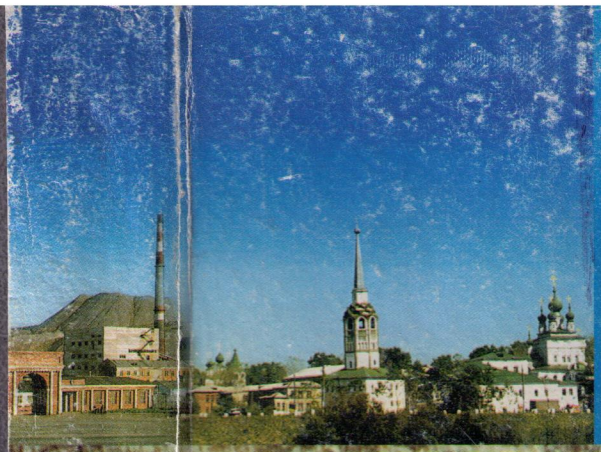


Союз производителей и экспортеров
калия и соли (СПЭКС)
ОАО «Сильвинит», ОАО «Уралкалий»
Открытое Акционерное Общество
«ВНИИгалургии»
(ОАО «ВНИИГ»)

Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей

Petrotectonic fundamentals for safe mining operation in the Upper-KAMA deposit of potash-magnesium salts

Санкт-Петербург - Соликамск, 2000

Союз производителей и экспортеров калия и соли (СПЭКС)
ОАО «Сильвинит», ОАО «Уралкалий»
Открытое Акционерное Общество «ВНИИгалургии» (ОАО «ВНИИГ»)

Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей

Petrotectonic fundamentals for safe mining operation in the Upper-KAMA deposit of potash-magnesium salts

Санкт-Петербург - Соликамск, 2000

УДК 555.632 (470.5)

Петротектонические основы безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей / под редакцией д.г.-м.н. Н.М. Джиноридзе // СПб-Соликамск: ОГУП Соликамск. типография, 2000. – 400 с.

Petrotectonic fundamental for safe mining operation in the UPPER-KAMA deposit of potash- magnesium salts / edited by N.M.Ginoridze // SPb-Solikamsk: OGUP Solikamsk printi, 2000. – 400 s.

В монографии обобщены фактические данные и результаты тектонических, геофизических и литологогеохимических исследований, проведенных на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей (ВКМКМС) с начала его открытия (1925 г.) до настоящего времени. Тектоника ВКМКМС рассмотрена впервые с позиции примата горизонтальных движений. Выделены соответствующие складчатые и разрывные дислокации, проведена их классификация по механизму и времени образования. Выделены сопутствующие тектонике геологические процессы, ответственные за термодинамометаморфические и метасоматические преобразования соляных пород после их седиментации и диагенеза. На основе петротектонического анализа установлены геологические признаки, которые локализуются закономерно на определенных участках в водозащитной толще ВКМКМС и провоцируют возникновение аварийных ситуаций.

The monograph generalizes actual data and results of tectonic, geophysical and lithogeochemical investigations carried out at the Upper-Kama deposit of potassium-magnesium salts (UKDPMS) from the moment of its discovery (1925) and up to now. The tectonics of the UKDPMS for the first time has been studied from the viewpoint of prevalence of horizontal movements. The relevant folded and ruptured dislocations had been isolated, their classification by mechanism and time (period) of origination had been made. Geological processes have been found that are accompanying the tectonics and are responsible for thermodynamometamorphic and metasomatic transformation of saline rocks after their sedimentation and diagenesis. Based on the petrotectonic analysis the geological indications (manifestations) have been found which are localized regularly in some specific areas in the waterproof formation of UKDPMS and provoke arising of emergency situations.

Авт.: Н.М. Джиноридзе, М.Г. Аристаров, А.И. Поликарпов, А.Л. Протопопов, А.Н. Павленский, Ю.А. Плотников, В.Я. Поляковский, В.С. Аплонов, Д.И. Дрогомирецкий, С.Д. Гемп, Ю.В. Мынка, В.И. Платыгин, К.С. Хечоян.

By: N.M. Ginoridze, N.G. Aristarov, A.L. Polikarpov, A.L. Protopopov, A.N. Pavlenskji, L.A. Plotnikov, V.I. Poliakovskji, V.S. Aplonov, D.L. Drogomiretckji, S.D. Gemp, L.V. Minka, V.I. Platigin, K.S. Khechoian.

75-летию открытия
Верхнекамского месторождения
посвящают свой труд авторы.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Четверть века прошло после выхода в свет (1975 г.) монографии А.А. Иванова и М.Л. Вороновой /105/, обобщающей накопленные к тому времени материалы детальной разведки и эксплуатации шахтных полей (СКПРУ-1, БКПРУ-1) Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей (ВКМКМС). Последующие годы характеризуются интенсификацией добычи сильвинитов в пределах новых шахтных полей (СКПРУ-2, БКПРУ-2, 3), внедрением новых технологий добычных работ, проектированием и вскрытием шахтными стволами таких гигантов-рудников, как СКПРУ-3 и БКПРУ-4. Процесс этот был приостановлен в январе 1986 г., когда в западной части рудника БКПРУ-3 произошел прорыв надсолевых подземных вод, который завершился затоплением рудника. С этого момента начинается интенсивное изучение водозащитной толщи (ВЗТ) и связанной с ней проблемы охраны калийных рудников ВКМКМС от затопления. При этом приоритетным направлением исследований становится тектоника месторождения и определение ее влияния на процессы минералопреобразования. Второе направление – это исследование аномальных особенностей строения и состояния пород ВЗТ и их прогнозирование по площади и геологическому разрезу. Эти два направления исследований заметно отличают предлагаемую работу от упомянутой выше монографии.

Представляемая читателю монография освещает проблемные вопросы геологии ВКМКМС и соляной геологии, в целом, оставшимися дискуссионными на рубеже XX и XXI столетий. Это касается, в первую очередь, тектоники ВКМКМС, которая впервые рассматривается в монографии как следствие горизонтальных движений литосферных плит. В соответствии с этим выделены и классифицированы складчатые и разрывные дислокации, рассмотрены их временно-пространственные взаимоотношения. Вторым аспектом проблемных вопросов являются минералопреобразующие процессы: термодинамометаморфизм соляных пород (грануляция, бластез, субгоризонтальное расслоение, флюидальное течение, вязкие разрывы) и метасоматоз (галитизация сильвинитов и карналлитовых пород, сильвинитизация карналлитов, пирротинизация соляных минералов и пород и т. д.). В сильвинитах и карналлитовых породах ВКМКМС впервые выделяются структуры и текстуры, обусловленные этими минералопреобразующими процессами.

Для установления причинно-следственной связи между отмеченными выше аспектами проблемных вопросов (тектоника и минералопреобразующие процессы) в монографии вводится понятие о «петротектонике», как научном направлении исследований геологии ВКМКМС и соляных месторождений, в целом, изучающем и определяющем влияние тектоники на изменение петрографического, минералогического и химического составов соляных пород. В связи с этим петротектоническому анализу отводится главная роль в генетической классификации аномальных зон ВЗТ, в их прогнозировании и оценке опасности ведения горных работ.

Многие вопросы соляной геологии, рассмотренные в монографии, выходят за рамки одного месторождения (ВКМКМС) и приобретают значения также для других месторождений Мира, разрабатываемых как шахтным способом, так и способом подземного выщелачивания. К таким вопросам относятся разрывные дислокации, термодинамометаморфизм, метасоматоз, петротектоника, безопасность разработки и т. д. Без рассмотрения этих вопросов нельзя решать многие практические задачи, например, оценить герметичность соленосных толщ при выборе и обустройстве в них резервуаров для хранения углеводородов и захоронения вредных промышленных отходов. Перечисленные вопросы являются актуальными для калиеносных бассейнов предгорных прогибов, соляно-купольных областей и внутриконтинентальных рифтов..

Монография написана сотрудниками геологической лаборатории ОАО ВНИИГ, ведущими многолетние исследования геологии ВКМКМС и других месторождений бывшего СССР (Старобинского, Предкарпатских, Индерского и др.). С их участием были выпущены две предыдущие монографии «Месторождения калийных солей СССР» (Л.: Недра, 1973.–344 с.) и «Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР» (Тбилиси: Мецниереба, 1980.–373 с.). Настоящая монография отличается от предыдущих тем, что в ней не рассмотрена проблема седиментации и диа-

генеза соляных отложений ВКМКМС, которая стала в настоящее время менее актуальной, чем безопасность эксплуатации калийных рудников ВКМКМС. Это связано, во-первых, с тем, что ВКМКМС, являясь одним из крупнейших месторождений Мира, после распада СССР стало единственной в России сырьевой базой для производства калийных удобрений, устойчиво экспортируемых на мировой рынок. Во-вторых, произошедшие в 1986 и 1995 гг. чрезвычайные ситуации и возрастание сейсмоактивности недр ВКМКМС за последние восемь лет определяют приоритет исследований, направленных на безопасность разработки этого уникального месторождения.

Некоторые геологические факты, выявленные за последние 10 лет и обсуждаемые в данной монографии, являются уникальными, не известными в других калийных бассейнах Мира. К их числу относятся ромбоэдры скалывания, пирротинная и благороднометальная (Au, Pt, Pd) минерализация в сильвинитах. Результаты изучения этих фактов должны представлять особый интерес для широкого круга геологов, исследующих калиеносные бассейны и галогенные формации Мира, в целом.

Не все вопросы, обсуждаемые в монографии, следует считать решенными. Это прежде всего касается определений палеотемператур минералообразования и преобразования, что связано с различием в методологии термобарогеохимических исследований. Другой основной вопрос – это происхождение хлоридно-натриевых растворов, принявших участие в начале метасоматических процессов. В монографии высказаны две точки зрения. Согласно одной – это растворы, высвобожденные в процессе термодинамической перекристаллизации каменной соли в петротектонических зонах, другие считают их внедренными из подсолевых отложений или возникшими и захороненными на стадии диагенеза. Отмеченные вопросы остаются предметом дискуссии в 21-м столетии.

Монография представляет коллективный труд не только сотрудников ОАО «ВНИИГ», но и других специалистов, принимавших в разные годы активное участие в исследованиях геологической лаборатории и в написании отдельных глав монографии. При этом необходимо отметить, что при освещении сложных вопросов в ряде глав отражены представления их авторов, которые могут расходиться с позицией других авторов монографии. Несмотря на их индивидуальность, эти представления сохранены, ибо без «научного плюрализма» не мыслимо развитие геологической науки. Коллектив авторов монографии состоит из следующих специалистов: Н.М. Джиноридзе, д.г.–м.н. (разделы 1, 2, гл. 3.1, 3.2, 3.3, 3.5, разделы 4, 5), М.Г. Аристаров (гл. 2.3, 4.3.1, 4.3.2), А.И. Поликарпов, к.г.-м.н. (п. 2.2.2.3.2.2, гл. 2.4.1, 2.4.2, 3.1.5–3.1.8, 3.2.1, 3.3), А.Л. Протопопов (гл. 2.4.4, 3.1.4, 3.2.1, 3.4), А.Н. Павленский (гл. 3.1.1., 3.1 .3), Ю.А. Плотников, ОАО «Уралкалий» (гл. 2.2.1, 2.2.2.3, 2.2.3, 4.3.2.3), В.Я. Поляковский (гл. 3.1.5, 3.1.7, 3.2.1), В.С. Аплонов. к.г.–м.н.-ВНИИОкеаногеология (3.5), С.Д. Гемп, к.г.-м.н. (4.1), Д.И. Дрогомирецкий, магистрант СПбГУ (3.2.2, 4.2.1), Ю.В. Мынка, гл. геолог ОАО «Сильвинит» (п. 2.2.2.3.2.1, гл. 3.2), В.И. Платыгин, гл. геолог СП БКПРУ-4 ОАО «Уралкалий» (гл. 2.2.2.1, 2.2.2.3), К.С. Хечоян (гл. 1.1).

Проведение исследований и публикация монографии невозможны были без финансирования со стороны Союза производителей и экспортеров калия и соли (СПЭКС), ОАО «Сильвинит», ОАО «Уралкалий» и ОАО «ВНИИГ», за что авторы искренне благодарны Президенту СПЭКС Б.Ю. Головкову, Генеральным директорам ОАО «Сильвинит» П.Н. Кондрашову, ОАО «Уралкалий» С.П. Дьякову и заместителям Генерального директора ОАО ВНИИГ Б.А. Крайневу и В.В. Ресину.

В процессе проведения исследований авторы неоднократно получали помощь от гл. геолога ОАО «Уралкалий» Н.В. Кузнецова, а также материалы эксплуатационной разведки от геологических служб рудоуправлений (от А.П. Бойченко, С.И. Булатова, Т.В. Дюпиной, О.Ф. Корочкиной, Г.Н. Чуклиновой и др.) и Управления ПБРР (от гл. геолога С.Ю. Квиткина). Использованные в процессе работы материалы сейсморазедки МОГТ, сыгравшие заметную роль в решении вопросов тектоники, были любезно предоставлены нам М. Зотеевым (ПО «Пермнефтегеофизика») и д.т.н. И.А. Санфировым (ГИ УрО РАН).

Оформление рукописи и графических материалов монографии осуществлялось сотрудниками геологической лаборатории О.Г. Морачевской и А.А. Петровым. Всем перечисленным лицам авторы выражают свою искреннюю признательность. Особо благодарны авторы д.г.–м.н. В.М. Ковалевичу (ИГГГИ НАН Украины, г. Львов) за предоставленные для публикации результатов собственных исследований в области термобарогеохимии.

1. ВВОДНАЯ ЧАСТЬ: ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И ИССЛЕДОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ; ОБЪЕКТЫ, МЕТОДИКА И ЗАДАЧИ ОБОБЩЕНИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ; ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОСНОВНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ТЕРМИНОВ И ЯВЛЕНИЙ

1.1. История открытия и исследования Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей

В 1906 г. при проходке Людмилинской скважины близ г. Соликамска на глубине 98–99 м были встречены образцы каменной соли с прослойками солей красного цвета, хранившиеся в коллекции технического руководителя Троицкого солеваренного завода Н.П. Рязанцева /248/. В 1910 г. часть этих образцов Н.П. Рязанцевым была передана провизору Соликамской земской аптеки А.А. Власову, который установил в них значительное содержание калия /52, 30/. Обобщая эти и другие материалы, И.Н. Глушков, уроженец с. Усолье Пермской губернии, впервые в 1911 г, высказал мнение о необходимости поиска калийных солей в недрах Прикамья /52, 53/.

В 1916 г. образец из коллекции Н.М. Рязанцева был доставлен Г.Р. Дерингом в Петроград, где акад. Н.С. Курнаковым /150/ определен как сильвинит (33,96 KCl+ 65,14 NaCl. мас. %). В 1916 гг., А.Н. Рябинин /247/ выполняет маршрутные геологические исследования в районе г. Соликамска, сбор материалов бурения скважин Прикамских солеваренных заводов и в результате их анализа дает рекомендации о необходимости заложения скважин в самом г. Соликамске.

В 1924 г. профессор Пермского государственного университета П.И. Преображенский переводится на работу в Геологический комитет (позднее ВСЕГЕИ, г. Ленинград), откуда организует в Соликамске геологоразведочные работы на калийные соли. 3 сентября 1925 г. в 300 м западнее Людмилинской скважины началось бурение скважины № 1, которая в ночь с 5-го на 6-ое октября в интервале глубин 91,7–92,3 м вскрыла первый пласт калийных солей с содержанием KCl 17,9 масс. % /229/, относящийся по современной номенклатуре к гипергенному сильвиниту. В дальнейшем этой скважиной была вскрыта вся калийная залежь толщину более 100 м.

В изложенной истории открытия ВКМКМС четко выделяются три даты:

- 1910 г., когда в образцах соляных пород впервые обнаружен калий (Н.П. Рязанцев, А.А. Власов);
- 1911 г., когда впервые сделан прогноз о наличии калийных солей в недрах Прикамья (И.Н. Глушков) и 1916 г. – в районе г. Соликамск (А.Н. Рябин);
- 5-е октября 1925 г., когда впервые вскрыта толща калийно-магниевых солей и, тем самым, зафиксировано открытие месторождения (П.И. Преображенский).

Таким образом, мы полагаем, что первооткрывателями калия в недрах Прикамья являются Н.П. Рязанцев /248/ и А.А. Власов, а первооткрывателем ВКМКМС – П.И. Преображенский /100, 106/ и, вероятно, И.Н. Глушков и А.Н. Рябин.

История исследования ВКМКМС тесно связана с историей его разведки и эксплуатации. Поэтому укажем на основные вехи освоения месторождения.

В 1926 г. образован трест «Союзкалий» для организации добычи и переработки руд, а 6 ноября 1927 г. в 2 км к югу от г. Соликамск была заложена шахта № 1 Первого калийного рудника (ныне СКПРУ-1 ОАО «Сильвинит»), который в мае 1930 г. был сдан /40/ в эксплуатацию. В 1932 г. по данным 37 глубоких скважин были впервые подсчитаны разведанные запасы сильвинита и карналлита в

количестве 14,4 и 10,8 млрд. тонн, соответственно /177/. В апреле 1933 г. была введена в строй химическая фабрика по получению хлорида калия из сильвинита, а в январе 1934 г. завершено строительство Первого калийного комбината в г. Соликамске /298/. В 1932 г. начал издаваться специальный журнал «Калий», главным редактором которого был руководитель треста «Союзкалий» В.Е. Цифринович, а в состав редколлегии входили академики Н.С. Курнаков, Э.В. Брицке, Д.Н. Прянишников, профессора С.И. Вольфкович, П.И. Преображенский и др. (издание журнала прекратилось в 1938 г.). В марте 1936 г. был введен в строй Соликамский магниевый завод /39/.

В довоенный период (1925–1939 гг.) изучения геологии ВКМКМС соляная толща была первоначально разделена П.И. Преображенским /230/ на пять подтолщ: нижней (подстилающей) каменной соли, нижнего сильвинита, карналлита, верхнего сильвинита и покровной каменной соли. Однако уже в 1932 г., после работы П.С. Гольдберга-Захарова /60/, специальным совещанием в г. Соликамске[1] принимается та схема стратиграфии подтолщ калийно-магниевых солей и индексации слагающих их пластов, которая не потеряла своего значения и применяется в настоящее время по месторождению. В этом отношении не повезло другим областям геологии: высказанные в то время взгляды о тектонике (Г.А. Бюллер /18/; Н.Г. Шешуков /307/) и формировании пестрых сильвинитов (Е.Э. Разумовская /242, 243/, Ю.В. Морачевский /173, 174, 175/), вскоре были отвергнуты и забыты. Характерной особенностью этого этапа исследований является представление геолога рудника Г.А. Бюллера, высказанные на Заседании[2] Центральной комиссии по запасам (ЦКЗ, протокол от 10.03.1935 г.): «Под влиянием тектонических воздействий все пласты не только были смяты в складки различной амплитуды, но на отдельных участках произошли надвиги отдельных частей калийной залежи. На участках крупных тектонических явлений из пластов карналлита образовались пестрые сильвиниты, а красные сильвиниты частично или полностью разорваны и сдвинуты» (стр. 2).

Послевоенный (второй) период исследования продолжался в течение 30 лет до выхода в свет упомянутой монографии А.А. Иванова и М.Л. Вороновой. Как отмечают авторы (с. 3 /105/), за этот период было детально разведано 8 участков месторождения, 5 из них осваиваются промышленностью; выделен ряд участков, заслуживающих детальной разведки. В строй вошел Первый Березниковский калийный комбинат (ныне БКПРУ-1 ОАО «Уралкалий»), подсчитаны и утверждены запасы по участкам (в скобках – год утверждения): Дурыманский (1958, ныне рудник БКПРУ-2 ОАО «Уралкалий»), Соликамский (1961, СКПРУ-1, 2 ОАО «Сильвинит»), Березниковский (1963), Балахонцевский (1964, БКПРУ-3), Быгельско-Троицкий (1965, БКПРУ-4), Талицкий (1969), Палашерский (1371) и Новосоликамский (1971).

В этот период происходит накопление фактических материалов и одновременно их обобщение по отдельным областям геологии. Приоритетным направлением становятся седиментационные условия соленакопления (М.П. Фивег, Я.Я. Яржемский, В.И. Копнин и др.); тектоника сведена к «внутренней соляной тектонике» /278, 274/, а влияние тектоники на минералопреобразование полностью исключается /22, 26, 90, 315/, так как современные минеральные парагенезисы отнесены либо к первично-фациальным особенностям солеродного бассейна, либо к стадии диагенеза осадков. В начале этого периода (1948 г.) были установлены (М.С. Исаковой /105/) зоны разубоживания сильвинитовых пластов, происхождение которых остро дискутируется до настоящего времени.

Третий период исследований, как отмечено выше, продолжался до января 1986 г. продолжительностью около 15 лет и характеризовался интенсификацией добычи руд и производства минеральных удобрений. Приоритетное направление геологических исследований носило прикладной характер /58, 241, 237, 239, 240/. В этот период были подсчитаны запасы по Половодовскому (1975) и Боровскому участкам, введены в эксплуатацию рудники: СКПРУ-2 (ОАО «Сильвинит»), БКПРУ-2 и 3 (ОАО «Уралкалий»). Венцом этого периода исследований являются разработанные и утвержденные в 1984 г. «Указания.... ».

Четвертый период исследования начался в 1986 г. и продолжается до настоящего времени. Этот период характеризуется вводом в эксплуатацию гигантов-рудников СКПРУ-3 (ОАО «Сильвинит») и БКПРУ-4 (ОАО «Уралкалий»), подсчетом запасов по Усть-Яйвинскому участку (1990) и двумя крупными авариями в январе 1986 г. (БКПРУ-3) и 1995 г. (СКПРУ-2). Особенность этого периода – воз-

[1] Организованным по инициативе К.И. Преображенского /105, 106/.

[2] Председательствовал академик Н.М. Губкин, присутствовали старшие геологи ЦНИГРИ проф. П.И. Преображенский и А.А. Иванов.

врат к теоретическим проблемам геологии ВКМКМС с приоритетным направлением изучения ВЗТ, тектоники и минералопреобразований.

В разные годы весомый вклад в разведку ВКМКМС, кроме П.И. Преображенского, внесен А.И. Белоликовым, Г.А. Бюллером, Г.А. Дягилевым, В.В. Захваткиным, А.А. Ивановым, С.Ю. Квиткиным, В.И. Копниным, Б.И. Сапегиным, В.И. Скоком, В.Н. Яниным и др. Благодаря этому определены стратификация пластов калийно-магниевых солей и границы их распространения на ВКМКМС.

1.2. Объекты, методика и задачи обобщения результатов геологических исследований

Принципиальная основа «Обобщения...» – это увязка между собой результатов тектонических и литогеохимических исследований, проведенных до и после 1986 г. на Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей (ВКМКМС). В связи с этим к объектам «обобщения... » относятся как само месторождение, так и области исследования: тектоника и литогеохимия пород соляной и непосредственно вмещающих ее толщ. Геофизические исследования, результаты которых привлечены в данной работе, носят прикладной характер. Они используются либо для обоснования тектоники (разрывных дислокаций, сейсмопрофилирование МОГТ), либо для геологической оценки опасности ведения горных работ в различных тектонических и литогеохимических зонах.

Сама увязка результатов тектонических и литогеохимических исследований производится на основе, с одной стороны, результатов термобарогеохимических и экспериментальних исследований, с другой – учета данных эксплуатационной разведки. Подобная увязка устанавливает причинно-следственную связь между тектоникой и литогеохимическими преобразованиями первичных минеральных парагенезисов калийно-магниевых солей. Следовательно, термобарогеохимия и эксперименты также представляют, в свою очередь, объекты «обобщения...», которые с предыдущими объектами (тектоника, литогеохимия) являются частями единого целого, обозначаемого нами с 1995 года как петротектоника ВКМКМС.

«Петротектоника» (Petrotectonics)[3] соляных толщ – область геологических наук, которая изучает тектонику и ее влияние на изменение петрографического строения (структуры и текстуры) и минералого-химического составов соляных пород. Следовательно, методика изучения петротектоники включает четыре основных направления исследований: тектоническое, литогеохимическое, термобарогеохимическое и экспериментальное. Каждое из этих направлений характеризуется своими объектами и методами исследований, а также кругом задач, решаемых при этом (табл. 1.1).

Обобщение результатов геологических исследований в методическом плане завершается петротектоническим анализом, который рассматривается нами как 4-е направление (собственно петротектоническое) исследований, синтезирующее основные результаты 3-х предыдущих направлений (см. табл. 1). Основным объектом петротектонического анализа является зона с установленным петротектогенным происхождением и геофизические поля в пределах зоны, методами анализа – локализация в пространстве по данным эксплуатации и детальной разведки петротектогенных зон, составление карты их размещения и сравнительный анализ выделенных на карте зон с учетом результатов геофизических исследований. В конечном итоге выявляются структурные и литогеохимические признаки сходства и различия петротектогенных зон, определяются особенности сейсмоволнового и геоэлектрического полей разрезов ВЗТ в пределах этих зон, разрабатывается их классификация с учетом прогнозной оценки опасности ведения горных работ.

Необходимо подчеркнуть, что некоторые методы анализа не нашли своего места в таблице 1, но их результаты оказались весьма полезными при решении основных задач по петротектонике ВКМКМС. Это касается результатов калий-аргонового метода определения абсолютного возраста сильвинитов различной модификации, методов петроструктурного анализа и т. д., которые использовались нами при 2-х и более направлениях исследований.

Вышеперечисленные 4 направления исследований составляют основную часть содержания (разделы 2–4) предлагаемой монографии: результаты тектонических исследований обобщены в разделе 2,

[3] Более подробное определение термина см. гл. 1.3.

литогеохимических и термобарогеохимических исследований в разделе 3, экспериментальных и петротектонического анализа – в разделе 4.

Отметим, что в разделы 2–4, как правило, включают только те результаты и факты из публикаций предыдущих исследователей, которые либо подтверждают, либо отрицают концепцию авторов монографии. Такой подход к процессу обобщения представляется наиболее объективным, ибо, как отмечает крупнейший из американских геологов XX века Х. Хесс, «Без набросков рабочей гипотезы сбор данных вслепую, хотя они именуются объективными и беспристрастными, расточителен и... приводит к накоплению малозначивших данных сомнительной ценности» (с. 246 /287/).

