некоторые из них заполнены игольчатыми образованиями ашарита в виде отдельных кристаллов, пучковидных и звездчатых сростаний, а также галопелитовой («глинистой») примеси. Отдельные участки таких кристаллов калиборита замещаются полигалитом, образующим крупные пучки тонкопризматических игл и скопления агрегатной или спутанно-волокнутой структуры. Полигалит здесь тяготеет к «глинистому» веществу.

Иногда отмечается замещение полигалитом и ашарита, который заполняет кристаллы калиборита [Яржемский, 1954, фиг. 10]. При этом полигалит развивается как по пелитоморфному ашариту, так и по микроигольчатому более поздней генерации.

В природных условиях новообразования полигалита испытывают дальнейшие изменения. Когда бороносная калиборитсодержащая калийная залежь в силу эрозии и соляной тектоники оказывается у соляного зеркала, происходят ашаритизация и улукситизация калиборита, полигалит замещается крупнозернистым гипсом, в той или иной мере «глинистым», борсодержащим, нередко имеющим контакт с каменной солью на самом соляном зеркале.

БОРАЦИТОВЫЕ И БОРАЦИТСОДЕРЖАЩИЕ СКОПЛЕНИЯ

Борацит совместно с преображенскитом и хильгардитом является второстепенным боратом соленосной толщи и отмечен лишь в нескольких местах Северного Прикаспия. Он самый распространенный из этих минералов, занимает третье место среди

боратов соленосной толщи. Количество его парагенезисов 5,3% (см. табл. 1). Наиболее часто борацит отмечается в ангидритсодержащей каменной соли, в засолоненном ангидрите, в каменной соли с карналлитом, в каменной соли с полигалитом и в сильвините [Атлас..., 1974, фиг. 77, 106—111 и др.]. Из боратов наиболее часты его парагенезисы с гидроборацитом, реже с преобразованным и еще реже с хильгардитом и пинноитом [Яржемский, 1953]. Ранее, до массового бурения колонковых скважин в различных участках Северного Прикаспия, борацит считался боратом, связанным только с карналлитовыми породами.

Борацитовые скопления встречаются в виде вкрапленников, гнезд или стяжений различной формы и размера (до 1—2 см), а также прожилков. По данным В. В. Лобановой [1958], в соленосной толще центральной части Прикаспия борацит наблюдается в форме почти изотропного, или полуизотропного (опало-халцедоноподобного) минерала (с показателем преломления 1,642—1,659) и в форме сравнительно хорошо раскристаллизованных образований (с показателями преломления $N_g = 1,673$; $N_p = 1,662$).

Первоначально был обнаружен полуизотропный борацит. В нем среди преобладающей изотропной массы присутствуют или неотчетливые точечные, или неправильные, или радиально-лучистые анизотропные образования. Полуизотропный борацит встречается в виде округлых образований типа оолитов размером около 0,1—0,2 мм в сечении. По данным В. В. Лобановой [1958], они первичные, находятся в виде включений в галопелите, располагаясь по слоистости между зернами галита. Такой же первичный полуизотропный борацит установлен и в ангидритовой породе, залегающей в толще каменной соли, где он образует рассеянные очень мелкие гнезда и скопления и где наряду с полуизотропными присутствуют и раскристаллизованные (до полнокристаллических) образования.

Степень раскристаллизации борацитовых скоплений в породах соленосной толщи Прикаспия различная, однако довольно слабая по сравнению с другими регионами боропроявлений. В одних участках перекристаллизация весьма интенсивная агрегатная, в других борацит сохраняется почти изотропным, едва просвечивающимся (в шлифе с линзой Лазо), местами с прожилками (длиною до 6,0 мм и толщиной 0,05—0,07 мм, иногда сутуроподобно изгибающимися), выполненными очень мелкоагрегатным борацитом. Наконец, имеются участки, сложенные более или менее отчетливыми борацитовыми шариками (от 0,1 до 0,3 мм в диаметре), обычно почти изотропными, темными вследствие их микро-мелкоагрегатного строения. Наиболее отчетливо шарики видны на периферии боратовых скоплений, на контактах с галитом. Внутри же шарики теснят друг друга, теряют форму и образуют массу с едва различающейся комковатой структурой. Иногда в процессе перекристаллизации борацита возникают зерна агрегатного строения, среди которых выделяются образования концентрически-скорлуповатой и радиально-лучистой структуры.

Химический анализ одного из существенно-борацитовых скоплений (скв. 658, глубина от 42,0 до 42,33 м; аналитик А. И. Соколова, ВНИИГ) дал такой состав (%): борацита — 83,26; ашарита — 6,04; гипса — 5,90; доломита — 1,14; сепиолита — 1,76; нерастворимого в кислоте остатка — 1,29; полуторных окислов — 0,27; гигроскопической воды при 60° — 0,29.

Ниже приводится характеристика борацитсодержащих скоплений в некоторых породах.

В серой и розоватой слегка засоленной ангидритовой породе (скв. 1265, глубина 130 м) борацит вместе с ашаритом образует порфино- или оолитовидные вкрапленники («шишки») [Атлас..., 1974, фиг. 114]. В каменной соли (скв. 1989, XI поисковый участок) борацит обычной для него микро-мелкоагрегатной структуры находится в парагенезисе с таблитчатыми, иногда со следами волокнистого строения зернами гидроборацита. Там, где развивается гидроборацит, борацит или отсутствует, или образует пойкилитические вроски агрегатных и радиально-лучистых «крупинок» (размером 0,01—0,03 мм) в крупных широко таблитчатых кристаллах гидроборацита. Надо полагать, что эти «крупинки» реликтовые и что борацит замещается гидроборацитом. Иногда среди гидроборацита встречается хильгардит в виде редких единичных трещиноватых зерен или единичных радиально-лучистых полусфер около «крупинок» борацита.

Местами в крупнозернистом бесцветном галите отмечается большое количество борацитовых скоплений неправильной формы. Их распределение обуславливает грубо выраженную петельчатую текстуру. Крупные галитовые зерна в такой породе имеют вид «окон» линзообразной и иной формы среди массы борацитовых скоплений.

В каменной соли с примесью борацита и гидроборацита (скв. 1989, глубина от 69,0 до 70,65 м) борацит распределен в виде петель вокруг зерен галита очень неотчетливой формы. Структура их микро-мелкоагрегатная, халцедоноподобная. В борацитовых петлях отмечаются неправильные или широко таблитчатые зерна гидроборацита. Встречается каменная соль (скв. 1989, глубина от 69,0 до 70,65 м) то со сплошными, то с петельчатыми скоплениями борацита микро- и мелкоагрегатного строения. Среди них спорадически наблюдаются хильгардит и таблитчатые кристаллы гидроборацита. Хильгардит присутствует в виде отдельно разбросанных зерен и скоплений обычно с неясными контурами среди массы мелкоагрегатного борацита. Однако они выделяются отчетливо на серой массе агрегатного борацита своими высокими цветами интерференции. Последовательность образования хильгардита и гидроборацита остается невыясненной.

Борацитовые и борацитсодержащие скопления встречаются в породах самого разного состава, отражающих различные стадии пегнитогенного процесса (см. табл. 2), — от карбонатной и ангидритовой до карналлитовой включительно; отмечены они даже как эпигенетические образования в виде псевдоморфоз по кварцу.

Все перечисленное указывает на широкий диапазон возникновения борацита в очень разнообразной природной обстановке, поэтому нельзя считать, что образование борацита в процессе осаждения происходило только из эвтонической рапы.

ПРЕОБРАЖЕНСКИТОВЫЕ СКОПЛЕНИЯ

Преображенскит отмечен в различных участках соленосной толщи центральных и восточных и главным образом юго-восточных площадей Прикаспия, но развит в основном в породах сильвинит-галитовой пачки. Совместно с борацитом и хильгардитом он является одним из распространенных второстепенных боратов соленосной толщи. Среди боратовых парагенезисов соленосной толщи преображенскитовые стоят на четвертом месте (3,7%, см. табл. 1).

Выделяются четыре разновидности преображенскита.

1. Темно-серый преображенскит, образующий линзы в темно-серых (почти черных) галопелитах (скв. 1989). Он имеет микро-, местами мелкозернистую структуру, схожую с халцедоном; легко скоблится ножом. Местами порода отчетливо перекристаллизована: в точечно- и мелкоагрегатной массе встречаются вытянутые ланцето- или веретенovidные зерна до 0,1 мм по длинной оси. Однако отчетливо выраженных чечевицепоподобных образований, характерных для преображенскита, еще не возникло.

2. Лимонно-желтый, иногда почти бесцветный преображенскит. Он слагает желвачки размером около 5×3 см в мелкозернистой каменной соли, содержащей тонкие (от долей до 1—1,5 мм) прослоечки полигалита очень мелкозернистого (размер зерен около 0,01 мм) с примесью ангидрита. Преображенскит в сильной степени перекристаллизован: он сложен сравнительно крупными (от 0,1 до 0,5 мм) более или менее изометрическими зернами и таблитчатыми кристаллами (до 1,5 мм в длину при ширине 0,4 мм). Эта разновидность преображенскита блестит на изломе, легко скоблится ножом, а на воздухе нередко становится рыхлой и крошится при надавливании пальцами. Желтоватую массу преображенскита окружают крупные (величиною до 5—7 мм) бесцветные (воднопрозрачные) кристаллы калиборита. В калиборите и близ его контактов с преображенскитом имеются снежно-белые участки и желвачки диаметром до 2 мм, сложенные почти изотропным борацитом с высокой твердостью.

3. Крупные (до 10 мм и более по длинной оси) бесцветные уплотненные кристаллы преображенскита, которые представляют собой продукт дальнейшей собирательной кристаллизации минерала. Они не образуют сплошной породы, а встречаются в бороносной каменной соли в виде отдельных кристаллов, то единичных, то расположенных группами.

4. Белый с легким голубоватым оттенком мелкозернистый мраморовидный преображенскит, залегающий вблизи соляного

зеркала (скв. 2182). Величина зерен преобразженскита до 0,25 мм, обычно менее. Верхний показатель преломления минерала *Ng* поднимается с 1,594 до 1,596 (т. е. на 0,002), *Np* тоже несколько повышается с 1,573 до 1,576 (т. е. на 0,003). Однако визуальное сравнение его дебаеграммы с вышеприведенной разновидностью показывает их полное сходство. Эта белая прочная преобразженскитовая порода менее раскристаллизована, чем лимонно-желтая. Породы разбита трещинкой толщиной от 0,5 до 1,5 мм, по которой прошла интенсивная иниоитизация преобразженскита. В более или менее изометрических зернах новообразованного иниоита, достигающих величины 0,3 мм, сохранилось еще много остаточных (реликтовых) мелких зернышек преобразженскита, имеющих удлиненную форму с «оплавленными», сосулькоподобными окончаниями, их величина по длинной оси от 0,01 до 0,10 мм. Иниоитизация преобразженскита близ соляного зеркала быстрее происходит там, где могут в наибольшем количестве проникать рассолы водоносного горизонта (т. е. по трещинкам в породе). Если преобразженскит находится в участках галита, еще сохранившегося у соляного зеркала, этот процесс замедляется.

Преобразженскит образовывался преимущественно при более высоких концентрациях рапы по сравнению с главными боратами соленосной толщи — гидроборацитом и калиборитом (см. табл. 2). Он формировался в существенно сульфатной рапе при садке каменной соли, содержащей в качестве примеси ангидрит, полигалит, сильвин, каинит, кизерит, галопелиты при ничтожной роли карналлита. Из боратов он чаще встречается с калиборитом, борацитом и хильгардитом.

ХИЛЬГАРДИТСОДЕРЖАЩИЕ СКОПЛЕНИЯ

В Северном Прикаспии первоначально хильгардит получен в составе нерастворимого остатка карналлитовой породы (скв. 244) в виде пирамидальных зерен со стекляннм блеском размером в 1—2 мм. Химический анализ показал такой состав (%): V_2O_5 — 47,2; CaO — 24,64; CaCl — 14,71; H_2O — 4,8. В настоящее время хильгардит отмечается в разрезе ряда скважин преимущественно в каменной соли (1989, 2182, 2194, 1275 и др.). Он занимает пятое место среди парагенезисов боратов соленосной толщи (1,4%; см. табл. 1); обнаружен как в сравнительно чистой каменной соли, так и в каменной соли, имеющей в одних случаях примесь сильвина, в других — примесь ангидрита, в третьих — карналлита (см. табл. 2). Из боратов совместно с хильгардитом встречены борацит, преобразженскит, гидроборацит. В галопелитах хильгардит в качестве примеси отмечен совместно с ангидритом, преобразженскитом и редкими единичными зернами калиборита. Его парагенезисы наиболее близки к борацитовым. Особенно их сближают частые парагенезисы в каменной соли с карналлитом по сравнению со всеми другими боратами соленосной

толщи. Однако в парагенезисах хильгардита почти отсутствует полигалит, часто встречающийся вместе с борацитом. Если же сравнить преобразенскит и хильгардит, то ясно видно, что для преобразенскита характерно преобладание парагенезисов с ангидритом, полигалитом, каинитом, кизеритом, эпсомитом и реже с карналлитом (см. табл. 1).

Ниже приводится характеристика некоторых хильгардитовых образований.

Наиболее широко распространены желвачные скопления хильгардита. Они различным образом располагаются в каменной соли и по форме и размерам чрезвычайно близки к борацитовым и преобразенскитовым, встречающимся в ангидритовой породе и каменной соли. В породах с послойным распределением желвачков (скв. 1989, глубина 71,35—71,75 м), кроме хильгардита, содержится также примесь калиборита, гидроборацита, а также ашарита, улексита, единичные зерна борацита. Взаимоотношения их сложны и недостаточно отчетливы. Во многих местах видны очень мелкие зерна калиборита. Иногда в таких участках наблюдаются пучки и «микроежики» из тончайших иголочек ашарита. Обычно же калиборит «исчезает», не оставляя ашарита. На некоторых контактах хильгардита и калиборита наблюдается тонкоигольчатый гидроборацит, местами вросший внутрь зерен калиборита. Отмечен копьевидный агрегат игольчатых образований гидроборацита, по-видимому, продукт замещения калиборитового кристалла. Это очень редко наблюдаемый факт перехода калиборита в гидроборацит. Помимо гидроборацита в калиборите, особенно в его крупных зернах, видны волокнистые коричневатые агрегаты, вероятно, улексита. Тонкие иглы гидроборацита местами разрастаются около и иногда внедряются внутрь зерен хильгардита. Однако утверждать, что гидроборацит может развиваться за счет хильгардита, пока преждевременно.

Хильгардит местами образует в каменной соли множество сросшихся между собою мелкожелвачных и концентрически-скорлуповатых «капустников» размером около 1—3 мм, иногда имеющих внутреннее ядро и две-три отчетливо видимые оболочки вокруг него. В результате растворения галита в воде были получены нерассыпающиеся, довольно прочные губчатые сростки такого хильгардита желтовато-зеленоватого цвета. Его химический состав следующий (%): R_2O_3 — 0,03; MgO — 0,05; CaO — 33,01; Na_2O — 0,14; SO_3 — 0,07; Cl — 11,16; B_2O_3 — 51,69; нерастворимый остаток — 0,20; влага — 0,59 (до 160°) + 5,33 (кристаллизационная); ClO — 2,51 (аналитик Е. Д. Ярушевич, ВНИИГ). На рис. 4 приведена кривая нагревания хильгардита.

В каменной соли нередко отмечаются результаты собирательной кристаллизации хильгардита, в процессе которой формируются грубые радиально-лучистые сростки [Атлас..., 1974, фиг. 79], иногда в центре с черным (непросвечивающим) галопелитовым веществом. Вполне возможно, что в его составе имелось некоторое количество микрозернистого хильгардита, который и служил

очажками для собирательной кристаллизации таких грубых сростков.

Частным случаем желвачковых образований является оолитовидный хильгардит (скв. 2182, глубина 48,3 м). В тех участках породы, где подобные желвачки не срослись между собою, цементирующей массой служит белый тонковолокнистый улексит [Атлас..., 1974, фиг. 326]. Оолитовидные образования хильгардита (их размер обычно не превышает 2 мм) имеют более или менее отчетливо выраженную радиально-лучистую структуру, центр кристаллизации заметен не всегда. В образованиях все же есть какой-то «условный» центр, от которого (или близ которого) расходятся радиально во все стороны волокнистые агрегаты хильгардита. В других желвачках «центр» — внутренняя часть, в них лишь у периферии появляется радиально-лучистая структура, да и то не очень явная.

Поверхность оолитовидных образований покрыта сплошной очень прочной пленкой (коркой) толщиной от 0,1 до 0,2 мм. Макроскопически она светло-серая с легким голубоватым оттенком, а в шлифе под микроскопом — коричневая. Структура корок волокнистая. Волокна располагаются перпендикулярно к границам корок и направлены к центру оолитовидных образований. Строение корок осложнено тем, что на их радиально-волокнистую структуру накладывается концентрическая (по принципу колец Лизетанга). Радиально-волокнистое и концентрически-скорлуповатое строение образований видно только под микроскопом при анализе.

