

УДК 553.632::556.3

НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП ЗОН ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ В СОЛЯХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ: ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И СТРУКТУРНЫЕ ИНДИКАТОРЫ

© 2019 г. И. И. Чайковский*, О. В. Коротченкова, Д. Е. Трапезников

Горный институт УрО РАН
614007 Пермь, ул. Сибирская, 78-А

*E-mail: ilya@mi-perm.ru

Поступила в редакцию 06.06.2018 г.

В соляной залежи Верхнекамского месторождения впервые встречена и детально охарактеризована рассолонасыщенная зона выщелачивания. Она состоит из кавернозного ядра (40×70 м), сложенного апосильвинитовой сингенит-галитовой породой с гипсом и калистронцитом, и ореола перекристаллизации шириной 60–80 м, не содержащего вторичных сульфатов. Над зоной выщелачивания располагается линейная зона выветривания и декарбонатизации мергелей надсоляной толщи. Эта зона контролируется антиклинальным гребнем субширотного простирания, протягивающимся параллельно Дуринскому прогибу конседиментационно-сбросовой природы. Проникновение надсоляных вод в соляную залежь связывается с проявлением деформаций в соляной толще при ее шарнирном перегибе во время формирования Дуринского прогиба в раннепермское время. Выявлена связь рассолов исследованной зоны выщелачивания с инфильтрационными надсоляными сульфатно-кальциевыми водами и определено их место в общей схеме генетической типизации природных рассолов и вод, циркулировавших в соляной залежи Верхнекамского месторождения.

Ключевые слова: Верхнекамское месторождение, зоны выщелачивания, новообразованный сингенит, гидрогеохимия рассолов.

DOI: 10.31857/S0024-497X20194337-350

На Верхнекамском месторождении калийных солей, в соляной залежи, вскрытой в одном из рудников, в декабре 2017 г. было установлено рассолопроявление, гидродинамически не связанное с надсоляными водами и локализованное в зоне измененных кавернозных солей. Повышенный интерес к этой зоне связан с ее специфическими характеристиками. Минеральный состав солей здесь заметно отличается от других зон эпигенетического преобразования, развитых в соляных отложениях месторождения. Кроме того, в пределах зоны сохранились рассолы, которые могли быть связаны с ее формированием. Целью настоящей работы являлось изучение вещественного состава отложений, слагающих эту зону, в достаточной мере уникальную для рассматриваемого месторождения; определение природы рассолов, выяснение геолого-структурных факторов, контролирующих ее формирование и выявление минеральных индикаторов подобных рассолонасыщенных образований.

Наряду с выяснением генезиса этих необычных соляных пород и реконструкцией протекавших в соляной залежи эпигенетических процессов, необходимость детальных исследований была обусловлена проблемами безопасной разработки Верхнекамского месторождения, породы которого сложены легкорастворимыми хлоридами, весьма уязвимыми для природных вод.

Специалисты Горного института УрО РАН привлекались для экспертной оценки природы рассолов и выяснения степени их опасности для работ на действующем руднике. Нами изучены результаты химических анализов рассолов, полученные в аккредитованной лаборатории ПАО “Уралкалий” (г. Березники) и проведена интерпретация, определен минеральный состав эпигенетических пород и выполнены определения химического состава слагающих эти породы минеральных фаз; выявлены структурно-геологические особенности зоны выщелачивания и проанализированы тектонические факторы,

способствовавшие ее образованию. Для предотвращения потери легкорастворимых фаз, минеральный состав пород изучался в свежих сколах образцов, а также после их растворения в воде и получения нерастворимого остатка. Морфологические особенности и химический состав минералов исследовались на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA 3 LMN (Tescan), укомплектованном системой рентгеновского энергодисперсионного микроанализа Oxford Instruments INCA Energy 250/X-max 20. Для уточнения структурной и тектонической позиции расслоения проводилось обследование ближайших горных выработок и керна скважины, пробуренной над ним; использовалась составленная геологической службой рудника структурная карта соляных пластов А и Б обрабатываемой части залежи, а также была построена карта соляного зеркала по результатам обработки материалов из более 90 скважин.

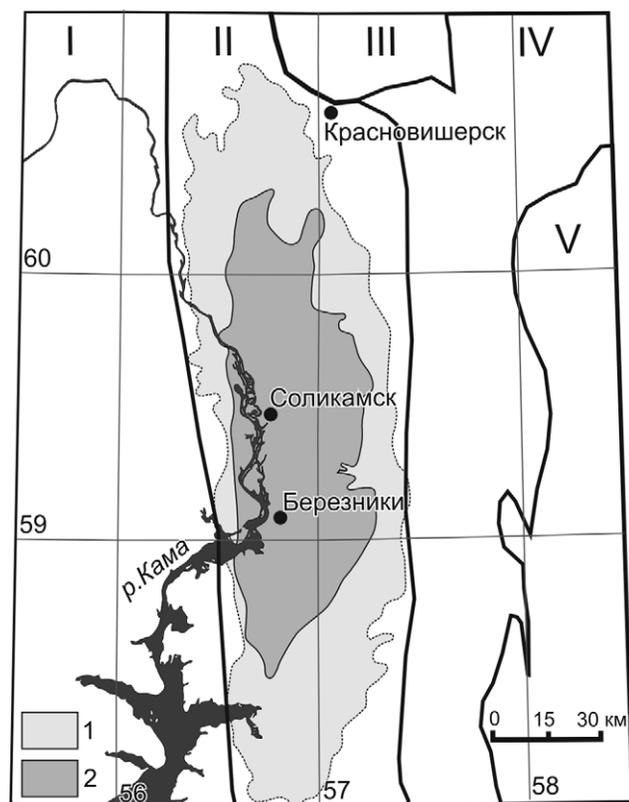


Рис. 1. Положение Верхнекамского месторождения калийных солей на тектонической схеме (соляная (1) и калийная (2) залежи).

I — Восточно-Европейская платформа; II, III — Соликамская (II) и Верхнепечорская (III) впадины Предуральского краевого прогиба; IV — Западно-Уральская зона складчатости; V — Центрально-Уральское поднятие.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Верхнекамское месторождение солей расположено на территории Пермского края и в тектоническом отношении относится к Предуральскому краевому прогибу (рис. 1). Месторождение представляет собой соляную залежь мощностью более 400 м, которая состоит из четырех соляных толщ, относящихся к кунгурскому ярусу нижней перми (рис. 2). Самая нижняя — подстилающая каменная соль (ПдКС) сложена практически мономинеральными галититами с рассеянной (первые проценты) вкрапленностью ангидрита, доломита и включает редкие прослой глины и мергелей. Над ней располагается сильвинитовая зона (СЗ), образованная чередованием пластов сильвинитов (КрIII, КрII, КрI, А) и галититов, а выше — карналлитовая зона (КЗ), в которой переслаиваются карналлититы (пласты от Б до К) и галититы. Самая верхняя покровная каменная соль (ПКС) характеризуется незначительным содержанием примеси доломита, магнезита, ангидрита и глинистого материала.

Строение соляной залежи в целом довольно выдержанное, однако в пределах широтных прогибов тектонического происхождения (в Дуринском и Боровицком) ее верхняя часть может отсутствовать.

Надсоляной разрез представлен (снизу—вверх) соляно-мергельной (до 120 м) (СМТ), терригенно-карбонатной (около 100 м) (ТКТ) и пестроцветной (0–650 м) (ПЦТ) толщами уфимского яруса нижней перми. Нижняя часть соляно-мергельной толщи сложена мергелями (иногда доломитовыми) и содержит маломощные прослой каменной соли, в верхней части толщи подобные прослой, в основном, сложены гипсом. Терригенно-карбонатная толща образована известняками, мергели и песчаники присутствуют в подчиненных количествах. Пестроцветная толща состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В настоящее время водоносными являются только надсоляные толщи, в которых выделяется три гидрохимические фации инфильтрационных вод (сверху—вниз): гидрокарбонатно-кальциевая, сульфатно-кальциевая и хлоридно-натриевая. Наиболее высокой минерализацией

(119–326 г/дм³) характеризуются хлоридно-натриевые воды, контактирующие с поверхностью соляной залежи (рассольный горизонт). Эти воды обогащены CaSO₄ (3.75–6.8 г/дм³) и H₂S (до 54.6 мг/дм³), содержание брома в них низкое — Br (0.06–0.13 г/дм³), а KCl — значительно варьирует (0.09–55.49 г/дм³). На поднятиях субмеридионального простираения подземное растворение кровли соляной толщи происходит быстрее, и формируется остаточная гипсово-глинистая шляпа (кепрок). Ниже нее часто располагаются “гипергенные” апокарналлититовые сильвиниты и галититы, образованные в результате выноса наиболее подвижных компонентов (Mg и K). В надсоляных толщах, главным образом, в соляно-мергельной, на поднятиях зафиксированы признаки выщелачивания прослоев галита, гипса и декарбонатизации мергелей с образованием коллапс-брекчий [Чайковский и др., 2015].