Таблица 1.1. *Методика петротектонических исследований*

№№ пп	Направление исследований	Объект исследований	Метод исследований	Основные задачи
1	2	3	4	5
1	Тектоническое	Складчатые и разрывные дислокации, вскрытые горными выработками; временной разрез МОГТ. Рельеф поверхности маркирующих горизонтов. Динамика и кинематика тектонических процессов	Визуальное описание тектонических структур, их картировка, сейсмопрофилирование МОГТ; анализ данных по их моделированию в лабораторных условиях; составление структурных карт; микроструктурный анализ	1.1. Классификация складчатых и разрывных дислокаций 1.2. Обоснование выделения разрывных дислокаций в сейсмоволновом поле 1.3. Выявление временно-пространственных закономерностей размещения складчатых и разрывных дислокаций 1.4. Определение динамики и кинематики тектонических процессов и разработка концепции
2	Литогеохимическое	Керн скважин и образцы пород из участков разубоживания сильвинитов, сильвинитизации карналлитов и ромбоэдров скалывания, вскрытых горными выработками	Визуальное описание керна и образцов из участков разубоживания, сильвинитизации и т. д.; картировка участков. Минералого-петрографический, рентгенографический, химический и др.	2.1. Выявление взаимоотношений между реликтовыми (первичными) и вторичными минералами 2.2. Определение минералопреобразующего процесса и сопутствующих явлений 2.3. Выявление литогеохимических индикаторов массопереноса при разубоживании сильвинита и сильвинитизации карналлита
3	А. Термобарогеохимическое	Микровключения в соляных минералах и породах	Ультрамикрохимический, массоспектрический, люминесцентный, декриптации, гомогенизации	Определение химического состава минералопреобразующих растворов, их температуры, давления и состава газов, участвующих в этом процессе
	Б. Экспериментальное	Соляная порода	Моделирование в лабораторных условиях термодинамического (Т/Р) воздействия на соляную породу	Определить Т/Р условия литогеохимических изменений породы и ее перехода из «жесткого» в «пластичное» состояние

Введение в геологию ВКМКМС петротектонических исследований, теоретическая значимость которых определяется увязкой результатов тектонических и лито-термобарогеохимических исследований, а также практическая целенаправленность работы на изучение ВЗТ и геологическое обеспечение безопасности эксплуатации калийных рудников одной из крупнейших в Мире (и единственной в России) сырьевой базы для производства калийных удобрений, металлического магния и пищевой соли, требуют специального рассмотрения горно-геологической терминологии, часто встречаемых в работе.

1.3. Определение основных геологических и горно-геологических терминов и явлений.

В отличие от нашего понимания (с. 3), в геологическом словаре /48/ «**Петротектоника** – область изучения закономерной связи ориентированной микроструктуры деформирования горных пород с их тектонической историей» (с. 86), в другом словаре (/263/, с. 492) петротектоника рассматривается в качестве синонима структурной петрологии, а в петрологическом словаре /202/ петротектоника – «Раздел структурной петрологии, рассматривающей зависимость ориентировки зерен в структуре деформированных пород от их тектонической истории» (с. 113). Наконец, структурная петрология (анг. Structural petrology, нем. Gefukunde der Gesteine) означает изучение данных, относящихся к расположению в пространстве составных частей пород, особенно в связи с их макроскопическими текстурами и условиями залегания (с. 212).

Из этих определений следует, что нашим толкованием суть термина «петротектоника» существенно расширена за счет включения в нее изменений минералогии и химизма горных пород наряду с их петрографическими особенностями (структура, текстура) в процессе их деформации, что вызвано специфичностью физических свойств литифицированных соляных пород в сравнении с терригенно-карбонатными, метаморфическими и др. породами. К числу таких свойств относятся: высокая растворимость (1), значительное содержание (до 5 объем % /326, 350/) микровключений газово-жидких и твердых фаз в кристаллах соляных минералов (2), способность перехода из жесткого (хрупкого) состояния в пластическое состояние и обратно без плавления (3).

Последнее свойство соляных пород (3) обозначено в литературе по изучению метаморфических и интрузивных пород термином «реоморфизм» /48/, который происходит при направленном давлении, превышающим предел упругих деформаций горных пород в условиях температурных значений 300°С и более (/48/, с. 185). Явление реоморфизма в соляных породах связано с очищением кристаллов соляных минералов (галит, сильвин, карналлит) от микровключенных газово-жидких фаз, которое начинается с температуры 70°С и более /350/ в условиях одностороннего тектонического давления. Очищение минералов сопровождается усилением их перекристаллизации /350/ и нередко метасоматическими процессами, обусловливающими изменение минералогии и химизма соляных пород. Следовательно, в соляной толще «реоморфизм» выражается не только «высокой механической подвижностью горных пород» (/48/, с. 185), но и усилением перекристаллизации и метасоматоза, которые на участках повышенных P/T-условий завершаются галитизацией сильвинитов и сильзинитизацией карналлитовых пород.

Галитизация сильвинитов – процесс замены сильвинитов (красных, полосчатых, пестрых) каменной солью, который начинается снизу в красных сильвинитах (пласты Кр. III, Кр. II, Кр. I, A^I) и может распространяться вверх субгоризонтально через полосчатые (пласт А) и пестрые (пласты Б, В и т. д.) сильвиниты. Слои красных сильвинитов представлены преимущественно галит-сильвиновой породой, в которой доля сильвина (KCl) составляет 35–45% /88, 314/, галита, соответственно, 50–60% и нерастворимого в воде остатка до 6%. Учитывая при этом существенное (2 и более раза) уменьшение толщины слоев сильвинитов после их галитизации, априорно следует, что в новообразованном слое каменной соли галит имеет преимущественно остаточное происхождение, а сама галитизация происходила практически за счет выноса (удаления) из слоя хлористого калия, «замещение» при этом играло второстепенную роль. Поэтому «зона галитизации сильвинита», «зона разубоживания/замещения» (Р/З) и «зона термодинамического разубоживания» (ТДР, /72/) рассматриваются в данной работе как синонимы.

Термин «**сильвинитизация карналлитов**» введен в геологию ВКМКМС Ю.В. Морачевским /175/. Он означает процесс образования пестрых сильвинитов за счет карналлитовых пород в условиях термодинамического воздействия на них.

Процессы изменения минералогии и химизма хлоридных калийно-магниевых солей совместно с расслоением и грануляцией каменной соли /211/, образованием в ней структур и текстур динамофлюидального течения /77/ относятся к термодинамометаморфизму соляных пород ВКМКМС, который установлен нами /47, 67, 68, 83/ на примере изучения преобразований сульфатных калийно-магниевых солей Предкарпатских, Индерского месторождений, а также в месторождениях Верра и

Фульда немецкого цехштейна /348/. В связи с этим появление динамических разновидностей каменной соли (ДРК): гранулированной, плитчатой и шламовидной представляется закономерным.

Вместе с тем, развитие ДРК отрицательно влияет на физико-механические свойства пород водозащитной толщи ВКМКМС, и поэтому прогноз пород с ДРК является одной из основных задач геологического обеспечения безопасной эксплуатации калийных рудников.

Водозащитная толща (ВЗТ) – непроницаемая часть горного массива, расположенная между отрабатываемым пластом калийно-магниевых солей (начиная с подошвы перекрывающего пласта каменной соли) и горизонтом, содержащим надсолевые слабо минерализованные воды зоны гипергенеза (подземного выщелачивания солей). Поэтому верхняя граница ВЗТ на ВКМКМС представлена практически всюду поверхностью соляного зеркала и проходит, как правило, в кровле первого (сверху) соляного пласта, толщина ВЗТ определяется ее строением между нижней (техногенной) и верхней (эрозионной) границами. Под строением ВЗТ понимается закономерное расположение (и последовательность) в ее разрезе пластов калийно-магниевых солей, с одной стороны, и мергелей с прослоями ангидритовых и глинистых пород – с другой. Пласты каменной соли встречаются по всему разрезу ВЗТ и составляют ее каркас. Закономерное расположение указанных пластов в разрезе заключается в том, что первые из них находятся в нижней части ВЗТ, а вторые – в верхней части. Нижняя и верхняя части ВЗТ разделены относительно мощным (15–20 м) и однородным пластом каменной соли, который является стратиграфическим горизонтом, перекрывающим сильвинкарналлитовую зону и выделяемым в качестве «покровной каменной соли» (ПКС). Исходя из этого, в строении ВЗТ выделяются три подтолщи: нижняя – $ВЗТ_1$, средняя – $ВЗТ_2$(ПКС) и верхняя – $ВЗТ_3$, которая стратиграфически относится к нижней соляной части соляно-мергельной толщи ($СМТ_1$). $ВЗТ_3$ представлена, как правило, ритмично чередующимися между собой пластами каменной соли и несоляных пород, которые образуют от 1 до 9-ти ритмопачек /270/.

Остановимся на определении тех основных геологических терминов, которые введены нами впервые в геологии ВКМКМС и имеют, по нашему мнению, отношение к строению и состоянию пород ВЗТ.

Гранулированная каменная соль (ГКС) сравнительно монолитная порода, которая даже при слабом ударе молотком распадается на относительно крупные куски, легко крошившиеся затем в руках. Структура породы однородная и равномернозернистая. Зерна галита (3–5 мм и менее) изометричны, слегка уплощены и почти лишены газово-жидких и твердых включений. ГКС выделена на ВКМКМС впервые Е.Э. Разумовской в 1931 г. /243/, отнесена к ДРК в 1990 г. /73, 82/.

Плитчатая каменная соль (ПтКС) – сравнительно монолитная порода, которая после некоторого времени хранения распадается на тонкие (1–10 мм) плиточки по параллельным субгоризонтальным поверхностям отдельности (трещинами расслоения). Выявлены впервые на ВКМКМС в 1986 г. /73, 82/.

Шламовидная каменная соль (ШКС) – сильно дезинтегрированное рыхлое образование, представленное в керне в виде соляного «песка и щебня» или «крошки», состоящее из уплощенных кусков ГКС и ПтКС, зерен галита и их сростков, щебней галопелита и комков глины. Выявлена впервые в 1986 г. и отнесена к ДРК в 1990 г. /73, 82/.

Флексурная складка (англ. flexural fold, с. 548 /263/) складка, образованная внутрислойным течением вещества (flexural – flow fold) или (и) скольжением (flexural – slip fold) вдоль поверхностей напластования и кливажа. В геологическом /48/ и тектоническом /164/ словарях, данный термин отсутствует, однако, если «течение» и «скольжение» связаны с односторонним тектоническим давлением, то его синонимами могут быть складки: «послойного течения», «нагнетания», «пластического перераспределения» и «динамического течения» (с. 228, 229 /48/).

Вязкий разрыв скалывания – поверхность перемещения соседних слоев или складок относительно друг друга без трещин скалывания или дробления (брекчирования) пород, что свидетельствует о их пластичном состоянии в момент образования разрыва. Термин заимствован из работы /197/, а вязкие разрывы в соляной толще выделены нами впервые в 1982 г. на месторождении Индер в Прикаспии /83/, а на ВКМКМС – в 1988 г. /72, 73, 77, 78, 82/.

Ромбоэдр скалывания (синонимы «лозанж», «дуплекс» /357/) – динамокластическая структура, возникшая при хрупких деформациях преимущественно в зонах горизонтального свига /74, 205/. Длинная ось ромбоэдра простирается на расстоянии от миллиметров до километров субнаправленно направлению наибольшего растяжения, ориентируясь косо к зоне зарождающегося сдвига. Короткая ось ромбоэдра – направление максимального сжатия. Выявлены впервые геологической службой рудника

СКПРУ-3 (ОАО «Сильвинит») в пласте АБ под названием «ушки», которые отнесены нами к ромбоэдру скалывания в 1989 г.

Гидрогеохимическая аномалия (ГГА) в верхней части соляно-мергельной толщи (СМТ2) – засоленность пород хлоридами магния, реже – кальция и калия, нарушающая общий фон гидрохимической зональности надсолевого комплекса отложений ВКМКМС /294, 296/. Выявлена впервые нами в 1987 г. на руднике БКПРУ-2 и 1988 г. – на БКПРУ-4 /72/. ГГА индикатор выноса снизу вверх жидкой фазы из карналитовой и, возможно, сильвинитовой зон в период возникновения разрывных дисколаций, галитизации сильвинитов и сильвинитизации карналитов.

Зона геофизической аномалии в ВЗТ – участок развития пород с относительно пониженными значениями электросопротивлений, с контрастностью $\Phi = 3\delta$ (Φ – фон геоэлектрического поля, δ – среднеквадратическое отклонение от фона в сторону понижения). Выявлена впервые в 1986 г. на участке затопления рудника БКПРУ-3 (ОАО «Уралкалий»), затем на БКПРУ-2, БКПРУ-4 (1987 г.) и СКПРУ-2 (1990 г.). Ассоциируется в пространстве с зонами ТДР и разрывных дисколаций.

2. ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ИССЛЕДОВАНИЙ ТЕКТОНИКИ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ И КАМЕННЫХ СОЛЕЙ

ВКМКМС расположено в Соликамской впадине, входящей в состав средней части Предуральского краевого прогиба, который отделяет Восточно-Европейскую платформу от Уральской складчатой области (рис. 2.1). На севере и юге Соликамская впадина отделена от Верхнепечорской и Сылвенской впадин Колвинско-Полюдовской и Косьвинско-Чусовской седловинами, соответственно. Эта цепь впадин южнее через Красноуфимскую седловину продолжается в Юрезано-Айской и Бельской впадинах /71, 274/. Все указанные впадины выполнены отложениями раннепермской галогенной формации /103/, возникшей в едином солеродном бассейне Предуральского прогиба, разделенного «седловинами» в постгалогенном этапе развития /71/. Стратиграфическое положение и разделение формации см. на рис. 2.2. /105, 274/.

В понимании тектоники ВКМКМС, как и соленосных бассейнов в целом, существует принципиальное различие. Многие исследователи под тектоникой понимают «галокинез» – способность самодвижения соли (по определению автора данного термина – Ф. Трусгейма /355/), обусловленного литостатической нагрузкой покрывающих соляную толщу отложений /141, 355/ или вертикальным дифференцированием подсолевого «ложа» (включая фундамент) разломами /125, 126/. Выделяемые при этом «соляные структуры» относятся к следствию «внутренней соляной тектоники», не связанной в причинно-следственных отношениях с региональной тектоникой. Согласно нашей точке зрения, под тектоникой необходимо понимать тектоническое развитие соленосного бассейна, рассматривая ее на региональном фоне тектонических процессов, которые определяются не «галокинезом», а геоструктурным положением соленосного бассейна на предгалогенном и галогенном этапах развития /46, 71/. Именно этим объясняется полого-волнисто-горизонтальное залегание сильвинитов и вмещающих слоев на Старобинском месторождении в Белоруссии (расположенного в пределах Припятско-Днепровско-Донецкого), чешуйчато-надвигово-складчатое строение миоценовых соленосных бассейнов /67/ в Предкарпатском прогибе (Украина) и изоклинально-складчатое строение (с размахами крыльев 200 м и более) соленосной толщи месторождения 99 /83/, расположенного в центральной части Прикаспия (Казахстан, Индерский купол).

Противостояние между отмеченными выше взглядами четко прослеживается в изложенном ниже историческом обзоре представлений о тектонике ВКМКМС.

2.1. Современные представления о тектонике ВКМКМС и их исторические истоки

В настоящее время существуют три основные точки зрения о формировании структуры шахтных полей и тектонике ВКМКМС, сформулированные в работах В.И. Копнина /136, 137, 138/, Н.М. Джноридзе с соавторами /77, 78, 81/ и С.Д. Гемпа /45/.

По В.И. Копнину складкообразование происходило в два этапа: в первом из них повсеместно формировалась «внутрисоляная» складчатость, «совмещенная во времени» с этапом седиментации – диагенеза соляных пород, во втором этапе в кровле соли возникли внешние формы крупных структур – купола и мульды, распределенные в пространстве неравномерно-прерывисто. В истории формирования внутрисоляной складчатости (1 этап), по его мнению, выделяются 3 этапа[1]- дорудный, рудный и пострудный. Граница между дорудным и рудным этапами определяется им по «несогласию» в подошве маркирующего горизонта (МГ) ангидрито-глинистых пород, залегающего в подстилающей каменной соли (ПдКС), а граница между рудным и нерудным этапами – также по «несогласию» в кровле пласта Е. Таким образом, в современных представлениях В.И. Копнина /138/ «кондиа – генетическая складчатость» /136/ дополнена понятием о «рудной фазе складчатости» и практически отсутствуют данные о наличии разрывных дислокаций, включая трещиноватость горных пород.

[1] Вероятно, подэтапа или фазы, Н. Дж.

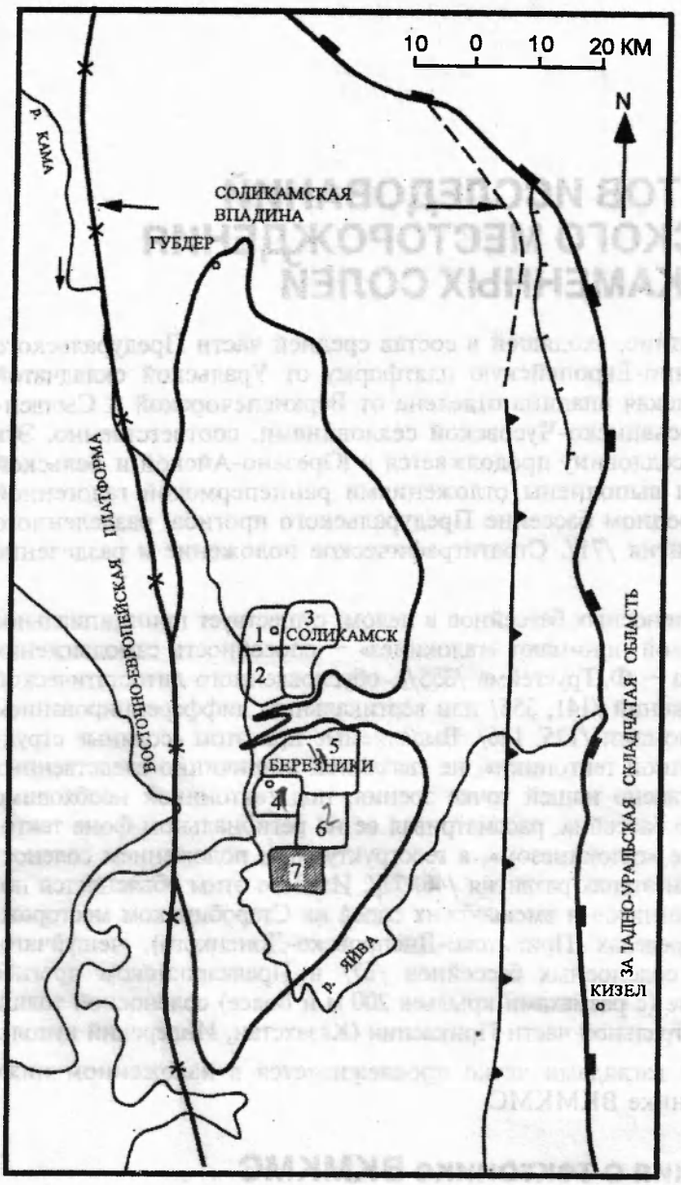


Рис. 2.1. Схема размещения ВКМКМС и шахтных полей ОАО «Сильвинит» (1-3) и ОАО «Уралкалий» (4-7)
1 – контур распространения калийно-магниевых солей /139/; 2 – граница Предуральского прогиба с платформой (а) и складчатой областью (б); 3 – граница между внешней и внутренней зонами прогиба.

1–7 – шахтные поля:
1 – СКПРУ-1, 2 – СКПРУ-2, 3 – СКПРУ-3,
4 – БКПРУ-1, 5 – БКПРУ-4, 6 – БКПРУ-2,
7 – БКПРУ-3 (затопленный).

По мнению В.И. Копнина /138/, на Верхнекамском месторождении «соляные структуры представляют собой бескорневые тектонические структуры, образование которых связано с галокинезными процессами: оттоком и нагнетанием солей и формированием соляных вздутий (массивов) и компенсационных мульд... Его[2] поверхность субпараллельна залеганию кровли литозоны нижней каменной соли (до пласта МГ). Вышезалегающие отложения облекают эту поверхность, их стратиграфические поверхности имеют подобное залегание, и они слагают внешнюю параллельно-слоистую зону соляной структуры. Галокинезная природа соляных куполов подчеркивается относительно равнообъемными соотношениями куполов (11,9 км^3) и компенсационных мульд (10,4 км^3) и наличием структур течения каменной соли в соляных массивах» (с. 18). Далее (с. 20) отмечается, что соляная толща «...подразделяется на три этажа деформаций: нижний – галокинезный, ... представленный складчатостью нагнетания, средний – регионально-складчатый, соответствующий пачке соляных отложений от пласта МГ до кровли пласта Е, пликативные дислокации которой составляют внутриформационную складчатость месторождения, и верхний – полого-волнистоскладчатый, охватывающие верхний горизонты соляной толщи».

[2] Соляного массива. Н. Дж.

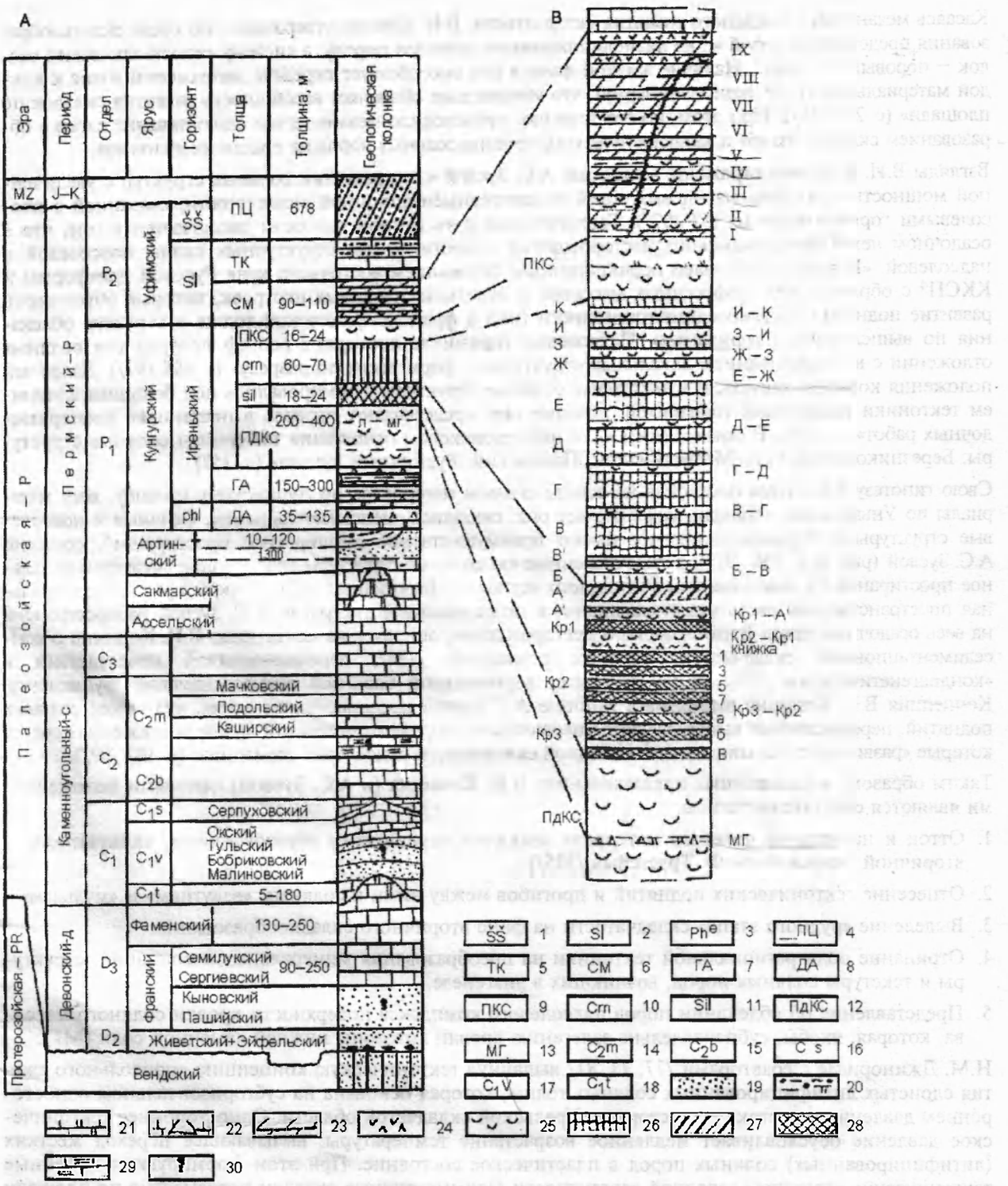


Рис. 2.2. Стратиграфическое положение соляной толщи ВКМКМС (А) и индексация слагающих ее пластов (Б) по данным /105, 274/.

1 – Горизонты: 1 – шешминский, 2 – соликамский, 3 – филипповский. Толщи: 4 – пестроцветная, 5 – терригеннокарбонатная, 6 – соляно-мергельная, 7 – глинисто-ангидритовая, 8 – доломито-ангидритовая; 9 – покровная каменная соль, 10 – карналлитовая зона, 11 – сильвинитовая зона, 12 – подстилающая каменная соль, 13 – маркирующий горизонт. Ярусы: 14 – московский, 15 – башкирский, 16 – серпуховской, 17 – визейский, 18 – турнейский, 19 –терригенные образования, 20 – глины депрессионные, 21 – известняки доломитизированные, 22 – рифы, 23 – мергели, 24 – ангидрит, 25 – каменная соль, 26 – карналлит, 27 – полосчатый и 28 – красный сильвинит, 29 – известняк битуминозный, 30 – горизонт нефтеносный.