Местами кроме внешней корки появляется внутренняя с тончайшим концентрически-скорлуповатым волокнистым строением [Атлас..., 1974, фиг. 78]. Обычно показатели преломления корок ниже, чем у хильгардита, иногда одинаковые. А некоторые участки корок сложены изотропным веществом с показателем преломления около 1,460, по-видимому опалом. Очевидно, последний после некоторой перекристаллизации создавал радиально-лучистые корки на поверхности оолитовидных хильгардитовых образований. Происходило это в тот период, когда порода оказывалась близ соляного зеркала и когда гипергенные водные соединения кремнезема, попадавшие в боратовую породу в виде геля, в ней высаливались. В одних случаях корка охватывает одно оолитовидное образование хильгардита, в других — два, а иногда и несколько [Атлас..., 1974, фиг. 270].

КУРГАНТАИТОВЫЕ, ДЖИНОРИТОВЫЕ И ДРУГИЕ СТРОНЦИЙСОДЕРЖАЩИЕ БОРАТОВЫЕ СКОПЛЕНИЯ

Впервые стронцийсодержащий борат — кургантаит — обнаружен в Прикаспии в 1943 г. в Курган-Тау. Он залегает в виде желваковидных образований (до 3—4 см) и более мелких (с булавочную головку) скоплений [Атлас..., 1974, фиг. 323—

325], совпадающих со слоистостью ангидритовых пород. Это свидетельствует о том, что кургантаит формировался вместе с массой ангидрита и что он — первичный борат. Желваки кургантаита представляют собою либо единичные образования, либо скопления различного строения: микро-, но чаще разнотельного. Их контакты со вмещающими породами сравнительно резкие, переходных зон нет. Тем не менее изучать их под микроскопом достаточно трудно, потому что именно здесь отмечается какое-то пелитовое вещество.

В одном из шлифов наблюдались два изолированных желвачков образования кургантаита в гипс-ангидритовой породе. Их структура разнотельная мозаичная. Зерна кургантаита беспорядочно сростаются между собой, форма их неправильная, величина разная — от едва видной (около 0,01) до 0,25 мм.

Структура гипс-ангидритовой породы различная. Ангидритовые участки мелкозернистые (размер зерен от 0,03 до 0,10 мм), форма их неправильная, изометрическая или несколько вытянутая. Ангидрит местами гидратируется, превращаясь в волокнистые гипсовые агрегаты, которые захватываются последующим процессом карбонатизации. Наблюдались разные стадии этого процесса (рис. 3). Первоначально карбонатное вещество проникает в гипсовое вкось (см. рис. 3, *a*) или перпендикулярно (рис. 3, *б*) к гипсовым волокнам, и сразу же образуются контуры («рамки») будущего карбонатного зерна (рис. 3, *a*). Затем происходит разрастание карбоната либо в виде микропрожилковых внедрений в пределах карбонатной «рамки» (рис. 3, *a*), либо комбинированное — микропрожилки (как на рис. 3, *a*) в сочетании с более или менее сплошным зарастанием «рамки» (рис. 3, *б*). Законченный процесс образования карбонатного зерна изображен на рис. 3, *в*.

Микрозернистая структура кургантаита является его первичным признаком. Однако в большинстве случаев она перекристаллизована.

Надо полагать, что карбонатно-ангидритовые отложения Западного Курган-Тау формировались на протяжении довольно значительного интервала времени, когда происходило рассолонение солеродного бассейна. Оно было связано с притоком морских вод, принесших кальций и стронций, что (при наличии небольших количеств бора) привело к образованию кальциево-стронциевого бората. При этом никаких легко растворимых солей не осаждалось и ангидрит с кургантаитом

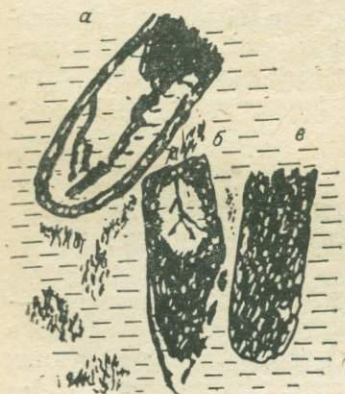


Рис. 3. Различные стадии формирования карбонатных зерен (*a*, *б*, *в*) в гидратирующейся ангидритовой породе, превращающейся в волокнистые гипсовые агрегаты. $\times 160$. Кунгур Прикаспия. Зарисовка.

том (вместе с ничтожной карбонатной примесью) являлись почти единственными хемогенными компонентами. Следовательно, кургантаит из этих отложений, по мнению автора, нужно рассматривать как продукт природных обменных реакций, происходивших в бассейне, рапа которого была насыщена по сульфату кальция и содержала в небольшом количестве борные и стронциевые компоненты, что обеспечивало точечное (очажковое) борообразование.

В 1953 г. М. Л. Вороновой по разрезу макатской опорной скв. 3 (на глубине 1710 и 1769 м) обнаружены зерна кургантаита в каменной соли, содержащей примесь сильвина. Это свидетельствует о том, что кургантаит, во-первых, является не случайным образованием в соленосной толще Прикаспия, а, по-видимому, довольно распространенным боратом и, во-вторых, может возникать при разной солености рапы бассейна (см. табл. 2).

Кургантаит не единственный в Северном Прикаспии кальцево-стронциевый борат. Е. И. Нефедов [Мокиевский, 1953] в нерастворимом в воде остатке карналлитовой породы (скв. 224, южный борт карьера участка 31а) обнаружил редкие призматические кристаллы, иногда в виде крестообразных сростков джинорита, волковита, а также ивановита. В основном же нерастворимый остаток состоял из хильгардита и в меньшей степени борацита. Отмечается большое сходство свойств джинорита и волковита (см. гл. 1). Поэтому целесообразность выделения последнего в качестве самостоятельного минерала вызывает у автора сомнение. Есть основания считать волковит стронцийсодержащим джиноритом.

Представляют интерес стронцийсодержащие бораты из соленосных отложений юга Сибирской платформы. В 1952 г. А. А. Иванов [Иванов, Яржемский, 1954], а позднее М. Л. Воронова [1954, 1960] при изучении разрезов нижнекембрийской соленосной толщи Иркутского амфитеатра Восточной Сибири обнаружили борат в керне Тыретской и Половининской скважин. В первой соленосная толща располагается на глубине от 936 до 1827,5 м. Она сложена чередующимися слоями каменной соли и сульфатно-карбонатных пород (доломитовых, ангидрит-доломитовых, доломит-ангидритовых, реже ангидритовых). Мощности слоев пород колеблются от 1 до 75 м. Борат встречен на глубине около 1233 м в верхней части десятиметрового слоя засоленной тонкослоистой доломитовой породы буровато-серого цвета, расположенной между слоями каменной соли мощностью 4 и 8 м.

При микроскопическом исследовании во вмещающей доломитовой породе обнаружены зерна сильвина, карналлита, галита и ангидрита. Ее минералогический состав (пересчитанный по результатам химического анализа, выполненного М. М. Вильнером в 1953 г.) следующий (%): сильвин — 2,87; галит — 9,08; ангидрит — 3,50; доломит — 79,60; глинистое вещество — 4,20. Борат в породе находится в виде агрегата радиально-лучистого строения размером 2×2 см различного цвета. В центральной части он бе-

лый, а его строение микрозернистое. Радиально расположенные от этого участка игольчатые образования бората (получившиеся в результате перекристаллизации белой микрозернистой массы) бесцветные и прозрачные.

Оптическими исследованиями минерала установлено, что он двусосный положительный, с углом оптических осей порядка 46° и с показателями преломления: $N_g = 1,670$; $N_p = 1,637$. Его химический состав следующий (%): $\text{CaO} - 31,88$; $\text{SrO} - 2,53$; $\text{B}_2\text{O}_3 - 56,64$; $\text{H}_2\text{O} - 8,95$. Сравнительно близкие показатели преломления этого минерала и кургантаита привели к предположению, что тыретский борат — разновидность кургантаита при некоторой разнице в составе. Оба минерала — водные, содержащие кальций и стронций бораты.

М. Л. Вороновой в разрезе Половининской скважины тыретскит встречен также в доломитовых породах. Здесь он представлен изолированными мелкими кристалликами и их сростками. Находки его на территории Иркутского амфитеатра имеют чисто минералогическое значение. Генезис таких спорадических, очажковых, но, по-видимому, широко распространенных стронциево-кальциевых боропроявлений, по мнению автора, следующий.

Частая смена слоев каменной соли доломитовыми и ангидритовыми породами свидетельствует о том, что условия формирования соленосной толщи были чрезвычайно изменчивыми, периоды отложения каменной соли многократно чередовались разбавлениями рапы, приводившими к временным перерывам в садке галита и накоплению многочисленных доломитовых и ангидрит-доломитовых слоев различной мощности. Очевидно, именно в эти периоды рассолонения приносились в солеродный бассейн кальций и стронций и образовывался тыретский борат (см. табл. 2). Первосточник бора, как было выяснено благодаря более поздним находкам боратов в отложениях Иркутского амфитеатра, вулканогенный. Эти находки боратов рассматриваются ниже.

В 60-е годы [Кулигина и др., 1966; Яржемский, 1969] в галогенных породах нижнего кембрия Восточной Сибири встречены стронциохильгардит и данбурит. Боропроявления приурочены к зоне контакта нижней и верхней половин верхнеангарской подсвиты нижнего кембрия и прослежены в ряде скважин Илгинской впадины.

Стронциохильгардит наблюдается в виде желваков в неслоистой доломитовой породе (до 10—15 мм в сечении) белых или желтоватых, состоящих из зерен размером около 0,01 мм и менее. По периферии желваков местами развиваются более крупные зерна и кристаллы стронциохильгардита неотчетливой формы, которые в результате собирательной кристаллизации как бы еще только «оформляются» в пелитоморфной стронциохильгардитовой массе. В одном из шлифов отмечено, что в периферической части стронциохильгардитовый желвак окружен то сплошной (шириной около 1 мм), то прерывающейся «рубашкой», сложенной игольча-

то-волокнистым (халцедоновидным) джиноритом. Местами джинорит образует разобщенные или цепочковидные мелкие (около 0,1—0,2 мм в сечении) скопления. Не ясно, что послужило источником кальция для джинорита: или вмещающий доломит, или же стронциохильгардит, слагающий желвак. Возможно, что при формировании боратов в окружающей среде содержания бора и стронция было таким, что после образования желваков стронциохильгардита соотношение этих элементов становилось благоприятным для кристаллизации джинорита, который и отлагался по периферии желваков смешанного состава.

Химический состав таких боратовых желваков следующий (%): стронциохильгардит (расчет по Cl) — 58,40; джинорит — 24,91; доломит — 6,91; галит — 5,92 (SiO_2 — 0,03; K_2O — 0,20; MgO — 0,84; CaO — 0,22; нерастворимого в HCl остатка — 2,15). Вмещающая порода содержит (вес. %): стронциохильгардита — 2,97; доломита 8,50; галита — 5,72 (SiO_2 — 0,14; R_2O_3 — 0,23; K_2O — 0,20; MgO — 0,75; CaO — 0,25; нерастворимого в HCl остатка — 3,19).

По-видимому, первоначально борное вещество в доломитовой породе находилось в дисперсном состоянии, и лишь впоследствии, возможно в раннем диагенезе, оно обособилось в желваки. Примесь в них доломита нужно рассматривать как реликтовый компонент.

Оолитовидные желвачки данбурита [Атлас..., 1974, фиг. 340] встречаются в ангидрит-доломитовой породе. Диаметр желвачков весьма изменчив — от 0,05 до 8,00 мм, преобладает от 0,5 до 3,00 мм. Отмечаются и более мелкие скопления (меньше 0,05 мм). Зерна данбурита, слагающие желвачки, обычно имеют размер в несколько микрон (микроструктурная структура). Текстура вмещающей породы весьма тонкослоистая, почти листоватая (20 прослоев при суммарной мощности 17 мм), обусловленная перемежаемостью темно-серых, преимущественно ангидритовых прослоев с серо- и темно-коричневыми, сложенными ангидритом и доломитом.

Состав средней пробы, взятой методом сверления керна данбуритсодержащей породы одного из образцов, по результатам химического анализа следующий (%): ангидрит — 52,45; доломит — 18,92; данбурит — 25,11; целестин — 1,21; SiO_2 — 1,00; R_2O_3 — 1,23. Содержание данбурита в ангидрит-доломитовых прослоечках более высокое, чем в ангидритовых.

Борные минералы в соленосных породах нижнего кембрия Иркутского амфитеатра, по всей видимости, распространены спорадически. Боропроявления сравнительно редки и связаны с доломитовыми и доломит-ангидритовыми породами. Наибольший стратиграфический диапазон (от усольской до ангарской свит) имеют, вероятно, боратные (стронциохильгардитовые с примесью джинорита) образования. Более локальное стратиграфическое положение намечается для боросиликата — данбурита, играющего, однако, ценную региональную корреляционную роль в пределах Илгинской впадины.

Боратовые (стронциохильгардитовые и джинфритовые) и боросиликатные (данбуриновые) образования в пределах Илгинской впадины в верхнеангарское время формировались в ангидрит-доломитовые этапы, которые характеризовались привнесом весьма больших количеств бора и иногда кремнекислоты. Например, для образования 26,11% данбурита как порообразующего компонента требуется свыше 12% кремнекислоты. Поэтому таких высоких концентраций бора и кремнекислоты не могла дать морская вода. Только вулканогенные первоисточники могли привести к возникновению весьма высокой бороносности нижнекембрийских доломит-ангидритовых и ангидрит-доломитовых пачек средней части верхнеангарской соленосной подсыты Илгинской впадины.

Кургантаит, тыретский борат и стронциохильгардит — фактически одно и то же образование. Первым из них (в 1951 г.) найден кургантаит и поэтому все эти минералы целесообразно называть кургантаитом.

ПИННОИТОВЫЕ СКОПЛЕНИЯ

Скопления пинноита в виде находок минералогического значения приурочены к ангидриту и каменной соли (см. табл. 2). Впервые в Прикаспии он найден автором [Яржемский, 1953] в перекристаллизованной каменной соли (скв. 658, глубина 52,3 м) близ соляного зеркала. Пинноит обнаружен совместно с микрозернистым борацитом и редкими хорошо образованными широкопризматическими кристалликами гидробората, увенчанными головками. Длина кристалликов (считая призму и обе венчающие ее головки) от 0,1 до 0,2 мм, ширина от 0,06 до 0,1 мм. В некоторых кристалликах наблюдаются мелкие включения борацита.

В. В. Лобанова в 1955 г. описала пинноит из рыхлой мелкозернистой серы и светло-серой ангидритовой породы, содержащей примесь ашарита, который образовался в результате замещения пинноита (скв. 29, глубина 202,55—293,5 м). Здесь он встречен в виде неправильных зерен.

С. В. Ходькова в 1957 г. обнаружила пинноит в улекситовой породе (скв. 2492) в виде зерен различной величины (от 0,3 до 1,5 мм в поперечнике), округлых грубого строения радиальнолучистых образований размером до 5 мм в сечении. Наблюдается отчетливое замещение пинноита улекситом. Часто группы его зерен или единичные сплошь пронизаны волокнами улексита. Иногда внешняя (большая) часть зерна пинноита в значительной степени замещается улекситом, а слабо улекситизированный пинноит сохраняется только в центральной части зерна.

ПРОБЕРТИТОВЫЕ СКОПЛЕНИЯ

Пробертит в виде призматических кристалликов в Прикаспии обнаружен в 1953 г. В. В. Михиной и Я. Я. Яржемским [Атлас..., 1974, фиг. 318]. В керновом образце порода пред-

ставлена мелкозернистым серо-коричневым засолоненным ангидритом с примесью полигалита с двумя белыми участками. Один из них сложен почти чистым улекситом, другой (в виде гнезда около 12 мм в длину) — очень мелкозернистым, часто призматическим пробертитом с $Ng' = 1,543$; $Np' = 1,516$. Величина призмочек по длинной оси редко превышает 0,03—0,05 мм, их ширина составляет 25—35% от длины. Кристаллики в основном имеют широкопризматический облик, но изредка встречаются и тонкопризматические. Точные взаимоотношения пробертита и улексита, их генетические связи пока остаются не установленными.

СУЛЬФОБОРИТОВЫЕ СКОПЛЕНИЯ

Сульфоборит впервые найден В. В. Лобановой [1958] в 1956—1957 гг. при изучении борпроявлений соленосной толщи в Прикаспийской низменности и Южном Приуралье. Он встречен в каменной соли с большим содержанием гидроборацита в виде идиоморфных кристаллов от 1 до 7 мм в длину. Облик кристаллов — ромбическая дипирамида с удлиненными гранями призмы, вытянутыми по вертикальной оси, с пирамидальными головками, несколько притупленными гранями 001. Минерал двуосный положительный с большим углом оптических осей. Показатели преломления $Ng = 1,554$; $Nm = 1,541$; $Np = 1,529$ (определение выполнено Э. Х. Хуржудян, кафедра кристаллографии ЛГУ). Удлинение отрицательное, погасание прямое. Оптические константы прикаспийского сульфоборита отличаются, таким образом, более высоким и положительным оптическим знаком по сравнению с теми, которые были приведены Дж. Дэна и др. [1953] (см. гл. 1) и которые, по мнению автора, неточны и подлежат исправлению.