В соляной толще, являющейся водоупором, жидкая фаза сохранилась в основном в форме внутризерновых и межзерновых включений, реже в глинистых прослоях образуются локальные скопления маточных рассолов, которые находятся в химическом равновесии с вмещающими солями сильвинитовой и карналлититовой зон соляной толщи. Рассолы обычно хлоридные кальциево-магниевые (MgCl₂ 153–273, CaCl₂ 64–111), с высоким содержанием брома (5–15 г/дм³) и низким содержанием CaSO₄ (0.05–0.23 г/дм³), что может быть обусловлено метаморфизацией седиментационных вод. В подстилающей каменной соли маточные рассолы до сих пор не были установлены, что может быть связано с более высокой степенью катанегетической перекристаллизации соли и отжатием рассолов в вышележащие толщи.

Подсоляные воды изучены по данным, полученным из единичных нефтяных скважин, которые вскрыли породы нижней перми, карбона и девона на глубине более 866 м [Кудряшов, 2001]. Эти воды относятся к хлоридным натрий-кальциевым рассолам с минерализацией 180–231 г/дм³.

В соляной толще имеются локальные участки, именуемые предшественниками “зонами замещения/разубоживания”, в которых сильвинитовые пласты латерально сменяются каменной солью, а карналлититовые — пестрым сильви-

нитом или каменной солью (рис. 3). Выяснению их природы посвящены многочисленные публикации. Существующие представления можно

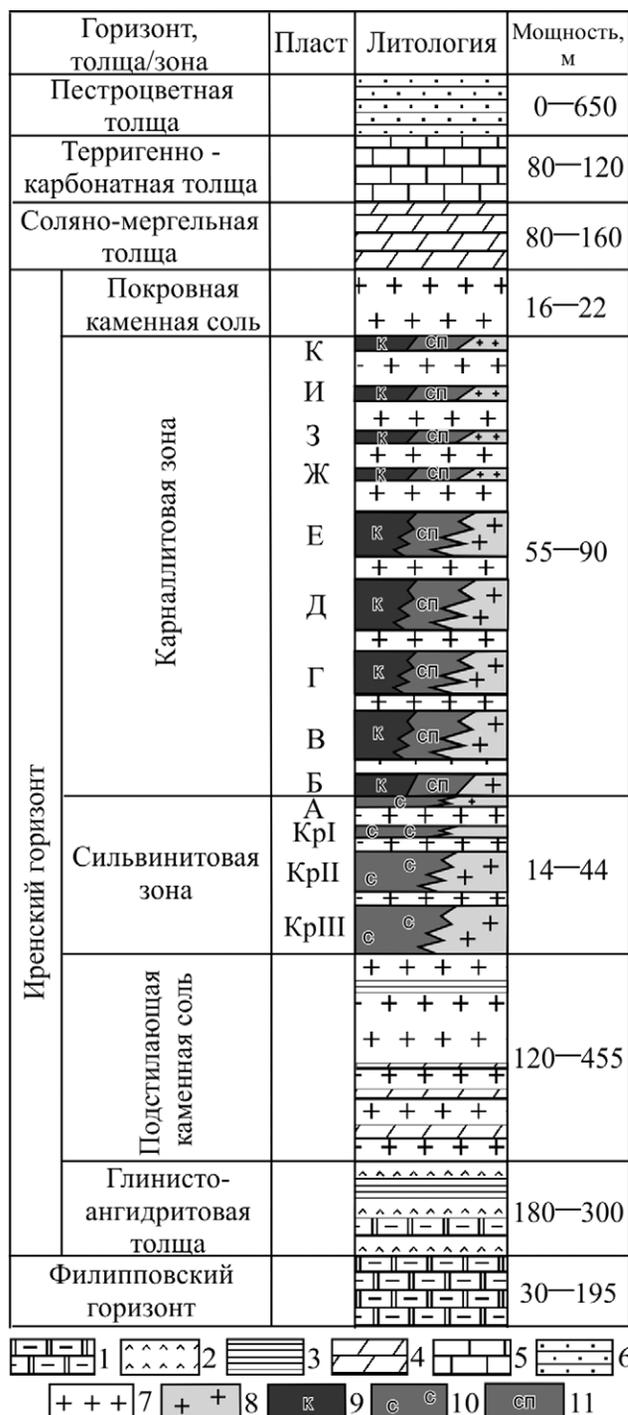


Рис. 2. Литолого-стратиграфическая схема Верхнекамского месторождения. 1 — доломит; 2 — ангидрит; 3 — глина; 4 — мергель; 5 — известняк; 6 — песчаник; 7 — каменная соль; 8 — остаточная (апосильвинитовая или апокарналлититовая) каменная соль; 9 — карналлитит; 10 — сильвинит; 11 — вторичный пестрый сильвинит.

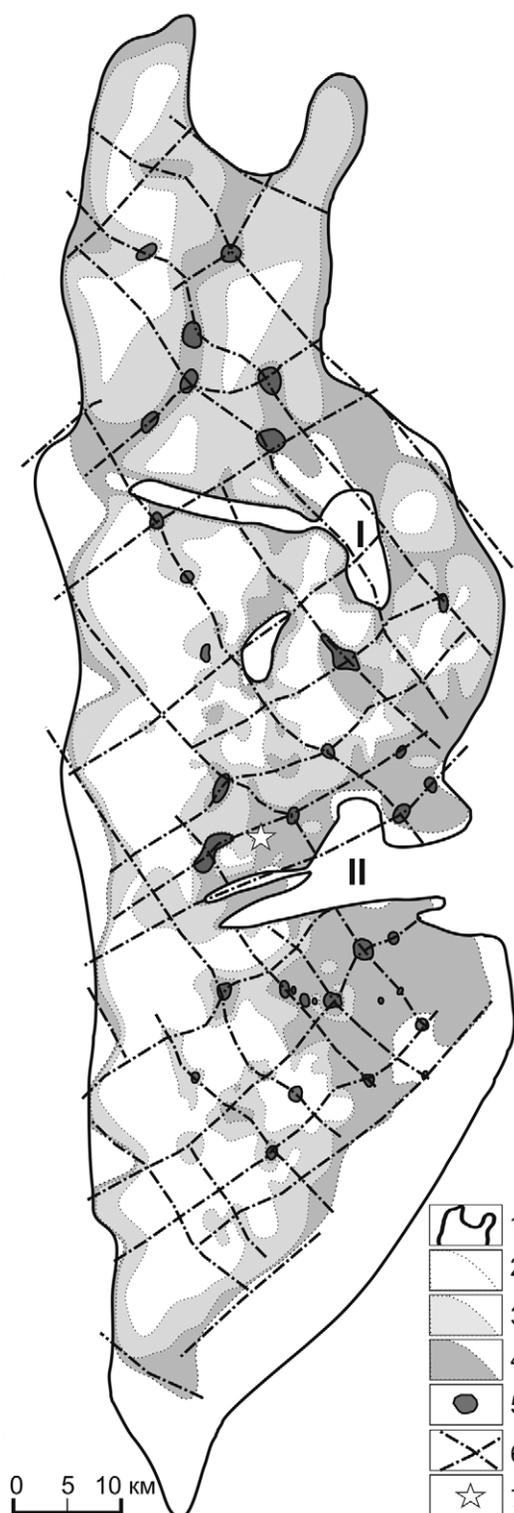


Рис. 3. Схема распределения литологических типов солей, слагающих пласт В на Верхнекамском месторождении.