Касаясь механизма площадного развития складчатости, В.И. Копнин утверждает, что среда складкообразования представляла собой «.. не литифицированную соляную породу, а систему «кристаллический осадок – поровый раствор»[3]. Наличие жидкой фазы в ней способствует передаче напряжений извне к каждой материальной точке (кристаллозерну), что убедительно объясняет всеобщность развития складок по площади» (с. 22 /138/). При этом, по его мнению, происходило механическое сплющивание слоев с образованием складок изгиба и катакластического течения соляных пород на стадии их диагенеза.

Взгляды В.И. Копнина отражены в гипотезе А.С. Зуевой «... о развитии соляных структур с увеличенной мощностью калийно-магниевых солей на конседиментационной складчатости, связанной с подсолевыми горизонтами» (с. 157 /97/). Геологическая суть данной гипотезы заключается в том, что в осадочном чехле Верхнекамского месторождения существуют два структурных плана: подсолевой и надсолевой. «Первый обусловлен перикратонным опусканием восточного края Русской платформы и ККСП[4] с образованием рифогенных массивов и отдельных рифовых построек, которые обусловили: развитие поднятий тектоноседиментационного типа в франско-фаменской толще и структур облекания по вышележащим горизонтам. Надсолевые горизонты повторяют рельеф поверхности соляных отложений с выполаживанием локальных структурных форм вверх по разрезу» (с. 155 /97/). Далее эти положения конкретизируются: « некоторые соляные структуры формировались под большим влиянием тектоники подсолевых горизонтов, поэтому они представляют интерес в постановке нефтеразведочных работ» (с. 155). В связи с этим «... в нефтепоисковом отношении интересны соляные структуры: Березниковский, Усть-Медвединский, Поповский, Рудничный купола» (с. 157).

Свою гипотезу А.С. Зуева построила на основе анализа материалов по Дуринскому прогибу, хотя материалы по Уньвинской площади, как отмечает она, оказались «непоказательными». Соляные и подсолевые структуры в Дуринском прогибе имеют преимущественно субширотное простирание[5], согласно А.С. Зуевой (рис. 2, с. 156 /97/), а перечисленные ею соляные структуры (поднятия) – субмеридиональное простирание (за исключением Рудничного «купола»). Выявленная в Дуринском прогибе вертикальная пространственная связь между соляными и подсолевыми структурами А.С. Зуевой распространена на весь осадочный чехол Верхнекамского месторождения, опираясь на концепцию В.И. Копнина о конседиментационной складчатости соляных отложений /134/, переименованной впоследствии в «кондиагенетическую» /136/, и на приоритет вертикальной блоковой дифференциации фундамента. Концепция В.И. Копнина выражена в гипотезе А.С. Зуевой представлением о том, что своды соляных поднятий, перечисленных выше, являются первичными раздувами мощности калийно-магниевых солей, которые «развивались на конседиментационной складчатости подсолевых горизонтов (с. 157 /97/).

Таким образом, в изложенных представлениях В.И. Копнина (и А.С. Зуевой) главными положениями являются следующие тезисы:

1. Отток и нагнетание солевого материала являются первичными образованиями, складчатость – вторичной («галокинез» Ф. Трусгейма /355/).
2. Отнесение тектонических поднятий и прогибов между ними к соляным «вздутиям» и «мульдам».
3. Выделение «рудного этапа» складчатости на фоне вторичного складкообразования.
4. Отрицание роли региональной тектоники на преобразования минеральных ассоциаций, структуры и текстуры соляных пород, возникших в диагенезе.
5. Представление об облекании пород надсолевого комплекса поверхности кровли соляного массива, которая, якобы, субпараллельна залеганию кровли литозоны нижней каменной соли (МГ).

Н.М. Джиноридзе с соавторами /77, 78, 81/ выдвинул тектоническую концепцию «продольного сжатия слоистых литифицированных соляных толщ», которая основана на субгоризонтальном одностороннем давлении с востока – со стороны Уральской складчатой области. Одностороннее тектоническое давление обусловливает медленное возрастание температуры, вызывающее переход жестких (литифицированных) соляных пород в пластическое состояние. При этом формируются линейные тектонические структуры западной вергентности (асимметричные складки повсеместно по площади любого порядка вплоть до крупных поднятий и прогибов между ними, локальные зоны, представленные одиночными или серией флексурных складок, разрывные дислокации – надвиги, листрические сбросы и т. д.). Время появления продольного сжатия – конец уфимского века, предположительно юра. В дальнейшем (вероятно, с позднего мела) возникают и развиваются субширотные го-

[3] Кавычки автора цитируемой работы. Н. Дж.

[4] Имеется в виду Камско-Кинельская система прогибов. Н. Дж.

[5] См. рис. 2.54.

ризонтальные сдвиги, которые приводят к нарушению линейности складчатых структур, разделению («распаду») единых субмеридиональных поднятий и прогибов с образованием куполообразных и мульдообразных структур, формированию зон открытой трещиноватости и т. д.

Концепция С.Д. Гемпа /44, 45/ о поступательно-вращательном движении подсолевого «ложа» (вклю-чая фундамент) месторождения основана на том, «... что в действительности имело место не надвигание складчатых сооружений Урала, а пододвигание Восточно-Европейской платформы под уральские сооружения, в процессе своего пододвигания платформа испытывала одновременный правосторонний разворот, что согласуется с левосторонними смещениями по сдвигам в пределах Урала, происходящими с поздне-каменноугольного времени до альба включительно» (с. 27 /45/).

С.Д. Гемп отмечает, что субмеридиональное простирание большинства антиклинальных структур и осложняющих их мелких складок «... свидетельствуют о ведущей роли тектонических напряжений субширотного простирания» (с. 28 /45/), при этом, по его мнению, механизмом складкообразования являются отжатие, скучивание и соскальзывание соляных масс в связи с «поступательно-вращательным движением подсолевого ложа». Для подтверждения этого механизма автор рассматриваемой работы выдвигает тезис (с. 27) о том, что « Антиклинальные соленосные поднятия пространственно тяготеют к пологим уступам подсолевого ложа, а депрессии соленосного структурного плана – к наиболее приподнятым или крупным отрицательным структурам подсолевого рельефа (Тверитинский прогиб)».

В представлениях В.И. Копнина и С.Д. Гемпа вырисовывается объединяющее положение, заключающееся в тектонической пассивности соляного комплекса относительно подсолевого. Активность подсолевого комплекса проявляется либо в вертикальном дифференцировании его (включая фундамент) на блоки, которое развивается унаследованно, вызывая формирование «соляных структур» (гипотеза В.И. Копнина, А.С. Зуевой), либо в горизонтальном перемещении подсолевого «ложа», начиная с позднего карбона до мела включительно (гипотеза С.Д. Гемпа). Первое из представлений основано на фиксистской, второе – мобилистской концепциях геоструктурного развития Земли. Однако это противостояние не препятствует обозначению второго объединяющего положения между ними, а именно доминирующего развития на ВКМКМС структур растяжения. Этот эффект, согласно фиксистским взглядам, должен достигаться вертикальным дифференцированием (нормальные сбросы, грабены) подсолевого ложа, а мобилистской концепции – горизонтальными сдвигами в процессе «вращательно-горизонтально движущегося подсолевого ложа». Различие заключается во времени формирования структур растяжения: по фиксистской концепции – на этапе диагенеза пород соляной толщи, а мобилистской концепции – также и после литификации пород, т. е. практически постоянно от позднекаменноугольного до позднемелового времени включительно. Отсюда следует принципиальное различие в оценке опасности ведения горных работ в зонах растяжения: согласно первой концепции, они не опасны, второй концепции: единственно опасные.

Концепция о «продольном сжатии литифицированных соляных толщ» (Н.М. Джиноридзе с соавторами) основана также на мобилистских представлениях геоструктурного развития Земли. Она не имеет общих положений со взглядами В.И. Копнина, а с представлениями С.Д. Гемпа ее связывает только положение о существовании горизонтальных сдвигов в истории тектонического развития ВКМКМС и Предуральского прогиба, в целом. Существенное различие между ними заключается во времени формирования сдвигов: по концепции Н.М. Джиноридзе и др., сдвигообразованию предшествовало формирование складчатости, надвигов и сопутствующих им разрывных дислокаций. Следовательно, сдвиги являются наложенными структурами на структуры продольного сжатия литифицированных пород соляной толщи.

Два из трех современных представлений о тектонике соляной толщи ВКМКМС имеют исторические корни. Представления о «вздутиях» и «мульдах» пластов калийно-магниевых солей, как элементов их «внутренней тектоники», о их дисгармонии в разрезе возникли в конце 40-х годов и отнесены к «галокинезу» в 60-е годы /278, 274/.

По представлению М.П. Фивега /274/, осадочный чехол ВКМКМС делится на три тектонических этажа: подсолевой (нижний), солевой (средний) и надсолевой (верхний). «Породы трех выделенных этажей реагировали на движение блоков фундамента неодинаково, и это обстоятельство явилось причиной различия их внутренней тектоники» (с. 127). «Для изучения особенностей галокинеза[6] большое значение имеет изучение внутренней тектоники соляных структур» (с. 130). Далее М.П. Фивег отмечает, что проведенные Б.М. Голубевым /56, 57/ исследования внутренней структуры Рудничной и Березниковской брахиантиклиналей показали: «Все пачки... образуют систему дисгармоничных складок с более крутыми

[6] Здесь и далее подчеркнуто нами. Н. Дж.

западными крыльями... Дисгармония проявляется в связи с неодинаковой пластичностью пачек, пластов, слоев и в конечном счете сезонных прослоев слагающих пород. Для того, чтобы разобраться в закономерностях галокинеза... нужно установить следующий порядок складок: первый – складки сезонных прослоек, второй – слоев, третий – для пластов, четвертый – для пачек и пятый – структуры в целом (Березниковская. Рудничная и т. д.)» (с. 130–131 /274/). Однако результаты оказались не в пользу галокинеза и вертикального дифференцирования подсолевого ложа. Во-первых, оси складок I–IV порядков «...ориентированы в общем параллельно простиранию крыльев структуры V порядка» (с. 131 /274/) а лежачие складки, образованные пластом Кр. II (III порядок), «нарушены разрывными смещениями» (с. 107 /56/). Во-вторых, Б.М. Голубев к началу 70-х гг. установил /56/:

- «... по особенностям внутреннего строения и характеру изменения мощности пластов и горизонтов калийной зоны брахиантиклинальная[7] структура всецело моделирует внутреннюю соляную складчатость. но только в более крупном масштабе» (с. 107),
- «... формирование как внутренней складчатости, так и брахиантиклинали в целом подчинено единому процессу, связанному с послойным течением не только подстилающей каменной соли[8], но и калийных солей» (с. 110);
- «Западная асимметрия складчатых структур, проявляющаяся в опрокидывании осевых плоскостей складок на запад независимо от их масштаба и положения в пределах брахиантиклинали, является явным доказательством того, что процесс послойного течения солей имел односторонне направленный характер» (с. 110).

Если представления М.П. Фивега можно считать историческими корнями современных взглядов В.Н. Копнина, то выводы Б.М. Голубева следует отнести к основам концепции о «продольном сжатии слоистой литифицированной соляной толщи». Последний из цитированных выводов Б.М. Голубева подтверждает два основных положения представлений А.А. Иванова /98, 99, 105/ о повсеместном опрокидывании на запад осей складок и влиянии на формирование последних не галокинеза, а тектонических процессов, происходящих на Урале. Если при этом принять во внимание результаты исследований Г.А. Бюллера /18/, Н.Г. Шешукова /307/, В.А. Вахрамевой /27/ и Б.М. Голубева /54, 56/ о наличии разрывных дислокаций типа надвигов, а также концепцию Е.Э. Разумовской /242, 243/, Ю.В. Морачевского /173, 175/ об образовании пестрых сильвинитов за счет динамометаморфизма карналлитовых пород, то станет очевидным, что тектоническая концепция о «продольном сжатии слоистых литифицированных соляных толщ» является результатом развития взглядов отмеченных выше исследователей.

Ниже в соответствующих главах мы неоднократно будем возвращаться к материалам этих исследователей. Здесь же отметим, что развитие их взглядов носило прерывистый характер и во многом определялось представлениями о покровном или «простом» складчатом строении Урала и Западного Приуралья. Так, например, в начале 30-х годов А.Д. Архангельский /6/, А.А. Блохин /12/ и А.И. Яншин /312/ высказывают гипотезу о покровной структуре Урала, а позже в 1946 г. И.М. Страхов /224/ обосновывает образование соляных куполов в Вельской впадине Предуральского прогиба тектоническим давлением с востока в процессе образования надвигов. В дальнейшем А.Д. Архангельский и Н.С. Шатский (А.В. Пейве /196/) выдвигают идеи о ведущей роли вертикальных тектонических движений, которые были перенесены на складчатые сооружения Урала, Кавказа, Тянь-Шаня и др. Эти фиксистские представления нашли широкий отклик среди отечественных геологов, особенно после выхода в свет работы Н.С. Шатского в 1946 г. /304/, в которой отрицаются мобилистские идеи А. Вегенера, положительно оцененные еще в 1922 г. А.А. Борисяком /15/. В 1980 г. А.В. Пейве /196/, будучи директором геологического института АН СССР, отмечал, что «Эти фиксистские идеи в геологии, в частности в изучении разломов в период 1935–1960 гг., стали у нас господствующими, а в некоторых научно-исследовательских учреждениях, высших учебных заведениях и геолого-разведочных партиях они и до сих пор определяют направление работ и воспитание научных кадров» (с. 96).

В период расцвета идеи о ведущей роли вертикальных движений по глубинным разломам на Урале и в Предуралье представления о надвигах (Г.А. Бюллер, В.А. Вахрамеева) и тектоническом давлении с востока (Г.А. Бюллер, А.А. Иванов, Н.Г. Шешуков) сменяются вертикальным дифференцированием подсолевого «ложа» и внедрением понятия о «галокинезе», примененном впервые /355/ для объяснения механизма формирования солянокупольных структур (диапиров, штоков, межкупольных пережимов) в цехштейновом бассейне северо-западной Европы. Этому способствовали известные работы по солянокупольным областям /125, 126, 141/, в которых реализованы фиксистские представления о развитии Земли.

[7] Имеется в виду Березниковская Н. Дж.

[8] О чем предполагал М.П. Фивег /274/.

2.2. Складчатые и разрывные группы дислокаций: их временно-пространственные взаимоотношения и механизмы образования

Складчатые и разрывные дислокации, образующие современный структурный план шахтных полей ОАО «Сильвинит» и ОАО «Уралкалий», представляют собой те основные элементы тектоники ВКМКМС, которые выявляются, изучаются и картируются в подземных горных выработках. Они являются основными объектами тектонических исследований, цель которых заключается в установлении динамики и кинематики тектонических процессов и на этой основе создании надежных структурно-тектонических карт.

В настоящее время уровень освоения ВКМКМС таков, что эксплуатируемые шахтные поля преимущественно занимают в пространстве западную (СКПРУ-1, 2; БКПРУ-1)[9], и центральную (СКПРУ-3, БКПРУ-2, 3, 4) части месторождения (рис. 2.1) и лишь (БКПРУ-4) характеризует практически все продольные тектонические зоны месторождения. Последние представляют собой крупные элементы (V поряд. по /57/) тектоники соляной толщи в целом, объединяющие в пространстве структуры меньших (IV-I) порядков, вскрытых двумя и более (IV) или одной (III-I) субгоризонтальными выработками.

2.2.1. Складчатые дислокации

2.2.1.1. «Флексурные складки» наблюдались и детально изучены в пределах 1-й юго-восточной панели (ЮВП) БКПРУ-4 на 3-х уровнях: в подстилающей каменной соли (ПдКС), промышленной зоне и ВЗТ. В ПдКС они образуют серию лежачих друг на друге складок, четко выраженных маркирующим горизонтом (МГ) глинисто-карбонатно-антигидритовых пород (рис. 2.3). Наличие серии складок установлено бурением подземной скв. 37, вскрывшей пятикратное повторение глинисто-мергелистого слоя[10] МГ. Серия складок расположена в фронтальной части опрокинутой на запад сублежачей крупной (с амплитудой более 35 м) антиклинальной складки, ядро которой вскрыто скв. 1027[11] в интервале с крутыми (60–85°) углами залегания пород в подстилающей каменной соли. Выше и ниже данного интервала наблюдается пологое залегание пород. В основании опрокинутого крыла данной лежачей складки залегает 2-х метровая зонка, вскрытая скв. 37, представляемая многочисленными зеркалами скольжения в глинисто-мергелистых и ангидритовых породах с явными бороздами по поверхностям зеркала. Выше и ниже данной зонки МГ находится в нормальном (а не опрокинутом) залегании. Это является несомненным свидетельством наличия зоны разрывных дислокаций скалывающего характера, при этом брекчированные текстуры в породах данной зоны отсутствуют. Обращает на себя внимание тот факт, что к западу от серии складок, вскрытой скв. 37, в перекрывающей МГ каменной соли развиты динамофлюидальные текстуры /77/, выраженные «облачно-струйчатым» распределением участков локализации белого прозрачного галита на фоне серой и темно-серой массы каменной соли. «Струи» наклонены к востоку субпараллельно кливажу[12], наблюдаемому в опрокинутом крыле флексурной складки в МГ, вскрытой конвейерным штреком рис. 2.4. Это указывает на парагенетическую связь кливажа в породах МГ с динамофлюидальными текстурами в каменной соли и является свидетельством того, что каменная соль испытала значительное тектоническое давление, направленное с востока на запад. В результате МГ оказался смятым в флексурные складки. Затем возникла зона разрывов скалывания, вдоль которой произошло перемещение с востока на запад висячего крыла лежачей антиклинали относительно опрокинутого, что привело к «уничтожению» последнего.

Рассмотрим детально строение флексурной антиклинальной складки в МГ, занимающей самое верхнее положение в серии флексурных складок (на рис. 2.3 показана «стрелкой»), выделяемой нами в качестве «зоны флексурных складок». Как следует из рис. 2.4, в нормальном крыле складки МГ состоит из 6-ти слоев, стратиграфическая последовательность которых принимается за эталон нормального залегания МГ. Строение МГ в нормальном залегании вполне закономерно, т.к. в его подошве и кровле присутствуют слои (1, 6, рис. 2.4) желваковидных ангидритовых пород, которые являются переходными от терригенно-карбонатных пород к вмещающей их каменной соли. Эта закономерность была предопределена седиментацией и диагенезом[13]. Слои 2, 4 представлены доломитизированными мергелями, слой 3 – мергелями, слой 5 – преимущественно глинистыми породами. Итак, слои 2–5 составляют основную терригенно-карбонатную часть МГ (2/3 его мощности). Мощность МГ в нормальном залегании 1,1–1,3 м.

---

[9] СКПРУ и БКПРУ означают Соликамское и Березниковское калийные производственные рудоуправления, соответственно.

[10] На рис. 2.3 показан жирной черной линией.

[11] Керн документирован и изучен нами.

[12] Кливаж наблюдался и в скв. 37 в породах глинисто-мергелистого слоя МГ.

[13] К последней стадии относится образование желваков.

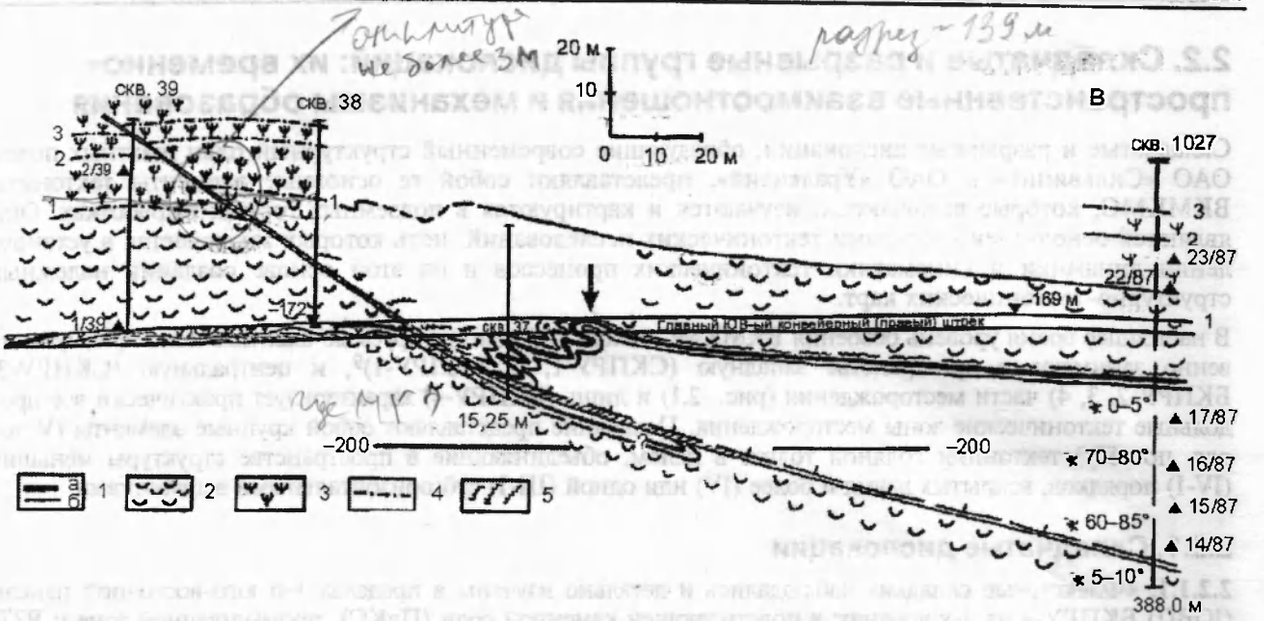


Рис. 2.3. Зона разрывных и флексурно-складчатых дислокаций в основании Троицкого надвига.
1 – глинистая (а) и ангидритовая (б) части маркирующего горизонта; 2 – каменная соль; 3 – разубоженная каменная соль; 4 – стратиграфическая граница (кровля: 1 – подстилающей каменной соли, 2 – пласта Кр. II, 3 – пласта АБ); 5 – участок развития флюидальных текстур.

В подвернутом крыле рассматриваемой складки появляется слой 1, т. е. фиксируется обратная последовательность разреза МГ, при этом толщина его явно больше, чем мощность слоя 1 в нормальном залегании, при этом местами отмечается слияние данного слоя нормального и подвернутого (лежачего) крыльев. Обращает на себя внимание тот факт, что нормальное (висячее) крыло складки пересечено трещинами изгиба при отсутствии практически изменения мощности МГ и отдельных его слоев, а лежачее – трещинами скалывания при отчетливом перемещении вверх восточных блоков, при этом трещины изгиба, заполненные всегда шестоватым галитом, местами продолжают трещины скалывания, в которых галит не всегда имеет шестоватую структуру. Лишь в самой нижней части свода складки наблюдается некоторое увеличение мощности слоя 5, вероятно, за счет уменьшения его мощности в лежачем крыле, примыкающем непосредственно к своду (см. рис. 2.4). Залегающий выше МГ в 0,5–0,7 м прослой ангидрита (слой 8 на рис. 2.4) будинирован, при этом будины деформированы и перемещены относительно друг друга на участке, который граничит на западе с зоной развития динамофлюидальных текстур в каменной соли и располагается к западу от перехода свода складки в МГ к лежачему крылу. Таким образом, в приведенном материале четко прослеживается различие в реакции пород при одном и том же тектоническом процессе, связанное с различием их пластических свойств: в более жестких породах МГ образуются трещины скалывания (также изгиба), в более пластичных (каменная соль) – динамофлюидальные текстуры и структуры, в переходных между ними (ангидрит) – вязкие разрывы, также скалывания, т. к. на рис. 2.4 четко видно перемещение висячих деформированных будин на запад. Следует подчеркнуть, что рассматриваемая флексурная складка образована жесткими породами МГ, и поэтому правомерен вопрос: можно ли распространить ее особенности на флексурные складки, встречаемые в пластах калийно-магниевых солей? Ответ на данный вопрос будет представлен ниже. Продолжение зоны разрывов скалывания, вскрытой скв. 37, наблюдалось в каменной соли в 32 м к западу от описанной выше флексурной складки в МГ, где представлено вязкими разрывами с сильным запахом нефти. Отмеченные зоны разрыва и флексурных складок, находящиеся в парагенетической связи, объединяются нами в единую зону разрывных и флексурно-складчатых дислокаций (РФСД). В 15 м к западу от данной зоны располагается сводовая часть пологой антиклинальной структуры с будинированием МГ (рис. 2.5). При этом отмечаются следующие особенности:

- 3-х кратное увеличение мощности слоя 1 одновременно с изменением структуры (из желваковидного в плотную бесструктурную массу) и текстуры (появление червеобразных черных глинистых включений, подчеркивающих динамофлюидальную текстуру);
- исчезновение слоя 2 и растягивание (с образованием линзового будинажа) слоя 4, представленных в нормальном разрезе доломитизированными мергелями (или мергелистыми доломитами), при этом слои 5,6 и 8 не претерпели существенных изменений;

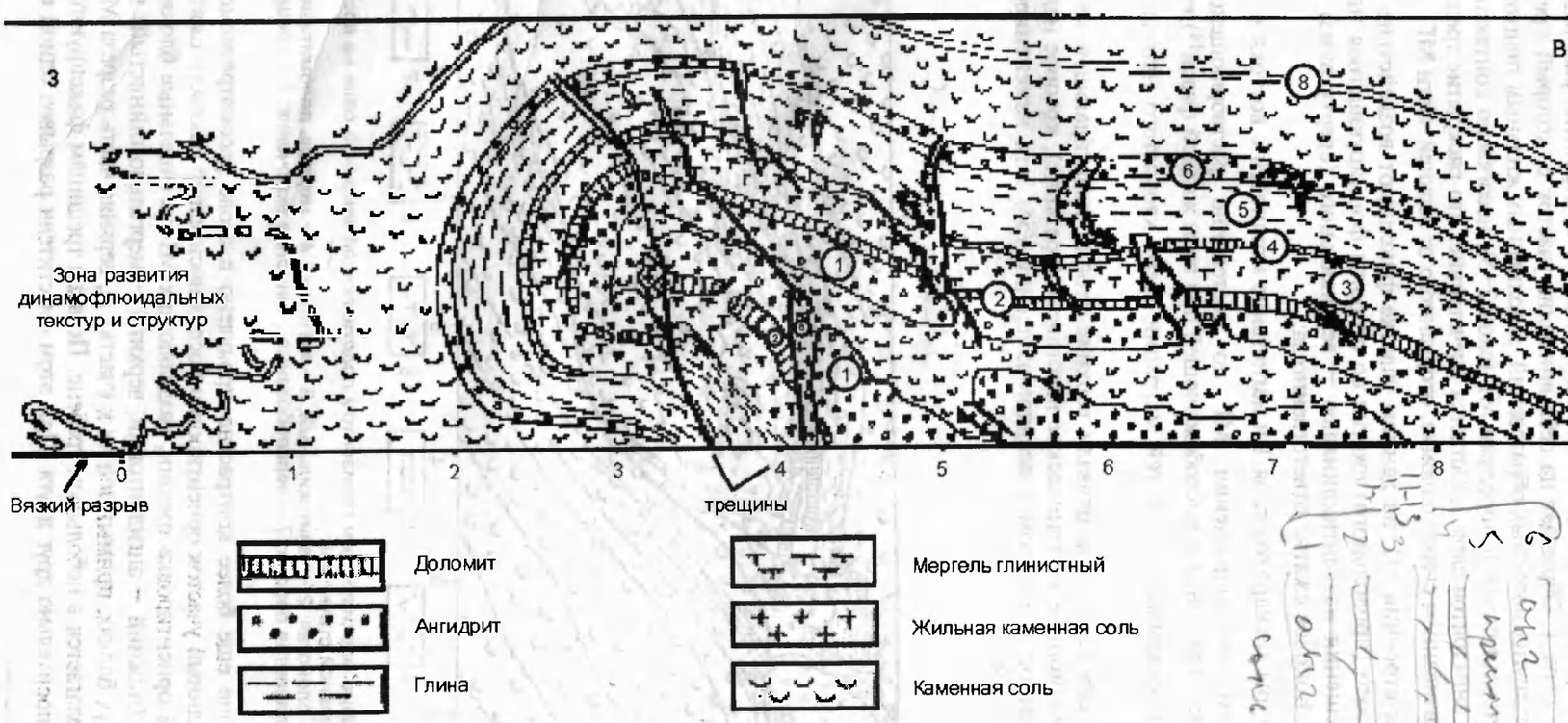


Рис. 2.4. Флексурная складка в маркирующем горизонте

- нижний контакт МГ с подстилающей слоистой каменной солью (ПдКС) несогласный, верхний – согласный, при этом четко фиксируется с востока на запад срезание все более древних слойков ПдКС;
- в западной части рисунка появляются трещины скалывания (а) и, вероятно, растяжения. Последние будинируют ангидриты слоя 1. Обращает на себя внимание участок 6, который представляет собой шейку, но в отличии от других подобных образований, заполненных жильным галитом, здесь участок (б) выполнен мергелисто-глинистыми породами МГ (слои 2–5), несогласно контактирующими с окружающими будинами ангидритов слоя 1. Остается впечатление, что раскрытие трещины на данном участке произошло вдавливанием сверху обломка, оторванного от верхней части МГ.