В кристаллах сульфоборита присутствуют микровключения гидроборацита, галита, тонкие иглы селлаита (MgF_2) (в большом количестве последние рассеяны и по всей породе). По мнению В. В. Лобановой [1958], они захватывались механически при росте кристаллов сульфоборита, являющегося более поздним образованием, чем эти микровключения (возможно, раннедиагенетическим).

Сульфоборит описан В. В. Лобановой также и в составе нерастворимого в воде остатка каменной соли (скв. 57, глубина от 407 до 409 м; скв. 17, глубина от 634,9 до 635,1 м). Это — почти мономинеральная сульфоборитовая порода желтовато-серого цвета (похожая на ангидрит) мелкозернистого строения. Ее основная масса сложена изометрическими зернами сульфоборита, плотно прилегающими друг к другу. Размер зерен около 0,1 мм, форма слегка удлиненная, контуры зазубренные. Оптические константы подобные приведенным выше. Среди массы сульфоборита находятся беспорядочно распределенные отдельные зерна и изредка радиально-лучистые агрегаты ангидрита. Химический состав прикаспийского сульфоборита следующий (%): MgO — 32,0—35,0; B_2O_3 —

17,8—20,4; SO₃ — 22,2, —25,8; H₂O — 21,8—25,0 (определения А. И. Соколовой и Е. Д. Ярушевич, ВНИИГ).

В месторождении Вестергелль сульфоборит обнаружен в нерастворимом остатке карналлита, а в отложениях Прикаспия он всегда приурочен к пластам каменной соли с примесью ангидрита (см. табл. 2). Таким образом, сульфоборит мог образовываться в материнских солеродных бассейнах на разных этапах пегнитогенного процесса.

ГЛАВА 3

БОРАТОВЫЕ СКОПЛЕНИЯ В ПОРОДАХ ГИПСОВЫХ ШЛЯП СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

ХАРАКТЕРИСТИКА БОРАТОВЫХ СКОПЛЕНИЙ ГИПСОВЫХ ШЛЯП

В табл. 3 приведены парагенезисы боратов в гипсовых шляпах Северного Прикаспия. Известно 112 боропроявлений. Из них к чисто ашаритовым относится 57 и к полиборатовым —

Парагенезисы боратов в отдельных

Номер ашаритовых проявлений	Номер полиборатовых с ашаритом проявлений									
	ашарит + гидроборациит	гидроборациит + ашарит + колеманит	ашарит + улексит + гидроборациит	ашарит + гидроборациит + инниоит + улексит	колеманит + улексит + гидроборациит + ашарит	ашарит + гидроборациит + инниоит + колеманит + улексит	ашарит + колеманит	ашарит + пандермит	ашарит + пандермит + колеманит	ашарит + пандермит + инниоит
1а, 3, 12, 20, 25, 27, 28-Западный, 31а, 32, 38, 39, 39а, 40—42, 42а, 43, 45—47, 49, 53, 55—57, 58-Восточный, 59—62, 62б, 62в, 63, 65, 66 ¹ , 67—74, 76—82, 84, 85, 90, 91, 94, 98	13, 15, 16, 54	5, 29-Центральный	29-Центральный, 93	9, 14, 21, 95, 99	51	1, 6-Западный, 6-Восточный, 11, 26, 88	86	87	28	75
Всего . . . 56	4	2	2	5	1	6	1	1	1	1
										27

27, в которых главную роль играет ашарит. На долю неашаритовых падает 28: половина приходится на гидроборацитовые (14) и половина — на преимущественно улекситовые (14).

В табл. 4 приведены парагенезисы боратов в боропроявлениях гипсовых шлям Северного Прикаспия. Результаты химических анализов средних проб главных типов боропроявлений показаны в табл. 5 и 6.

Ниже дается краткое описание типов боропроявлений.

Ашаритовый тип обычно наблюдается в серых гипсовых породах с включениями серо-зеленоватых глинистых образований. Ашаритовые скопления имеют линзовидную или неправильную (но близкую к линзовидной) форму. Залегание согласное со вмещающими породами. Как правило, периферические их части подверглись более или менее интенсивной карбонатизации; здесь же в значительном количестве встречаются магнезиальные гидросиликаты (близкие к сепиолиту — $2MgO \cdot 3SiO_2 \cdot 2H_2O$), которые вместе с карбонатами образуют карбонатно-силикатные «рубашки», иногда измеряющиеся несколькими метрами по мощности. В зависимости от интенсивности проявлений карбонатизации и силификации находится качество различных ашаритовых скоплений. В тех из них, которые слабо затронуты гипергенными процессами, они чистые, белые, с повышенным содержанием окиси бора.

Чистые ашаритовые скопления по химическому анализу пробы, составленной из 35 типовых образцов, отобранных на боропро-

Таблица 3

боропроявлениях гипсовых шлям Северного Прикаспия

			Номер неашаритовых проявлений										
			преимущественно улекситовых				преимущественно гидробораци- товых						
			улексит	улексит+иниоит	улексит+гидробораци- цит+колеманит	улексит+гидробораци- цит+иниоит+коле- манит	гидроборацицит	гидроборацицит+ улексит	гидроборацицит+ини- оит	гидроборацицит+улек- сит+иниоит	колеманит+(примеси: улексит+иниоит+гидроборацицит)		
ашарит+колеманит +пандермит+улексит+гидроборацицит+иниоит	ашарит+пандермит+колеманит+иниоит+(улексит)	ашарит+курнаковит											
29-Колеманитовый (Восточная и Западная залежи)	36	33	22, 64, 25а, 29-Улекситовый, 96	30,9а, 21а, 92	48,48а, 97	24-Северный, 24-Южный	4, 7, 5а, 31, 89	2, 17, 23а, 18	8	23,44, 44а	83		
1	1	1	5	4	3	2	5	4	1	3	1		

Выделенные типы боропроявлений гипсовых шлям Северного Прикаспия

№ п/п	Тип боропроявлений	Номер образца	Номер боропроявления
1	Ашаритовый	41—60 и 181—195	27, 28, 63, 81
2	Ашаритовый карбонатизированный	21—40	32, 39, 39а, 45, 63
3	Ашаритовый огипсованный	1—20	27, 81
4	Иниоит-ашаритовый	71—90	75
5	Иниоитовый	61—65	92
6	Гидроборацитовый	131—135 и 166—180	1, 18, 31, 29, 44, 89
7	Гидроборацитовый глинистый	111—130	18
8	Улекситовый	136—140	18, 24
9	Улекситовый глинистый	91—110	21, 29, 30
10	Колеманитовый	141—145	51
11	Колеманитовый глинистый	146—165	26—83
12	Пандермитовый	66—70	28

явлениях 60, 61, 73 и 36, содержат 33,45% B_2O_3 . В пересчете на минералогический состав в этом типе ашарита 90,42%, гипса — 3,12, карбонатов — 5,79, полуторных окислов — 0,37 и глинистых компонентов — 0,3%.

В тех участках, около которых успели развиться мощные карбонатно-силикатные зоны, ашаритовые скопления имеют грязно-белый, серый, темно-серый, желтоватый, коричневатый оттенки,

Таблица 5

Результаты химических анализов средних проб главных типов боропроявлений гипсовых шлям Северного Прикаспия

Номер боропроявлений	Тип борных скоплений	B_2O_3	MgO	CaO	SO_3	R_2O_3	Н. О.	H_2O	O_2
1	Ашаритовый	33,45	43,29	3,44	1,45	0,37	0,30	0,58	0,60
2	Ашаритовый карбонатизированный	24,89	32,99	15,69	0,50	0,93	0,46	0,48	0,97
3	Ашаритовый огипсованный	24,25	31,23	13,13	10,78	0,78	0,59	0,46	0,62
4	Иниоит-ашаритовый	36,94	9,80	16,66	0,10	0,29	0,48	0,36	0,20
6	Гидроборацитовый	47,27	9,78	13,50	0,09	0,35	2,68	0,31	0,30
7	Гидроборацитовый глинистый	32,24	8,30	12,96	2,43	2,02	14,41	1,61	1,84
9	Улекситовый глинистый	26,24	3,85	11,83	1,68	1,92	19,17	6,72	1,48
11	Колеманитовый глинистый	43,10	1,96	25,74	0,04	1,05	4,39	0,74	1,15

Примечание. Недостающее количество процентов в приведенных анализах главных типов борных скоплений падает на естественную влажность. Например, для ашаритовой руды сумма приведенных окислов составляет 83,48%, а на долю гигроскопической воды приходится, следовательно, 16,52%. Н. О. — нерастворимый в HCl остаток.

Пересчет химических анализов на минералогический состав для отдельных типов борных скоплений

Минерал	Номер боропроявлений							
	1	2	3	4	6	7	9	11
Бораты	90,42	70,20	66,02	96,67	95,75	75,27	72,17	90,80
Гипс	3,12	1,07	23,18	0,22	0,19	5,22	3,61	0,09
Карбонаты	5,79	27,44	9,43	2,34	1,03	3,08	3,13	3,67
Полуторные окислы	0,37	0,93	0,78	0,29	0,35	2,02	1,92	1,05
Глины	0,30	0,46	0,59	0,48	2,68	14,41	19,17	4,39

а содержание бора значительно понижается. Отличаются ашаритовые участки разной интенсивностью проявления гипергенных процессов, величиною, формами, условиями залегания, но в общих чертах они более или менее сходны друг с другом.

Как правило, мелкие ашаритовые участки являются мономинеральными; борные минералы более поздней генерации в породах гипсовой шляпы не образуются, а если они иногда и появляются, то в очень малом количестве. Примером может служить боропроявление 54, которое подверглось интенсивной гипергенной обработке. Ашарит здесь сильно сениолитизирован и карбонатизирован. В подошве ашаритовая порода проросла своеобразными «костевидными» новообразованиями гидроборацита.

Ашаритовые скопления гипсовых шляп чаще всего распространены среди боратowych тел сплошного залегания. Близ дневной поверхности они обычно белые, грязно-белые или различных оттенков серого цвета. Твердость их невелика, менее, чем у писчего мела. Для ашаритовых пород характерно мелкокомковатое строение. Нередко они выкрашиваются пальцами, а при сдавливании породы в руках остается отчетливое ощущение влажности. В очень редких случаях отмечается «твердый» ашарит, сохранивший твердость материнского по отношению к нему калиборита. Такой ашарит с трудом разбивается молотком, обладает острыми режущими краями, царапает стекло. Встречается ашарит и промежуточной твердости.

Ашаритовые скопления легко подвергаются карбонатизации, силицификации, огипсованию, сопровождающихся появлением всевозможного вида пятнистых, полосчатых, сетчато-ячеистых, петельчатых текстур. В случае обохривания железистыми соединениями приобретают различные оттенки желтого и коричневатого цвета.

Ашаритовые скопления в основном имеют микро-мелкозернистую структуру. Отмечается разная степень перекристаллизации. На микрозернистом фоне породы появляются игольчатые, неправильно-таблитчатые кристаллики ашарита, которые располагаются в одиночку, пучковидными, неправильной формы радиальными или просто «островными» участками. Величина последних различная, но большей частью в сечении шлифов их площадь

измеряется долями квадратного миллиметра или несколькими квадратными миллиметрами, реже квадратными сантиметрами. Иногда на микрозернистом фоне наблюдаются многочисленные очажки перекристаллизации, которые придают породе пятнистый вид.

Имеющееся обычно в небольшом количестве галопелитовое (глинистое) вещество в процессе перекристаллизации ашаритовых участков выносится на их периферию и собирается в виде шнуrowидных петельчатых скоплений, еще более подчеркивающих пятнистый, иногда брекчиевидный, полосчатый, волнистый облик ашаритовой породы. Очень часто галопелитовое вещество располагается в виде точечных и мелких дендритовых скоплений. Наиболее детально эти скопления были изучены на участке 36. Здесь близ дневной поверхности широко проявляются процессы эпигенетического борообразования или карбонатизации. На отметках ± 10 м и ниже ашаритовые участки имеют преимущественно микро- и мелкозернистую структуру, напоминающую структуры халцедона или кварцевого алевролита. В процессе перекристаллизации на ее фоне нередко появляются единичные игольчатые кристаллы ашарита, либо их пучко- и копьевидные или радиально-лучистые сростки. Такие разновидности перекристаллизованной породы приобретают на солнце шелковистый блеск и иногда ошибочно принимаются за улекситовые образования. Если участки микро- и мелкозернистой ашаритовой породы не затронуты гипергенными процессами, то они в тонких частях шлифа почти бесцветны. Нередки случаи, когда микро- и мелкозернистая ашаритовая порода приобретает комковатый облик и различной интенсивности коричневые оттенки. Последние появились, по всей вероятности, в результате слабых процессов силицификации (т. е. образования ничтожного количества магнезиальных гидросиликатов, близких к сепиолиту) и проникновения ничтожных количеств соединений окисного железа. Неокрашенные участки микро- и мелкозернистой ашаритовой породы характеризуют черты ее более раннего происхождения. Эпигенетические процессы приводят к появлению в ашаритовых породах карбонатов, гипса, магнезиальных гидросиликатов. Игольчатые формы образовывались в разное время: иногда — в процессе перекристаллизации микро- и мелкозернистых участков ашаритовой породы, но иногда на самом раннем этапе ее возникновения в кристаллах и зернах калиборита, когда они только что подвергаются ашаритизации, т. е. еще в соленосной толще близ соляного зеркала. Особенно характерны в последнем случае копьевидные псевдоморфозы ашарита по калибориту. Далеко не всегда удается установить, какой генерации игольчатые кристаллы ашарита — ранней или поздней.

Из примесей в микро- и мелкозернистой ашаритовой породе наиболее часто встречаются галопелитовое (глинистое) вещество, карбонаты, гипс. Галопелитовое вещество распределяется обычно беспорядочно разбросанными участками, спорадически, в виде микрокомковатых образований. Величина галопелитовых комоч-

ков от нескольких сотых долей миллиметра до 0,1 мм, редко встречаются более крупные. В массе же эти комочки не распознаются, так как сливаются в сплошные участки. В последних обычно не удается различать и ашаритовые компоненты, особенно когда ашарит микрзернистой (пелитоморфной) структуры. Чистые участки такого ашарита имеют в отраженном свете золотисто-желтый цвет.

Карбонатные скопления в ашаритовой массе имеют неправильную, дендрито-, червеобразную и иную форму и величину до 0,1 мм по длинной оси, а в случаях их срастания — до 0,5—0,7 мм. Иногда отмечаются и зерна карбонатов, которые достигают 0,2, а на стенках пор даже 0,3—0,4 мм.

На некоторых плоскостях отдельности ашаритовой породы появляются шероховатые, неровно-бугристые новообразования, покрытые более твердой, чем ашаритовая масса, корочкой. Она состоит из ашарита с кристалликами доломита, которые достигают 0,5—0,7 мм по длинной оси и иногда имеют ланцетовидную форму. Отмечаются различные стадии возникновения и формирования карбонатных кристаллов в ашаритовом веществе. Первые стадии роста соответствуют началу процесса карбонатизации, когда на ашаритовом фоне появляется коричневатое пятно, в котором на последующих этапах возникают карбонатные участки, сливающиеся затем в одно зерно с единой оптической ориентировкой.

Огипсование в ашаритовых породах, особенно в пределах бортового участка 36, выражено более отчетливо, чем карбонатизация, но не имеет все же широкого распространения. Гипс располагается в виде единичных зерен или скоплений различного размера. У некоторых из них радиально-волоконистая структура. Отмечаются эллипсоидные гипсовые «микрokonкреции» величиною около 0,25 мм по длинной оси и около 0,1 мм по короткой. Совместно с гипсом наблюдаются шнуровидные и иной формы прерывистые скопления микрзернистых карбонатов.

Часто встречаются пятнистые ашаритовые разновидности. Пятнистость обусловлена, во-первых, перекристаллизацией, когда возникают округлые и овальные участки игольчатого ашарита, во-вторых, карбонатизацией, способствовавшей уничтожению части ашаритового вещества; форма остаточных «островков» последней также более или менее округлая.

Часто в шлифах отмечается значительная пористость ашаритовых пород. Форма пор преимущественно неправильная, заливчатая, дендритовидная, иногда узкощелевидная. Размеры их мелкие, не более 0,25 мм по длинной оси, иногда до 0,5—0,7 мм. Повидимому, именно в связи с повышенной пористостью объемный вес некоторых ашаритовых пород уменьшается до 1,77, в то время как в более плотных ашаритовых породах он увеличивается до 2,0. В некоторых случаях наибольшая пористость появляется в тех участках породы, где произошла интенсивная перекристаллизация ашарита с образованием радиально-лучистых агрегатов.