1 — общий контур калийной залежи; 2–5 — участки первичного карналититового (2), смешанного (3), вторичного сильвинитового (4) и галититового (5) состава; 6 — предполагаемая система флюидопроницаемых структур; 7 — положение исследуемой зоны. Цифрами обозначены Боровицкий (I) и Дуринский (II) прогибы.

объединить в две группы. В первом случае латеральные изменения минерального состава солей объясняются синседиментационными и синдиagenетическими причинами: гидрохимической расслоенностью рассола, определяющей отложения разных минералов на различных глубинах [Чирвинский, 1943]; изменениями фациальных условий накопления солей [Дубинина, Яржемский, 1953; Копнин, 1973]; взаимодействием осадка с сезонно поступающими опресненными водами на стадии диагенеза [Иванов, 1963; Третьяков, 1974]; существованием биогенных (водорослевых) построек [Дурникин, Копнин, 1994]. Во втором случае привлекаются постседиментационные процессы: динамометаморфизм [Морачевский, 1948]; восходящая миграция недосыщенных калием и магнием эллизионных вод, отжатых при уплотнении подстилающей каменной соли [Ходьков, 1956] и/или нижежащей гипс-ангидритовой толщи [Кудряшов, 2001]; взаимодействие сильвинита с маточными рассолами, отжатыми в сводовые части складок при образовании складчатости [Третьяков, 1974]; поступление глубинных вод вдоль стыков контактирующих блоков фундамента [Вишняков, 1981]; термодинамометаморфическая трансформация солей вдоль надвиговых зон, развивающихся в соляной толще [Джиноридзе и др., 1990].

В целом такие зоны подразделяются [Третьяков, 1974] на крупные (диаметром до 1.5–2 км²) штокообразные, сужающиеся кверху, и мелкие (длиной до 10 м) линзовидные, локализованные в пределах одного пласта. В тех и других при этом наблюдается уменьшение мощности, что, по нашему мнению, указывает на процессы выщелачивания, а не замещения.

Ранее в крупных зонах выщелачивания были выявлены наличие гипса (а не ангидрита), свидетельствующее о былом присутствии слабоминерализованных вод [Чайковский, 2008], а также обогащение газовой фазы солей углекислым газом и миграционноспособными углеводородами ($i-C_4H_{10}$, $i-C_5H_{12}$) [Чайковский, Иванов, 2014]. Все это, а также локализация на пересечении проницаемых структур диагонального простирания [Чайковский, 2013] указывает на вероятную связь этих зон с восходящим подтоком флюидов, недосыщенных по К, Mg (и, вероятно, Na).

Более мелкие зоны выщелачивания в основном характеризуются линейной морфологией и нарушенной слоистостью, нередко бывают обогащены ангидритом, кальцитом, пирротином, гидрофиллитом или глинистыми минералами, что может свидетельствовать о внедрении слабоагрессивных по отношению к солям водно-минеральных суспензий и сульфидных коллоидов, отжатых из прилегающих участков при складкообразовании [Джиноридзе и др., 1990; Кудряшов, 2001; Третьяков, 1974; Чайковский, 2008].

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ РАССОЛА

Исследуемое рассолопроявление было вскрыто горной выработкой при отработке пластов А и Б. Истечение рассола продолжалось в течение четырех недель, его объем составил 395–444 м³. В результате мониторинга, проведенного Геологической службой, были установлены постепенный спад притока и неизменность химического состава рассола, что свидетельствует об отсутствии гидродинамической связи исследуемого рассолопроявления с надсоляными и поверхностными водами. Обработка нескольких десятков анализов, выполненных в лаборатории ПАО “Уралкалий” по стандартным методикам, показала, что в течение времени излияния состав рассола слабо варьировал по содержанию компонентов: Na 97.18–105.50; K 47.65–53.00; Mg 0.48–1.26;

Ca 1.09–1.61; Cl 199.51–211.12; SO₄ 4.18–4.76; Br 0.21–0.34; HCO₃ 0–0.12; CO₃ 0–0.07 г/дм³. По степени минерализации рассол является сверхкрепким (354.68–375.12 г/дм³) и имеет стабильный слабокисло-нейтральный (pH 6.0–7.1) хлоридный калиево-натриевый состав. Новообразования сильвина и сингенита в рыхлом осадке отлагались вместе с кристаллогидратом хлорида железа (гидромолизит) вблизи выхода рассола, что свидетельствует о насыщении вод калием, сульфат-ионом и железом. Пересчеты среднего состава рассолов на вероятный сухой остаток показывают, что последний сложен галитом (258.46 г/дм³), сильвином (91.73), сингенином (7.01), бишофитом (4.16), антарктицитом (1.03) и кальцитом (0.04 г/дм³).

На диаграмме растворимости (рис. 4а) составы рассола локализованы вблизи линии равновесного насыщения хлоридами натрия и калия при существующей температуре (5–10°С) соляной толщи. Сопоставление содержаний KCl и CaSO₄ (см. рис. 4б) показывает, что внутрисолевые растворы карналлититовой и сильвинитовой зон и исследуемые рассолы зоны выщелачивания характеризуются незначительными вариациями состава, в отличие от вод рассольного горизонта, соотношение KCl и CaSO₄ в которых образует два субперпендикулярных тренда, “расходящихся” от области с содержанием сульфата кальция 6–7 г/дм³. Первый тренд, характерный для низкокалиевых составов, демонстрирует уменьше-

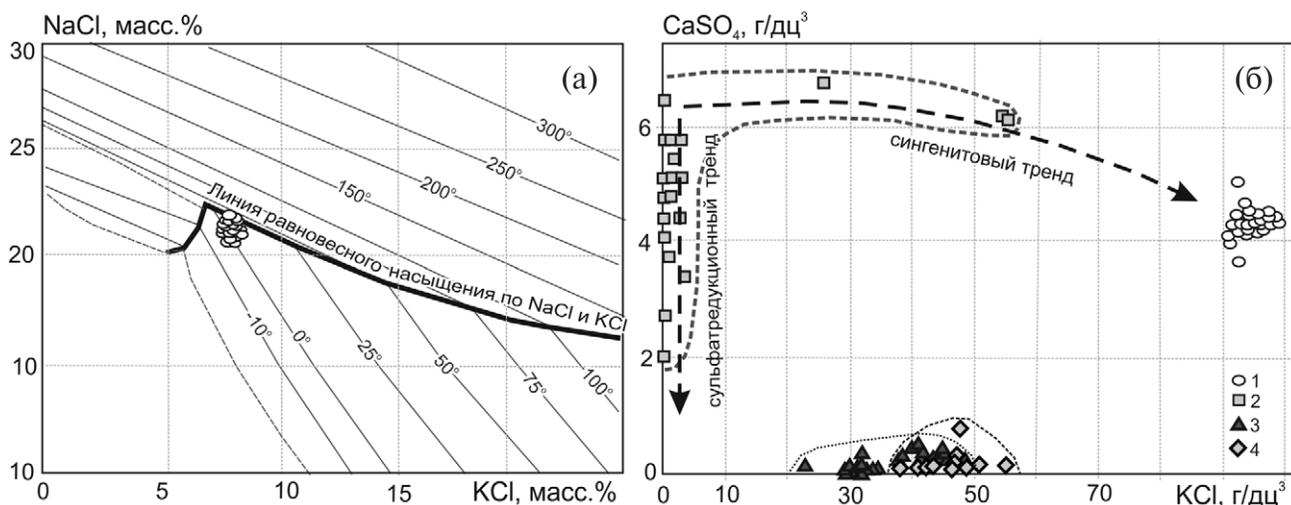


Рис. 4. Положение состава исследуемых рассолов на политермической диаграмме растворимости в системе KCl–NaCl–H₂O (а) и соотношение CaSO₄–KCl в водах соляной залежи Верхнекамского месторождения (б). б – 1 – рассолов зоны выщелачивания; 2 – рассольного горизонта; 3, 4 – внутрисолевых вод карналлититовой (3) и сильвинитовой (4) зон. Стрелками показаны основные гидрохимические тренды.