Отмеченные особенности строения МГ на данном участке фиксируют воздействие на породы пологой антиклинали бокового (продольного) сжатия со стороны формирующегося надвига, а затем, после некоторого перемещения над антиклиналью – вертикального (сверху вниз) раздавливания, т. е. поперечного сжатия. Боковое сжатие ответственно за:

- преобразование структуры ангидритов слоя 1 и нагнетание мощности с востока на запад;
- за скольжение в этом же направлении МГ по постепенно растворяющейся поверхности (динамической перекристаллизацией и высвобождающей при этом жидкой фазой[14]) каменной соли;
- за образование трещин скалывания – путей миграции вверх хлористого натрия, заполняющего трещины.

В результате этих процессов из разреза исчезли верхние слойки подстилающей каменной соли и образовалось внутриформационное тектоническое несогласие (срезание), которое нельзя принимать за эрозионное, обусловленное перерывом в осадконакоплении /55/ или изменением направлений тектонических движении /139/.

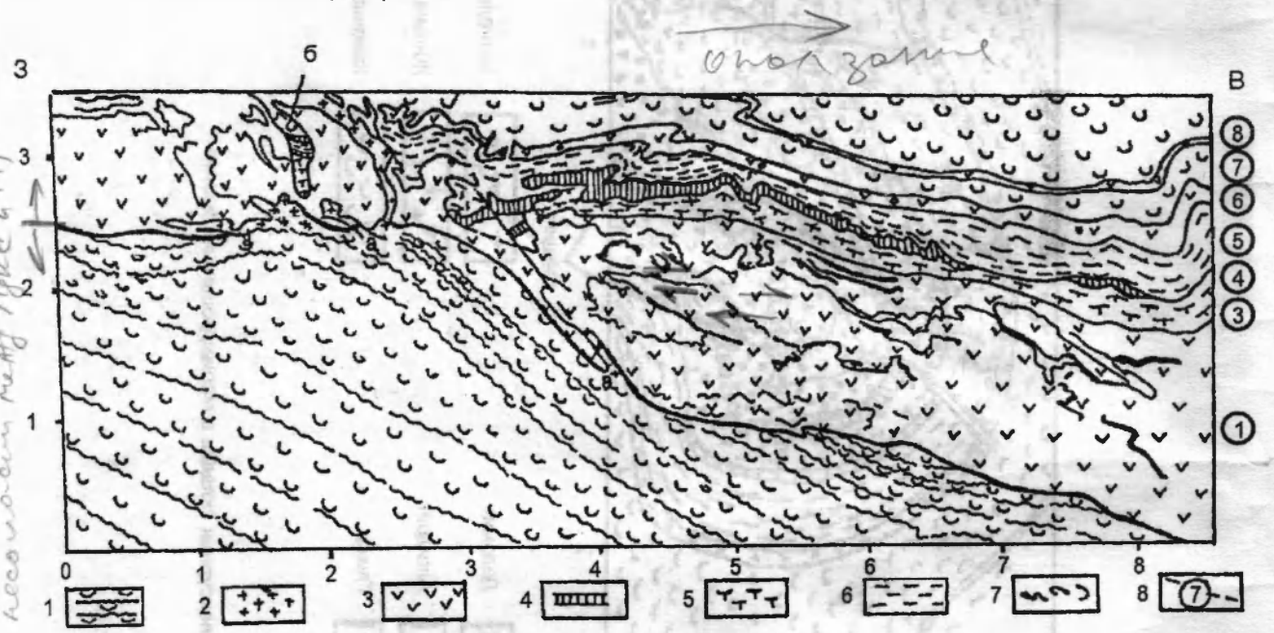


Рис. 2.5. Структурное срезание маркирующим горизонтом подстилающей каменной соли на восточном склоне пологой антиклинальной структуры.
1 – каменная соль слоистая; 2 – галит жильный; 3 – ангидрит; 4 – мергель доломитизированный; 5 – мергель; 6 – глинистая порода; 7 – червеобразные глинистые включения; 8 – трещина скалывания.

Вертикальное раздавливание еще более контрастно проявлено в своде рассматриваемой антиклинали (рис. 2.6). К сожалению, данный участок ориентирован косо относительно бокового сжатия с востока, и, поэтому, остается неясной ориентировка трещин, разделяющих МГ на отдельные блоки, в которых 2-х членное строение разреза (нижний – ангидритовый, верхний – мергельно-глинистый) не всегда сохранено. Так, например, в двух блоках, примыкающих к участку А, верхняя часть разреза МГ отсутствует, а сам данный участок располагается в небольшом грабене. По всем трещинам фиксируются перемещения соседствующих блоков относительно друг друга. При этом сместители разрывов одной системы падают

[14] Микровключенные растворы и растворы галопелитовых прослоев.

на ЮВ, другой – на СВ с более пологим наклоном (45° и менее). Вероятнее всего разрывы 1 системы сформировались растяжением, 2-й системы – скалыванием (похоже, что блок Б выдавлен). Представляется, что МГ подвергся будинированию растяжением до образования данной антиклинальной складки в связи с формированием на востоке флексурных складок, а затем, во время надвигообразования возникли рассматриваемая антиклиналь и разрывы скалывания боковым сжатием, и в самом конце произошло вертикальное раздавливание. Причиной вертикального раздавливания горизонта МГ на своде рассматриваемой антиклинали, по всей вероятности, является уменьшение объема подстилающей каменной соли в связи с переходом части ее в раствор и выноса хлористого натрия вверх по трещинам за пределы МГ.

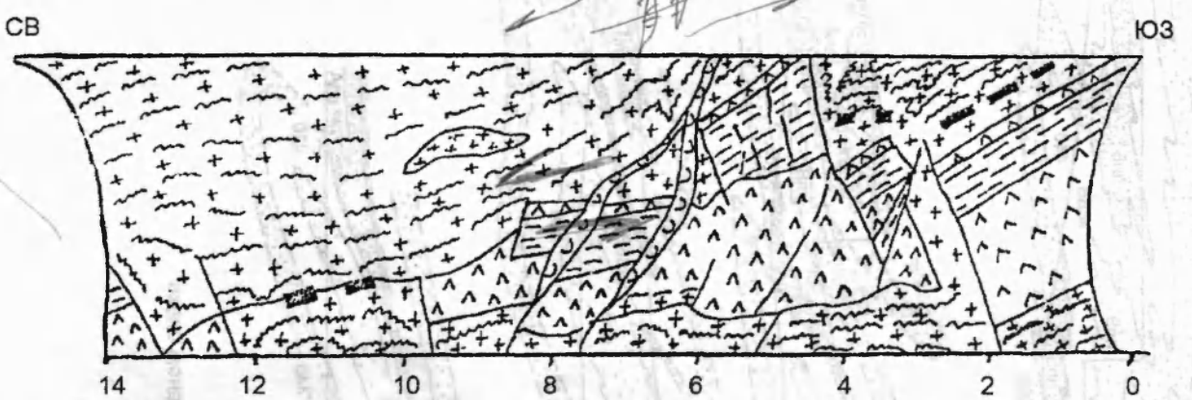


Рис. 2.6. Зарисовка ЮВ-ой стенки сбойки между главными восточными конвейерными штреками (БКПРУ-4).

Таким образом, приведенный фактический материал, по нашему мнению, интерпретируется однозначно: в начале произошло образование флексурных складок, затем – разрыв скалывания и движение верхней части массива на расстоянии более 40 м, что стимулировало дополнительное боковое сжатие, вызвавшее формирование пологой антиклинали. Дальнейшее продвижение надвига обусловило боковое сжатие и, как следствие, структурное срезание маркирующим горизонтом верхних слоев подстилающей МГ каменной соли (см. рис. 2.5), что сопровождалось переходом их из жесткого в текучее (вязкое) состояние путем динамической перекристализации и высвобождения флюидной фазы (раствор, газ). В результате этого процесса под МГ на своде уже сформированной антиклинали возникло избыточное флюидное давление, которое могло способствовать вторичному раскрытию уже существовавших трещин растяжения и скалывания. Через эти каналы происходили вынос хлорнатриевых растворов и выдавливание снизу вверх части вещества, находящегося в текучем состоянии, что не могло не вызвать уменьшение объема пород, подстилающих МГ на своде и, как следствие, формирование структур вертикального (сверху вниз) раздавливания.

На уровне промышленной части разреза зона РФСД вскрыта в 4-м западном блоке ІЮВП рудника БКПРУ-4, где представлена в виде серии флексурных складок с характерными «пальцеобразными» структурами динамофлюидного течения (рис. 2.7). Одна из складок данной зоны детально исследована в камерах 1, 3 данного блока. В забоях указанных камер вскрыт вязкий разрыв скалывания, вдоль которого проходит контакт коржа пласта Кр. II с опрокинутым на запад крылом сублежачей синклинальной структуры, образованной пластом Кр. I (рис. 2.8). Корж пласта Кр. II залегает в нормальной последовательности: ниже располагается глинистый слой коржа, выше – прослой микрослоистого ангидрита («книжка»). Залегание более древних пород на более молодые — несомненное свидетельство некоторого перемещения в субгоризонтальном направлении по вязкому разрыву, который по существу имеет надвиговую природу. Данное перемещение сопровождается миграцией вещества снизу вверх субгоризонтально посредством ее перерастворения, перекристаллизации и течения, при этом обломки[15] галопелитовых прослоек выталкиваются вверх перетекающим материалом, а некоторые из обломков «закручиваются», разворачиваются, что приводит к изменению ориентировки слоистости по сравнению с исходной. В подвернутом крыле сублежачей антиклинали наблюдается «раздув» пласта Кр. I, который является следствием складчатости и формирования вязкого разрыва (см. рис. 2.8).

Серия флексурных складок с вязкими разрывами в пластах В, АБ и Кр. I продолжается в глубь разреза: в пласте Кр. II (рис. 2.9) и МГ[16], что указывает на общность особенностей развития флексураных складок в пластах калийно-магниевых солей и МГ.

[15] Образованных до начала миграции вещества, Н. Дж.

[16] Зафиксирована в специально пройденном штреке, Н. Дж.

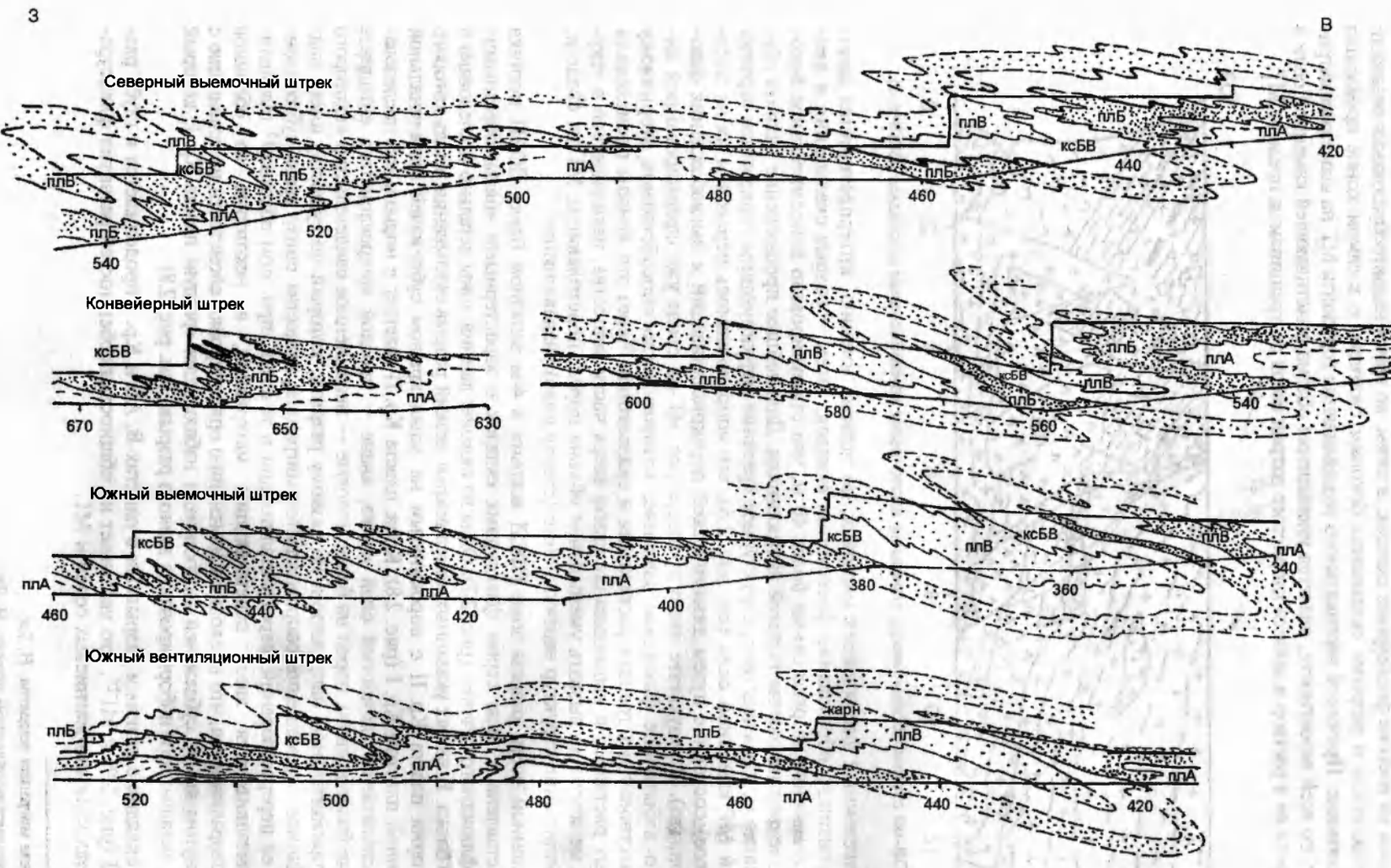


Рис. 2.7. Серии флексурных складок в 4-м западном блоке 1 ЮВП, рудник БКПРУ-4

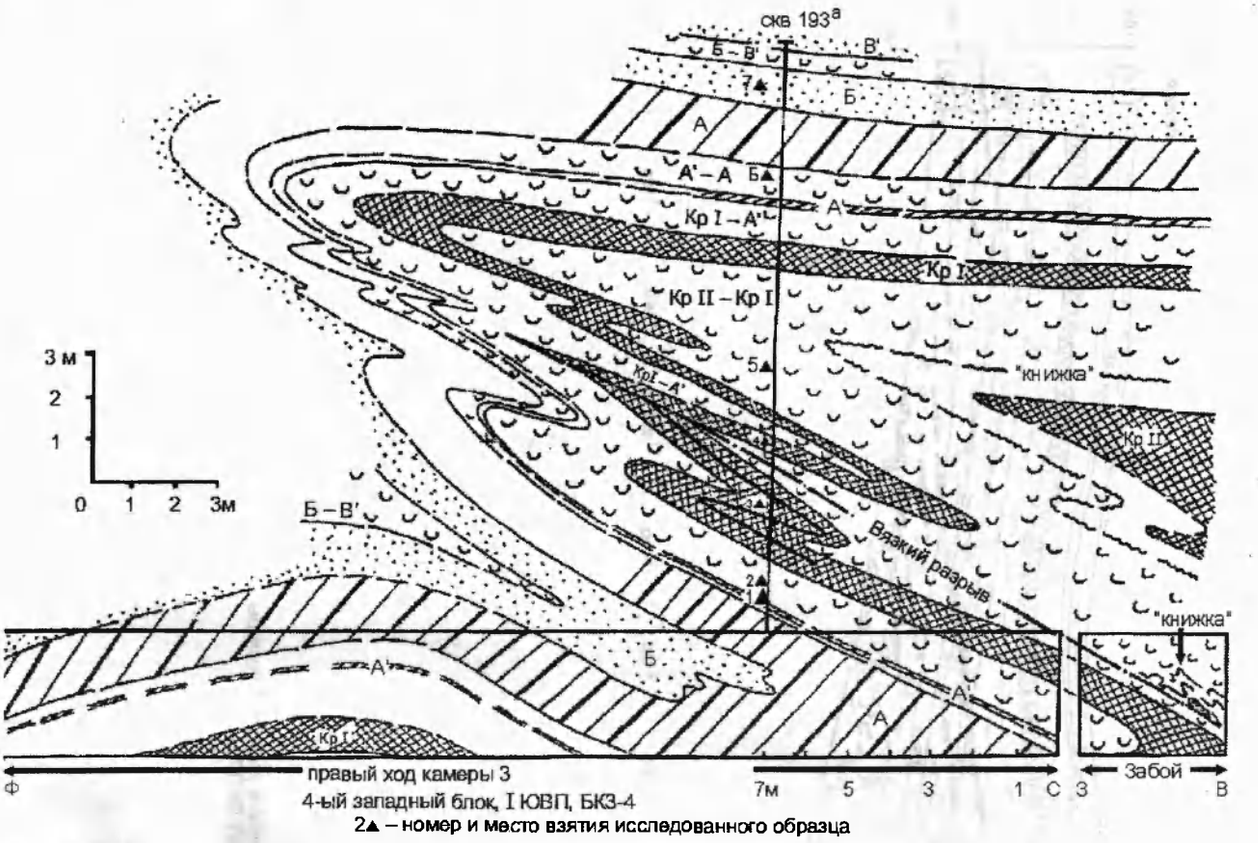


Рис. 2.8. Положение вязкого разрыва в пределах флексурной складки.

О возможном развитии флексурных складок и вязких разрывов водозащитной толще (ВЗТ), вскрытой бурением скважин с поверхности, свидетельствует пространственная ассоциация «раздувов» пластов и разрывов скалывания, установленных нами при детальном изучении керна скважин. Так, например, во 2-м западном блоке 1-й ЮВП СП БКПРУ-4 в ВЗТ отмечаются:

- сдвоение толщины карналлитового пласта И в скв. 1033 (3,9 м) по сравнению с его толщиной в скв. 1037 (1,8 м); при этом нижняя часть пласта в скв. 1033 брекчирована, а верхняя – характеризуется слоистой текстурой (как в скв. 1037);
- некоторое увеличение толщины покровной каменной (ПКС) соли в скв. 1033, связанное с перемещением ее верхней части относительно нижней по «срединному слою» ангидрит-глинисто-мергелистых пород, на субгоризонтальных (угол 15–20°) сколовых поверхностях которых зафиксированы нами зеркала скольжения с явными бороздовыми штрихами (разрыв скалывания).

Изученные нами флексурные складки на уровнях МГ, пластов Кр. II – В и ВЗТ являются фрагментами единой зоны развития флексурных складок, прослеженной в региональном плане: от северной границы шахтного поля БКПРУ-4 до БКПРУ-2 включительно. Профили флексурных складок данной зоны по пластам АБ и Кр. II приведены на рис. 2.10, а, а на рис. 2.10, б иллюстрированы профили локальных одиночных флексурных складок.

Последняя из них сформирована вязким разрывом скалывания (типа надвига), срезающим пласт Г, представленный пестрым сильвинитом с доминирующим развитием молочно-белого сильвина. Нижний контакт пласта Г дислоцирован совместно с нижезалегающим пластом каменной соли В–Г, а по верхнему контакту (ровному в следствие растворения) наблюдается перемещение с востока на запад каменной соли В–Г и пласта В. Последний смят в сублежачую антиклинальную складку западной вергентности (рис. 2.10, б).

Флексурные складки в ассоциации с разрывными дислокациями в карналлитовых породах пласта В детально изучены на шахтном поле СКПРУ-1 В.А. Вахрамеевой /27/, и в результате этого выявлены следующие особенности:

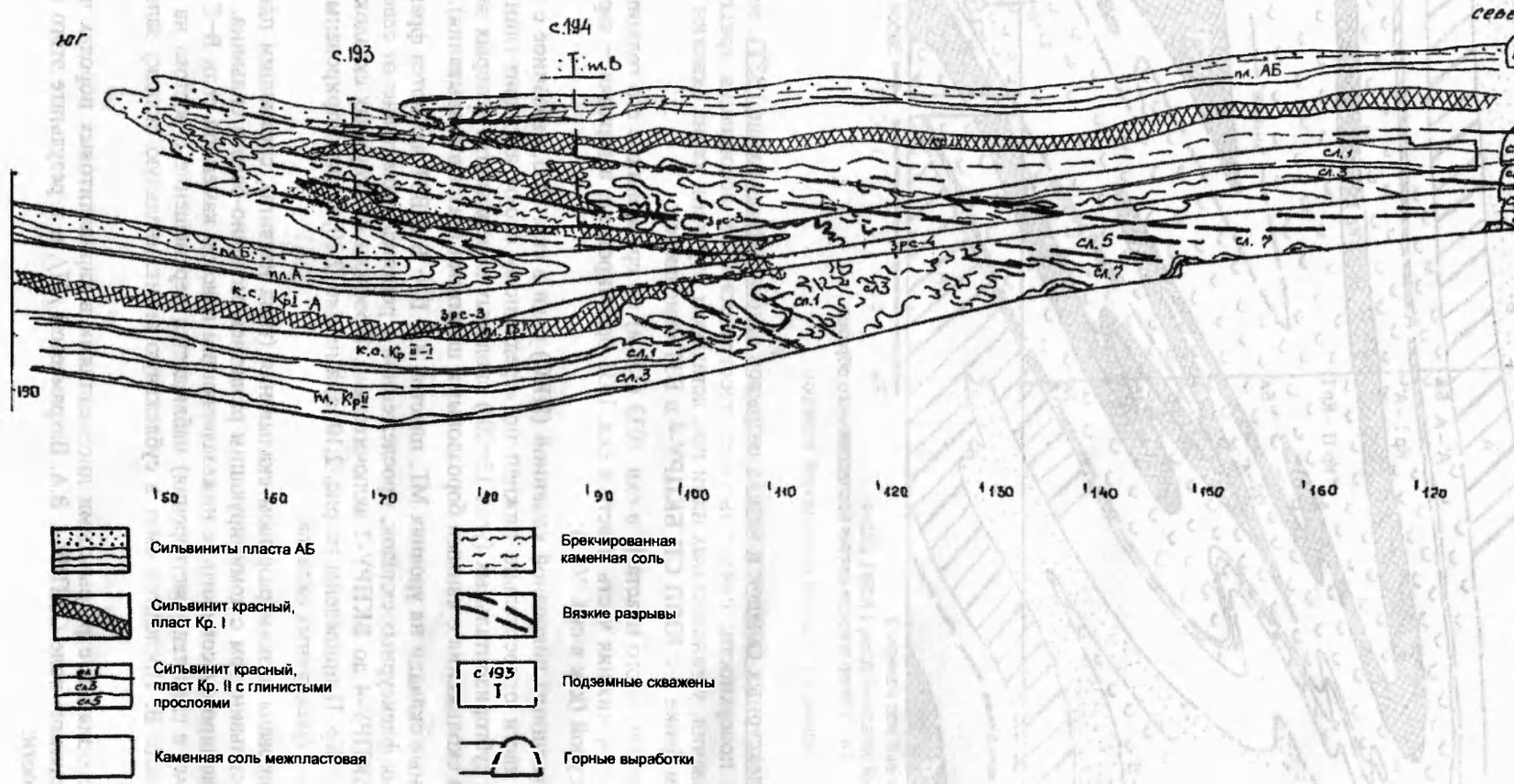


Рис. 2.9. Строение флексурной складки в районе 1 камеры 4-го западного блока 1 ЮВП БКПРУ-4

1. В антиклинальных частях складок мощность пластов увеличивается за счет многократного чередования одних и тех же годовых слоев и пачек, смятых в системы лежачих складок.
2. В синклинальных частях складок стратиграфический разрез ее сокращен путем выжимания слоев вплоть до полного удаления некоторых из них.
3. Систему крупных и дополнительных складок «большей частью удается проследить снизу вверх по разрезу. В каждом слое меняется лишь амплитуда и форма складок в зависимости от степени пластичности породы. Осевые поверхности[17] таких единиц складок расположены не вертикально, поэтому в горизонтальной проекции складки не совпадают и над антиклиналью складки каменной соли Б–Е может оказаться синклиналь каменной соли В–Г и наоборот. Различная амплитуда складок усиливает это несовпадение»(с. 308 /27/), т. е. дисгармонию по площади и в разрезе.