Отдельные неправильные лучистые образования и пучки игл ашарита составляют в таких участках как бы каркасные сооружения, между которыми остаются ничем не заполненные пустотки-поры. К сожалению, количественную роль пористости под микроскопом в шлифах устанавливать трудно, потому что в самом процессе изготовления шлифов из малоустойчивой ашаритовой породы нередко появляются разрывы («дырки»), которые не всегда можно отличить от пор.

Ашаритовый карбонатизированный тип боропроявлений. Почти все ашаритовые образования в своих периферических частях карбонатизированы. Наиболее интенсивно карбонатизируются ашаритовые тела, находящиеся в гипсовых породах близ дневной поверхности.

Макроскопические проявления карбонатизации разнообразны. Нередко в периферических частях ашаритовых тел развиваются различных оттенков коричневого цвета корковидные натечные кальцитовые или арагонитовые образования. Нередко образуются целые зоны карбонатных новообразований массивной текстуры с постепенным переходом к ашаритовой породе. Иногда устанавливается переходная зона, сложенная ашаритом, в котором развиваются карбонаты.

Карбонаты замещают ашарит как по слоистости, так и по трещинкам шириною от сотых долей миллиметра до 0,1 мм, а иногда и более. Обычно карбонатизация ашаритовой породы сопровождается ее силицификацией с образованием магнезиальных гидро- и алюмосиликатов, близких к сепиолиту, сапониту или монтмориллониту. Все эти образования нередко плотные, твердые и совместно с карбонатами слагают «рубашки» ашаритовых тел. В процессе силицификации и карбонатизации ашаритовых пород часто наблюдаются петельчатые в сечении шлифа скопления.

Под микроскопом структура карбонатизированных ашаритовых пород преимущественно микрозернистая (пелитоморфная). Перекристаллизация сопровождается появлением игольчатых кристалликов ашарита, располагающихся либо порознь, либо в виде пучко- и сноповидных, неправильных радиально-лучистых сростков на фоне микрозернистой ашаритовой массы, среди которой иногда встречаются карбонаты, столь же микрозернистые, как и ашарит (менее 0,01 мм). Они становятся более отчетливыми в тех случаях, когда образуют сплошные (линзовидные, округлые) скопления или выполняют микротрещины. Иногда карбонат перекристаллизовывается, возникают зерна до 0,05—0,10 мм величиной. Отдельные зерна такого размера либо их группы встречаются в микрозернистых карбонатных участочках в ашаритовой массе, а также выполняют микротрещинки. Изредка отмечаются сепиолитовые образования, имеющие в шлифе вид желтых изотропных замаскоподобных пятен. Силицификация обуславливает и появление желто-бурых полос, ориентированных более или менее в одном направлении (полосчатая, а в некоторых случаях полосчато-петельчатая текстуры пород).

Карбонатизация протекала преимущественно в пустотках ашаритовой породы, в ее порах. Величина последних около 0,25 мм, а карбонатные зерна почти изометрической формы и размером 0,02—0,03 мм рассеяны как по всей массе ашаритовой породы, так и по стенкам округлых и иной формы пор.

Галопелитовое вещество распределяется в карбонатизированных ашаритах в виде точечных, палочковидных, дендритообразных скоплений. Изредка отмечались линзочки целестина размером 0,4×1,2 мм и меньше. Целестин наблюдался также и в порах, в которых кристаллики целестина располагаются только по стенкам пустот. Во многих зернах целестина имеются реликты ашарита.

В средней пробе карбонатизированного ашарита (см. табл. 4) содержание B_2O_3 достигает 24,89%, карбонатов (кальцита и в меньшей мере доломита) — 27,44%.

Ашаритовый огипсованный тип боропроявлений. Процессы огипсования ашаритовых скоплений происходят при совместных карбонатизации и силицификации и приводят к образованию или бесцветных (шпатовых), или иного вида гипсовых включений поздней генерации, обнаруживаемых либо при макроскопическом описании, либо при микроскопическом изучении. Огипсование проявляется обычно менее интенсивно, чем карбонатизация. Оно наиболее полно прослежено на участке 36.

Гипсовые новообразования в ашаритовых залежах преимущественно линзообразные. Длина линзочек от нескольких миллиметров до 1 м (иногда более), но обычно исчисляется несколькими сантиметрами. Иногда форма бесцветных гипсовых образований, имеющих облик марьина стекла (или крупнозернистого «серого» гипса), более или менее изометричная (близкая к шарообразной, эллипсоидальной) и достигает 1 м в поперечнике.

В прозрачных шлифах отмечается беспорядочное распределение в ашаритовой породе большого количества зерен гипса, часть из которых представляет собою идиоморфные (с отчетливыми призматическими гранями) кристаллы величиною от 0,1 до 2,5 мм. По периферии гипсовых кристаллов и зерен наблюдается черное галопелитовое вещество, вытесненное в процессе роста гипсовых образований. Оно имеется в мельчайших трещинках ашаритовой породы. В других случаях среди ашаритовой массы имеются лишь ксеноморфные (неправильной формы) гипсовые зерна различных размеров (от 0,5 до 2,5 мм).

Иногда гипс возникал и в частично перекристаллизованной ашаритовой породе. Гипсовые зерна здесь встречаются спорадически. Их размеры колеблются в пределах 0,05—1,2 мм. Форма обычно неправильная, иногда как бы изъеденная. В такой породе имеются также карбонатные зерна изометрической формы размером от 0,02 до 0,05 мм, то в виде крупных скоплений, то рассеянные единичные. Иногда карбонаты оказываются захваченными внутрь гипсовых зерен, т. е. последние — это самые поздние образования.

В одном из образцов боратового участка 63 описана сильно огипсованная ашаритовая порода, где микрозернистый ашарит встречается в виде неправильной формы пята в массе крупнозернистого гипса. В последнем наблюдаются реликтовые зерна ангидрита. Имеются шнуровидные скопления галопелитового вещества.

В средней пробе огипсованного ашарита установлено 24,25% B_2O_3 при содержании ашарита 66,02%; количество гипса достигает 23,18%, карбоната — 9,43%.

Иниоит-ашаритовый тип боропроявлений. Часто встречается в полиборатовых (с ашаритом) участках 6-Восточного, 6-Западного, 11, 26, 36, 88, 95 и др. Этот тип боропроявлений представляет собою агрегаты крупных (до нескольких сантиметров) обычно хорошо образованных призматических кристаллов иниоита, погруженных в массу микро- и мелкозернистого ашарита. Последний при легком ударе молотком отваливается от иниоитовой части породы. При изучении шлифов видно, что в некоторых кристаллах иниоита остались «островки» микрозернистого ашарита в сечении до 2,0 мм. Последние играют роль пойкилитовых и микропойкилитовых вростков в кристаллах иниоита.

Иногда наблюдается проникновение иниоита по пересекающимся микротрещинкам в ашаритовой породе. Это указывает на бесспорно эпигенетическое возникновение в ней иниоита. В ряде случаев в иниоит-ашаритовой породе был установлен в качестве примеси гидроборацит.

Как видно из табл. 4, иниоит-ашаритовые скопления имеют высокое содержание окиси бора (36,94%). В них бораты (ашарит совместно с иниоитом) составляют 96,67%. Из малых примесей отмечаются карбонаты (2,34%), гипс, полуторные окислы и глинистое вещество (в сумме около 1%).

Иниоитовый тип боропроявлений. Иниоитовые образования без других боратов не встречаются. Они известны только в породах гипсовых шлям и почти отсутствуют в соленосной толще. Недавно в ней близ соляного зеркала установлены отчетливые переходы преображенскита в иниоит. Встречается иниоит в виде желваков и гнезд как в ашаритовых (и полиборатовых с ашаритом) участках (1,6-Западного, 6-Восточного, 9, 11, 14, 21, 26, 36, 75, 88, 95), так и в неашаритовых (8, 9а, 21а, 23, 24-Северного и 24-Южного, 30, 44, 44а, 83, 92). Структура иниоитовых скоплений крупнокристаллическая; идиоморфные кристаллы водяно-прозрачного иниоита нередко достигают величины нескольких сантиметров.

В ашаритовых участках иниоит нередко заполняет поры, каверны и полости, давая горохо-, бобо-, орехо-, гнездо-, линзо- или секрециевидные новообразования, внутри которых иногда сохраняются захваченные обрывки ашарита. В неашаритовых телах иниоит развивается преимущественно за счет малоустойчивого улексита и дает в его массе различной величины и формы минеральные новообразования поздней генерации.

Гидроборацитовый тип боропроявлений. Гидроборацитовые (участки 4, 5а, 7, 31, 89), гидроборацитовые с улекситом (участки 2, 17, 18, 23а), гидроборацитовые с пниоитом (участок 8), гидроборацитовые с улекситом и иниоитом (участки 23, 44, 44а) скопления распространены главным образом в восточной части Северного Прикаспия.

Они залегают в огипсованных красноцветных галопелитах (участки 7 и 8) в гипсоносных серо-зеленых «глинах» гипсовых шлям, а также в галопелитах соленосной толщи ниже соляного зеркала. Иногда в серо-зеленых «глинах» среди рассеянного (бедного) оруденения встречаются более или менее сплошные гидроборацитовые участки самой разнообразной формы (участки 2, 4, 5а, 23а, 31, 44а и др.) обычно малых размеров. Лишь участок 18 относительно крупный.

«Классический» гидроборациит в виде прекрасно образованных радиально-лучистых скоплений известен на участках 1, 5, 11, 29, 44. Нередко распространена волокнистая, спутанно-волокнистая (улекситоподобная), иногда внешне почти бесструктурная гидроборацитовая порода, обладающая очень высокой механической прочностью (участки 1, 14, 18, 29-Г, 31, 89). Встречается также разновидность грязно-белого, бесструктурного, фарфоровидного, плитчатого гидроборациита (участки 5, 18).

Наиболее характерны следующие структуры: мелкозернистая, крупноигльчатая (гидроборацитовое «солнце»), микрозернистая сливная, звездчато-игльчатая, разнокристаллическая, спутанно-волокнистая и радиально-лучистая, микро- и мелкозернистая мраморовидная.

Микроскопическое изучение гидроборацитовых пород показало, что первоначальная их структура — микрозернистая. По мере перекристаллизации она превращается в тонкоигльчатую и тонковолокнистую. Иногда преимущественно мелкозернистая гидроборацитовая порода слегка затронута карбонатизацией и огипсованием. Карбонатные компоненты наблюдаются в виде микрозернистой темно-коричневой массы; местами обособляются участки гипса около 0,1—0,2 мм. Микрозернистые карбонаты и гипс располагаются по нечетливо намечающейся слоистости. Очевидно, плоскости напластования наиболее доступны для проникновения растворов, из которых высаливались карбонатные и гипсовые образования.

В шлифах наблюдаются различные стадии перекристаллизации микрозернистой гидроборацитовой породы. Начальная стадия характеризуется образованием волокнистой структуры, промежуточная — крупноволокнистой структуры с появлением перистых в сечении шлифа гидроборацитовых сростаний. Третья стадия отмечается мелкокомковатой структурой, где разнозернистый (микрозернистый, коротко-, тонко-, спутанно-волокнистый) гидроборациит образует сферические (округлые в сечении шлифа) комковидные участки диаметром около 2—3; реже до 5 мм. Между ними появляется масса призматических и игльчатых образований как

единичных, так и групповых, сросшихся под различными углами. По периферии разобщенных разномзернистых «комочков» появляются длиноволокнистые агрегаты гидроборацита, благодаря которым эти «комочки» приобретают вид как бы сросшихся «микророжков».

Встречается также массивная неяснослоистая гидроборацитовая порода. Изредка наблюдается гидроборацит со сравнительно отчетливой слоистой разномзернистой структурой, выраженной неясным чередованием микрзернистых, спутанноволокнистых, игольчатых, призматических единичных кристаллов гидроборацита и их сросшихся сноповидных агрегатов.

Гидроборацитовые образования характеризуются самым высоким количеством окиси бора из всех боратовых скоплений гипсовых шляп.

Гидроборацитовый глинистый тип боропроявлений. Представлен только что описанными гидроборацитовыми породами, но не чистыми, а находящимися в более или менее тесном прорастании с вмещающими серо-зеленоватыми «глинами». Главные (породообразующие) компоненты последних — микрзернистые карбонаты (преимущественно доломит), гипс, монтмориллонит. Близ гидроборацитовых тел в некоторых редких случаях (например, на участке 18) серо-зеленоватые «глины» содержат настолько значительную вкрапленность гидроборацита, что количество B_2O_3 в отдельных пробах достигает практического интереса.

Микроскопическое изучение показало, что радиально-лучистые и иного вида скопления толстоигольчатого и призматического гидроборацита располагаются в галопелитовом веществе на различных расстояниях друг от друга. Гидроборацитовые участки имеют размеры до 3—5 мм в поперечнике. Наблюдаются случаи замещения гидроборацитовых игл глинистым веществом. Иногда от гидроборацитовых игл и призм остаются лишь отдельные участки. Иногда же гидроборацитовые кристаллы нацело замещаются галопелитом и тогда получают своеобразные псевдоморфозы глинистого вещества по иглам и призмам гидроборацита.

Улекситовый тип боропроявлений. Улекситовые (участки 22, 25а, 29-Улекситовый, 64, 96), улекситовые с иниоитом (участки 9а, 21а, 30, 92), улекситовые с гидроборацитом и колеманитом (участки 48, 48а), улекситовые с гидроборацитом, иниоитом, колеманитом (участки 24-Северный и 24-Южный) скопления распространены преимущественно в восточной половине Северного Прикаспия.

Чистые улекситовые породы встречаются редко, небольшими скоплениями и практического значения почти не имеют. Улексит наименее устойчивый из всех боратов гипсовых шляп. Он легко подвергается огипсованию, переходит в иниоит и другие бораты. В периферических частях улекситовых тел почти всегда содержится примесь глинистого материала.

Значительные трудности представляет собою изучение в шлифах улекситовых образований микрзернистого строения, которые почти не отличаются от глинистого вещества. При изготовлении

шлифов обычным (горячим) способом улекситовое вещество успевает в значительной мере разложиться с превращением в «замазкоподобную» массу, весьма схожую с глиной.

Улекситовый глинистый тип боропроявлений. Распространен весьма широко (участки 21, 29-С, 29-Улекситовый, 30). Он отличается присутствием того или иного количества галопелитового (глинистого) вещества. Химический анализ средней пробы из 20 типичных образцов показал, что содержание V_2O_5 составляет 26,24%, глинистого вещества — 19,17, гипса, карбонатов и полоторных окислов — в сумме 8,66%.

Колеманитовый тип боропроявлений встречается редко. В качестве примера можно привести участок 51. Здесь выделяются две минералогические разновидности: мономинеральная колеманитовая и колеманитовая с примесью гидроборацита.

В обоих случаях колеманит крупнокристаллической структуры образует так называемые «колеманитовые солнца». Форма кристаллов в них чаще неправильная, иногда призматическая. Наблюдается трещиноватость, ориентированная перпендикулярно удлинению кристаллов. Изредка отмечается система трещинок, параллельная длинной оси кристаллов. Нередко колеманитовая порода имеет крупнобрусковидную неотчетливо-кристаллическую структуру.

Кристаллы гидроборацита, встречающиеся в качестве примеси в колеманитовой массе, отличаются исключительно идиоморфным характером. Это призматического вида тонкие кристаллы, увенчанные несколько асимметричными остроугольными пирамидками. Они образуют радиально-лучистую структуру вокруг пустоток в колеманитовой породе или расходятся радиально направленными пучками, в основании которых обычно присутствует глинистое вещество.

Идиоморфный характер кристаллов гидроборацита, а также пересечение и «залечивание» ими трещинок спайности в колеманитовых зернах указывают на постседиментационное образование гидроборацита в результате взаимодействия магниевых растворов и продуктов растворения колеманита, в числе которых были бор и кальций. В ряде образцов наблюдались линзо- и шнуровидные петельчатые скопления пелитового вещества, по показателям преломления приближающегося к сепиолиту. Следовательно, магниесодержащие растворы здесь действительно могли иметь место.

Колеманитовый глинистый тип боропроявлений. Среди серозеленых глин в пределах боратовых участков 26 и 29-Колеманитового распространен колеманит в виде крупнокристаллических радиально-лучистых «солнц» и «ежиков» или в виде стекловидных кристаллов, образующих сплошные «щетки» по стенкам пустот. Такого рода колеманитовые скопления встречаются очень редко.

Химический состав средней пробы глинистого колеманита характеризуется высоким содержанием V_2O_5 (43,1%). Его минералогический состав следующий (%): колеманит — 90,8, глинистое

вещество — 4,39, карбонаты — 3,67, гипс и полуторные окислы — в сумме 1,14.