ние содержания сульфата кальция, что, вероятно, обусловлено процессами бактериальной сульфатредукции и подтверждается присутствием сероводорода в водах рассольного горизонта. Второй тренд, характерный для высокосульфатных составов этих вод, направлен в область рассолов зоны выщелачивания и перекристаллизации и может быть назван “сингенитовым”. Повышенное содержание калия в этих водах отражает более глубокую (вплоть до горизонта калийных солей) эрозию кровли соляной толщи. Таким образом, рассолы исследуемой зоны выщелачивания близки по содержанию сульфата кальция к надсоляным водам. Высокое содержание хлорида калия в рассолах может свидетельствовать о том, что состав проникших в соляную толщу вод трансформировался и находится в равновесии с составом сильвинитовых пластов.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЗОНЫ ВЫЩЕЛАЧИВАНИЯ И ЕЕ СТРУКТУРНОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

Наблюдения в соседних выработках показали, что на примыкающем к рассолопроявлению участке пласта Б, сложенном пестрым сильвинитом, произошло выщелачивание хлористого калия, а остаточная галитовая порода перекристаллизована и содержит многочисленные каверны, составляющие до 10% объема породы (рис. 5). Минералогические и электронно-микроскопические исследования показали, что сильвинит здесь не сохранился, а калиевые минералы представлены новообразованным сингенитом (около 100 кг/т) и акцессорным калистронцитом. Типичный для соляной толщи ангидрит полностью трансформировался в гипс.

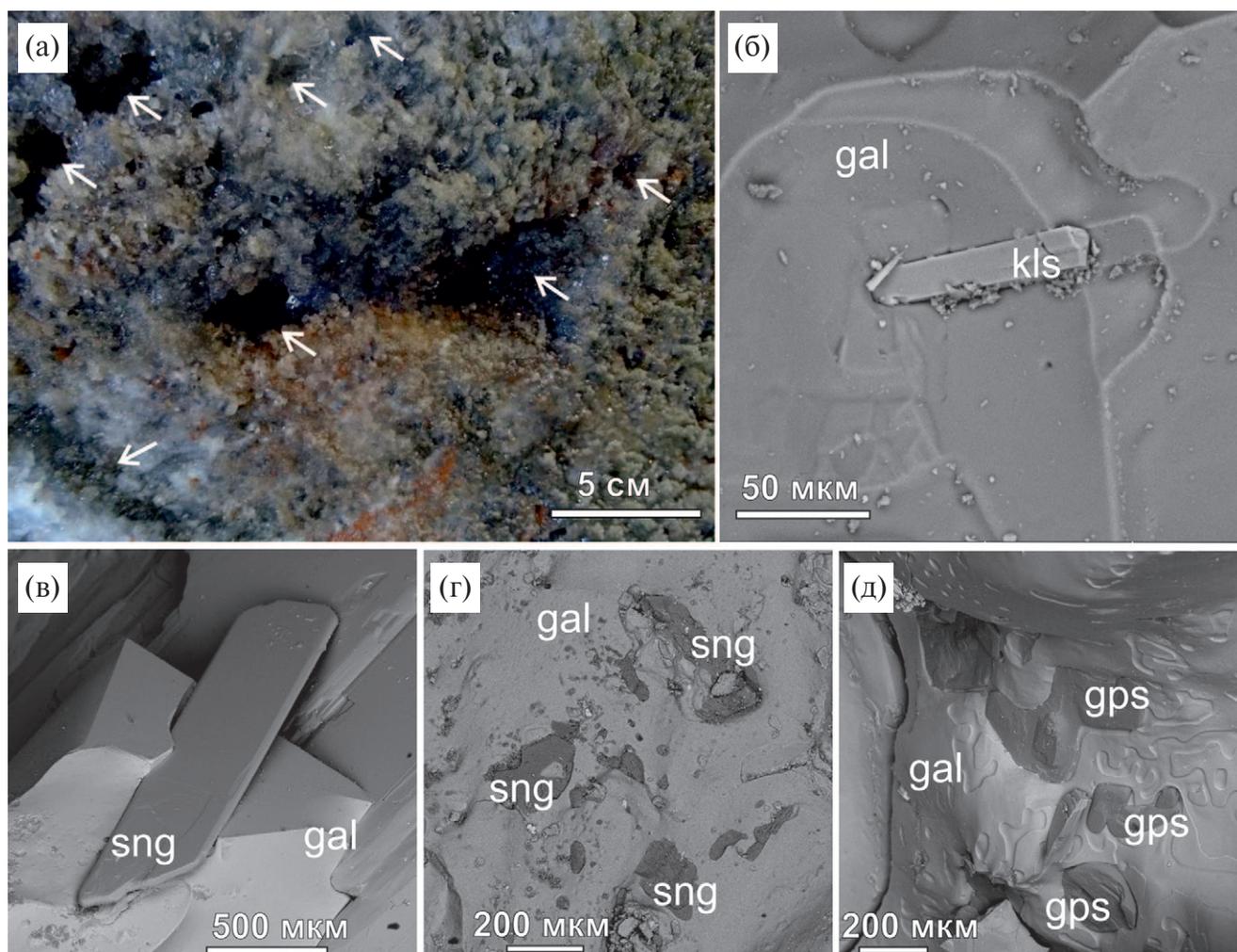


Рис. 5. Общий вид кавернозной сингениит-галитовой породы (а) и микрофотографии (СЭМ) слагающих ее минералов: б — калистронцит (kls) на границе зерен галита (gal); в, г — сингениит (sng) в полостях и в виде включений в галите; д — гипс (gps) на границе зерен галита. Стрелками показаны каверны.

В пределах нижележащего пласта КрII признаки выщелачивания не проявлены, что подтверждает предположение о поступлении рассолов не снизу, а из верхних горизонтов. В пластах Б и КрII, вне рассолонасыщенной зоны, развиты полости, ориентированные согласно слоистости, стенки которых инкрустированы субскелетными кристаллами галита и сильвина. Кавернозные породы образуют полосу шириной 60–80 м. Участки породы, примыкающие к пустотам, перекристаллизованы и сложены крупными (более 1 см) пойкилитовыми кристаллами сильвина, которые насыщены многочисленными мелкими кристаллами ангидрита, доломита и карналлита (рис. 6). Таким образом, за пределами зоны выщелачивания породы также подвергались воздействию рассолов, что обусловило перекристаллизацию, в то же время эти рассолы не были агрессивными по отношению к легкорастворимым калийным солям.

Анализ положения зоны выщелачивания в разрезе соляной залежи и на структурных планах

пластов А и Б позволяет считать ее приуроченной к присводовой части двугорбой антиклинальной складки, оси которой ундулируют в субширотном и северо-восточном направлениях (рис. 7). Локализация зоны в апикальной части складки позволяет предположить ее вероятные размеры в плане (на уровне пласта Б) — 40×70 м. Данная антиклиналь находится на восточном склоне Поповского поднятия субмеридионального простирания.

Исследование кернового материала скважины № 3 (рис. 8), пробуренной над рассолопроявлением, показало, что надсоляные породы (преимущественно мергели), подверглись значительному гипергенному изменению и превращены в кору выветривания, состоящую из щебнисто-дресвяно-глинистой верхней зоны и щебнисто-дресвяной нижней зоны. На глубине 103.4–103.5 м залегает прослой крупнозернистого песка, образованного остроугольными обломками переротленного мергеля. Таким образом, над