Далее В.А. Вахрамеева отмечает, что антиклинальные и синклинальные части складок некоторые исследователи (М.П. Фивег и др.) называют «раздувами» и «пережимами», имея в виду, что карналлиты пласта В пассивно выполняют пространство между пластами каменной соли Б–В и В–Г. «Однако, по нашему мнению, происходило не беспорядочное выжимание и брекчирование карналлитовой породы, а постепенное перемещение мелких складок в антиклинальные части крупных складок, нагромождение мелких складок друг на друга и значительное увеличение таким путем мощности пласта В» (стр. 308 /27/).

2.2.1.2. Кроме флексурных складок на ВКМКМС широко развиты другие виды складок. Многие из них изучались непосредственно в горных выработках или анализировались по данным эксплуатационной разведки. При этом уделялось внимание следующим классификационным признакам их группировки: морфологии, внутрислойному движению вещества, наличию плоскостей скольжения, пространственной связи с зонами галитизации сильвинитов и сильвинитизации карналлитов, местоположению в пределах крупной структуры и т. д.

Морфология, амплитуда и ширина размаха крыльев складчатых дислокаций отражены на профилях складчатых зон по шахтным полям СКПРУ-2 (рис. 2.11), БКПРУ-1 (рис. 2.12), БКПРУ-2 (рис. 2.13) БКПРУ-3 (рис. 2.14) и БКПРУ-4 (рис. 2.15). Для сравнения на этих рисунках вынесены также профили флексурных складок, обозначенных буквой «Ф» (флексуроподобные складки – «ФП»). Из рисунков следует, что по наклону осевой плоскости все складки практически асимметричны и характеризуются западной вергентностью. Исключение составляют складки изгиба, расположенные в сводах положительных структур (рис. 2.11, 2.12). Угол наклона осевой плоскости варьирует в пределах 10–80° (очень редко составляет 30°) позволяя выделить две основные группы складок: субгоризонтальные (меньше 45°) и субвертикальные (45–80°). Последние могут иметь либо субпараллельные крылья (флексуроподобные складки), либо сходящие (складки изгиба) вниз или вверх крылья (синформа или антиформа, соответственно).

Строение типичной флексуроподобной складки приведено на рис. 2.16. Амплитуда складки составляет около 20 м, осевая плоскость наклонена на запад под углом 50°, крылья субпараллельны, толщина пласта Кр. II на крыльях 6–7 м, увеличивается в сторону замка антиклинали до 10 м, т. е. наблюдается менее чем двухкратное увеличение толщины. Во флексурных складках этот показатель составляет от 2-х до 3-х и более кратной (см. рис. 2.10). Тем не менее для обоих типов антиклинальных складок характерно внутрислойное движение вещества от их крыльев к замку путем нагромождения здесь мелких складок, создающих «гофрированный» рисунок. Зона развития 2-х и более флексуроподобных складок создает ступенчатую поверхность рельефа, которая постепенно погружается в виде ступеней либо в сторону наклона осевых плоскостей складок (см. рис. 2.12, 2.14, ФП), либо в обратную сторону на восточном крыле флексурной антиклинальной складки (см. рис. 2.13, Ф-ФП).

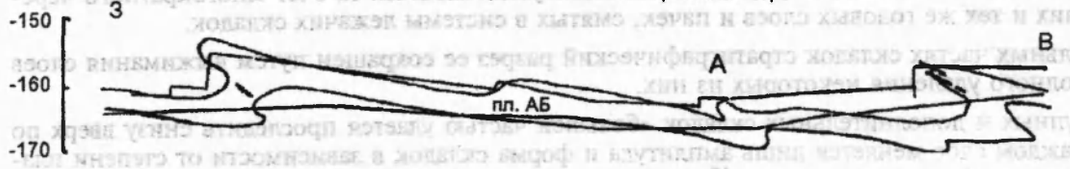
Складки продольного изгиба широко развиты в сводовых частях Соликамской группы поднятий (Поповское, Рудничное) и Березниковского поднятия (см. рис. 2.11, 2.12); на их склонах и примыкающих прогибах они практически не встречены (см. рис. 2.13–2.15). Типичные представители этих складок изображены на рис. 2.17. Они характеризуются следующими особенностями:

1. Узкие синклинальные структуры V-образной формы соседствуют с пологими антиклиналями.
2. Осевые плоскости V-образных структур опрокинуты на запад под углом 60–70°.
3. Перемещение вещества происходило из мульды синклинали в сторону сводовой части примыкающих антиклиналей, при этом наибольшее утонение слоев отмечается в опрокинутом борте V-образной синклинали.
4. Протяженность V-образных складок измеряется первыми километрами, что позволяет отнести рассматриваемую на рис. 2.17 складчатую структуру[18] к складкам продольного изгиба.

[17] Здесь и далее подчеркнуто нами. Н. Дж.

[18] Прослежены подземными горными выработками на протяжении более 3-х км.

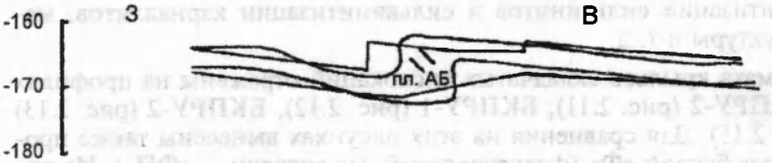
БКЗ-4, I ЮВП, 3 западный блок, южный вентиляционный штрек



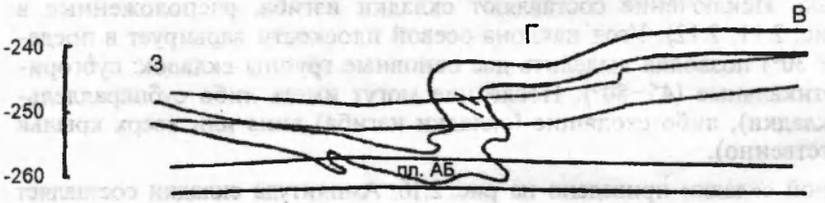
БКЗ-4, I ЮВП, 4 западный блок, конвейерный штрек



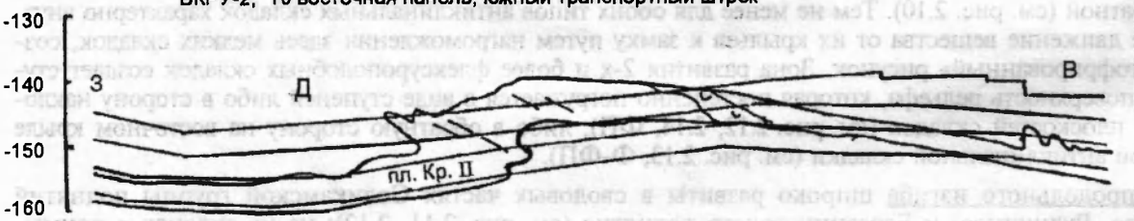
БКЗ-4, I ЮВП, 3 западный блок, конвейерный штрек



БКРУ-3, 4 западный штрек



БКРУ-2, 10 восточная панель, южный транспортный штрек



БКРУ-2, 16 восточная панель, конвейерный штрек

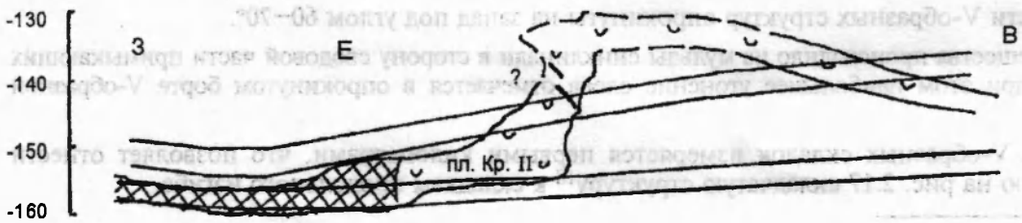
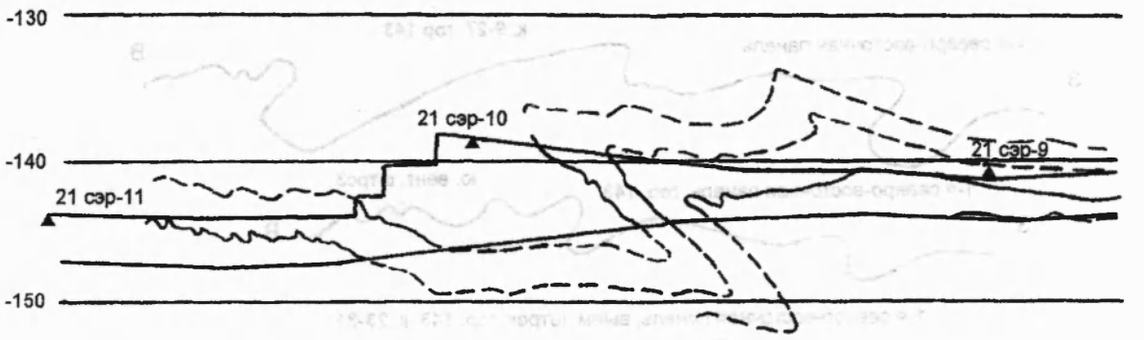
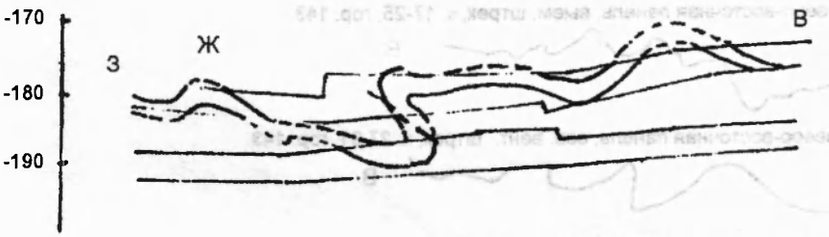


Рис. 2.10, а. Флексурные складки в зонах РСФД (I и II гр.).



БКПРУ-4, I СВП, 1 восточный блок, конвейерный штрек



БКПРУ-4, О.Э.У, блок 3, южный выемочный штрек



Рис. 2.10, б. Флексурные складки в зонах РСФД (продолжение).

В складках изгиба V-образные синклинальные структуры иногда имеют практически симметричное строение, они обрамляют антиклинальные структуры коробчатой формы с двумя осевыми плоскостями, наклоненными веером в противоположные стороны (рис. 2.18), и в данном случае перемещение вещества при складкообразовании происходило от мульд V-образных структур в сторону замков коробчатой антиклинали, хотя интенсивность этого процесса незначительна по сравнению с V-образными складками западной вергентности, а форма складки («коробчатость») не выдержана по простиранию. Все это позволяет ассоциацию коробчатых и вертикальных V-образных складок отнести, с большей долей вероятности, к складкам поперечного изгиба.

Таким образом, складчатые структуры, развитые в промышленной зоне ВКМКМС, группируются в четыре основных типа: а) флексурный, б) флексуроподобный, в) продольного изгиба и г) поперечного изгиба (табл. 2.1). Складки первых 3-х типов характеризуются западной вергентностью. Масштабность процесса внутрислойного движения вещества при складкообразовании уменьшается в последовательности: складки флексурные -флексурообразные – продольного изгиба – поперечного изгиба. По амплитуде и размаху крыльев рассматриваемые типы складок относятся к мезо- и макроскладкам[19], которые образуют мегаскладки, выраженные в виде крупных поднятий (Березниковское) и прогибов (Тверитинский). Флексурные и флексуроподобные складчатые дислокации преимущественно развиты на склонах поднятий, продольного и поперечного изгибов – на сводах мегаантиклиналей.

[19] Соответствующие по /57/ структурам 3, 4 и 5-го порядков.

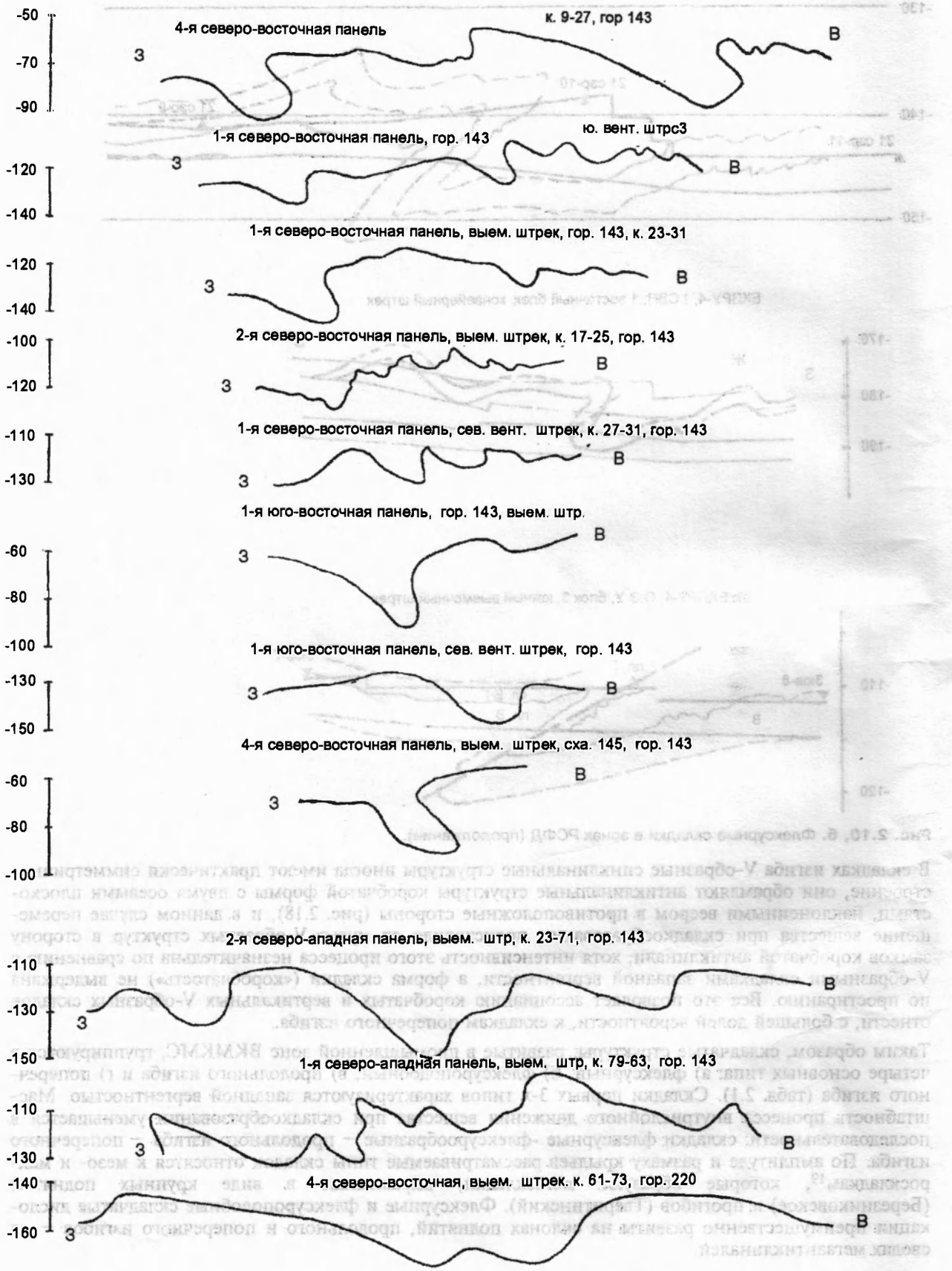


Рис. 2.11. Фрагменты профилей складок шахтного поля СКПРУ-2 (масштаб 1:2000).

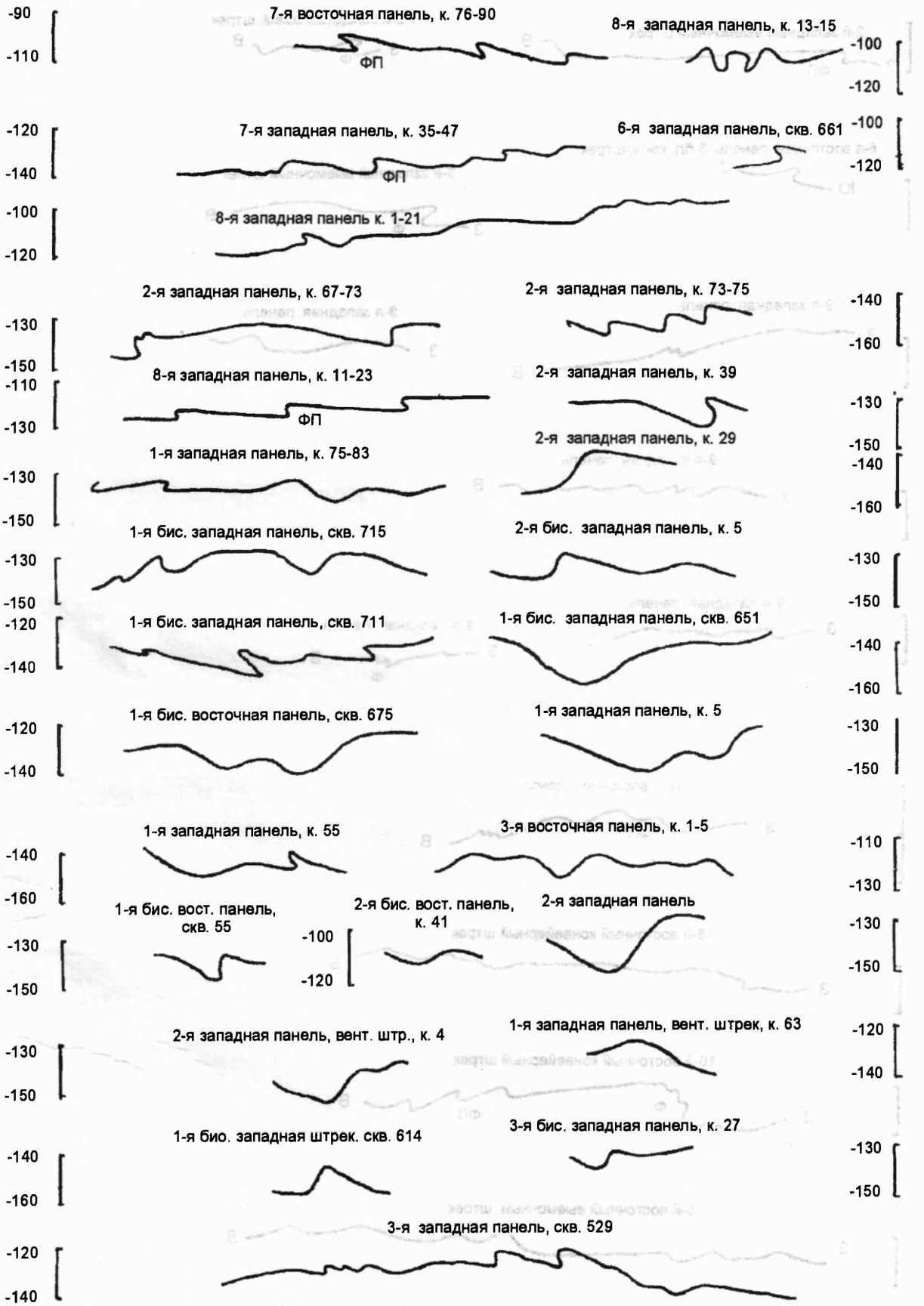


Рис. 2.12. Фрагменты складчатых зон шахтного поля БКПРУ-1 (масштаб 1:2000).

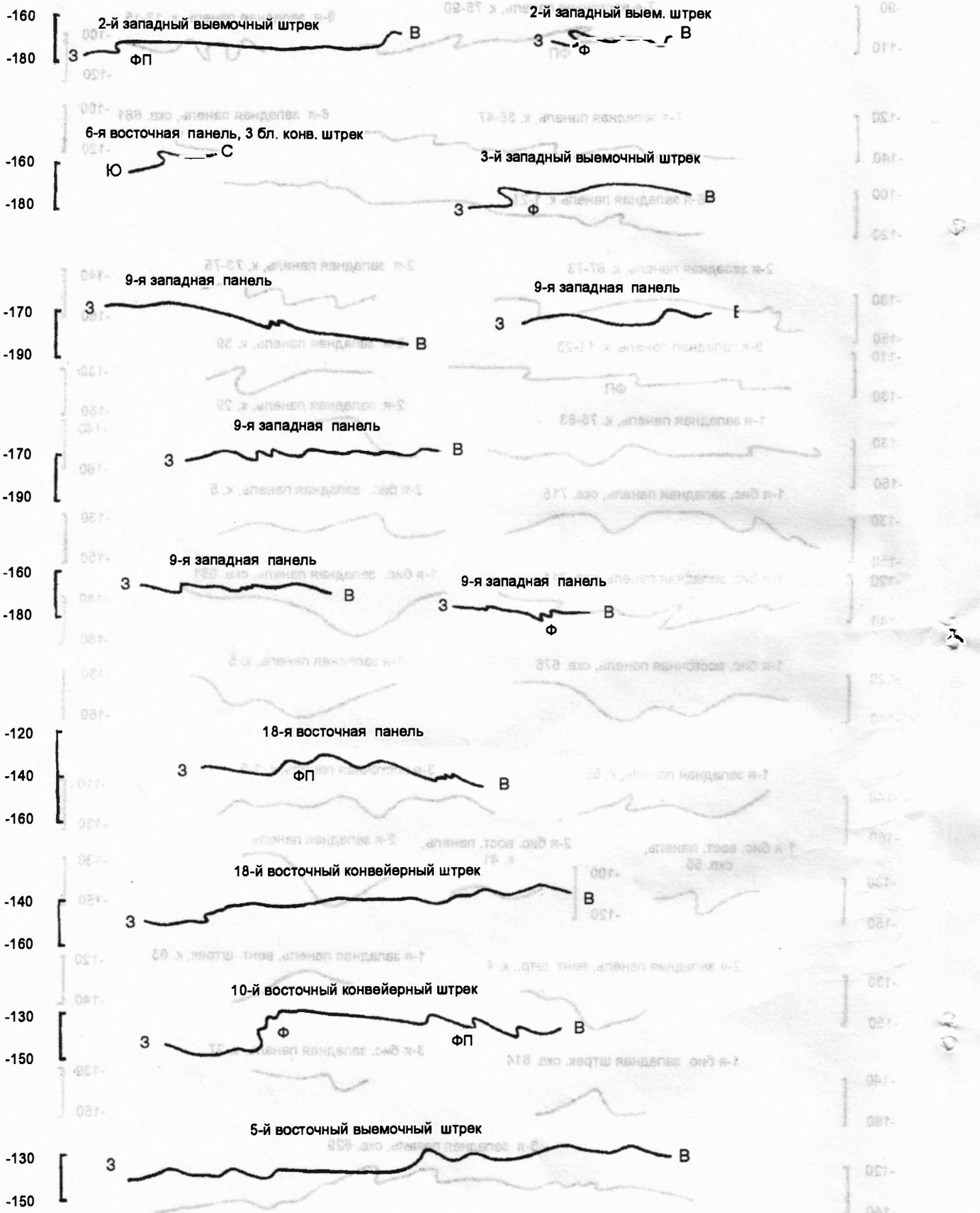


Рис. 2.13. Фрагменты складчатых зон шахтного поля БКПРУ-2 (масштаб 1:2000).