Пандермитовый тип боропроявлений мономинеральных (без других боратов) скоплений не образует. В виде желваков и небольших линз он встречен в следующих участках: в ашаритовом (87), ашаритовом с иниоитом (36,75), ашаритовом с иниоитом, колеманитом, гидроборацитом, улукситом (6-Западный, 29-Колема-нитовый), ашаритовом с колеманитом (28).

Макроскопически пандермитовая порода чрезвычайно напоминает мягкие, наиболее чистые разности писчего мела. Снежно-белая пандермитовая порода имеет характерный раковистый излом. В некоторых случаях (на участке 36) наблюдались «костевидные» разности пандермитовых скоплений, которые образовались в результате раскалывания породы по тонким трещинкам скорлупо-ватой отдельности, иногда заполненным пелитовым веществом. Нередко в пандермите отмечается более или менее отчетливая конкрециевидная (неясная концентрическая) текстура.

В шлифах пандермитовая порода имеет вид однородной зем-листой микрочешуйчатой массы. В электронном микроскопе мине-ралу пандермиту присущ отчетливо выраженный ромбовидный об-лик. В качестве примеси встречаются мелкие (до 2—3 мм в диамет-ре) образования колеманита, ашарита, зернышки карбонатов.

В Северном Прикаспии распространены также **полиборатовые с ашаритом скопления**. Типичным примером является участок 36. Он почти на 90% состоит из ашарита и на 10% — из кальциевых боратов (преимущественно пандермита, в меньшей мере иниоита и колеманита). Здесь широко развиты серые гипсы с серо-зеленова-тыми загипсованными глинистыми породами и отчасти карбоната-ми, имеющими подчиненное значение. Этот комплекс пород гип-совой шляпы подстилается на глубине 50 м бороносной толщей ка-менной соли, сильвинитов и каинитовых пород и перекрыт рыхлы-ми арало-каспийскими и позднейшими четвертичными отложениями от 1 до 1,5 м мощностью. На участке прослежено пять различных по величине и форме тел. Все они залегают в серых, слегка гли-нистых гипсах и не имеют выхода на дневную поверхность. Гипсо-вые породы, прилегающие к боратовым телам, иногда сильно тре-щиноваты, форма боратовых тел неправильная, с резкими выкли-ниваниями по падению и простираанию.

Первое боратовое тело вытянуто в северо-восточном направле-нии. Оно целиком залегают в виде брахиантиклинальной складки в серых гипсовых породах. Залежь сложена в основном рыхлым ашаритом, который преимущественно в верхней своей части под-вергся значительным гипергенным изменениям: образовался ряд кальциевых боратов (пандермит, иниоит, колеманит). В нижней части боратового тела наблюдаются силицификация и огипсование.

В полиборатовом (преимущественно ашаритовом) участке 6 от-мечается значительное количество гидроборацита и улуксита (по сравнению с участком 36). Из кальциевых боратов присутствуют так-же пандермит и иниоит, распространенные по всему боратовому телу.

БОРОНОСНЫЕ ПОРОДЫ ГИПСОВЫХ ШЛЯП И УСЛОВИЯ ИХ ОБРАЗОВАНИЯ

Бороносными породами гипсовых шляп являются преимущественно серые гипсовые породы (или «серые гипсы», как обычно их называют), красноцветные и серо-зеленые «глины». Слабые проявления бороносности приурочены также к белым гипсовым породам, к связанным с ними карбонатным образованиям и к современным лессовидным суглинкам.

Серые гипсовые породы. В этот тип объединяются разнообразные по структуре гипсовые породы, имеющие серый, светло-, темно- и розовато-серый цвет. Они обычно массивные, изредка полосчатые слоистые. Образовались за счет растворения ангидритсодержащих легкорастворимых солей и различных полигалитовых и других образований соленосной толщи, выведенных на поверхность в результате соляной тектоники. Серые гипсовые породы несогласно перекрывают сложнодислоцированные отложения кунгурской соленосной толщи.

Серая окраска гипсовых пород обычно обуславливается глинистой примесью. Вместе с тем она может быть связана с пленками, «рубашками», вокруг гипсовых зерен, а также с сутурными, микростилолитовыми скоплениями магнезиальных гидросиликатов, близких к сепиолиту. В серых гипсовых породах часто присутствуют микрозернистые карбонаты. Минералы, близкие к сепиолиту, почти изотропные, но чаще двуосные отрицательные, с небольшим двупреломлением, низким (близким к канадскому бальзаму) показателем преломления, иногда слегка плеохроирующие в желтоватых и зеленоватых тонах. Именно они образуют так называемую «глинистую примесь». От глин обычного алюмосиликатного состава их отличает более низкое содержание V_2O_5 , небольшое SiO_2 и значительно более высокое MgO и CaO . Надо полагать, что присутствие окиси кальция в сепиолитовых скоплениях объясняется главным образом примесью микрозернистых карбонатов. Последние иногда наблюдаются в виде агрегатов по микротрещинкам и по контактам между неясно очерчивающимися контурами отдельных зерен гипсовой породы, либо занимают сплошные участки сечением в 3—4 мм. Контурные таких участков угловатые, в связи с чем порода приобретает вид псевдобрекчии. Нередки случаи, когда микрозернистые карбонаты образуют скопления в виде прекрасно выраженных петельчатых структур вокруг гипсовых зерен.

Почти все серые гипсовые породы разномзернистые. Преобладает диаблассическая структура, представляющая тесное прораствание, пронизывание и сплетение зерен гипса друг с другом. Широко развиты породы с микрозернистой структурой (размер зерен около и менее 0,01 мм). По-видимому, это одна из первичных структур гипсовых пород. Последующая перекристаллизация сопровождается появлением на фоне микрозернистых участков параллельно расположенных и одинаково оптически ориентирован-

ных широких или тонких гипсовых волокон. По мере дальнейшей перекристаллизации размеры и количество волокнистых и спутанно-волокнистых гипсовых агрегатов увеличиваются, они как бы смыкаются в одну сплошную массу, на фоне которой остаются участки микрозернистой структуры. Иногда между группами крупных (около 0,5—1,0 мм) гипсовых зерен разномзернистой структуры появляются участки равномзернистого гипса, в которых все зерна представлены округлыми (или неправильной огранки), плотно прилегающими друг к другу образованиями мостовидной структуры. Такие равномзернистые участки, как правило, очень невелики и не нарушают общей разномзернистой структуры гипсовой породы в целом.

Последующая перекристаллизация приводит к полному срастанию отдельных волокон гипса и групп, которыми как бы «следуются» остатки микрозернистой структуры; в результате получают «чистые», обычно крупные зерна гипса единой (для всего зерна) оптической ориентировки. Структура сохраняется разномзернистой. Сложная мозаика и переплетение различных структурных разновидностей — довольно характерные признаки серых гипсовых пород.

Иногда отмечается наложение одной структуры на другую. Например, на фоне сплошных мелкозернистых агрегатов гипса разбросана масса неправильно-игльчатых гипсовых же зерен («кучи игл», «нагромождения игл»).

Серые гипсы обычно массивные, но встречаются также и слоистые. Надо полагать, что, когда эти породы формировались в результате растворения каменной соли, содержавшей равномерную вкрапленность ангидрита, их текстура становилась массивная. Если же в составе размываемой соляной толщи имелись прослои ангидрита или полигалита, то образующаяся у соляного зеркала серая гипсовая порода унаследовала их первичную слоистость. Слоистые гипсы могли также формироваться последовательно: сначала происходила гидратация прослоя ангидрита, а затем — полигалита. В этом случае возможна более или менее отчетливая граница между ранее образованной (за счет ангидрита) мелкозернистой гипсовой породой и более крупномзернистой, возникшей позднее (за счет полигалита). Иногда слоистость гипсовой породы обусловлена чередованием микропрослоев гипса мелкозернистой структуры и «стекловатого» бесцветного, имеющего единую оптическую ориентировку. Микрозернистые карбонатные компоненты размещаются в такой породе без какой-либо закономерности и в мелкозернистых, и в «стекловатых» микропрослоях.

На поверхности серые гипсовые породы местами подвергаются карбонатизации, которая наиболее интенсивно проявляется вблизи боратовых тел.

Красноцветные и серо-зеленые «глины». В числе бороносных пород Северного Прикаспия имеются красноцветные и серо-зеленые глинистые образования. В одних случаях встречаются преимущественно рассеянные бораты так называемого «бедного» типа,

в других — некрупные участки сплошных боратов, в третьих — слабо бороносные или пустые породы.

Генезис глинистых образований гипсовых шляп трактуется по-разному. Одни исследователи считают, что глины возникли за счет галопелитов соленосной толщи, другие — что глины были привнесены из окружающей территории, а затем кое-где обогащены бором в процессе его миграции из пород гипсовых шляп.

Автором совместно с С. Ф. Ивановой, В. И. Апполоновым, В. П. Ивановой, А. А. Герке, М. М. Вильнером и В. В. Ефремовым изучены разнообразные бороносные глинистые образования, которые подразделены на следующие четыре разновидности: I — галопелиты, вмещающие боратовые тела гипсовой шляпы; II — галопелиты, находящиеся внутри боратовых тел гипсовой шляпы; III — красноцветные глинистые породы кызыл-тауского облика; IV — серо-зеленые галопелиты соленосной толщи. Кроме того, для сравнения были исследованы небороносные глинистые образования различного возраста: пермо-триасовые, юрские (?), меловые и третичные, которые объединяются в V разновидность. Характеристика и местоположение исследованных образцов даны в табл. 7, а результаты химического анализа перечисленных разновидностей глинистых образований приведены в табл. 8. Выполнены они в геохимической лаборатории ВНИИГа, в лаборатории минерального сырья Института стройматериалов АН Эстонской ССР и в центральной лаборатории СевКазНИИМСа. Нами проанализирована главным образом карбонатная составная часть глинистых пород.

По данным химических анализов в исследованных глинистых породах присутствуют карбонаты кальция и (или) магния. При последующем изложении породы, в составе которых $MgCO_3$ преобладает над $CaCO_3$ и где отношение $\frac{\% MgCO_3}{\% MgCO_3 + CaCO_3}$ колеблется от 0,457 до 1,0, будут называться магнезитовыми глинистыми; породы с преобладанием $CaCO_3$ над $MgCO_3$, в которых то же отношение колеблется в пределах 0,0—0,457, будут называться известково-доломитовыми глинистыми.

Глинистые породы I разновидности содержат карбонатную составляющую от 14 до 44%; она представлена либо карбонатом магния, либо карбонатом кальция. В породах, где карбонат магния резко преобладает над карбонатом кальция, присутствует магнезит. Здесь карбонатный материал слагает комочки, представляющие собой агрегаты разно ориентированных мелких (доли микрона) карбонатных зернышек, между которыми находится пелитовое вещество. Характерно, что в таких магнезитовых глинистых породах отсутствует микрофауна. В известково-доломитовых породах I разновидности переотложенная микрофауна широко распространена.

II разновидность глинистых пород содержит около 22% карбонатов, в составе которых преобладает магнезит. Микрофауна в этих породах не установлена.

Характеристика образцов глинистых пород Северного Прикаспия

Номер образца	Номер участка	Глубина от дневной поверхности или соляного зеркала, м	Описание
1	2	3	4
I разновидность			
1072	9	3,0	Зеленовато-серая глинистая порода — из висячего бока улексит-ниоитового участка
1098	75	2,0	Серая глинистая порода с линзочками в различной степени карбонатизированного ашарита ашаритового тела
1130	18	5,0	Серая глинистая порода с большим количеством зерен и обломков гипса, вмещающая гидроборацитовое тело
1131	18	7,0	Серо-зеленая глинистая порода с гидроборацитом — из кровли гидроборацитового тела
1179	89	3,0	Мергелевидная тонкодисперсная существенно карбонатная порода, образующая почти непрерывную «оторочку» (5—10 см толщиной) в кровле гидроборацитового участка
1182	23	Склон воронки на поверхности	Серо-зеленоватая глинистая порода — из подошвы улексит-гидроборацит-ниоитового тела
1190	23	Склон воронки на поверхности	Мергелевидная тонкодисперсная существенно карбонатная порода из кровли улексит-гидроборацит-ниоитового тела
1200	Шурф 107	—	Серо-зеленая гипсодержащая порода, расположенная над 29-Колеманитовым телом
1201	44	5,0	Серо-зеленоватая глинистая порода из кровли преимущественно гидроборацитового тела
1210	51	4,0	Серо-зеленая глинистая порода из кровли колеманитового тела
1520	29	2,5	Серо-зеленая глинистая порода, вмещающая улекситовые скопления

1	2	3	4
II разновидность			
1055	29	—	Серо-зеленоватая глинистая сепиолитсодержащая порода — прослой из верхней части колеманит-гидроборацит-пандермит-инионт-ашаритового тела (2 см)
1205	44	6,5	Серая глинистая порода — прослой из верхней части гидроборацитового тела (5 см)
III разновидность			
1212	7	2,0	Красноцветная глинистая порода с бедной вкрапленностью гидроборацита
1150	Скв. 366	62,5 (ниже соляного зеркала)	Красноцветная глинистая порода
2024	Скв. 1688	53,6—55,6 (ниже соляного зеркала)	Красноцветная, слабо пятнистая («порфиرويدная») глинистая порода (8-й профиль IV поискового участка)
2025	Скв. 1688	101,45	Глинистые бедные красные силвиниты с молочно-белым силвинитом, окруженным красными гидрогетитовыми «рубашками»
IV разновидность			
1/1138	Скв. 1138	56,0—56,5	Серо-зеленый нерастворимый в воде галопелитовый остаток из каменной соли
1781	Скв. 819	82,0	Серо-зеленоватые галопелиты с красным гипсом и вкрапленниками микрозернистого калиборита
1895	Скв. 1240	90,0	Серо-зеленая глинистая порода с галитом
2005	Скв. 1770	84,0—84,15	Темно-серая галопелитовая порода
2265	Скв. 1989	68,85—69,00	Темно-зеленый галопелитовый прослой с небольшим количеством галита и улексита, залегающий между улекситовой породой с примесью гипса, ангидрита, галита (вверху) и каменной солью с примесью преобразенскита, хильгардита, борацита и гидроборацита (внизу)

1	2	3	4
2272	Скв. 1989	72,9—73,75	Почти черная галопелитовая порода с небольшой примесью хильгардита, галита, гидрорацита, преобразованскита и единичными зернами калиборита
V разновидность			
1214	6-Западный	8,0	Глинистая фракция из контакта зеленовато-серых аргиллитов, красноцветной и зеленовато-серой глинистой породы пермо-триасового возраста
1687	Обнажение	1,5	Красные жирные глины пермо-триасового возраста с северной окрестности аула Тогай-Бай-Мечеть
1688	Обнажение	1,5	Зеленые глины, присутствующие в виде гнезд в обр. 1687
2213г	Скв. 2/1855	154,0	Песчано-глинистый известковистый алевролит мелового возраста
2215г	Скв. 2/1855	169,6	Серый алевролитовый аргиллит мелового возраста
2215р	Скв. 2/1855	192,0	Серый алевроито-аргиллитовый преимущественно мелкозернистый песчаник (нижний мел)
1686	Обнажение	1,5	Серая огнеупорно-тампоная алевролитовая глина предположительно юрского возраста. Севернее аула Тогай-Бай-Мечеть
1256	Шурф 43	10,0	Аргиллит с примесью алевроита, тонкослоистый (1—2) мм, опоквидный, легкий из «верхнего глинистого горизонта» акчагыльского возраста. Восточный склон гряды Кок-Тау
1257	Шурф 43	12,0	Серо-голубоватый (сизый) мергелистый аргиллит с примесью алевролита, тонкослоистый акчагыльского возраста
1691	Обнажение	—	Бурая алевролитовая глина акчагыльского возраста в основании 7-метровой террасы р. Урал близ пос. Харкино

Глинистые породы III разновидности, характеризующие красноватые образования кызыл-тауского облика, отличаются высоким содержанием карбонатной составляющей — от 40 до 49%. В них магнезит преобладает над доломитом; иногда (обр. 2025) присутствует мономинеральный магнезит. Отмечается глауконит, при окислении которого, по-видимому, возникла темно-красная окраска этих бороносных пород. Микрофауна в породах III разновидности не обнаружена.

Глинистые породы IV разновидности содержат карбонатов от 12 до 59%. Лишь в одном образце (2265) имеются кальцит и доломит при доминировании последнего, что, очевидно, связано с близким положением галопелитового прослоя к соляному зеркалу. Здесь произошло замещение магнезита бората, преобразенскита, хлор-магнезита бората и хлор-кальциевого хильгардита боратрокальцитом (улекситом). По-видимому, эти гипергенные процессы также способствовали частичному замещению тонкодисперсного магнезита кальцитом. Данное предположение подтверждается следующим фактом. В находящемся на 13 м ниже черном галопелитовом прослое (обр. 2272) в разрезе той же скважины отмечаются первичные соотношения как между материнскими боратами, так и между $MgCO_3$ (13,00%) и $CaCO_3$ (1,07%). Сумма карбонатных компонентов в обоих образцах близка: для верхнего галопелитового прослоя у соляного зеркала (обр. 2265) — 13,93% и для нижнего прослоя (обр. 2272) — 14,07%. Два образца (1781 и 1896) были исследованы на микрофауну. В обоих она отсутствует.