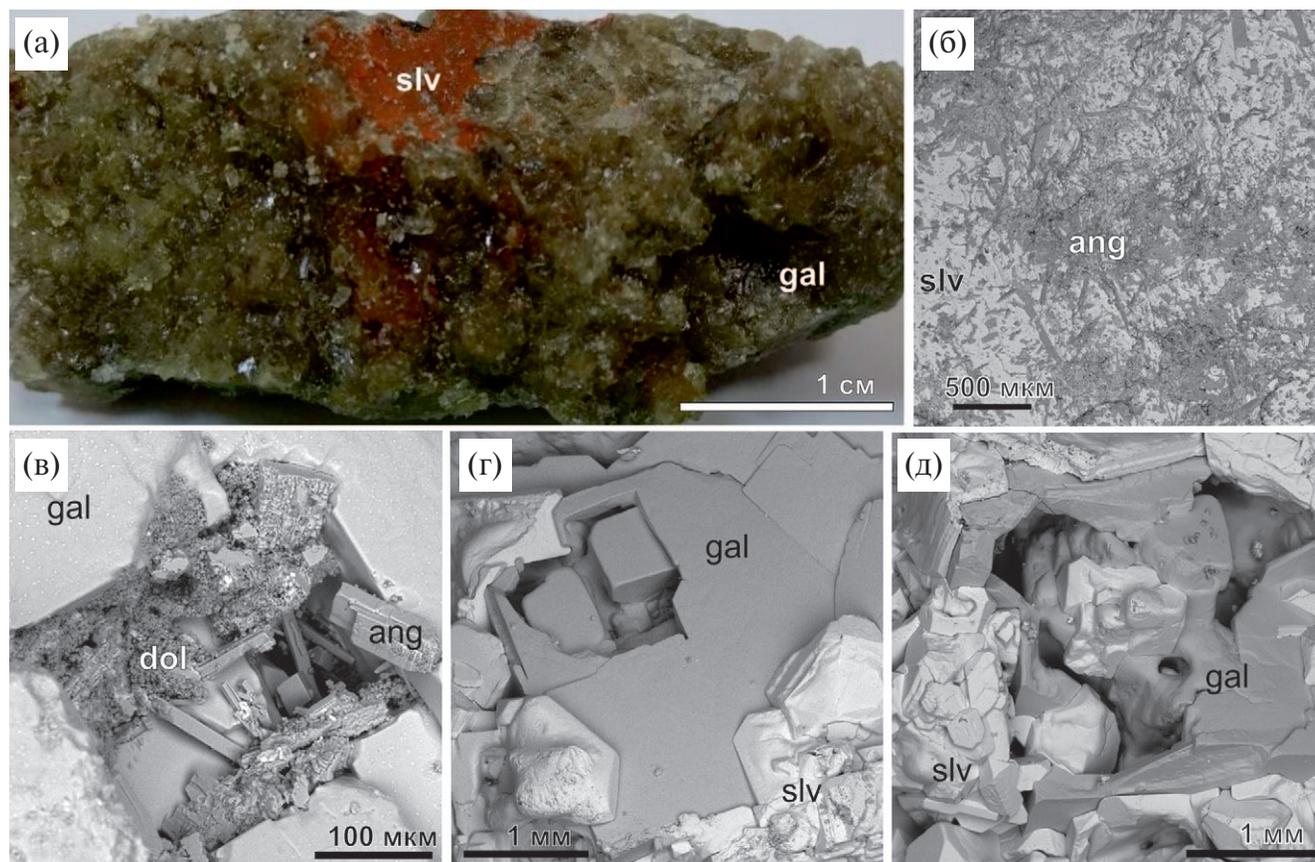


Рис. 6. Фрагмент стенки полости в перекристаллизованной породе (а) и микрофотографии (СЭМ) слагающих ее минералов: б — вроски ангидрита (ang) в кристалле сильвина (slv); в — ступки доломита (dol) и ангидрита на границе зерен галита; г, д — субскелетные кристаллы галита (gal) и сильвина на стенках кавернозной полости.

рассолонасыщенной зоной выщелачивания развита кора выветривания, приуроченная к сводовой части антиклинального выступа (см. рис. 8).

Анализ структурной карты соляного зеркала с нанесенными на нее участками гипергенного изменения надсоляных пород (рис. 9) позволяет предполагать, что наиболее интенсивное

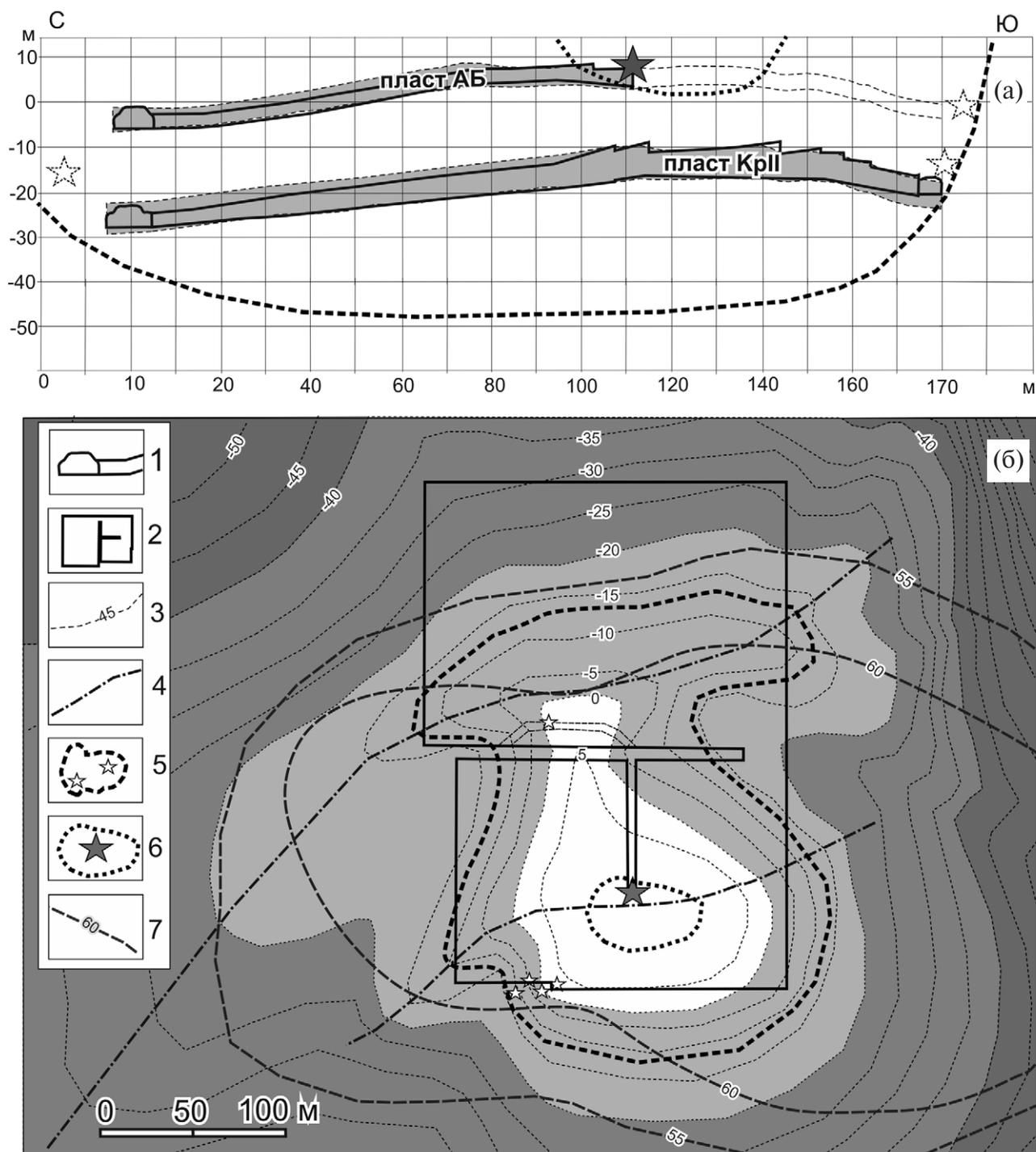


Рис. 7. Разрез (а) и план (б) зоны выщелачивания.

1 — горные выработки пройденные по промышленным пластам АБ и КрII; 2 — контур неотработанной части соляной залежи, 3 — изолинии кровли пласта Б, 4 — оси антиклинальных складок, 5 — участки с минерализованными полостями и перекристаллизацией солей, 6 — рассолонасыщенная зона выщелачивания с вторичными сульфатами, 7 — изолинии кровли соляной залежи по данным сейсморазведочных работ Горного института УрО РАН.