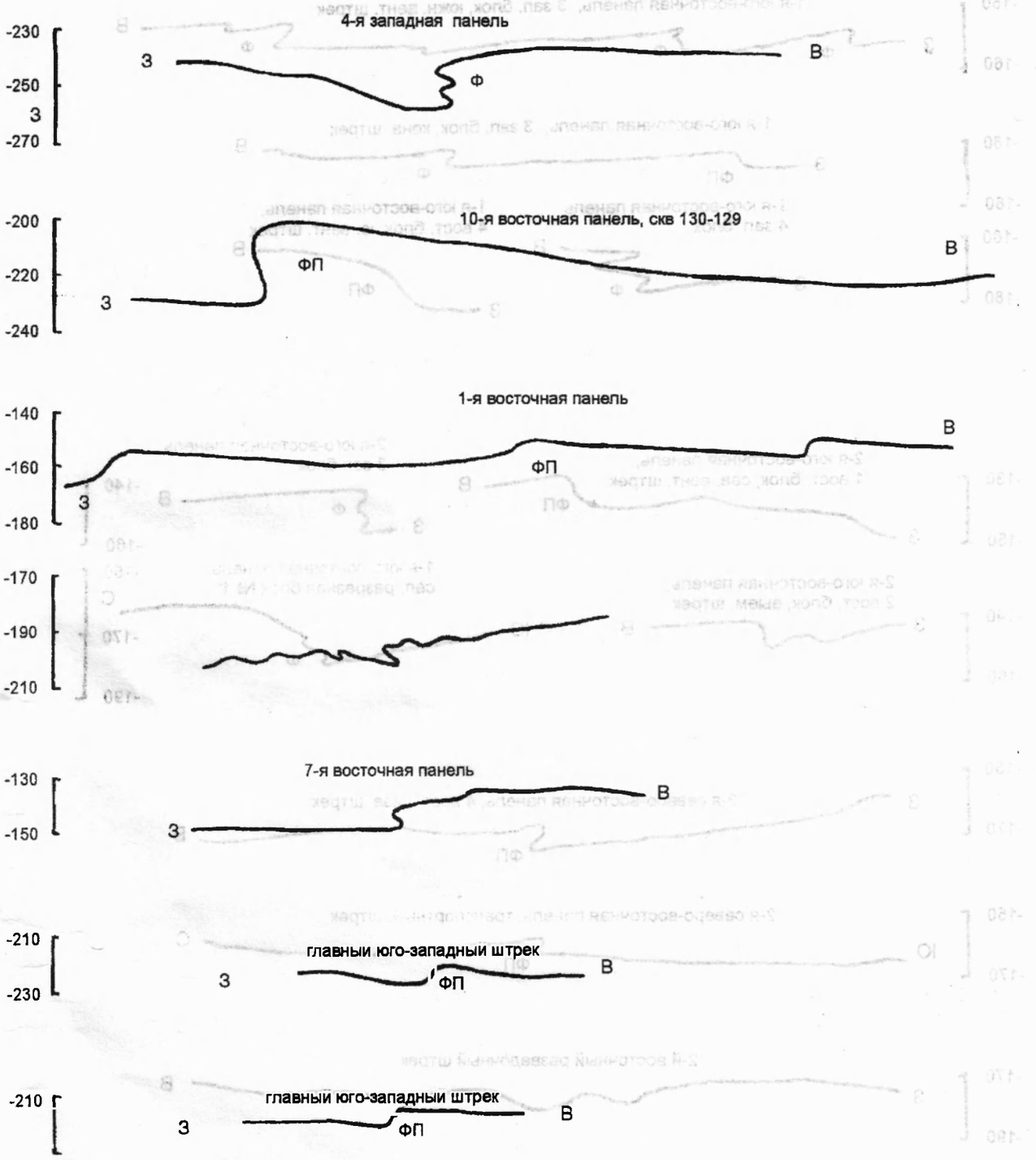


Рис. 2.14. Фрагменты складчатых зон шахтного поля БКПРУ-3 (масштаб 1:2000).

Временно-пространственные и причинно-следственные взаимоотношения между указанными основными типами складчатых структур будут рассмотрены несколько позже, после обсуждения результатов, изучения разрывных дислокаций и экспериментальных исследований по воспроизводству в лабораторных условиях складчатых и разрывных дислокаций в пластичных средах.

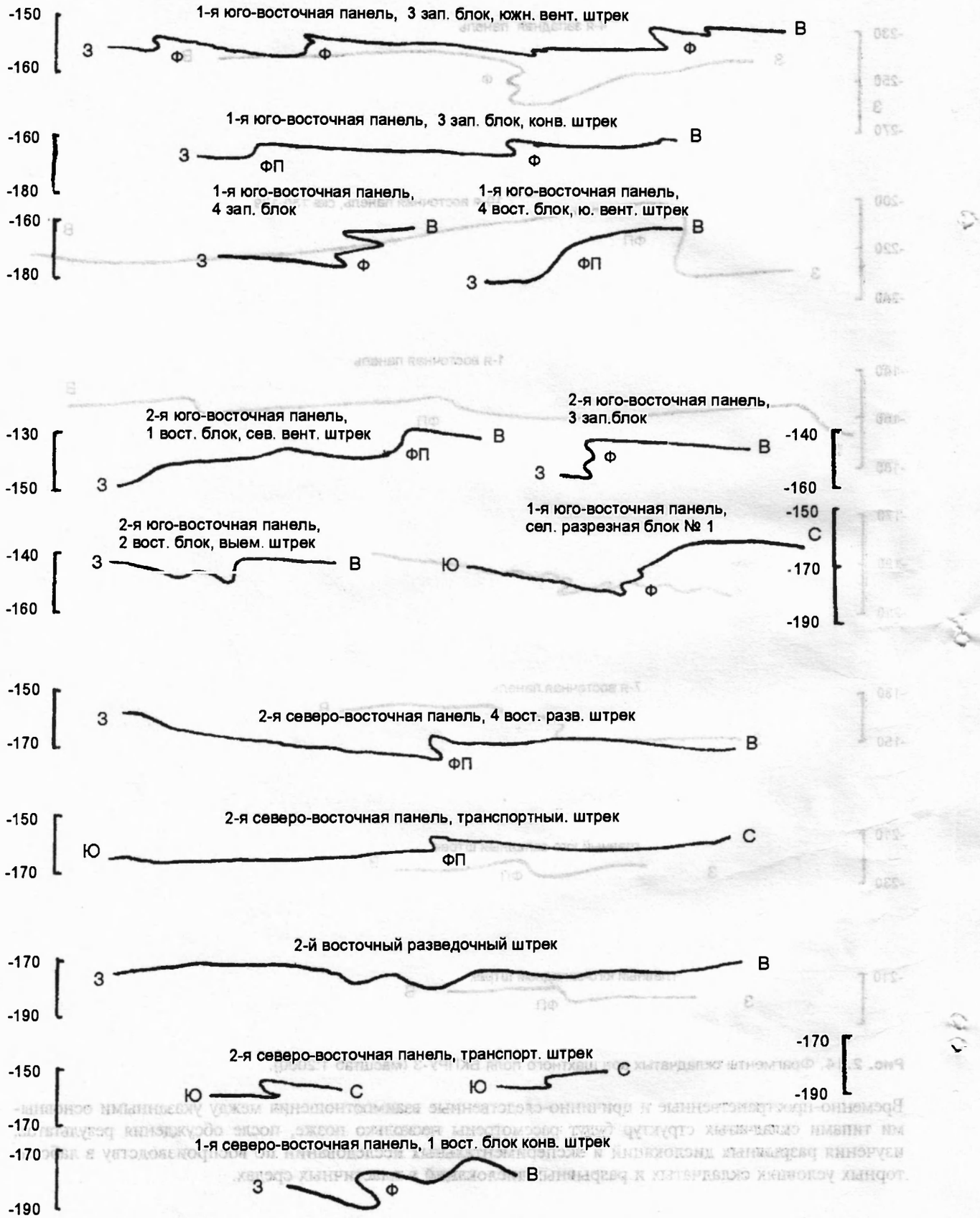


Рис. 2.15. Фрагменты складчатых зон шахтного поля БКПРУ-4 (масштаб 1:2000).

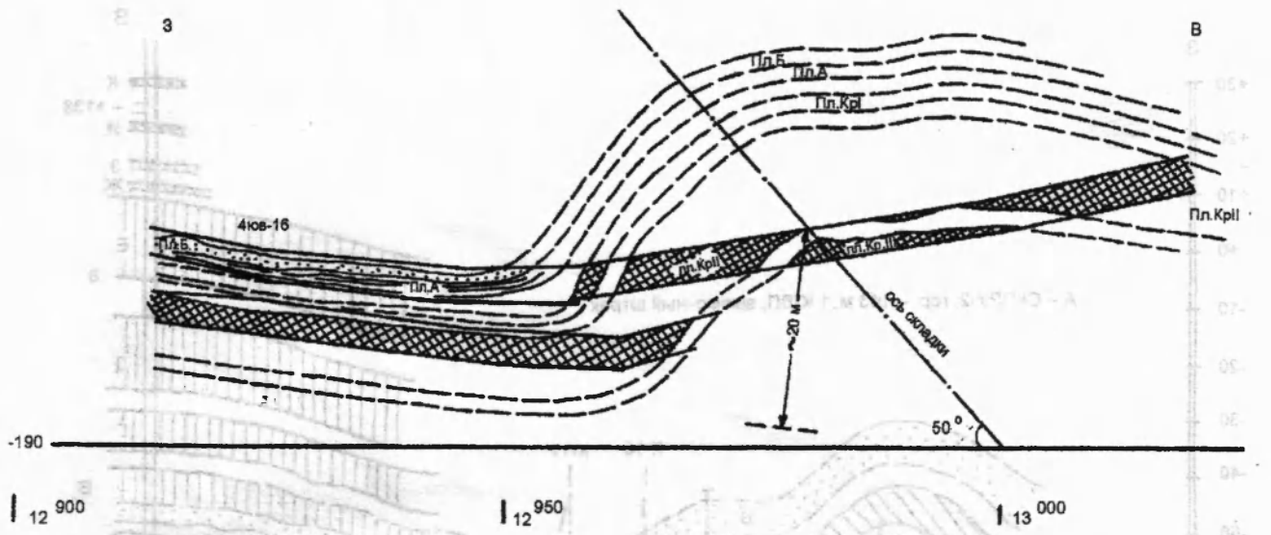


Рис. 2.16. Флексуроподобная складка в южном вент. штреке 4-го восточного блока 1 ЮВП (м-б 1:500).

Таблица 2.1. Схема классификации мезо- и макроскладок шахтных полей ВКМКМС

Типоморфный классификационный признак	Тип складки и его характеристика			
	Флексурный	Флексуроподобный	Продольного изгиба	Поперечного изгиба
1. Угол наклона осевой плоскости	Субгоризонтальные	Субвертикальные		Вертикальные
	(10–45°)	45–60°	60–70°	80–90°
2. Форма складки	Сублежачие линейные	линейные асимметричные	преимущественно линейные, асимметричные, V-образные	преимущественно симметричные, нелинейные, V-образные, коробчатые
3. Перемещение вещества из крыльев в замки складок (соотношение толщины слоев, соответственно)	максимальное, 1:3 и более	интенсивное, 1:2 и менее	интенсивное, <1–3	слабо выражено
4. Наличие вязких разрывов скалывания, трещин растяжения, кливаж	развиты в виде сквозных зон	одиночные проявления	практически отсутствуют, возможен кливаж в карналлитах	отсутствуют, возможен кливаж
5. Степень преобразованности пород	до образования сквозных зон ТДР	сильвинитизация карналлитов		
6. Местоположение в мегаструктурах	западный склон мегаантиклинали	западный и восточный склоны мегаантиклинали	присводовая часть, свод мегаантиклинали	свод, присводовая часть мегаантиклинали
7. Вергентность	западная	западная	западная	отсутствует

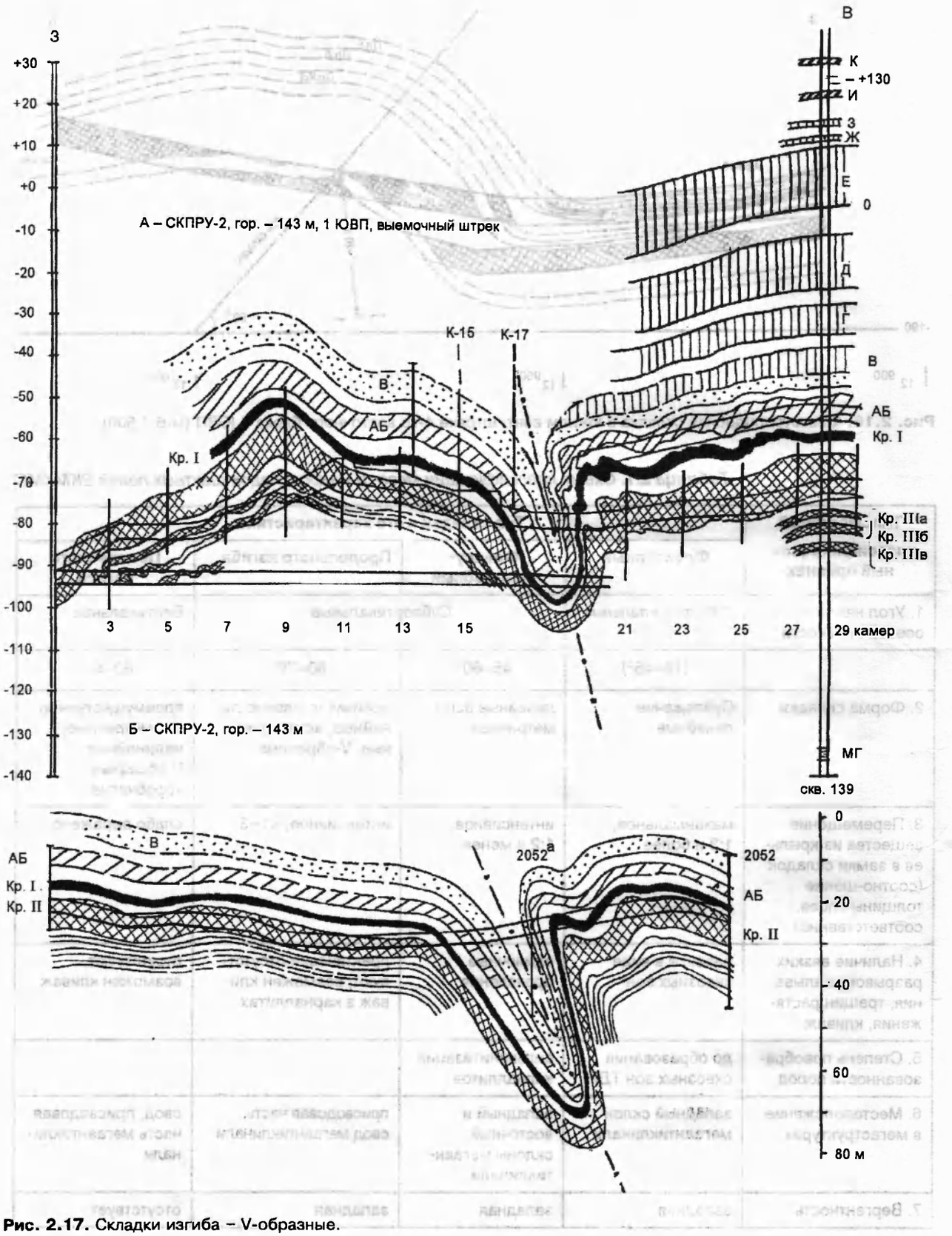


Рис. 2.17. Складки изгиба – V-образные.

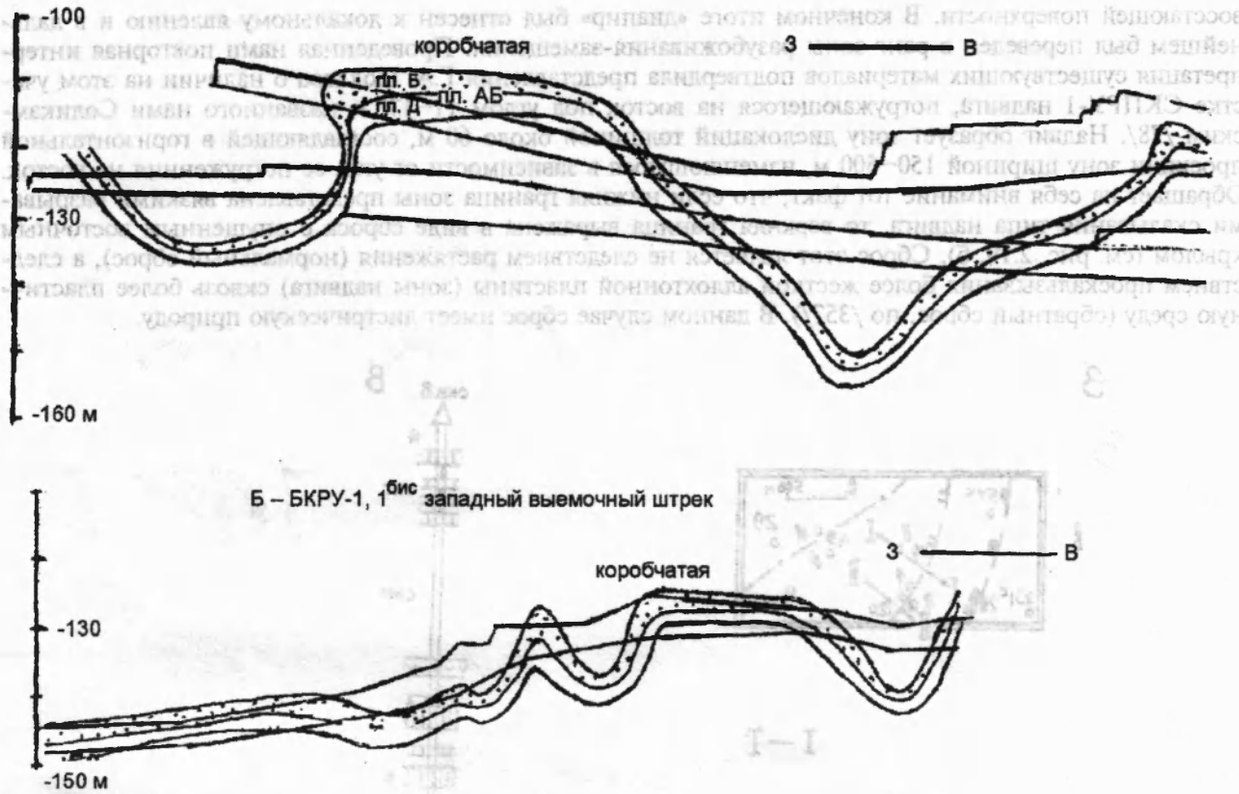


Рис. 2.18. Складки поперечного изгиба (м-б 1:1000).

2.2.2. Разрывные дислокации

В пределах шахтных полей ВКМКМС разрывные дислокации представлены надвигами (региональными и локальными); листрическими сбросами и горизонтальными сдвигами (региональными и локальными), с последними связано формирование структур растяжения-сжатия в виде ромбоэдров скалывания и открытых трещин растяжения.

2.2.2.1. Надвиговые дислокации

Вблизи восточной границы ВКМКМС в 1970 г. был выявлен Всеволодо-Вильвенский региональный надвиг, который, погружаясь на восток под углами 5–18°, имеет субмеридиональное простирание и амплитуду перемещения аллохтона с востока на запад более 1 км /110/. Этот региональный надвиг является тектонической границей между внутренней и внешней зонами Предуральского краевого прогиба и одновременно восточной границей распространения соляной толщи иренского горизонта кунгура нижней перми. К западу от Всеволодо-Вильвенского надвига и в центральной части ВКМКМС в пределах шахтных полей региональные надвиги не отмечались до наших исследований /105, 274/, хотя территория изучена достаточно густой сетью сейсморазведочных профилей МОГТ.

В 30-х годах скв. 8 и шахтными стволами 1,2 Соликамского рудника (ныне СКПРУ-1, см. рис. 2.1) был вскрыт надвиг, подтвержденный впоследствии околоствольными горными выработками (рис. 2.19), что позволило Г.А. Бюллеру /18/ высказаться в пользу развития надвигов в соляной толще. К западу от скв. 28 геофизическими работами (гравиметрия, сейсмо- и электроразведка) в конце 30-х годов была выявлена в кровле соляной толщи флексурообразная ступень с амплитудой около 100 м, которая в то время была отнесена к нормальному сбросу с опущенным западным крылом. Однако, пройденные позже горные выработки не подтвердили наличие этого сброса в калийной части разреза. Выделение этой ступени в качестве сброса исключило ее пространственную связь с крупной лежачей антиклинальной мегаскладкой и, тем самым, предопределило отнесение данной складки и надвига к «диапиру», который, по мнению Н.Г. Шешукова /307/, своим ядром, представленным подстилающей каменной солью[20], прорывает сильвинитовую зону, а гребнем внедряется в карналлитовую зону. Перемещение и внедрение «диапира» происходили с востока на запад по субгоризонтально (угол 12–15°)

[20] Вскрытой скв. 8.

восстающей поверхности. В конечном итоге «диапир» был отнесен к локальному явлению и в дальнейшем был переведен в ранг зоны разубоживания-замещения. Проведенная нами повторная интерпретация существующих материалов подтвердила представления Г.А. Бюллера о наличии на этом участке СКПРУ-1 надвига, погружающегося на восток под углом 11–13° и названного нами Соликамским /78/. Надвиг образует зону дислокаций толщиной около 60 м, составляющей в горизонтальной проекции зону шириной 150–500 м, изменяющуюся в зависимости от угла ее погружения на восток. Обращает на себя внимание тот факт, что если нижняя граница зоны представлена вязкими разрывами скалывания типа надвига, то верхняя граница выражена в виде сброса с опущенным восточным крылом (см. рис. 2.19, б). Сброс этот является не следствием растяжения (нормальный сброс), а следствием проскальзывания более жесткой аллохтонной пластины (зоны надвига) сквозь более пластичную среду (обратный сброс, по /357/). В данном случае сброс имеет листрическую природу.

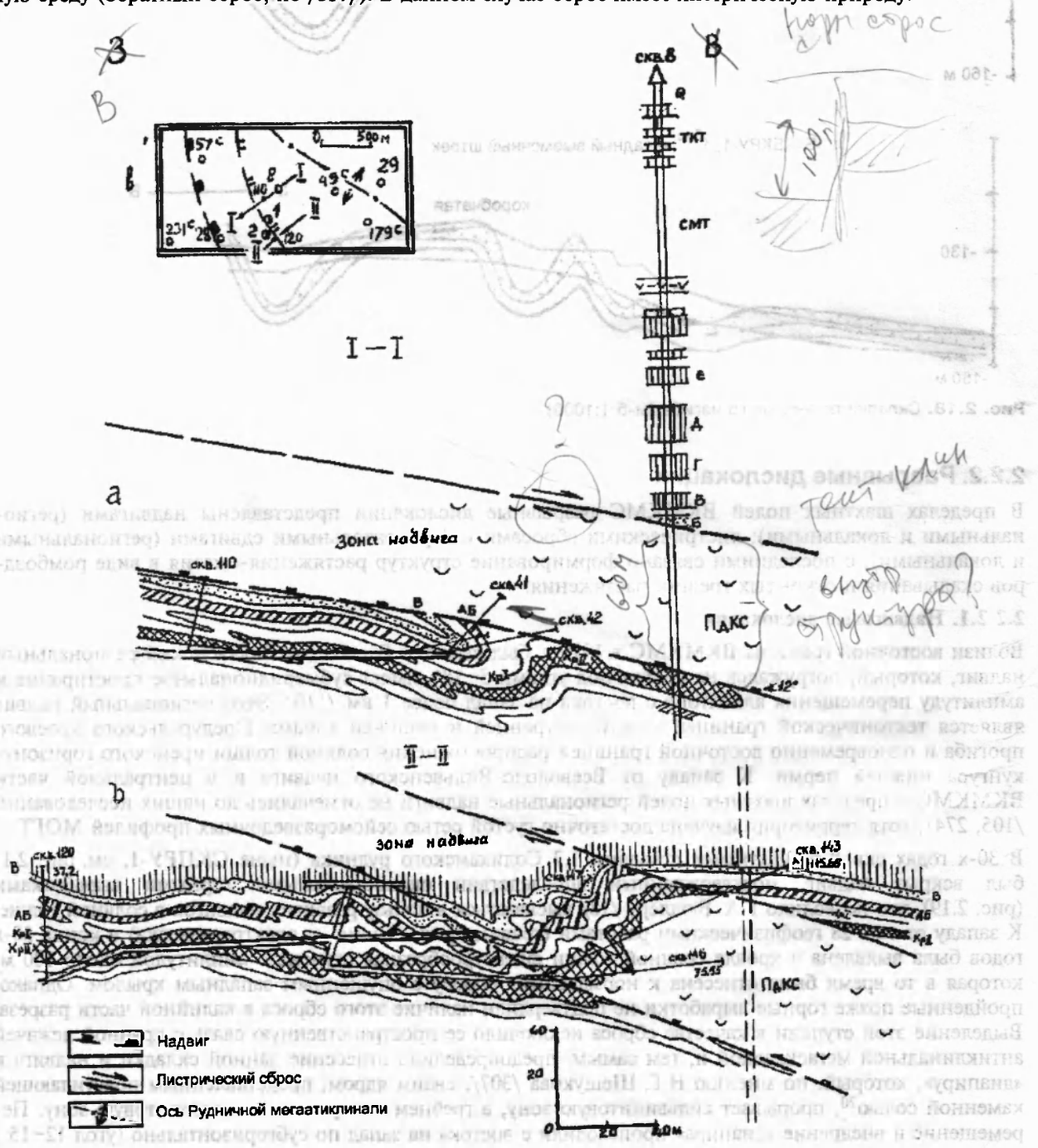


Рис. 2.19. Зона Соликамского надвига по разрезу (а, б) и на плане (в).

Зона Соликамского надвига детально исследовалась В.А. Вахрамеевой /27/ в горных выработках, вскрывающих пласты В, Г и Д и представленных карналлитовыми породами. Она отмечает, что в некоторых участках Соликамского рудника имеются крупные тектонические разрывы, надвиги и отторжения пород. В 1943 г. в одной из камер северо-западного участка произошло большое обрушение карналлитовых пород с образованием купола высотой около 30 м. Выяснилось, что здесь на слое 5 пласта В лежит пласт Г, т. е. отсутствует слой 6 пл. В и пласт В–Г. Мощный 6-й слой обнажается в 10 м к западу, а к востоку, в 1,0 м над почвой штрека, вскрывается киль лежачей складки пласта каменной соли Г–Д и нижние 50 см карналлитового пласта Д. «По-видимому, здесь образовалась лежачая складка[21] с амплитудой в несколько десятков метров... На карналлит 5-го слоя пласта В надвинут карналлит пласта Г» (с. 309 /27/). При этом местами в слое Г были обнаружены В.А. Вахрамеевой обрывки маркирующего прослоя 4–5 пласта В. Далее на стр. 310 она приводит важные сведения о том, что:

- разломы пласта каменной соли В–Г простираются параллельно осевым плоскостям складок, т. е. в субмеридиональном направлении;
- восточный край разлома, как правило, закручен вниз и обычно внедряется в нижнюю часть шестого слоя карналлита пл. В;
- западный край разлома расположен наклонно или горизонтально, но никогда не закручен;
- расстояние между краями разлома иногда достигает 150 м, чаще же около 30 м.