В глинистых породах V разновидности карбонатная составляющая представлена доломитом и (или) кальцитом. Часто встречается фауна, особенно обильная в тех образцах, где кальцит значительно преобладает над доломитом.

В глинистых магнезитовых бороносных и небороносных породах гипсовых шляп Северного Прикаспия микрофауна отсутствует. Не встречается она и в галопелитовых образованиях соленосной толщи, характеризующихся также преимущественно магнезитовым составом карбонатной части. Поэтому можно предположить, что серо-зеленые бороносные глинистые породы, в которых среди карбонатов резко преобладает магнезит, это бывшие «немые» галопелиты соленосной толщи. Они не подверглись существенной делювиально-элювиальной или какой-либо иной гипергенной обработке, которая значительно изменила бы карбонатную породообразующую часть породы.

Другой генезис имеют серо-зеленые глинистые бороносные породы, где $CaCO_3$ резко преобладает над $MgCO_3$ и где всегда есть переотложенная микрофауна. Особенно много ее в кровле боратовых тел, внутри же их она не обнаружена. Такие породы подверглись существенной гипергенной обработке, в процессе которой коренным образом изменился вещественный состав их породообразующих карбонатных компонентов. Находившийся в них тонкодисперсный магнезит неустойчив в обстановке интенсивных ги-

Результаты химических анализов глинистых

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO ан-гидрата	Карбонатные		Силикатные		K ₂ O	Na ₂ O	П. л. п.	SO ₃
						CaO	MgO	CaO	MgO				
						7	8	9	10				
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
I разновидность — галопелиты, вмещающие													
1072	42,60	17,40	—	6,0	—	1,10	6,1	—	1,90	2,60	1,20	20,50	—
1130	45,28	23,9	9,16	—	—	—	—	0,62	6,05	—	—	8,44	0,45
1131	43,4	17,8	4,6	4,3	—	0,80	6,3	—	3,5	0,81	0,75	20,1	—
1098	36,5	18,1	—	2,7	—	1,9	8,1	—	10,5	0,93	—	20,50	—
1179	36,1	12,00	—	3,60	—	10,3	5,50	—	5,3	1,44	2,30	23,30	—
1182	37,47	13,78	6,02	1,27	—	10,2	—	1,77	5,20	2,55	0,48	7,57	—
1190	29,40	12,40	1,76	1,65	—	21,8	2,50	2,70	—	1,02	0,53	26,30	—
1200	39,70	18,03	—	4,56	—	3,90	9,20	—	—	1,94	1,64	20,00	—
1201	36,10	15,02	1,20	4,7	0,17	10,10	3,40	—	1,60	1,74	2,82	21,83	0,25
1210	35,8	19,4	1,8	1,4	—	5,6	9,0	—	1,0	1,5	0,8	23,30	—
1520	41,60	19,20	0,65	5,05	—	3,5	4,10	—	3,10	1,50	0,21	20,33	—
II разновидность — галопелиты, находящиеся внутри													
1055	39,60	7,70	—	2,80	0,07	2,4	10,2	0,66	11,4	0,30	1,10	23,00	0,10
1205	40,50	10,98	5,40	1,32	—	—	—	7,08	12,95	1,87	0,47	9,22	—
III разновидность — красноцветные													
1212	25,4	7,1	1,2	4,4	0,09	3,46	18,5	—	7,3	0,90	1,3	30,2	0,1
1150	25,3	7,2	1,6	4,2	—	1,4	20,5	—	6,5	1,2	1,7	29,6	—
2024	24,20	11,20	1,80	1,68	—	0,2	23,4	1,0	4,8	0,72	1,30	28,7	0,10
2025a	26,4	9,70	2,0	3,20	0,20	—	22,40	—	5,2	0,93	1,98	27,43	0,30
2025b	44,90	15,70	1,40	2,50	—	0,30	10,2	1,0	5,8	1,51	1,16	14,33	0,10
1938	23,40	15,10	1,50	4,30	—	—	20,0	—	6,00	0,67	0,53	28,53	—
IV разновидность — серо-зеленые													
1781	16,00	9,10	—	1,80	—	5,6	23,5	—	6,80	0,90	0,74	35,00	0,70
1/1138	30,80	9,45	0,45	0,80	8,4	—	8,50	—	13,5	—	0,4	14,80	12,0
2265	43,20	19,93	—	4,56	—	4,70	2,66	—	3,14	2,40	1,80	17,00	0,05

пород Северного Прикаспия, вес. %

CO ₂	H ₂ O при 110 °C	H ₂ O расч.	Σ	Микрофлуида	CaCO ₃	MgCO ₃	CaSO ₄	$\frac{\% \text{MgCO}_3}{\% \text{MgCO}_3 + \% \text{CaCO}_3}$	Примечание
15	16	17	18	19	20	21	22	23	24

боратовые тела гипсовой шляпы

7,5	7,50	5,50	99,4	—	1,85	12,8	—	0,873	Магнезит доминирует над доломитом Карбонаты отсутствуют Магнезит доминирует над доломитом То же Доломит резко доминирует над кальцитом Мономинеральный кальцит Кальцит доминирует над доломитом Магнезит незначительно преобладает над доломитом Доломит незначительно преобладает над кальцитом Магнезит незначительно преобладает над доломитом Доломит доминирует над магнезитом
—	7,44	—	101,34	+	—	—	—	—	
7,8	8,0	4,3	99,36	—	1,4	13,2	—	0,904	
10,5	4,0	6,0	99,23	—	3,4	17,0	—	0,833	
14,0	7,3	2,0	99,84	+	18,4	11,5	—	0,384	
8,09	5,08	—	99,48	+	—	—	—	—	
20,0	3,7	2,6	100,08	+	39,0	5,20	—	0,118	
13,1	7,10	—	98,97	—	7,00	19,30	—	0,734	
11,7	5,83	4,3	99,11	+	18,00	7,15	0,42	0,284	
14,6	8,7	—	99,6	—	10,3	18,9	—	0,647	
7,4	8,66	4,24	99,24	+	6,30	8,60	—	0,577	

боратовых тел гипсовой шляпы

13,30	9,70	—	99,33	—	4,3	21,4	0,17	0,833	Магнезит доминирует над доломитом Карбонаты отсутствуют
5,29	4,69	—	99,77	—	—	—	—	—	

глинистые породы кызыл-тауского облика

23,1	4,0	3,1	99,9	—	6,25	39,0	0,14	0,862	Магнезит доминирует над доломитом Магнезит резко доминирует над доломитом То же Магнезит мономинеральный Магнезит резко доминирует над доломитом То же
23,7	3,6	2,3	99,2	—	2,5	43,1	—	0,945	
26,0	2,0	0,7	99,10	—	0,36	48,6	—	0,993	
24,6	2,26	0,57	99,72	—	—	47,20	0,5	1,000	
11,40	1,33	1,60	98,90	—	0,54	21,20	—	0,975	
20,70	3,30	4,53	99,53	—	1,60	38,00	—	0,959	

галопелиты соленосной толщи

30,1	2,2	2,70	100,14	—	9,5	49,4	1,0	0,839	Магнезит доминирует над доломитом Магнезит мономинеральный Доломит резко доминирует над кальцитом
9,30	6,5	—	100,10	—	—	17,80	20,4	1,000	
6,70	6,70	3,60	99,44	—	8,40	5,53	—	0,397	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
2272	44,9	18,73	—	4,56	—	0,60	6,20	—	2,80	1,96	1,60	18,00	0,10
2005	40,30	10,10	—	1,70	0,35	—	12,50	—	13,50	0,58	1,58	18,83	0,50
1896	45,20	18,20	—	5,75	—	0,50	5,50	5,00	2,90	2,13	0,80	12,80	—

V разновидность — небонозные

Глинистые породы

1214	46,04	21,33	7,15	2,73	—	—	—	Сл.	6,09	6,14	0,58	8,83	—
1687	43,65	17,90	10,58	1,50	—	—	—	0,39	4,62	1,52	1,67	14,27	0,64
1688	44,43	30,42	2,58	1,50	—	—	—	0,86	1,18	1,60	1,24	6,16	0,62

Глинистые

1686	44,97	18,23	6,07	0,9	—	—	—	0,52	4,80	0,54	1,00	12,10	1,15
------	-------	-------	------	-----	---	---	---	------	------	------	------	-------	------

Глинистые

2213г	16,8	9,8	—	1,4	—	36,4	—	2,8	—	0,93	0,50	30,7	—
2215г	49,4	24,0	—	4,2	—	2,0	0,5	—	1,2	3,25	0,85	14,0	—
1215р	50,4	24,0	—	5,6	—	1,4	1,0	—	1,4	2,05	0,60	13,5	—

Глинистые

1256	33,55	11,29	5,21	0,70	—	—	—	17,87	2,22	1,81	0,90	18,43	0,17
1257	26,80	11,0	—	3,26	0,56	23,34	0,80	—	1,20	1,70	1,35	28,90	0,80

пергенных процессов и частично превратился в кальцит под влиянием растворов серно-кислого кальция согласно обратной реакции Гайдингера: $MgCO_3 + CaSO_4 \rightarrow CaCO_3 + MgSO_4$. Сульфата магния нет из-за его легкой растворимости. При циркуляции растворов, вероятно, привносилась обильная мелкая микрофауна (от 0,1 до 0,25 мм, в более крупной фракции ее нет). Очевидно, она сравнительно легко попадала с капиллярными и другими растворами.

Иногда в таких глинистых породах наблюдается большое количество различной величины кусков серых глинистых гипсов почти без следов механической обработки (делювиально-альювиального типа) и редкая (единичная) в разной степени окатанная галька преимущественно белых мергелистых пород неясного генезиса. Возможно, она была вымыта вместе с микрофауной в толщу глинистых пород при карстовых процессах, широко распространенных в гипсовых шляхах Северного Прикаспия.

Боронозные серо-зеленые глинистые породы, переходные по составу между магнезитовыми и известково-доломитовыми разно-

15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
7,6	2,20	8,20	99,45	—	1,07	13,00	—	0,924	Магнезит резко доминирует над доломитом Магнезит мономинеральный Магнезит резко доминирует над доломитом
13,80	3,16	1,87	99,94	—	—	26,30	0,85	1,000	
6,60	2,83	3,40	98,78	—	0,90	11,50	—	0,927	
глинистые образования									
<i>пермотриаса</i>									
0,18	—	—	99,97	—	—	—	—	—	Карбонаты отсутствуют То же »
—	0,42	—	97,12	0,16	—	—	—	—	
—	8,84	—	99,45	0,02	—	—	—	—	
<i>породы юры</i>									
—	6,05	—	96,33	—	—	—	—	—	»
<i>породы мела</i>									
28,7	2,0	—	99,33	—	65,1	—	—	0	Кальцит мономинеральный Доломит незначительно преобладает над кальцитом Доломит мономинеральный
2,20	4,3	7,5	99,40	—	3,6	1,1	—	0,234	
3,00	3,00	7,5	99,95	—	2,5	2,1	—	0,456	
<i>породы третичные</i>									
—	5,73	—	98,23	0,35	—	—	—	—	Карбонаты отсутствуют Кальцит резко доминирует над доломитом
19,20	2,90	6,80	99,51	—	41,70	1,68	1,36	0,038	

видностями, содержат скудную фауну. Они, по-видимому, испытали лишь слабое влияние гипергенных растворов, привносивших микрофауну и воздействовавших на магнезит.

Участки и прослои серо-зеленого глинистого вещества внутри боратовых тел имеют лучшую сохранность, чем глинистые породы, вмещающие боратовые тела гипсовой шляпы. Например, внутри полиборатового рудного тела 29-Колеманитового (обр. 1055, в котором никакой микрофауны не обнаружено) даже было встречено еще полностью нераскристаллизованное вулканическое стекло.

На основании приведенных материалов можно наметить некоторые предварительные выводы о формировании бороносных глинистых пород гипсовых шляп Северного Прикаспия.

1. Красноцветные и серо-зеленые «глины», вероятно, представляют собою элювиальные образования соответственно красноцветных или серо-зеленых, в разной степени бороносных галопелитов соленосной толщи. Часть глинистых пород подвергалась сравнительно малому воздействию гипергенных процессов. Они сохранили магнезитовый состав и остались «немыми» (без микро-

фауны). Другая часть таких пород претерпела более интенсивную гипергенную обработку, в результате чего породы стали доломито-известковыми (с резким преобладанием кальцита в карбонатной части) и приобрели разнообразную переотложенную микрофауну верхнемелового и эоценового возраста. Третья часть глинистых пород в результате гипергенных процессов незначительно изменила карбонатную составляющую, и в этих породах мало переотложенной микрофауны.

2. Можно предполагать, что гипсовые шляпы формировались после позднего мела. Происходило ли их образование в более раннее (юрское) время — по имеющимся материалам судить нельзя. Микрофауна привнесена в бороносные глинистые породы, по видимому, в одних случаях между поздним мелом и эоценом, в других — после эоцена, но до акчагыльского времени. Перемывание или переотложение бороносных глинистых пород гипсовых шляп после акчагыльского времени, как можно судить по исследованным образцам, не происходили.

3. Из выделенных разновидностей глинистых пород наибольший практический интерес имеют магнезитовые, так как в них меньше всего изменен состав бороносных галопелитов соленосной толщи.

Белые гипсовые породы и связанные с ними карбонатные образования. Белые гипсы залегают на породах соленосной толщи и подстилают пестроцветы пермо-триаса или триаса. Они, как правило, мелкозернистые чешуйчатой, волокнистой, спутанно-чешуйчатой, спутанно-волокнистой и других разновидностей. Их называют нередко белыми сахаровидными гипсами. Химический состав белых гипсов близок к теоретическому составу минерала гипса (%): CaO — 32,57; SO_3 — 46,50; H_2O — 20,93. Белые гипсовые породы встречаются также среди сплошного поля серых гипсовых пород и серо-зеленых глинистых образований гипсовых шляп в виде сопок. Они — продукт гидратации коричневатых ангидритов соленосной толщи, которые залегают ниже соляного зеркала. Структура ангидритовых пород преимущественно микрозернистая. В процессе собирательной кристаллизации среди ангидритовой массы появляются пучко-, брусковидные (иногда типа нагроможденных кирпичей), радиально-лучистые или игольчатые (иногда типа нагроможденных игл) образования [Андреановская, 1956].

В тесных генетических соотношениях с белыми гипсовыми породами находятся тонкослоистые магнезитовые и гипсово-магнезитовые образования. Они сингенетичны материнским ангидритам, гидратированным до белого гипса. Имеется и вторичная карбонатизация (преимущественно кальцитизация) в кепроковых породах [Яржемский, 1968].

К белым гипсовым и ангидритовым породам приурочено рассеянное стронциево-кальциевое боропроявление на Западном Курган-Тау (кургантаит).

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ БОРАТОВ СЕВЕРНОГО ПРИКАСПИЯ

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БОРАТОВ СОЛЕНОСНОЙ ТОЛЩИ

Имеются две основные концепции относительно условий формирования боратов соленосной толщи. Первой придерживаются А. В. Николаев, М. Г. Валешко и А. И. Спирыгина [Николаев, 1947; Валяшко, Спирыгина, 1953], второй — автор. Основные положения первой концепции сводятся к следующему.

1. В солеродных бассейнах первичный материнский борат был лишь магниевым, выпадал совместно с карналлитом или после его садки вместе с бишофитом только из эвтонической рапы в самых последних стадиях процесса галогенного осадконакопления.

2. а) Эвтоническим боратом был борацит;

б) если бишофитовые и карналлитовые породы, содержавшие борацит, подвергались медленному размыву (промыванию), то они, по данным М. Г. Валяшко и А. И. Спирыгиной [1953], превращались в сильвиниты, а борацит — в калиборит;

в) когда размыв шел интенсивнее, главные порции калийсодержащих растворов уходили, а из магниезальных солей оставался медленно удаляемый кизерит; в этих случаях образовывался преобразенскит;

г) гидроборацит формировался в тех случаях, когда вся масса калийно-магниезальных солей оказывалась отмытой, а борацит оставался в окружении галита и медленно растворявшегося ангидрита (гипса).

3. Борацит является единственным эвтоническим «прародителем» всех боратов соленосной толщи.

4. Главным критерием при решении вопросов формирования боратов и вмещающих их хлоридов служит величина бром-хлорного коэффициента. Потеря брома (т. е. понижение этого коэффициента) тем интенсивнее, чем глубже порода затронута промыванием. Глубина промывания будет сказываться на боратах постепенным превращением борацита в калиборит, преобразенскит или гидроборацит (последний отражает наиболее глубокие стадии промывания).

5. Борацит в процессе размыва бороносной карналлитовой толщи превращается в другие бораты, в том числе в гидроборацит. Об образовании гидроборацита из борацита свидетельствует также их частое сонахождение.