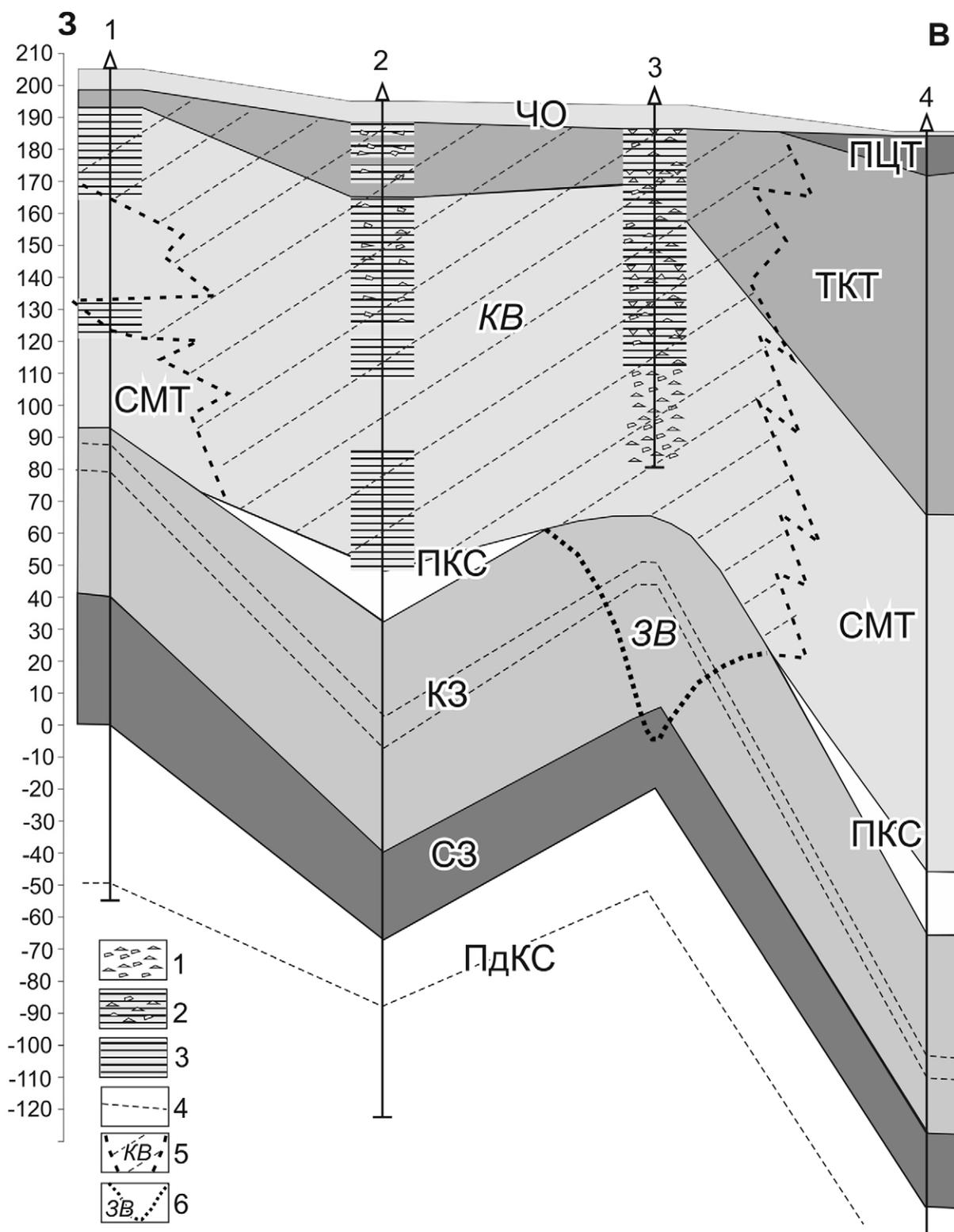


Рис. 8. Разрез через зону выщелачивания.

1–3 — щебнистый (1), щебнисто-глинистый (2) и глинистый (3) горизонты коры выветривания; 4 — маркирующий горизонт в соляной залежи; 5, 6 — контуры коры выветривания (КВ) в надсоляной толще (5) и зоны выщелачивания (ЗВ) в соляной залежи (6). Буквами обозначены подстилающая каменная соль (ПдКС), сильвинитовая (СЗ) и карналлитовая (КЗ) зоны, покровная каменная соль (ПКС), соляно-мергельная (СМТ), терригенно-карбонатная (ТКТ) и пестроцветная (ПЦТ) толщи, четвертичные отложения (ЧО).

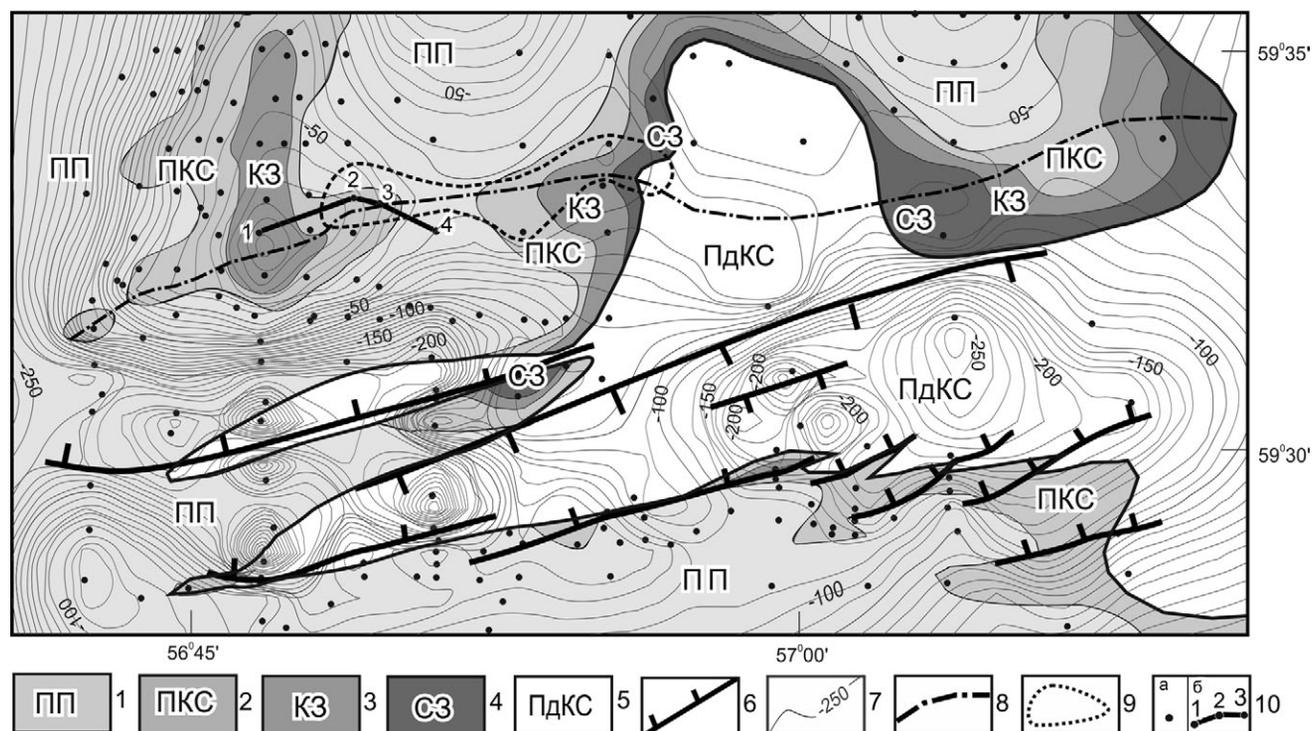


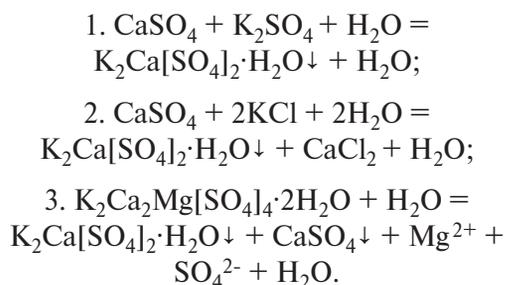
Рис. 9. Структурная карта кровли пласта Б в районе Дуринского прогиба.