Нетрудно заметить, что зону «разлома» в пласте В–Г шириной 30–150 м нельзя отнести только к «тектонике пласта В», как это предполагалось В.А. Вахрамеевой и принято считать до сих пор некоторыми исследователями. Зона эта не что иное, как выделяемая нами зона Соликамского надвига. Характеристика восточной и западной границ зоны «разлома», данная Е.А. Вахрамеевой, полностью соответствует нашим представлениям о их сбросовой и надвиговой природе, соответственно. Отсутствие 6-го слоя пласта В и каменной соли В–Г и появление первого из них к западу, а к востоку – пластов Г–Д и Д, скорее всего указывают не на надвигание пласта Г на 5-й слой пласта В, а на листрический сброс с опущенным восточным крылом и «выжимание» из зоны сброса 6-го слоя пласта В и раздробление с раздвигом каменной соли В–Г, как более жесткого слоя относительно карналлитов. При этом в пласте Г опущенного крыла вполне закономерно наличие обрывов более древних пород (слоя 4–5 пласта В), расположенных в приподнятом западном крыле этого сброса. Следовательно, В.А. Вахрамеевой наблюдалось образование меланжа непосредственно в зоне сброса.

Зона Соликамского надвига прослеживается на юг в структуре шахтных полей СКПРУ-2, БКПРУ-4, БКПРУ-1, 3. В некоторых местах она вскрыта геологоразведочными скважинами, в других – горными выработками.

На севере шахтного поля СКПРУ-2 (ОАО Сильвинит) скв. 234^{с} над кровлей ВЗТ (на глубине 112–115,5 м) вскрыла систему субпараллельных зеркал скольжения, расположенных под углом 35–40°. Борозды скольжения, по наблюдениям А.И. Поликарпова, ориентированы косо по отношению к линии падения плоскостей скольжения, что является свидетельством сбросо-сдвигового характера перемещений с воздыманием лежачего или опущением висячего бока. Проходящий через скв. 234^{с} сейсмический профиль МОГТ (ГИ УрО РАН) подтвердил (в интерпретации М.Г. Аристарова) наличие сбросовых дислокаций вблизи кровли ВЗТ, погружающихся под углом 35° на восток (рис. 2.20). Это дало основание считать, что система субпараллельных плоскостей скольжения в керне скв. 234^{с} имеет сбросовый характер перемещений с опущением восточного крыла одновременно с воздыманием западного. Следовательно, скв. 234^{с} вскрыла верхнюю границу зоны Соликамского надвига, выраженную в виде листрического сброса. Нижняя надвиговая граница зоны вскрыта подземной скважиной 2096, в которой наблюдается повторение разреза, включающего пласты Кр. I, АБ (рис. 2.21). Плоскость надвига погружается здесь на восток под углом 10–11°. Отметим, что на шахтном поле СКПРУ-2 к зоне Соликамского подвига пространственно приурочена зона галитизации сильвинитовых пластов (Кр. III–Кр. I, АБ, $В_с$), которая является наиболее крупной (0,7×3,0 км) среди подобных зон в пределах шахтных полей.

Зона Соликамского надвига продолжается на юг в пределах шахтных полей ОАО «Уралкалий». На севере БКПРУ-1 она вскрыта скв. 96 и 3-м западным разведочным штреком. В скв. 96 она выделя-

[21] Подчеркнуто нами, Н. Дж.

ется на основе повторения разреза, представленного от пласта И до ПКС включительно, а в разведочном штреке – по брекчированности пород МГ (рис. 2.22). Зона надвига здесь ассоциирует в пространстве с крупной зоной галитизации сильвинитов пластов Кр. III – АБ. Плоскость надвига погружается на восток под углом 16°. В юго-западной части рудника БКПРУ-1 зона Соликамского надвига выявляется на профиле между скважинами 17–91. Вероятнее всего проявлением этого надвига следует объяснить площадное несоответствие в ориентации складчатых структур в западном крыле крупной зоны галитизации сильвинитов Кр. III-АБ, расположенной к западу от ствола № 2 рудника БКПРУ-1. Это несоответствие выявлено Б.М. Голубевым /56/, а М.П. Фивегом /274/ использовано в качестве аргумента в пользу «галокинеза». В структуре шахтного поля БКПРУ-4 зона Соликамского надвига располагается скорее всего в районе скважин 1086, 1087, 1089.

Самый южный участок вскрытия зоны Соликамского надвига расположен в аварийном блоке № 8 четвертой западной панели рудника БКПРУ-3 (см. рис. 2.1), затопленного в марте 1986 г. подземными надсолевыми водами. Проведенные геологической лабораторией ВНИИГ специальные исследования керна скважин, пробуренных во время аварии, позволили обосновать здесь наличие зоны надвига, пространственное положение которой в разрезе и по площади иллюстрировано рис. 2.23. Обоснование надвига включает следующие фактические данные:

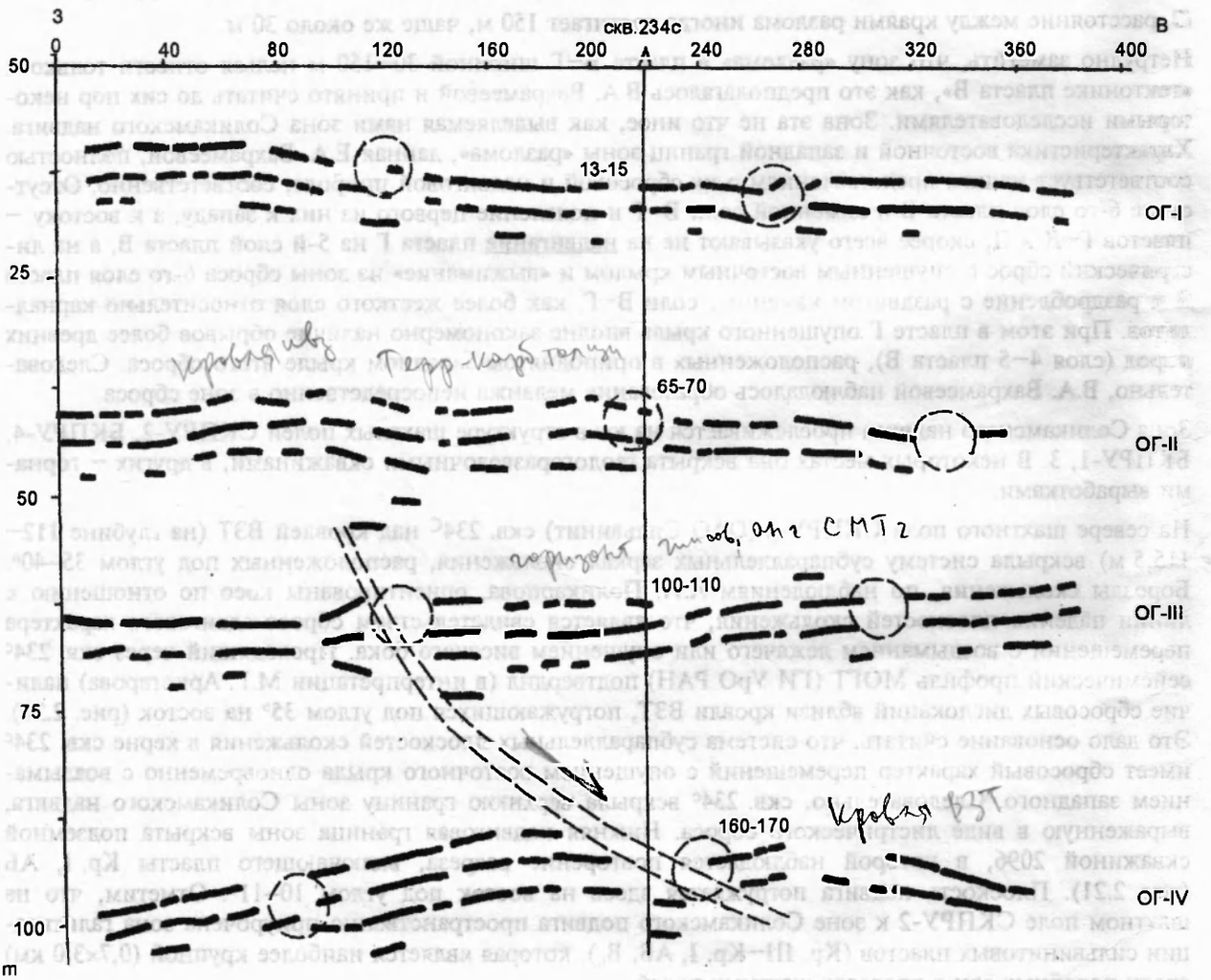


Рис. 2.20. Временной сейсмический разрез по надсолевому комплексу пород и его интерпретация по М.Г. Аристарову, 1993 г.

ОГ-I – подошва четвертичных отложений; ОГ-II – кровля нижних известняков терригенно-карбонатной толщи; ОГ-III – горизонт гипсов, ангидритов (CMT_2); ОГ-IV – кровля ВЗТ. Кружками показаны участки потери ОГ.

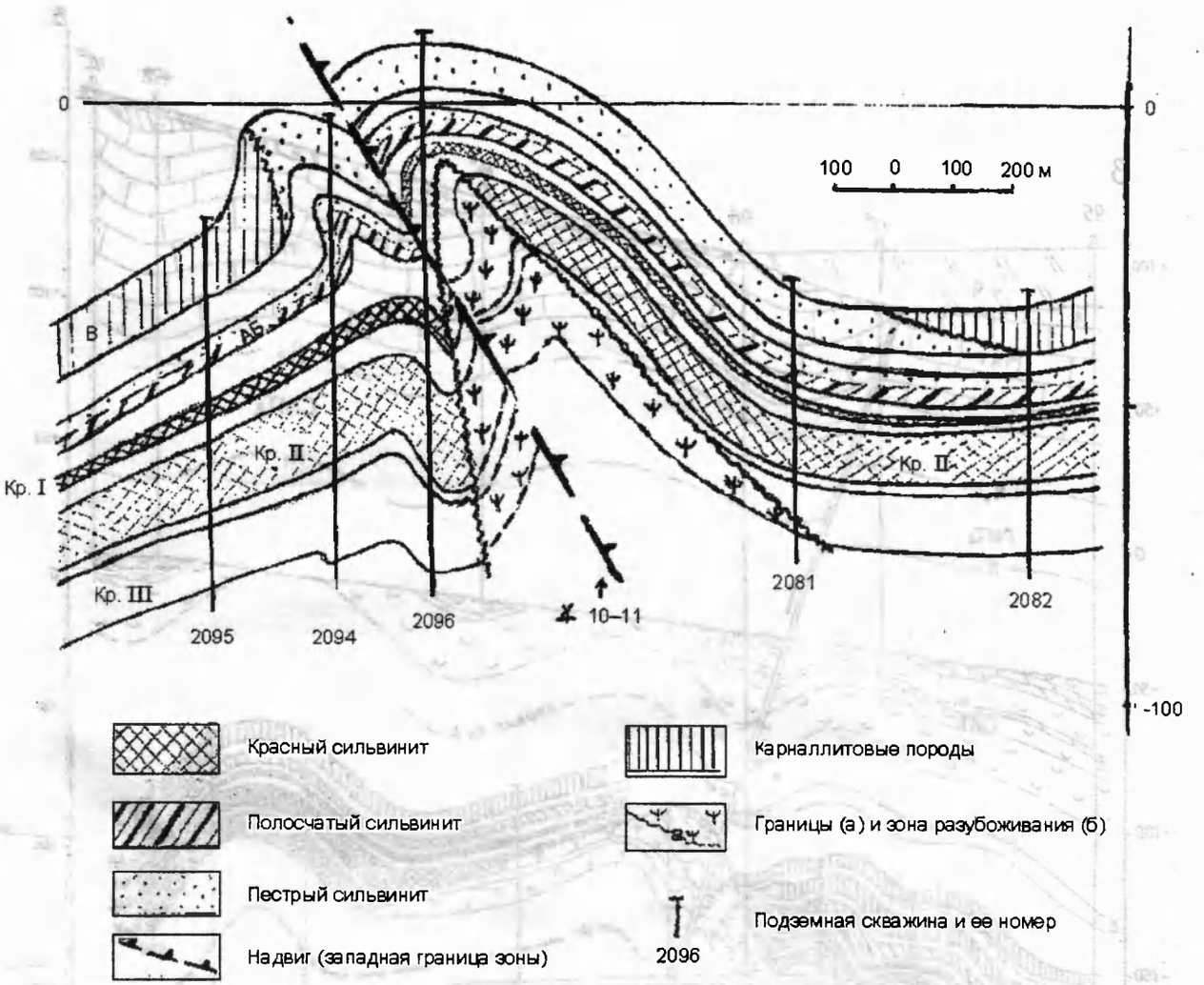


Рис. 2.21. Фрагмент Соликамского надвига в центральной части рудника СКПРУ-2 (3-й юго-западный разведочный штрек).

1. В скв. 1р надвиг фиксируется тектонической брекчией на глубине 295,8 м, в 13 м выше кровли ВЗТ. По результатам исследования, проведенного А.И. Поликарповым, брекчия состоит из обломков мергелей и доломитов, сцементированных кварцево-лютецитовым (кремнистым) материалом с крупнокристаллическим кальцитом, а также мелкощебенчатым материалом, образованным в результате притирания друг к другу и дезинтеграции крупных обломков.
2. В скв. 2р, расположенной к югу от скв. 1р (рис. 2.23, б), в 10 м выше кровли ВЗТ (гл. 299 м) вскрыты комковатые глины и брекчии с зеркалами скольжения. В последних четко выражены бороздки и штрихи, ориентированные вдоль наклона плоскостей скольжения под углом 20°. Разрывы скалывания образуют здесь зону толщиной 5–6 м.
3. В скв. 8-Т, вскрывшей сверху разрез до ПКС включительно, нижняя граница зоны надвига, вероятнее всего, располагается в средней части ПКС. Выше этой границы в ПКС развиты динамические разновидности каменной соли (ДРК).
4. Если зону тектонической брекчии в скв. 1р сопоставить с упомянутой в п. 3 зоной развития ДРК в скв. 8-Т, то получим проекцию плоскости, падающей на восток под углом 9–10°. Продолжение ее в разрезе скв. 143[г] отмечено интервалом разубоживания пластов З и И.

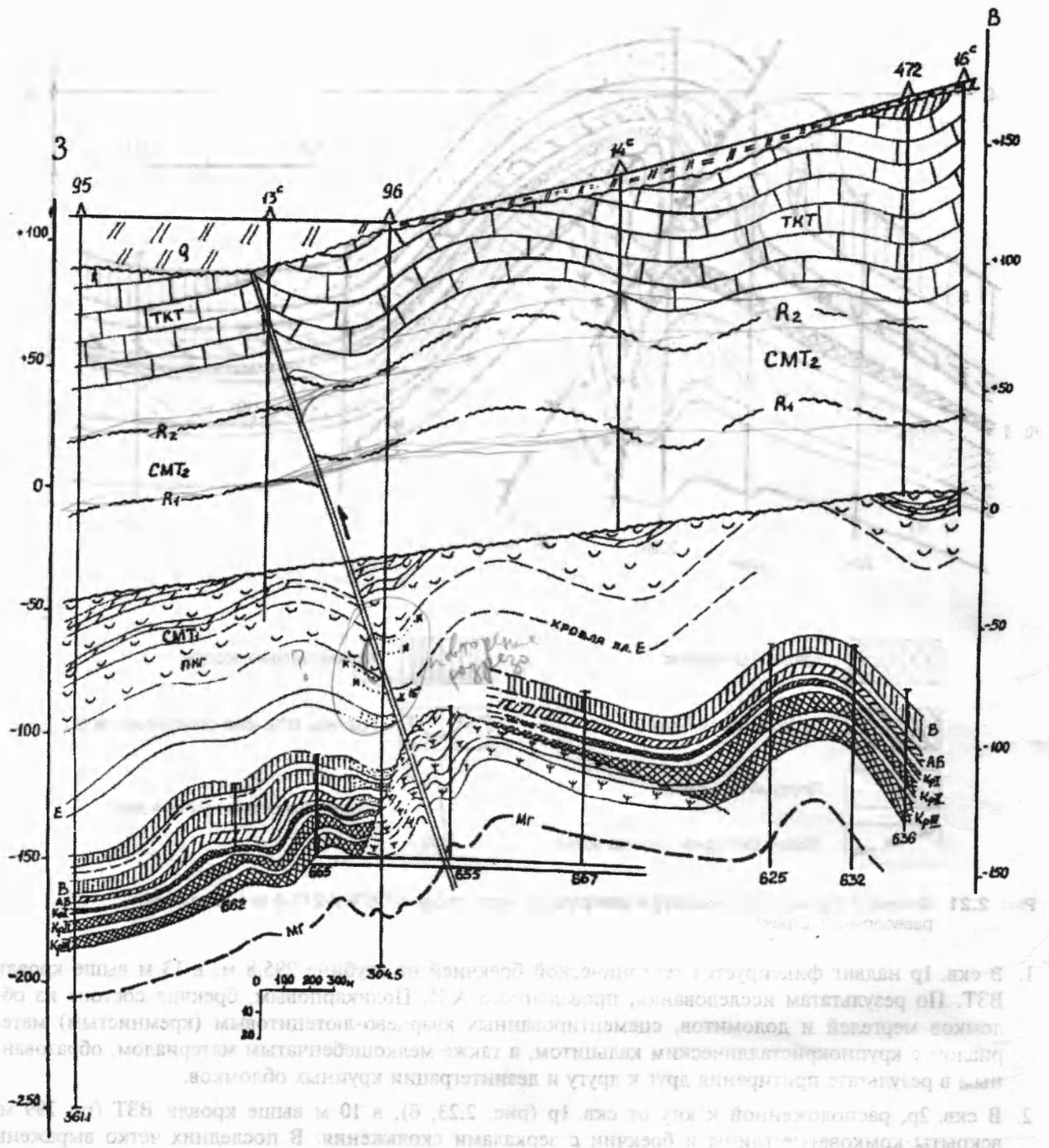


Рис. 2.22. Фрагмент зоны Соликамского надвига на севере шахтного поля БКПРУ-2 (восточная панель 4-бис) (составил Н.М. Джиноридзе по материалам разведки, 1991 г.).

5. Далее к востоку, в разрезах скв. 5-Т и 1559, ПКС ложится непосредственно на пласт 3, отсутствуют пласты 3–И, И, И–К и К, суммарной толщиной более 10 м. То же самое наблюдается еще восточнее – в скв. 433. Однако, если в скв. 1559 и 433 толщина ПКС сокращена снизу (до 16 м), то в скв. 5-Т она составляет 21 м (в скв. 143г–21,6, Iр–20,2, 2р–21,5 м). Это ставит вопрос об отнесении карналлитов, подстилающих ПКС в скв. 5-Т, к пласту 3. Обращает на себя внимание тот факт, что здесь в верхней части ПКС, также, как и в скв. 8-Т, развиты ДРК. В данном случае вполне допустимо предположение о том, что поверхность надвига располагается внутри ПКС и совпадает с нижней границей развития ДРК. В скв. 1559 и 433 поверхность надвига располагается на контакте пласта 3 и ПКС, где фиксируется структурное несогласие, возникшее «съеданием» самой верхней

части карналлитовой зоны и, возможно, низов ПКС в процессе формирования надвига. Подобные явления при тектоническом давлении с востока описаны в гл. 2.2.1.

6. Далее к востоку располагается флексурная складка (f) в пластах Кр. III–В (см. рис. 2.23, Б, В). Здесь зона вязкого разрыва скалывания проходит в опрокинутом крыле сублежачей синклинали и погружается на восток под углом 13°.

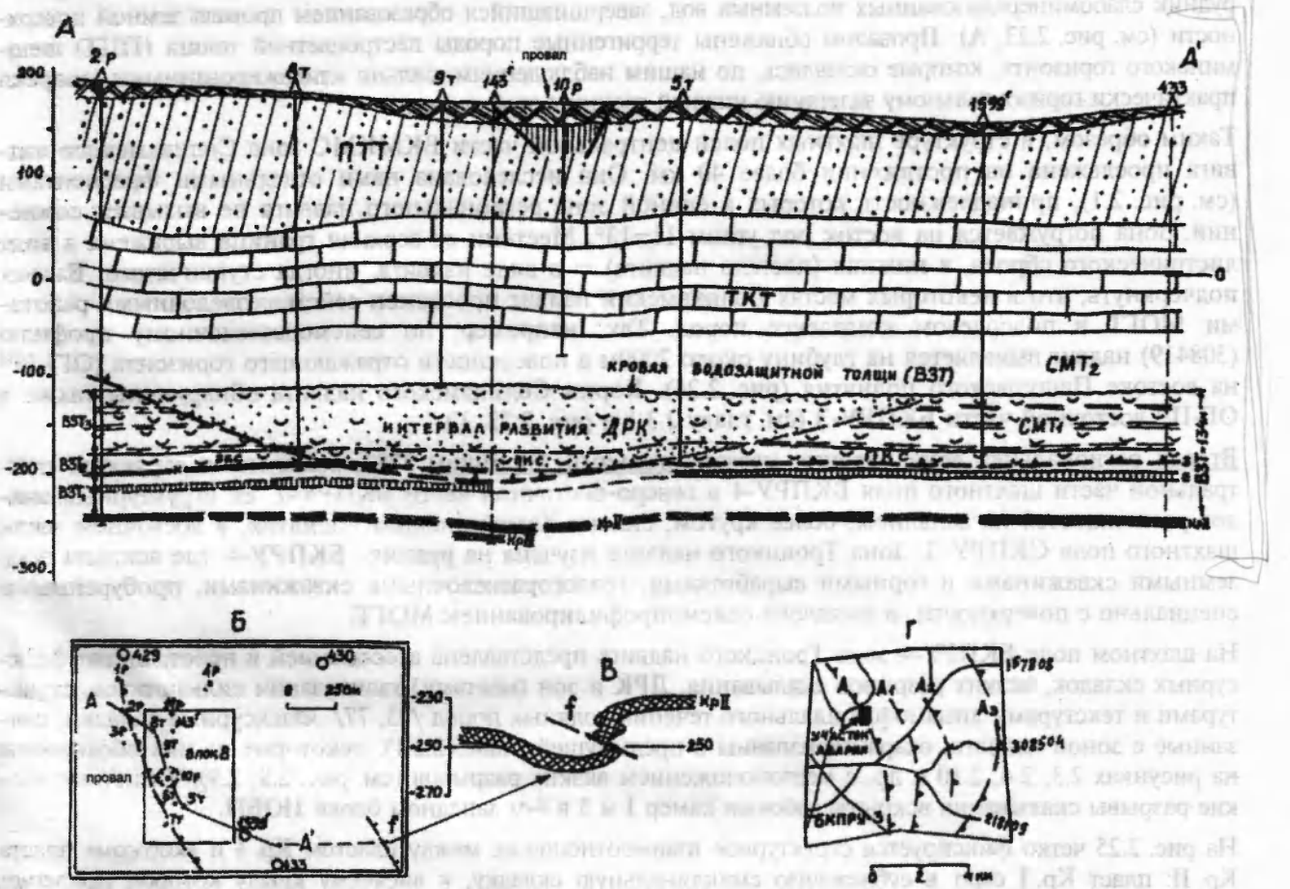


Рис. 2.23. Геологический разрез (А–А¹) аварийного участка и расположение в плане (Б) ПТТ – пестроцветная-терригенная толща; ТКТ – терригенно-карбонатная толща; СМТ – соляно-мергельная толща ($СМТ_2$ – верхняя гипсово-мергелистая и $СМТ_1$ – нижняя соляная подтолща); ПКС – покровная каменная соль западная грани ца зоны надвига: А – по кровле ПКС, $А_1$, $А_2$ и $А_2$ – по отражающим горизонтам (С, $А^Т$, II, соответственно).

Таким образом, на участке скв. 8-Т – скв. 433 геологического профиля фиксируется субгоризонтальное перемещение ПКС и вышезалегающей части разреза по кровле карналлитовой зоны. К востоку от этого участка плоскость перемещения погружается в сильвинитовую зону, а на западе – воздымается, выходя за пределы соляной толщи, и уже в мергелях верхней части соляно-мергельной толщи ($СМТ_2$) зона перемещения аллохтона выражена типичной тектонической брекчией (меланж) с зеркалами скольжения. Следовательно, при восстающем на запад субгоризонтальном перемещении одной части соляного массива относительно нижезалегающей возникают различные геологические явления и факты (флексурная складка, вязкий разрыв, структурное несогласие, ДРК, меланж), которые пространственно ассоциируются и находятся в парагенетической связи между собой, так как все они являются следствием одного процесса-формирования надвига. Различные углы погружения надвига на восток, вплоть до выполаживания или ныряния вниз (см. рис. 2.23, А), можно объяснить различной ориентировкой геологического профиля в пространстве относительно простирания надвига (см. рис. 2.23, Б). Элементарный расчет показывает, что зона надвига погружается на восток под углом около 12° (от кровли ВЗТ до кровли Кр. II). Однако, не исключена возможность, что изображенный на рис. 2.23 надвиг относится к категории ступенчатых /323/, когда общий восстающий характер пастели надвига сменяется на отдельных участках ступенями, отражающими некоторый «покой» в перемещении одной части (аллохтона) соленого массива от-

носительно другой (автохтона). Если возникшая при этом зона надвига[22] отражает в целом напряжения продольного сжатия, то ступени «покоя» могут отвечать иной ситуации, т. е. растяжению. В нашем случае возможно, что участок между скважинами 143г–5-Т, где предполагается ныряние вниз пастели надвига и фиксируется максимальная толщина и глубина (в ПКС) развития ДРК, произошла смена сжатия растяжением в результате наложения на структуру надвига структуры сдвига. Важно подчеркнуть, что именно на этом участке произошел разрыв сплошности кровли ВЗТ и последующий за ним прорыв в рудник слабоминерализованных подземных вод, завершившийся образованием провала земной поверхности (см. рис. 2.23, А). Провалом обнажены терригенные породы пестроцветной толщи (ПЦТ) шешминского горизонта, которые оказались, по нашим наблюдениям, сильно кливажированными (вопреки практически горизонтальному залеганию нижней границы этой толщи).