6. Гидроборацитсодержащая галопелитовая толща и нижележащая каменная соль — переработанные продукты карналлитовой зоны. Это вытекает из пункта 1 (первичный борат выпадал совместно с карналлитом или с бишофитом).

Концепция автора об условиях формирования боратов соленосной толщи основывается на следующем.

1. Бор образует сравнительно труднорастворимые соединения и в случаях поступления в солеродные бассейны он переходит в осадок на всех стадиях пегнитогенного процесса, практически при любых его количествах, даже малых, измеряющихся долями процента.

2. а) Эвтоническая рапа в природных условиях могла содержать бор лишь в количествах, не представляющих практического интереса, и поэтому бораты почти неизвестны в бишофитовых породах. В чисто карналлитовых породах они имеют лишь минералогическое значение и установлены в составе нерастворимого в воде остатка, где главным боратом является водный хлор-кальциевый (хильгардит), а не безводный хлор-магниевый (борацит);

б) переходы борацита в калиборит при петрографо-минералогических исследованиях никогда не наблюдались. Отмечены только два парагенезиса борацита с калиборитом, что составляет 0,08% от всех (2454) парагенезисов (см. табл. 1);

в) переходы борацита в преображенскит никогда не устанавливались при петрографо-минералогических исследованиях. Борацит наблюдался совместно с преображенскитом только 5 раз, что составляет 0,2% от всех (2455) парагенезисов (см. табл. 1);

г) переход борацита в гидроборацит установлен только в одном случае. Борацит совместно с гидроборацитом встречен только 16 раз, что составляет 0,6% от различных парагенезисов (2455) (см. табл. 1).

Следовательно, гипотетические переходы борацита в калиборит или в преображенскит при петрографо-минералогических работах не подтвердились, а сами парагенезисы этих боратов представляют собою редкое природное явление минералогического значения. Лишь в одном случае установлено образование гидроборацита за счет борацита близ соляного зеркала.

3. Парагенезисы боратов с пороодообразующими минералами указывают, что бораты образовывались в солеродных бассейнах на разных этапах осадконакопления. Они присутствуют в Прикаспии в доломитовых, ангидритовых и полигалитовых породах, в каменной соли, сильвинитах, местами в виде значительных скоплений. Главные бораты соленосных толщ — гидроборацит и калиборит, второстепенные — преображенскит, борацит и хильгардит, редкие — кургантаит (тыретский борат), пинноит, сульфоборит, джинорит, а также люнебургит (в Прикаспии он не встречен).

Условия формирования материнских боратов при галогенезе следующие:

а) водный кальциево-магниевый борат — гидроборацит (его главные скопления) формировался в Прикаспии на двух этапах: первый совпал с накоплением мощной (порядка 200 м) терригенно-хемогенной галопелитовой толщи Кызыл-Тау, второй — каменной соли, содержавшей нередко примесь полигалита, силь-

вина и галопелитового вещества. Значительные скопления гидроборацита в срединно-прикаспийской части накопления галогенных осадков образовались также и при отложении покровной (надсоленосной) ангидрит-гипсовой толщи;

б) калийно-магниевый борат — калиборит — в виде практически интересных скоплений формировался в Прикаспии преимущественно с породами полигалит-сильвинитовой зоны, сложенной в основном сильвинитами и отчасти полигалитовыми породами с прослоями галопелитов;

в) второстепенные бораты — преображенскит, борацит и хильгардит — образовались при более высоких концентрациях рапы солеродного бассейна, чем главные бораты соленосной толщи (гидроборацит и калиборит). Преображенскит осаждался из существенно-сульфатной рапы вместе с каменной солью, содержащей значительную примесь ангидрита, полигалита, сильвина, каинита, кизерита, галопелитов и в меньшей степени карналлита, а борацит и хильгардит — с ангидрит-, карналлит-, полигалит- и сильвин-содержащей каменной солью;

г) условия формирования редких боратов соленосной толщи — сульфоборита, пинноита и джинорита — еще не выяснены;

д) стронциево-кальциевые бораты — кургантаит и тыретский борат — возникли при накоплении карбонатно-ангидритовых отложений соленосных толщ кунгура Прикаспия и нижнего кембрия Сибирской платформы;

е) борофосфат магния — люнебургит — значительных скоплений не образует, но позволяет выяснить условия боронакопления. Сравнительно крупные люнебургитовые желваки обнаружены в породах Стебникского месторождения калийных солей в Прикарпатье [Годлевский, Иванов, 1941]. Белые мелкие желвачки люнебургита (обычно менее булавочной головки и изредка размером с горошину) отмечены М. Л. Вороновой (устное сообщение) в глауберитсодержащих карбонатно-гипсовых породах сульфатного месторождения Узун-Су, Туркмения. Несколько позднее аналогичные желвачки были встречены В. А. Вахрамеевой в гипс-карбонатных прослоях погребенной каменной соли залива Кара-Богаз-Гол, где рядом с желвачками иногда находятся трупики и хитиновые остатки насекомых (жуков). Межкристалльная рапа содержит около 0,02% окиси бора. Следовательно, достаточно столь низких содержаний B_2O_3 в рапе солеродного бассейна, чтобы начались обменные реакции между бором, компонентами рапы и примесями галогенного или негалогенного происхождения. Для образования люнебургита фосфор заимствовался из трупиков насекомых, а магний и бор — из рапы солеродного бассейна. В связи с тем, что бора в рапе очень мало, образующийся борат не может дать сплошного, хотя бы тончайшего прослоя. Реакции, приводящие к образованию бората, имеют массовый точечный (очажковый) характер и происходят там, где есть для этого подходящие условия (наличие органических остатков, доступ к ним растворов, содержащих магний, бор, хотя бы и в столь ничтожном количестве);

ж) в зоне выщелачивания бороносных пород соленосной толщи отмечается появление ашарита — продукта разложения калиборита, пинноита и гидроборацита; улуксита — продукта разложения калиборита, хильгардита, пинноита, отчасти борацита и преобразенскита; иниоита — продукта разложения преобразенскита, иногда улуксита. Широко развита полигалитизация калиборита и частично даже новообразованного ашарита (наряду с не содержащими бор минералами).

4. Главным критерием условий формирования боратов и вмещающих их хлоридов служат результаты макро- и микроскопического изучения природных парагенетических соотношений между боратами и минеральным комплексом вмещающих пород, а главное доказательство первичного галогенного борообразования — это расположение ряда боратов соляной толщи по слоистости вмещающих пород (калиборита, кургантаита, хильгардита) при почти полном отсутствии взаимных переходов одних материнских боратов в другие.

Величина бромхлорного коэффициента должна играть не главную, а подчиненную роль. Если в солеродный бассейн в начале садки галита при содержании брома 0,015—0,025% поступало значительное количество бороносных растворов из вулканогенного первоисточника, то вместе с галитом должно было выпадать немало боратов, хотя в такой бороносной каменной соли фиксируется пониженное содержание брома. Если же рапа более концентрированная (например, перед садкой сильвина), то брома в образующемся галите могло быть до 0,1%. При поступлении в такие периоды безбромных (или с очень малым количеством брома) растворов совместно с боратами мог образовываться галит с 0,015—0,025% брома, и может составить впечатление, что боропроявление соответствует «нормальному» (по галиту) содержанию брома. Если же бороносные растворы поступали в солеродный бассейн в малом количестве, то возникла небольшая примесь бората к порообразующей массе каменной соли. Бромхлорный коэффициент в галите такой соли может быть значительно выше нормального. По-видимому, можно говорить лишь об общей тенденции понижения бромхлорного коэффициента минералов соляных пород, вмещающих бораты, но никак не о точно установленной количественно-градуированной закономерности его изменения.

5. Совместное нахождение борацита с гидроборацитом установлено всего лишь в 16 случаях из 2455, т. е. оно является редким и составляет 0,6% от всех парагенезисов (см. табл. 1). Переход борацита в гидроборацит отмечен при петрографо-минералогических исследованиях только в одном случае.

6. Гидроборацитсодержащая толща Кызыл-Тау является продуктом первичного осаждения, не имеющим никакого отношения к формированию карналлитовых пород.

Возможна ли садка крупных скоплений бора морского происхождения из эвтонической рапы (как считают А. В. Николаев и М. Г. Валяшко)?

Прежде чем достичь эвтонической высококонцентрированной стадии, рапа должна была пройти подготовительный путь на протяжении многих веков (или нескольких тысячелетий), а не 2—5 лет. Если взять для примера разрез Верхнекамского месторождения, то толща нижней каменной соли с ее мощностью порядка 450 м формировалась (считая в среднем мощность годового слоя каменной соли в 5 см) около 9 тыс. лет. За это время концентрация рапы поднялась от начала садки галита до начала садки сильвина. Примерно около 1 тыс. лет понадобилось для накопления пород сильвинитовой зоны и примерно столько же — карналлитовой. В нижней каменной соли имеются слои и пачки доломит-ангидритовых пород, а в сильвинитовой и карналлитовой зонах отмечаются галопелитовые слои. Мощности тех и других нарастают во много раз медленнее, нежели у каменной соли, сильвинитов и карналлитовых пород. В среднем можно считать, что понадобилось не менее 12 тыс. лет от начала садки галита, прежде чем рапа солеродного бассейна достигла концентрации конечной стадии садки карналлита. Вероятно, столько же времени (не менее 10 тыс. лет) формировалась и эвтоническая рапа в прикаспийской части кунгурского солеродного бассейна.

Что же известно о поведении бора в процессе концентрирования рапы?

О генезисе боратов галогенного происхождения первоначально судили преимущественно по бороносности (непромышленного типа и в основном в виде желваков борацита) карналлитовых и карналлитсодержащих пород цехштейновых калийных месторождений в Германии и на основании экспериментальных работ Я. Г. Вант-Гоффа [1936] и его учеников. Предполагалось, что бор может осаждаться только при высоких концентрациях океанической воды (или лагунной рапы), достигшей эвтонической стадии. Чтобы выяснить возможность борообразования из такой рапы, в 1939 г. М. Г. Валяшко поставил эксперимент. В результате испарения воды соляного озера им была получена и отбрана эвтоническая рапа. Борат, выпавший из нее через 2—3 года, явился магниевым эвтоническим боратом ($MgO \cdot V_2O_5 \cdot 7,5H_2O$), близким, по мнению М. Г. Валяшко, пинноиту ($MgO \cdot V_2O_5 \cdot 3H_2O$), со средним показателем преломления 1,465. М. Г. Валяшко предположил, что по мере старения и перехода в кристаллическое состояние этот борат окажется борацитом. Вопрос о том, выпадал ли бор в сильвинитовый или в карналлитовый этапы солеосаждения, остался открытым, так как в то время не интересовал экспериментаторов [Валяшко, Спиригина, 1953; Яржемский, 1968]. Отсюда и пошло утверждение, что нигде, кроме как в эвтонической рапе, не могут образовываться бораты, а борацит — единственный «прародитель» всех боратов соленосной толщи.

При экспериментальных условиях получения эвтонической рапы, в отличие от природных, осадителей бора (в виде фосфорных, стронциевых, кальциевых или каких-либо иных компонентов) не было. В природе же концентрирование рапы, продолжающееся

тысячелетиями, не могло происходить без периодических ее разбавлений, когда в солеродные бассейны приносились кальций, стронций, кремний и другие элементы как в растворах, так и в составе терригенных и пирокластических образований. В результате среди легко растворимых солей образовались слои и пачки слоев (от нескольких миллиметров до двухсот метров мощностью) галопелитовых, доломит-ангидритовых, ангидритовых (реже гипсовых) пород и вулканических туфов. Бор, находившийся в рапе материнских солеродных бассейнов и поступающий извне, приводил к формированию в этих слоях и пачках фосфорно-магниевого (люнебургитового), кальциево-стронциевого (кургангаитового), стронциево-кальциевого (тыресткитового), кальциево-магниевого (гидроборацитового) боратов или кальциевых, натриевых боросиликатов (данбуритовых, сирлезитовых) и других образований в виде ничтожных и реже промышленных скоплений. По мере приближения концентрации рапы солеродного бассейна к эвтонической стадии бора в ней оставалось все меньше и меньше и поэтому в карналлитовых (а тем более бисофитовых) породах его обычно очень мало. К эвтонической стадии рапы в солеродных бассейнах выпадают последние (и обычно ничтожные) боратовые образования (чисто минералогического значения). Вот поэтому автор отрицает возможность промышленного борообразования в эвтонической рапе за счет бора морского происхождения.

В Прикаспии, по мнению автора, бор имел вулканогенные первоисточники, которые приводили к формированию рассеянных и промышленных скоплений боратов.

В этой связи интерес представляют отложения на поднятии Западный Азгир. Здесь, по данным В. В. Лобановой [1958], в соленосной толще, выходящей местами на поверхность, имеются слои темно-серой тенардитсодержащей каменной соли (иногда даже преимущественно тенардитовые) с примесью вулканического пепла и слои туфогенных (пепловых) пород мощностью до 1 м. Породы бороносны, содержание V_2O_5 в них превышает 1%. Однако бор входит в состав не боратов, а натриевого водного боросиликата — сирлезита ($NaB \cdot Si_2O_6 \cdot H_2O$). Его количество в туфогенных породах и темно-серой каменной соли (со значительным содержанием пеплового материала) превышает 6%. Там, где вулканического материала мало, количество сирлезита понижается до 0,9%. Характерно низкое содержание брома в породах с сирлезитом, хотя и образовывался он в галитовую стадию галогенеза (см. табл. 2).

Очевидно, пепловый материал и связанный с ним бор поступали в солеродный бассейн в результате эффузивной подводной деятельности в основном в самом Азгирском бассейне, либо в его прибрежных частях. Кальций при этом не приносился. Не исключается также, что источники бора — щелочные гидротермы и фумаролы, которые поставляли в бассейн одновременно значительные количества натрия. Одна часть его быстро переходила в осадок при взаимодействии с ионами SO_4^{2-} рапы, другая, очевидно, шла на разложение силикатного вещества вулканического пепла, в результа-

те чего выделялась кремнекислота. Последняя, возможно, могла поступать также и из эндогенного источника. Реакция кремнекислоты с вулканогенным бором приводила к образованию сирлезита. Только отсутствием в рапе кальция можно объяснить развитие столь редкого в древней каменной соли тенардита при полном отсутствии ангидрита, а также почти полную невозможность отложения в азгирских осадках бората — гидроборацита или кальцийсодержащих боросиликатов типа говлита или бакерита. Чрезмерно низкое содержание брома в каменной соли, по мнению автора, также свидетельствует о вулканогенном источнике бора и натрия.

Существенное отличие северо-прикаспийских боропроявлений от азгирских заключается в следующем. При формировании Прикаспийских бороносных пород (например, Кызыл-Тау) вулканический пепел вместе с глинистым терригенным материалом попал в солеродный бассейн с водами, доставлявшими и большие количества кальция. В результате в осадок выпадали хемогенные сульфат кальция и карбонаты доломит-магнезитового состава (которые значительно завуалировали пепловый материал и способствовали его сильному разложению), а борообразование проявилось в виде кальциево-магниевого бората (почти мономинерального гидроборацита), а не в какой-либо боросиликатной форме.

Борообразование в Северном Прикаспии происходило на разных стадиях пегнитогенного процесса (см. табл. 2): в галопелитах Кызыл-Тау, в более высоких стратиграфических горизонтах — в полигалит-сильвинитовых породах, в каменной соли (как чистой, так и содержащей примесь ангидрита, полигалита, сильвина, кизерита, каинита, карналлита), в так называемых верхних горизонтах соленосной толщи. В чисто карналлитовых и бишофитовых породах промышленных скоплений боратов не было обнаружено, а имели место лишь находки (да и то в нерастворимых в воде остатках) минералогического значения (преимущественно в виде хильгардита). Объясняется это, по мнению автора, тем, что при формировании мономинеральных карналлитовых и бишофитовых пород в солеродный бассейн не могли поступать в значительном количестве никакие растворы, в том числе и борсодержащие. Это теперь полностью подтверждается отсутствием бороносности в мощных толщах бишофитовых пород Приволжской моноклинали Волгоградско-Саратовского региона.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ БОРАТОВ ГИПСОВЫХ ШЛЯП

В зоне выщелачивания соленосных пород начинаются и по мере приближения к соляному зеркалу все усиливаются гипергенные процессы: замещение одних боратов другими; полигалитизация как первичных, так и новообразованных боратов; карбонатизация, силицификация и огипсование боратовых образо-

ваний; переход полигалита и ангидрита в гипс и др. Мощность зоны выщелачивания бороносных пород соленосной толщи неизвестна и, вероятно, меняется в связи с литологическим составом слагающих пород и, характером тектонических проявлений. Уже на глубине около 200 м ниже соляного зеркала отмечаются вторичные явления, характерные для зоны выщелачивания.

Условия формирования боратов гипсовых шляп кратко могут быть охарактеризованы следующим образом [Яржемский, 1968].