1–5 — площадь выхода различных толщ и зон на поверхность соляного зеркала (1 — переходной пачки (ПП) соляно-мергельной толщи, 2 — покровной каменной соли (ПКС), 3 — карналлититовой (СЗ), 4 — сальвинитовой (СЗ), 5 — подстилающей каменной соли (ПдКС)); 6 — сбросо-сдвиги; 7 — изолинии кровли пласта Б; 8 — ось антиклинального гребня на поверхности соляной залежи; 9 — контур линейной коры выветривания в надсоляной толще; 10 — скважины (а) и линия изученного разреза (б).

подземное выщелачивание проявилось вдоль линейного субширотного гребня, ориентированного субпараллельно Дуринскому прогибу, который, согласно данным [Трапезников, Чайковский, 2016], сформировался во время накопления шешминских отложений (ранняя пермь) в результате сбросо-сдвиговых дислокаций.

ОБСУЖДЕНИЕ

В настоящее время известны следующие способы образования сингенита [Sonnenfeld, 1984]: взаимодействие гипса с сульфатом (1) или хлоридом калия (2), а также разложение полигалита (3):



Наиболее представительные образцы сингенита, хранящиеся во многих музеях Мира, происходят из гипсово-глинистой шляпы Калушского месторождения [Николишин, 1969; Kvasnytsya et al., 2002; Zepharovich, 1872], которая сформировалась при гипергенном разложении лангбейнита $\text{K}_2\text{Mg}_2[\text{SO}_4]_3$, каинита $\text{KMg}[\text{SO}_4]\text{Cl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$ и, в меньшей мере, полигалита $\text{K}_2\text{Ca}_2\text{Mg}[\text{SO}_4]_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Можно предполагать, что основной вклад в образование сингенита вносят инфильтрационные (гидрокарбонатно- или сульфатно-) кальциевые воды, высвобождающиеся при разложении полигалита, присутствующего в составе ассоциации в подчиненном количестве.

На Верхнекамском месторождении вторичные сульфаты были установлены в двух пунктах. В скважине № 40, под гипсово-глинистой шляпой, налегающей на пласт Б, остаточная апосильвинитовая каменная соль обогащена сингенитом (до 10–15%) и содержит акцессорные калистронцит, гёргейит, алуниит и сванбергит

[Коротченкова и др., 2016]. В северо-восточной части Быгельско-Троицкого участка, вблизи границ крупной зоны выщелачивания, примыкающей с юга к одному из разломов Дуринского прогиба, в сильвинитовом пласте КрII встречены акцессорные гёргейит и калистронцит [Чайковский, 2011]. Последние тяготеют к тонким прослоям, сложенным глиной с включениями перекристаллизованного доломита и ангидрита. В обоих случаях вторичные сульфаты связаны с инфильтрацией сульфатно-кальциевых вод в калийную залежь, однако образование тех или иных минеральных форм, по-видимому, определялось соотношением калия и сульфата кальция в рассоле. В галит-сильвиновой породе формируется сингенит, а в сильвинитовой, обогащенной доломитом и ангидритом — гёргейит. Можно предполагать, что по карналлитовой породе будет развиваться полигалит, то есть на образование минеральных форм вторичных сульфатов также влияет присутствие магнезия.

Присутствие в составе рассолов зоны выщелачивания хлорида кальция при недостатке сульфата магнезия позволяет предполагать, что образование сингенита происходило по формуле (2), то есть в результате взаимодействия сильвина с инфильтрационными сульфатно-кальциевыми водами, поступавшими в соляную залежь. Генетическая типизация, солевой состав и механизмы формирования рассолов и вод, циркулировавших в соляной залежи Верхнекамского месторождения, показаны в таблице.

Пространственная приуроченность зоны выщелачивания и линейной коры выветривания к гребню антиклинальной складки свидетельствует об их генетической связи. Наиболее благоприятными для нисходящей инфильтрации являлись, по-видимому, трещины отрыва в своде складки. Простираение антиклинальной складки, субпараллельное конседиментационно-сбросовой структуре Дуринского прогиба, позволяет предполагать, что складка образовалась над его шарниром, в который при перегибе соляной толщи происходило дополнительное отжимание солей [Jackson, Hudec, 2017].

Дезинтеграция пород надсоляной толщи до размерности щебня, декарбонатизация обломков мергеля до глинистого остатка, а также присутствие прослоев песков суффозионной

природы свидетельствуют о возрастании интенсивности процессов выветривания за счет расчленения, обусловленного растворением и оседанием кровли соляной толщи. Все перечисленные выше образования можно отнести к коллапс-структурам [Warren, 2016].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проявления подземного выщелачивания кровли соляной залежи на Верхнекамском месторождении контролируются в основном антиклинальными структурами субмеридионального простирания, однако в районе Дуринского прогиба в ранней перми сформировалась антиклиналь с субширотно ориентированным гребнем, вдоль которого интенсивному выветриванию подверглись также и надсоляные породы. Предполагается, что заложение Дуринской системы синседиментационных сбросо-сдвигов привело к нагнетанию солей в шарнирную область и образованию этого вала. Сформировавшиеся в надсоляной толще сульфатные воды проникли в карналлитовую и сильвинитовую зоны соляной залежи, под воздействием этих вод произошло выщелачивание магнезия и, частично, калия, и образование сингенитсодержащих пород. Невысокие концентрации магнезия в растворах, захоронившихся при перекристаллизации, могли быть связаны с тем, что формирование сингенитсодержащих пород происходило по апокарналлитовому субстрату, сложенному пестрыми сильвинитами, образовавшимися в результате более раннего выщелачивания карналлита эллизионными водами.

В пределах исследованной зоны выщелачивания установлены следующие минеральные индикаторы: сингенит, калистронцит, гипс; выявлена зональность распределения минерализованных полостей (зоны выщелачивания сосредоточены в центре, зоны перекристаллизации — по периферии), определены факторы структурного контроля (осевые зоны антиклиналей), установлено присутствие линейной коры выветривания в надсоляной толще, выяснен химический состав рассолов, характеризовавшихся высокой сульфатностью. Эти признаки могут быть использованы для диагностики и прогнозирования участков проникновения палеокарстовых вод в соляную

Таблица. Генетические типы рассолов и связанные с ними минеральные образования в соляной залежи Верхнекамского месторождения

Генетический тип рассолов	Механизм формирования солевого состава рассолов	Формула рассолов (М-минерализация, г/дц ³ ; анионы и катионы, %)	Минеральные образования
Инфилтрационные надсоляные	Выщелачивание надсолевых толщ и кровли соляной залежи	Гидрокарбонатно-кальциевая фация $M_{0,03-0,05}$ $\frac{\text{HCO}_3(71-83)\text{SO}_4(12-21)\text{Cl}(3-9)}{\text{Ca}(39-78)\text{Na}(11-30)\text{Mg}(2-21)\text{K}(4-12)}$	Прожилки кальцита
		Сульфатно-кальциевая фация M_{1-5} $\frac{\text{SO}_4(76-98)\text{Cl}(0-22)\text{HCO}_3(2-8)}{\text{Ca}(58-92)\text{Na}(1-36)\text{Mg}(5-18)\text{K}(1-6)}$	Прожилки гипса, зоны декarbonатизации
	Взаимодействие сульфатсодержащих вод с сильвинитами	Хлоридно-натриевая фация (рассольный горизонт) $M_{119-326}$ $\frac{\text{Cl}(94-99)\text{SO}_4(1-6)}{\text{Na}(57-98)\text{K}(0-39)\text{Mg}(0-2)\text{Ca}(1-4)}$	Гипсово-глинистая шляпа, гипергенные сильвиниты и галититы
		$M_{355-374}$ $\frac{\text{Cl}(98)\text{SO}_4(2)}{\text{Na}(65-67)\text{K}(31-34)\text{Mg}(1)\text{Ca}(1)}$	Зоны выщелачивания с гипергенными сульфатами К (сингенит, калистронцит, гёргейт)
Седиментационные внутрисоляные (измененная рапа осадочного бассейна, захороненная в глинистых прослоях, межзерновом пространстве и внутризерновых включениях)	Трансформация на стадии диагенеза и дислокационного катагенеза, связанного с развитием складчатости	Карналлитовый пласт В $M_{400-413}$ $\frac{\text{Cl}(97-98)\text{Br}(2)\text{CO}_3(0-1)}{\text{Na}(5-9)\text{K}(12-15)\text{Mg}(45-56)\text{Ca}(22-34)}$	Зоны ангидритизации, карбонатизации и пирротинизации
		Сильвинит-карналлитовые пласты АБ $M_{345-412}$ $\frac{\text{Cl}(94-97)\text{Br}(3-6)}{\text{Na}(6-22)\text{K}(10-20)\text{Mg}(33-58)\text{Ca}(13-31)}$	
		Сильвинитовый пласт КрII $M_{378-396}$ $\frac{\text{Cl}(94-98)\text{Br}(2-6)\text{CO}_3(0-1)}{\text{Na}(8-23)\text{K}(16-21)\text{Mg}(26-54)\text{Ca}(17-33)}$	
		Рассолы зон выщелачивания не выявлены	
Элизионные подсоляные и внутрисоляные (из нижней части соляной толщи), высвобожденные при дегидратации глинистых и гипсовых пород	Последовательное насыщение хлоридами Na, K и Mg при инфилтрации через подстилающую каменную соль, сильвинитовую и карналлитовую зоны	Подсоляные воды $M_{180-231}$ $\frac{\text{Cl}(99)\text{SO}_4(0-1)}{\text{Na}(75-80)\text{Mg}(4-5)\text{Ca}(15-20)}$	Зоны выщелачивания галитов, сильвинитов и карналлитов с гипсом