1. В породах у соляного зеркала за счет калиборита образуются ашарит и улесит. Ашарит частично развит по гидроборациту и пинноиту, а улесит — по хильгардиту, преображенскиту и, по-видимому, борациту.

2. Ашарит в породах гипсовой шляпы, содержащих насыщенные сульфатом кальция растворы, а также уголекислоту, кремнезем и другие компоненты, легко замещается целым комплексом минеральных новообразований.

Уголекислота весьма агрессивна по отношению к ашариту. Под ее воздействием происходят карбонатизация ашаритовых скоплений (в основном с периферии) и образование карбонатных (преимущественно кальцитовых, реже арагонитовых, доломитовых) оболочек (рубашек). Иногда карбонаты проникают и во внутренние части ашаритовых скоплений. Многие мелкие скопления карбонатизированы. Наряду с чистыми ашаритовыми образованиями распространен «ашарит карбонатизированный». Процесс протекает главным образом в гипсометрически верхних частях боратовых скоплений близ дневной поверхности.

Огипсование ашаритовых образований протекает от соляного зеркала до дневной поверхности. Оно выражено так отчетливо, что выделяется тип отложений под названием «ашарит огипсованный». Протекает он менее интенсивно, чем карбонатизация.

Широко распространено в общем комплексе процессов карбонатизации и огипсования ашаритовых тел образование магнетизальных гидросиликатов.

Происходит перераспределение фтора и возникают флюоритовые скопления (бесформенные и в виде прекрасно выраженных желваков), а на обнаженных поверхностях ашаритовых скоплений — эпсомит.

Если мелкие ашаритовые скопления — серые гипсовые породы — легко проницаемы, то в результате карбонатизации, огипсования и силицификации происходит разложение ашарита и вынос борных растворов во вмещающие породы и далее в воды основного и локальных водоносных горизонтов. Если же ашаритовые тела крупные или залегают в существенно глинистых породах, то борные соединения, образующиеся в результате разложения ашарита, задерживаются и участвуют в борометасоматозе.

Наиболее типичными боратовыми новообразованиями, замещающими ашарит (и нередко находящийся вместе с ним улесит), являются пандермит, колеманит, иниоит. Пандермит образуется в тех боратовых телах, где имеется либо только ашарит, либо аша-

рит с колеманитом или иниоитом, либо ашарит с колеманитом, улекситом, гидроборацитом и иниоитом. Колеманит в некоторых боратовых телах, имеющих ашарит, связан генетически с пандермитом, хотя иногда встречается и без него. Иниоит широко развит в тех ашаритовых телах, в которых в качестве примеси имеется улексит, однако иниоит часто развивается и там, где нет видимого присутствия улексита.

В ашаритовых телах гипсовой шляпы все кальциевые бораты (пандермит, иниоит и колеманит) представляют собой новообразования. В породах соленосной толщи они не известны, исключение составляет иниоит по преобразованскиту на самом соляном зеркале. Эти кальциевые бораты являются более молодыми по сравнению с вмещающим комплексом ашарит-улекситового (собственно боратового) состава и по сравнению с вмещающими серыми гипсовыми и в той или иной мере глинистыми породами. Наиболее устойчив колеманит; при последующих изменениях он переходит в гипс или в кальцит. Неясно, почему до настоящего времени не обнаружена в составе боратовых тел гипсовой шляпы промежуточная между иниоитом и колеманитом разновидность кальциевого бората — мейергофферит. Однако переход иниоита в колеманит еще никем не был установлен. Образование улексита поздней генерации совместно с иниоитом, колеманитом и пандермитом в ашаритовом теле было установлено автором только однажды в виде небольшого снежно-белого включения. По-видимому, это явление не имеет широкого распространения.

3. Улексит, наблюдающийся в гипсовой шляпе вместе с ашаритом, обычно совместно с ним участвует и в борометасоматических процессах. Он легче (чем ашарит) замещается иниоитом. В образовании пандермита улексит, по-видимому, не участвует. Известны случаи, когда пандермит образовывался в ашаритовых телах, совсем не имеющих улексита или содержащих его в ничтожном количестве. В чисто улекситовых без ашарита телах гипсовой шляпы, находящихся в серо-зеленых галопелитах, часто отмечаются различные проявления иниоитизации, реже — образование колеманита и еще реже — гидроборацита поздней генерации. Широко развито огипсование улексита.

Довольно обычное явление — процессы образования улекситовых желваков в серо-зеленых глинистых породах (вплоть до возникновения мелких тел), а также в четвертичных суглинках, где лишь в сравнительно редких случаях наблюдаются мягкие ватоподобные улекситовые скопления на дневной поверхности в пределах блюдцевидных мелких «борных такыров».

4. Гидроборацитовые тела, залегающие в серо-зеленых галопелитах, подвергаются и карбонатизации, и огипсованию, и силицификации (хотя и в меньшей степени, чем ашаритовые). Гидроборацит в красноцветных галопелитах устойчив как в породах соляной толщи, так и в породах гипсовой шляпы. Происходят лишь процессы собирательной кристаллизации, образование различного вида желваков и стяжений, залечивание трещин в галопелитах

хорошо окристаллизованными скоплениями селенитовидного гидроборацита. Иногда близ дневной поверхности на гидроборацитовых породах красноцветной толщи отмечается «пушок» улексита самого позднего происхождения; такой улексит имеет чисто минералогическое значение

5. Кальциевые и кальциево-магниевого бораты ашаритовых тел при замещении почти не мигрируют. Как правило, их нет за пределами таких тел, особенно когда вмещающие породы гипсовые. Они локализируются внутри ашаритовых тел, а вокруг них развиваются оболочки деградированных (силицифицированных, карбонатизированных, огипсованных) ашаритов. Во вмещающих гипсовых породах, даже при резко выраженном замещении боратов, ни разу не наблюдались кальциевые или кальциево-магниевого боратовые новообразования хотя бы по тонким трещинкам. По-видимому, замещение боратов протекает в условиях капиллярных природных реакций лишь в пределах ашаритовых тел.

Несколько иначе происходит замещение боратов, когда они или вмещающие их серо-зеленоватые галопелиты перекрыты близ дневной поверхности лессовидными четвертичными суглинками. Местами наблюдаются проникновение гидроборацита в перекрывающие суглинки и значительное перетолжение улексита. Однако эти современные бораты представляют лишь минералогический интерес. Их происхождение обусловлено явлениями инсоляции. Природные растворы подтягиваются по капиллярам вверх, и суглинки минерализуются (в общих случаях более всего карбонатами и гипсами, в частных — наряду с ними также и боратами). Такие боропроявления связаны либо с близко расположенными к суглинкам боратовыми телами или насыщенными бором «подвешенными» локальными водоносными горизонтами, либо с удобными (блюдеобразными) условиями микрорельефа, где могли возникать эпизодические бессточные, застойные и малые по площади «борные такыры».

6. Карбонатизация, огипсование и силицификация боратовых тел гипсовой шляпы и борометасоматоз в них тесно связаны с природными процессами высаливания. В условиях выветривания около боратовых тел создается несколько повышенная минерализация. Поэтому преимущественно по их периферии как на своеобразных природных «фильтрах» происходят осаждение карбонатов, гипса, магнезиальных гидросиликатов и очень редко образование боросиликатов с попутным формированием в рудных телах главным образом кальциевых боратов.

7. Ашариты являются остаточными продуктами метасоматоза калиборитов соленосной толщи, сингенетическими с вмещающими серыми гипсовыми породами образованиями, так как гипсы представляют собой остаточный нерастворимый материал галогенного комплекса. Кальциевые и кальциево-магниевого бораты существенно ашаритовых тел — позднейшие продукты замещения части ашаритовых (или улексит-ашаритовых) образований. Следовательно, только эти бораты ашаритовых залежей и являются эпигенети-

ческими по отношению как к вмещающим гипсовым породам кепрока, так и к самим ашаритовым (или улуксит-ашаритовым) телам.

8. Форма ашаритовых или полиборатовых с ашаритом тел разнообразная, но обычно более или менее отчетливо выраженная линзовидная. Некоторые из тел подверглись действию эрозионных агентов, в них вымыты четвертичные суглинки. Все ашаритовые и полиборатовые с ашаритом, а также и безашаритовые боратовые тела залегают согласно с вмещающими породами гипсовой шляпы. Форма остаточных (ашаритовых, полиборатовых с ашаритом, а также гидроборацитовых, залегающих в серо-зеленых и красноцветных глинистых породах) тел гипсовой шляпы отображает первоначальную морфологию материнских боратовых скоплений в породах соленосной толщи. В различных породах этой толщи установлены «корни» состава боратовых тел гипсовой шляпы (калиборит, гидроборацит, иногда преображенскит, борацит). Однако вопрос преемственности формы боратовых тел гипсовой шляпы от характера расположения боратовых образований в породах соленосной толщи пока точного ответа не имеет.

ЛИТЕРАТУРА

- Андреановская К. Н. О генетической последовательности образования микро-структур в ангидритовых и гипсовых породах на примере Индерского поднятия.— В кн.: Материалы по литологии. М.: Госгеолтехиздат, 1956, с. 100—115.
- Атлас структур и текстур галогенных пород СССР/Ред. Я. Я. Яржемский. Л.: Недра, 1974. 231 с.
- Бетехтин А. Г. Курс минералогии. М.: Госгеолиздат, 1951. 542 с.
- Большая Эмба. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1937. 907 с.
- Валяшко М. Г., Спиригина А. П. Экспериментальные исследования генезиса боратов оз. Индер.— В кн.: Труды IV совещания по экспериментальной минералогии и петрографии. Вып. 2. Л.: Изд-во ВНИИГ, 1953, с. 137—156.
- Вант-Гофф Я. Г. Океанические соляные отложения. Л.: Химтеоретиздат, 1936. 344 с.
- Воронова М. Л. Некоторые данные по петрографии соленосной толщи нижнего кембрия Восточной Сибири.— В кн.: Материалы по петрографии районов соленакпления. Вып. 29. Л.: Госхимиздат, 1954, с. 201—209.
- Воронова М. Л. Петрографическая характеристика нижнекембрийских соленосных отложений юго-восточной части Сибирской платформы.— В кн.: Петрография галогенных пород, Вып. 40. Л.: Госхимиздат, 1960, с. 70—100.
- Герасимова В. В. Боропроявление в ангидрит-доломитовой толще кунгура Уметовского поднятия.— В кн.: Материалы по петрографии районов соленакпления. Вып. 29. Л.: Госхимиздат, 1954, с. 215—222.
- Годлевский М. П. Курнаковит — новый борат.— Докл. АН СССР, 1940, т. 28, № 7, с. 639—641.
- Годлевский М. П., Иванов А. А. Люнебургит из Стебникского месторождения калийных солей.— Докл. АН СССР, 1941, т. 22, № 5, с. 351—353.
- Дэна Дж. Д., Дэна Э. С., Пэлач Ч., Берман Г., Фрондел К. Система минералогии. Т. II. Полутом I. М.: ИЛ, 1953. 773 с.
- Иванов А. А. Находка бората в Илецком месторождении каменной соли.— Материалы ЦНИГРИ. Общая серия, сборник 1, 1936, с. 58—61.
- Иванов А. А. Поиски месторождений боратов в Урало-Эмбинской области.— В кн.: Большая Эмба. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 576—598.
- Иванов А. А., Яржемский Я. Я. Боропроявление в соленосной толще Лено-Ангарского бассейна.— В кн.: Материалы по петрографии районов соленакпления. Вып. 29. Л.: Госхимиздат, 1954, с. 210—214.
- Кешан А. Д. Синтез боратов в водном растворе и их исследование. Рига: Изд-во АН ЛатвССР, 1955. 180 с.
- Корневский С. М., Лобанова В. В., Шлеймович Р. Э. Геология и условия формирования калийных месторождений Прикаспийской синеклизы и Южно-Предуральского прогиба. М.: Недра, 1966. 280 с.
- 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.

- Курман И. М. О некоторых месторождениях борных минералов.— В кн.: Большая Эмба. Т. 1. Изд-во АН СССР, 1937, с. 608—615.
- Лазаренко Е. К. Боронатрокальцит из гипсоносной толщи Артемовского района в Донбассе.— Докл. АН СССР, 1949, т. 66, № 2, с. 255—256.
- Ларсен Е., Берман Г. Определение прозрачных минералов под микроскопом. М.— Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1937. 310 с.
- Лобанова В. В. К характеристике минералогического состава гидротермической толщи Челкарского поднятия.— Докл. АН СССР, 1958, т. 118, № 6, с. 1180—1182.
- Мокиевский В. А. Научная сессия Федоровского института совместно с Всесоюзным минералогическим обществом.— Зап. Всесоюз. мин. о-ва. Вторая серия, 1953, ч. 82, вып. 4, с. 311—317.
- Николаев А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. М.— Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 240 с.
- Попов С. П. Распределение бора в земной коре.— В кн.: Большая Эмба. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 601—607.
- Татарский В. Б. Кристаллооптика и иммерсионный метод определения вещества. Л.: Изд-во ЛГУ, 1949. 268 с.
- Фрей М. И. Типы боратовых руд и их качественная характеристика.— В кн.: Большая Эмба. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 546—554.
- Фрей М. И., Поленова Т. Б. Методика опробования и полевого химического анализа боратов.— В кн.: Большая Эмба. Т. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 555—565.
- Яржемский Я. Я. Кургантант — новый боратовый минерал.— Минер. сборник Львовского геол. о-ва, 1952, № 6, с. 169—178.
- Яржемский Я. Я. К вопросу о происхождении гидроборацита в галогенных породах.— Докл. АН СССР, 1953, т. 88, № 6, с. 1051—1053.
- Яржемский Я. Я. К вопросу генезиса полигалита в калийных месторождениях.— В кн.: Материалы по петрографии районов соленаккопления. Вып. 29. Л.: Госхимиздат, 1954, с. 223—259.
- Яржемский Я. Я. К петрографии надсоленосных пород Индерского поднятия.— Труды ВНИИГ, 1955, вып. 30, с. 92—149.
- Яржемский Я. Я. Проблема поисков борного сырья в галогенных толщах СССР.— Сов. геология, 1958, № 7, с. 3—14.
- Яржемский Я. Я. Вопросы формирования боратов. Л.: Недра, 1968. 92 с.
- Яржемский Я. Я. К условиям формирования стронциохильгардита и данбурита в нижнекембрийских соленосных отложениях Восточной Сибири.— Литология и полезные ископаемые, 1969, № 5, с. 140—148.
- Allen R. D., Kramer H. Ginorite and sassolite from Death Valley, California.— Am. Miner., 1957, v. 42, N. 1—2, p. 139—141.
- Schaller W. T. Borate minerals from the Kramer district, Mohave desert, California.— U. S. Geol. Surv. Prof. Paper, 1929, N 158, p. 137.
- Schaller W. T. The origin of kernite and borax in the Kramer Borate Field, California.— Am. Miner. Menasha, Wisc., 1936, v. 21, N 3, p. 132.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
<i>Глава 1.</i> Краткое минералогическое описание боратов соленосной толщи и гипсовых шлям Северного Прикаспия	4
<i>Глава 2.</i> Боратовые скопления в породах соленосной толщи Северного Прикаспия и условия их образования	14
Гидроборацитовые и ашарит-гидроборацитовые скопления	15
Калиборитовые, ашарит-калиборитовые, улексит-калиборитовые и ашаритовые скопления	23
Борацитовые и борацитсодержащие скопления	29
Преображенскитовые скопления	32
Хильгардитсодержащие скопления	33
Кургантаитовые, джиноритовые и другие стронцийсодержащие боратовые скопления	35
Пивноитовые скопления	40
Пробергитовые скопления	—
Сульфоборитовые скопления	41
<i>Глава 3.</i> Боратовые скопления в породах гипсовых шлям Северного Прикаспия и условия их образования	42
Характеристика боратовых скоплений гипсовых шлям	—
Бороносные породы гипсовых шлям и условия их образования	55
<i>Глава 4.</i> Условия формирования боратов Северного Прикаспия	67
Условия образования боратов соленосной толщи	—
Условия образования боратов гипсовых шлям	73
Литература	78

Яков Яковлевич Яржемский

БОРОНОСНЫЕ ГАЛОГЕННЫЕ ПОРОДЫ

Ответственный редактор *Михаил Абрамович Жарков*

Утверждено к печати
Институтом геологии и геофизики СО АН СССР

●

Редактор издательства *А. М. Самсоненко*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *А. А. Заплавный*
Технический редактор *С. А. Смородинова*
Корректоры *Е. Н. Зимина, Г. И. Шведкина*

●

ИБ № 23498

Сдано в набор 02.01.84. Подписано к печати 24.05.84. МН-01534. Формат 60 × 90^{1/16}.
Бумага типографская № 3. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 5.
Усл. кр.-отт. 5,4. Уч.-изд. л. 6. Тираж 1000 экз. Заказ № 1. Цена 90 коп.

●

Издательство «Наука», Сибирское отделение.
630099 Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука».
630077 Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

90 коп.

4212



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