толщу. Встреченные рассолы по своему составу являются смешанными, образовавшимися в результате взаимодействия надсоляных сульфатных вод с хлоридно-калиевыми соляными породами. Они насыщены калием и натрием и в настоящее время не представляют угрозы для соляной залежи.

ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-00046.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Вишняков А. К.* Вторичные (эпигенетические) изменения галогенной толщи Соликамской впадины // Строение и условия образования соленосных формаций. Новосибирск: Наука, 1981. С. 59–68.
- Джиноридзе Н. М., Киселева О. В., Ковалевич В. М. и др.* К проблеме происхождения зон “замещения” в пределах Верхнекамского месторождения. // Условия образования месторождений калийных солей. Новосибирск: Наука, 1990. С. 165–174.
- Дубинина В. Н., Яржемский Я. Я.* К вопросу о фациальных переходах в соляной толще Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР. 1953. Т. 90. № 6. С. 1131–1134.
- Дурников В. И., Копнин В. И.* Первая находка соленосной биогенно-хемогенной породы на Верхнекамском месторождении калийных солей, ее состав и условия образования // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 4. С. 68–73.
- Иванов А. А.* О пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения // Тр. ВСЕГЕИ. 1963. Вып. 99. С. 153–180.
- Копнин В. И.* Условия седиментации кунгурских соленосных отложений в Соликамской впадине Предуралья // Тр. КО ВНИГНИ. 1973. Вып. 118. С. 221–237.
- Коротченкова О. В., Чиркова Е. П., Чайковский И. И.* Сингенит, алунит и сванбергит — новые сульфаты Верхнекамского месторождения солей // Вестник Уральского отделения РМО. 2016. № 13. С. 68–72.
- Кудряшов А. И.* Верхнекамское месторождение солей. Пермь: ГИ УрО РАН, 2001. 429 с.
- Морачевский Ю. В.* О генезисе пестрых сильвинитов // Тр. ВНИИГ. 1948. Вып. XIX. С. 121–143.
- Николишин В. П.* Гипсо-глинистая шляпа Домбровского месторождения калийных солей // Тр. ВНИИГалургии. 1969. Вып. 54. С. 308–312.
- Трапезников Д. Е., Чайковский И. И.* О строении и природе Дуринского прогиба на Верхнекамском месторождении солей // Тектоника, геодинамика и рудогенез складчатых поясов и платформ // Материалы XLVIII тектонического совещания. Т. 2 / Под ред. К. Е. Дегтярева. М.: ГЕОС, 2016. С. 271–275.
- Третьяков Ю. А.* Зоны разубоживания Верхнекамского месторождения // Литология и полез. ископаемые. 1974. № 1. С. 75–85.
- Ходьков А. Е.* О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении // Тр. ВНИИГ. 1956. Вып. 32. С. 314–338.
- Чайковский И. И.* Эпигенетическая трансформация калийных и магниевых руд Верхнекамского месторождения солей // Рудогенез // Материалы Международной конференции (2–7 февраля 2008 г.) // Сборник научных статей / Под ред. В. Н. Анфилогова. Миасс, Екатеринбург: УрО РАН, 2008. С. 331–334.
- Чайковский И. И.* Калистронцит и гёргейит Верхнекамского месторождения солей // Зап. РМО. 2011. № 3. С. 83–87.
- Чайковский И. И.* Тектонический контроль зон разубоживания на Верхнекамском месторождении солей // Стратегия и процессы освоения георесурсов // Сборник научных трудов. Вып. 11. Пермь: ГИ УрО РАН, 2013. С. 3–5.
- Чайковский И. И., Иванов О. В.* Новые данные по геохимии газов калийных месторождений // Вестник Пермского университета. Сер. Геология. 2014. Вып. 4 (25). С. 56–65.
- Чайковский И. И., Калинина Т. А., Коротченкова О. В.* Тектонические и эпигенетические процессы в надсоляной толще Верхнекамского месторождения // Литосфера. 2015. № 5. С. 71–80.
- Чирвинский П. Н.* Петрохимические отношения карналлитовых и сильвинитовых фаций Верхнекамского месторождения // Зап. ВМО. 1943. Ч. 72. № 2. С. 125–138.
- Jackson M. P. A., Hudec M. R.* Salt Tectonics: Principles and Practice. Cambridge: University Press, 2017. 513 p.
- Kvasnytsya V. M., Voznyak D. K., Ilchenko K. O. et al.* New data on kalushite (syngenite) // Geologica Carpathica. Special issue (CD). 2002. V. 53. http://www.geologicacarthica.com/data/files/files/special%20issue/K/Kvasnytsya_etal.pdf
- Sonnenfeld P.* Brines and evaporates. Orlando: Academic Press Inc., 1984. 613 p.
- Warren J. K.* Evaporites. Berlin: Springer, 2016. 1854 p.
- Zepharovich V. R.* Vorläufige Notiz über den Syngenit, ein neues Mineral der Salzlager-Stätten, Lotos // Zeitschrift für Naturwissenschaften. 1872. Band 22. S. 137–138.

NEW GENETIC TYPE OF LEACHING ZONES IN THE SALTS OF THE VERKHNEKAMSKOE SALT DEPOSIT: HYDROCHEMICAL, MINERALOGICAL AND STRUCTURAL INDICATORS

I. I. Chaikovskiy*, O. V. Korotchenkova, D. E. Trapeznikov

*Mining Institute, Perm Federal Research Center Ural Branch Russian Academy of Sciences,
Sibirskaya str. 78-a, Perm, 614007 Russia*

**E-mail: ilya@mi-perm.ru*

Received June 06, 2018

The brine-saturated leaching zone first encountered in the salt rocks of the Verkhnekamskoe Salt Deposit is characterized in detail. It consists of a cavernous nucleus (40×70 m), composed of an aposilvinite syngenite-halite rock with gypsum and kalistroncrite, and a recrystallization halo 60–80 m wide, not containing secondary sulfates. Above the leaching zone is a linear zone of weathering and decarbonization of marls above the salt layer. This zone is controlled by the anticlinal crest of the sublatitudinal strike, extending parallel to the Durinsky Trough of the sedimentary-fault nature. The penetration of supra-salt waters into a salt deposit is associated with the manifestation of deformations in the salt mass at its hinge inflection during the formation of the Durinsky deflection in the Early Permian time. The connection of the brines of the investigated leaching zone with infiltration over-salt sulfate-calcium waters was revealed and their place was determined in the general scheme of genetic typification of natural brines and waters circulating in the salt deposit of the Verkhnekamskoe Salt Deposit.

Keywords: *Verkhnekamskoe Salt Deposit, leaching zones, newly formed syngenite, hydrochemistry.*

DOI: 10.31857/S0024-497X20194337-350