Таким образом, в структуре шахтных полей центральной части ВКМКМС зона Соликамского надвига прослежена на протяжении более 40 км. Она исследована нами отдельными фрагментами (см. рис. 2.1), принадлежность которых к единой зоне регионального надвига не вызывает сомнений. Зона погружается на восток под углом 11–13°. Местами ее верхняя граница выражена в виде листрического сброса, а нижняя (пастель надвига) – в виде надвига, иногда ступенчатого. Важно, подчеркнуть, что в некоторых местах Соликамский надвиг прослежен сейсморазведочными работами МОГТ в подсолевом комплексе пород. Так, например, по сейсморазведочному профилю (308419) надвиг выявляется на глубину около 2000м в поверхности отражающего горизонта (ОГ)-II^{П} на востоке Пашковского поднятия (рис. 2.24). Корни Соликамского надвига обнаружены также в ОГ-II^{П} восточной части БКПРУ-3 (см. главу 2.3.1 и рис. 2.23, Г).

Вторая региональная зона надвига, названного нами Троицким /78/, выявлена в структуре центральной части шахтного поля БКПРУ-4 и северо-восточной части БКПРУ-2. Ее структурный аналог располагается на западном, более крутом, склоне Харюшинского поднятия, в восточной части шахтного поля СКПРУ-3. Зона Троицкого надвига изучена на руднике БКПРУ-4, где вскрыта подземными скважинами и горными выработками, геологоразведочными скважинами, пробуренными специально с поверхности, и выявлена сейсмопрофилированием МОГТ.

На шахтном поле БКПРУ-4 зона Троицкого надвига представлена ассоциацией в пространстве флексурных складок, вязких разрывов скалывания, ДРК и зон (местами) галитизации сильвинитов, структурами и текстурами динамофлюидального течения соляных пород /73, 77/. Флексурные складки, связанные с зоной надвига, охарактеризованы в предыдущей главе (2.2.1), некоторые из них обозначены на рисунках 2.3, 2.4, 2.10 и др. с местоположением вязких разрывов (см. рис. 2.8, 2.9). Типичные вязкие разрывы скалывания вскрыты забоями камер 1 и 3 в 4-м западном блоке 1ЮВП.

На рис. 2.25 четко фиксируется структурное взаимоотношение между пластом Кр. I и «коржом» пласта Кр. II: пласт Кр. I смят в сублежачую синклинальную складку, к висячему крылу которой прилегает «корж» пласта Кр. II, находящийся здесь в нормальном залегании («книжка»[23] сверху, слой глинистой породы внизу), К северу от данного блока зона Троицкого надвига детально и комплексно исследована в выработках главных юго-западного и юго-восточного направлений. Результаты приведены на рис. 2.26. В комплекс исследований были включены сейсмопрофилирование МОГТ (проведенное из выработки ГИ УрО РАН) и результаты электроразведочных работ. Из данного рисунка очевидно следует, что над зоной разубоживания располагается область сжатия. При этом ширина зоны надвига составляет около 300 м, толщина 100–110 м, а угол погружения на восток – 20–21°. Северное продолжение зоны Троицкого надвига изучалась в западных блоках 1-й СВП рудника БКПРУ-4.

Переинтерпретация материалов съемки (1989 г.) естественного поля (ЕП) геоэлектрического разреза по выемочному штреку (по пл. АБ) 4-го западного блока 1 СВП выявила аномалию на высоте 85±8 м от кровли АБ, т. е. вблизи кровли ВЗТ. Западная граница данной аномалии располагается в 400 м к западу от оси панельного штрека. Ширина аномалии достигает 160 м. Идентичная аномалия ЕП на высоте 100±10 м от кровли выработки установлена в конвейерном штреке по подстилающей каменной соли в 6-м западном блоке 1 СВП. Ширина данной аномалии 420 м, а ее западная граница расположена в 200 м к западу от оси панельного штрека. Поскольку эта выработка является составной частью подземного полигона, то здесь по нашей просьбе был проложен подземный сейсмический профиль (объект 1). Наша интерпретация сейсмического разреза МОГТ показана на рис. 2.27.

[22] Или зона разрывных и флексурно-складчатых дислокаций (РФСД).

[23] Местное название слоя тонкослоистой карбонат-ангидритовой породы толщиной 3–5 см. Этот слой распространен в пределах всех шахтных полей, а в зонах галитизации сильвинитов пласта Кр. II надежно фиксирует положение кровли этого пласта.

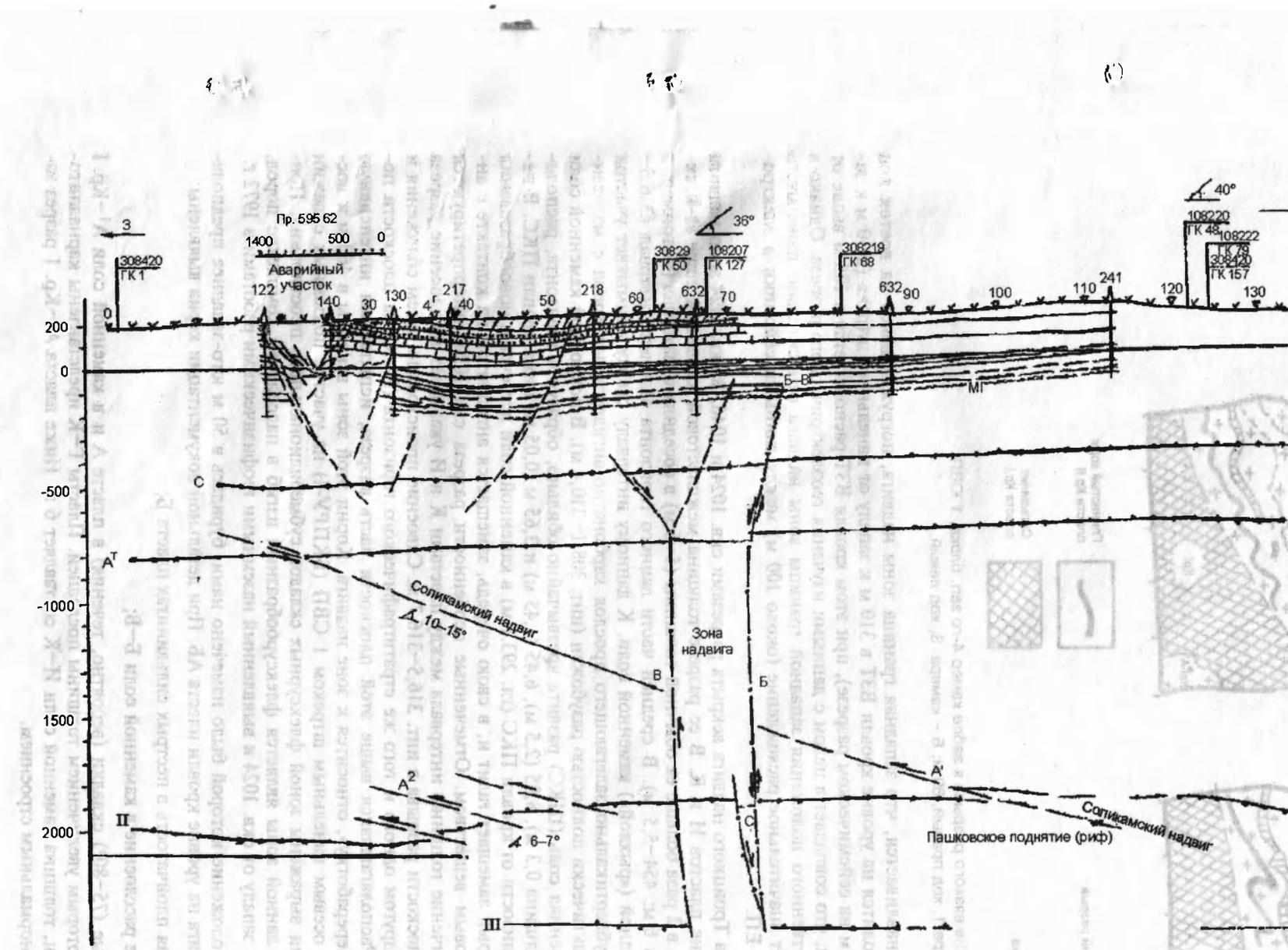


Рис. 2.24. Сейсмо-геологический разрез по профилю 308419 (М.Г. Аристаров, Н.М. Джиноридзе, 1996 г.)

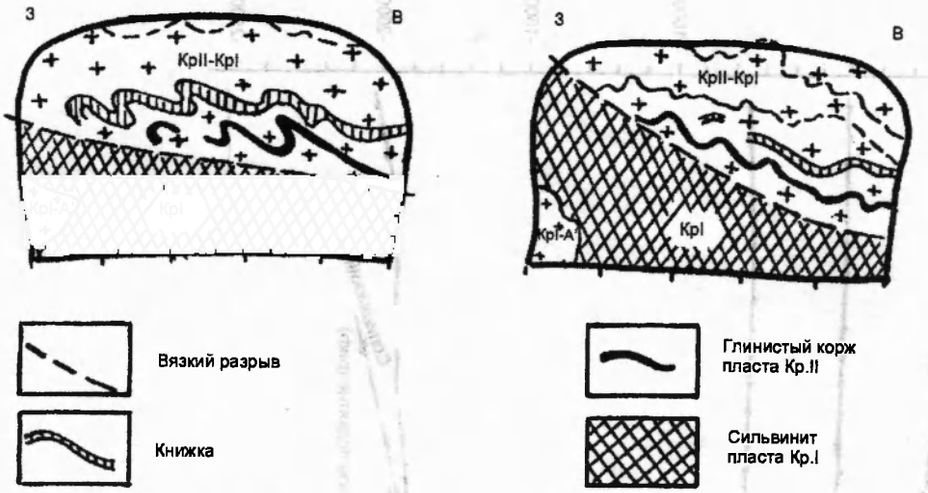


Рис. 2.25. Положение вязкого разрыва в забое камер 4-го зап. блока, 1 ЮВП.
А – камера 1, ход правый, 69 м; Б – камера 3, ход левый.

В результате устанавливается, что западная граница зоны надвига, погружающаяся на восток под углом 13–15°, находится на уровне кровли ВЗТ в 310 м к западу от панельного штрека (в 30 м к западу отметки 354 м на сейсмическом разрезе), при этом кровля ВЗТ располагается в 105 м выше от кровли выработки, что совпадает в целом с данными изучения геоэлектрического разреза. Однако в оценке пространственного положения западной границы зоны надвига относительно панельного штрека существует значительное расхождение (около 100 м) между данными сейсмики и электроразведки методом ЕП.

Еще севернее зона Троицкого надвига вскрыта разрезами скв. 1024 и 1046. В скв. 1024 зона надвига выявлена на уровне пластов И и К. В ее разрезе толщина межпластовой каменной соли И-К составляет 11 м, что в 2 раза больше ее обычной толщины (5–6 м) в соседних скважинах (например, в скв. 452, толщина 6 м; 454–5,5 м). В средней части данного горизонта залегает интервал (316,5–316,7 м) шламовидной («рыхлой») каменной соли. К данному интервалу сверху примыкает участок (316,3–316,5 м) субвертикально залегающего прослоя карбонатно-ангидритовых пород с магнезитом, а пласт К практически полностью разубожен (инт. 308,1–310,4 м). В покровной каменной соли шламовидная каменная соль (ШКС) развита чрезвычайно обильно, образуя 4 горизонта, расположенных в 11,9 (толщина 0,3 м), 8,85 (2,5 м), 6,45 (1,45 м) и 3,65 м (0,05 м) ниже кровли ПКС. В непосредственной близости от кровли ПКС (гл. 293.1 м) в каменной соли встречены новообразования кремнезема, который замещает галит и, в свою очередь, замещается ангидритом на контакте с ангидрит-галопелитовым веществом. Отмеченные особенности разреза скв. 1024 интерпретируются однозначно: увеличение толщины интервала между пластами К и И указывает на сдвоение разреза пласта И–К по плоскости разрыва в инт. 316,5–316,7 м. Сдвоение происходило путем сближения и перекрытия друг другом одного и того же стратиграфического горизонта (И–К) на плоскости пологого надвига. Располагавшаяся выше этой плоскости часть разреза, испытавшая интенсивную тектоническую «переработку», относится к зоне надвига. Корни этой зоны вскрыты в 460 м к востоку от скв. 1024 осевым панельным штреком 1 СВП (БКПРУ-4) на участке подземных скважин 1021–1018, где они выражены зоной флексурных складок субмеридионального простирания. Продолжением вверх данной зоны является флексурообразный изгиб в надсолевом комплексе пород, расположенный к западу от скв. 1024 и выявленный наземными геофизическими работами в 1972 г.

Скв. 1046, местоположение которой было намечено нами, бурилась в 50 м юго-западнее предполагаемой зоны надвига на уровне кровли пласта АБ. При детальной документации керна выявлены:

- субвертикальная плойчатость в пестрых сильвинитах пласта Б;
- горизонтальное расслоение в каменной соли Б–В;
- субвертикальные (75–80°) складки (вероятно, течения) в пласте А и в каменной соли $А^1$–Кр. I (50–65°) с некоторым увеличением толщины последней. Пласты Г–К представлены карналлитовыми породами, толщина каменной соли И–К составляет 6 м. Ниже пласта $А^1$–Кр. 1 разрез характеризуется нормальным строением.

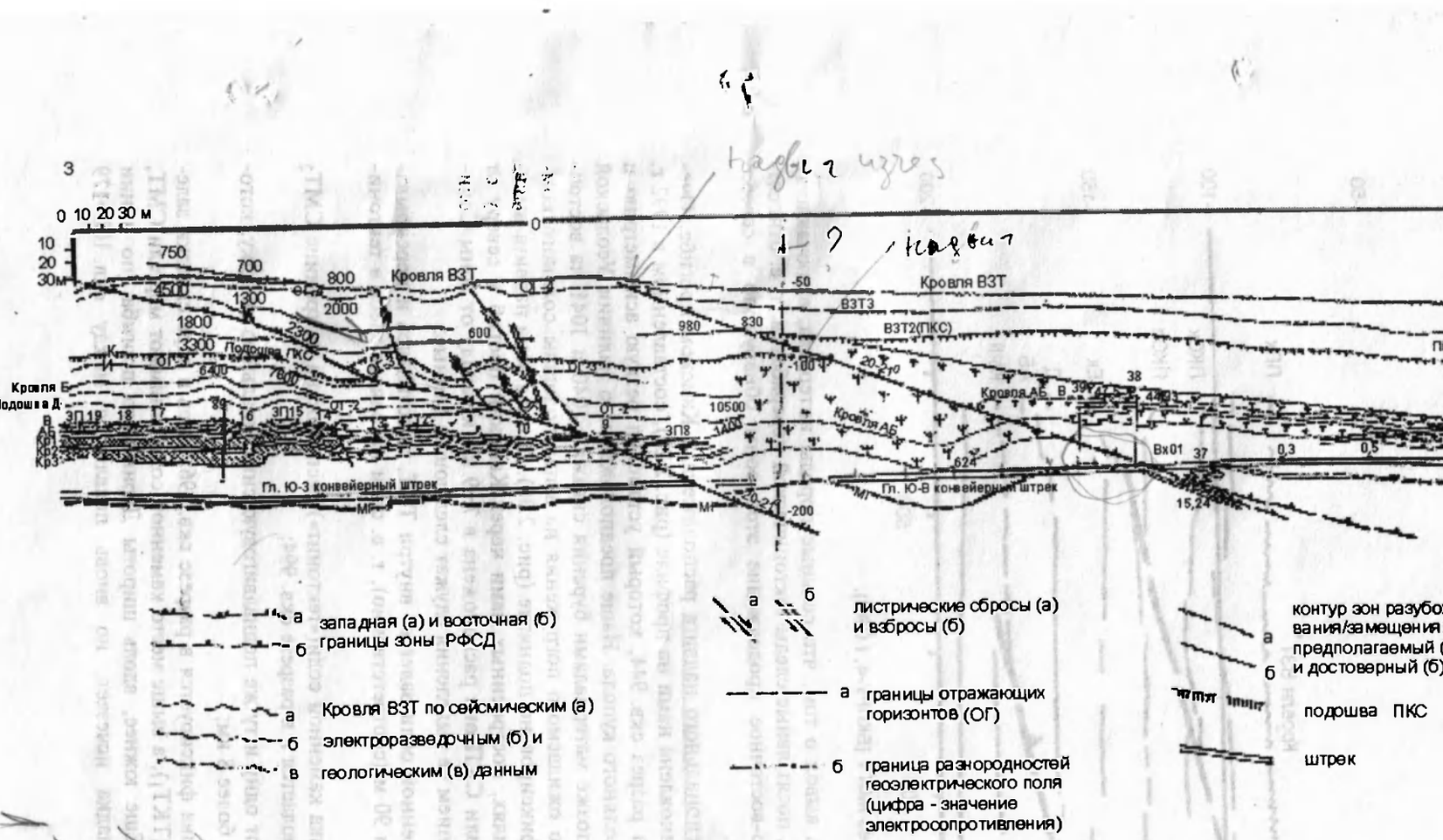


Рис. 2.26. Фрагмент зоны Троицкого надвига БКПРУ-4, север 1 ЮЗП и 1 ЮВП
(разрез составлен Н.М. Джинoридзе, М.Г. Аристаровым, Е.И. Леонкиным, 1995 г.)

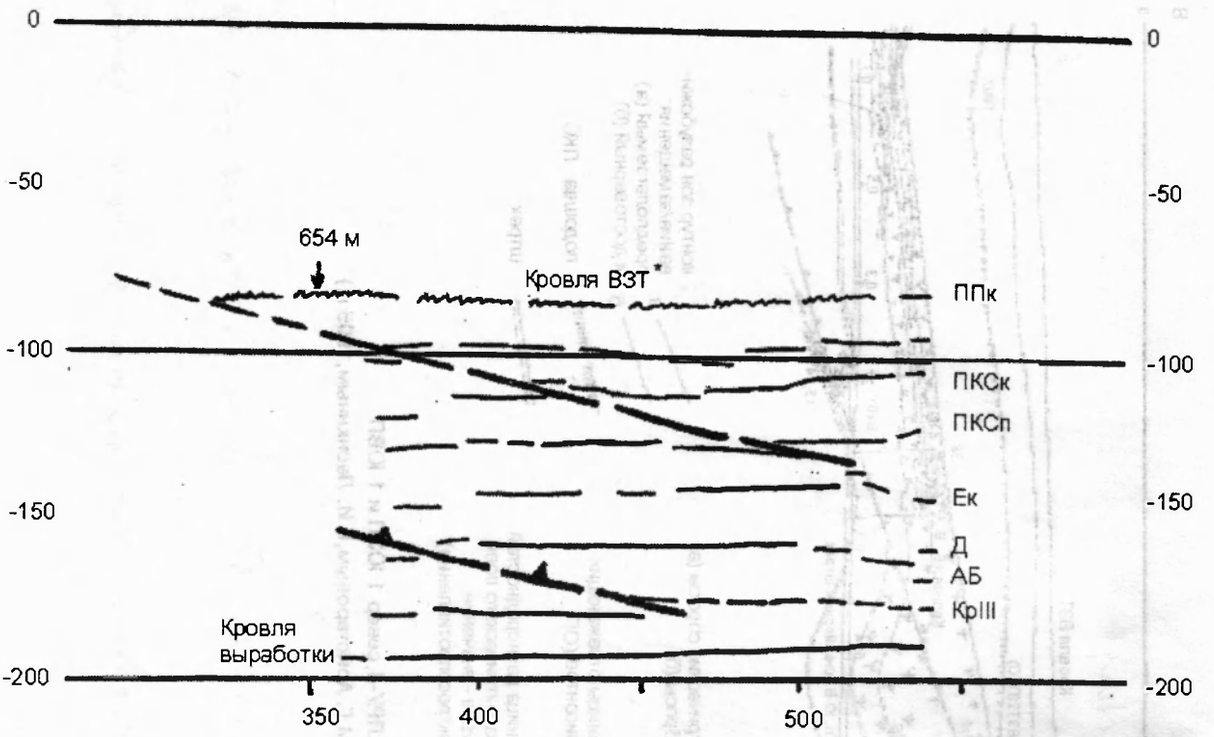


Рис. 2.27. Сейсмический временной разрез МОГТ (БКПРУ-4, I СВП).

Из вышеизложенного можно сделать вывод о том, что соляные породы интервала, включающего пласты В, АБ и межпластье $А^1$–Кр. I, носят явные следы тектонической переработки, т. е. относятся к зоне Троицкого надвига. Юго-восточное продолжение этой зоны обнаружено в северо-восточной части БКПРУ-2 (рис. 2.28).

Самая западная зона Усольского регионального надвига расположена в Камском прогибе. Очевидность ее существования была установлена нами на профиле (рис. 2.29), составленном в 1992 г. Основанием ее выделения послужил разрез скв. 944, который установил резкую асимметрию и западную вергентность Усольского соляного купола. Наше предположение о наличии Усольской зоны надвига также подтвердилось позже материалами бурения скважин 1040 и 1041 на восточном борту Камского прогиба: вместо ожидаемого погружения на запад подошвы соляного комплекса пород (СКП) скважинами зафиксировано поднятие (рис. 2.30). Данная зона надвига выявляется на всех геологических профилях, построенных нами через Камский прогиб к северу от Дуринского прогиба. На уровне кровли СКП она расположена в 7–9 км к западу от зоны Соликамского надвига (рис. 2.30). Основанием ее выделения служат следующие данные:

- в скв. 992 маломощная пачка каменной соли залегает внутри ТКТ, подстилаясь и перекрываясь известняками мощностью 40 и 90 м (соответственно), т. е. соли находятся здесь в тектоническом залегании;
- в разрезе скв. 910 маломощная пачка каменной соли(«тектонит») расположена на границе $СМТ_2$ и $ТКТ_1$, аналогичная картина наблюдается и в разрезе скв. 994;
- все указанные скважины вскрывают одну и ту же поднадвиговую синклинальную складку, которая прослеживается на расстоянии более 8 км;
- далее на юг рассматриваемая складка фиксируется в разрезе скв. 996: здесь в ядре складки залегают известняки мощностью 80 м ($ТКТ_1$), а выше место каменной соли занимают мергели СМТ, перекрытые известняками ТКТ. Еще южнее, вдоль широты Дуринского прогиба (по линии скв. 930–997), поднадвиговая складка исчезает, но вновь появляется между скв. 100–179 (см. рис. 2.29, 2.30).

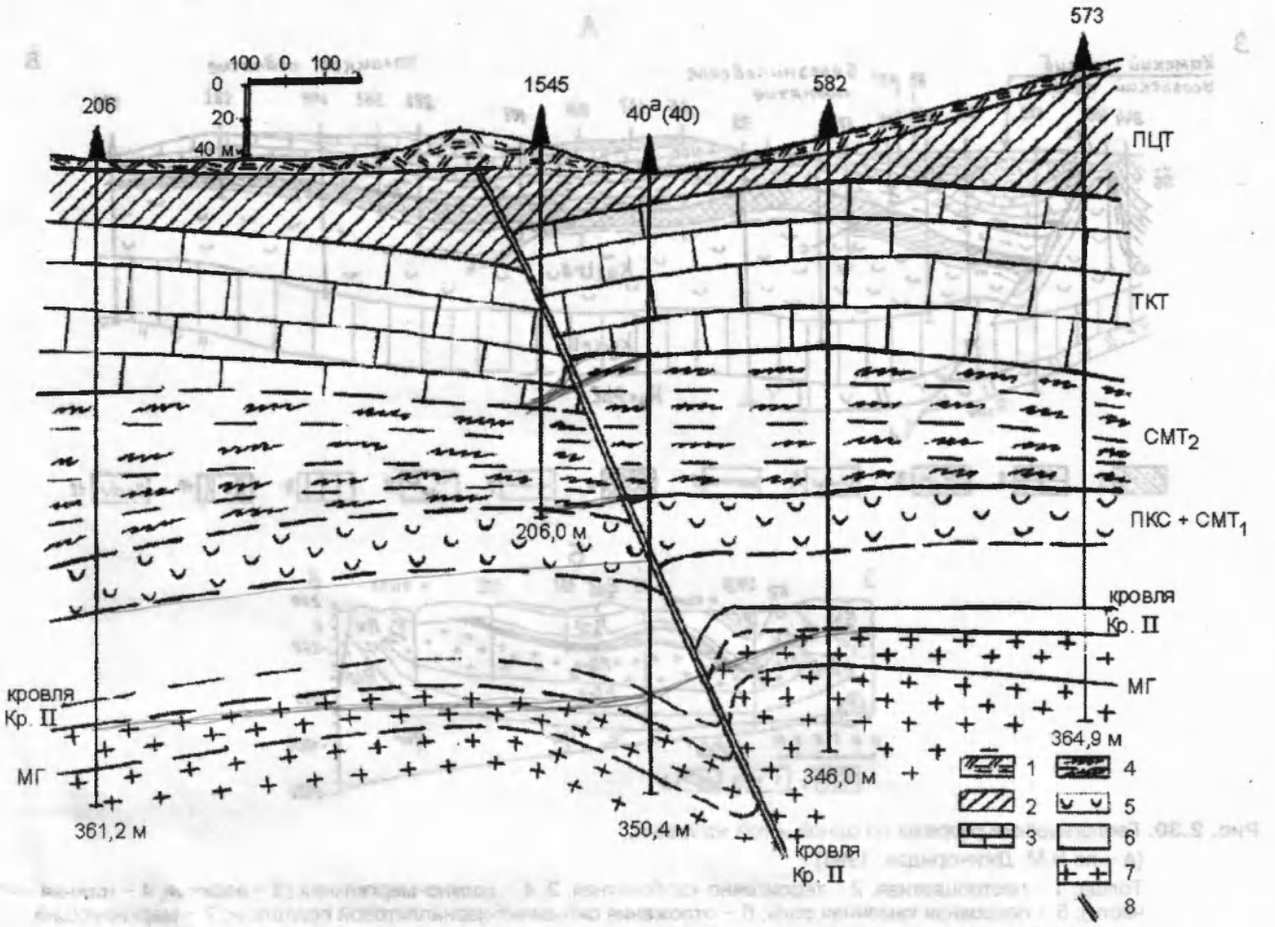


Рис. 2.28. Положение Троицкого надвига в разрезе на границе шахтного поля БКРУ-2 (скв. 1545) и Талицкого участка (скв. 40а).

1 – четвертичные отложения; 2 – пестроцветная толща; 3 – терригенно-карбонатная толща (ТКТ); 4 – верхняя часть соляно-мергельной толщи ($СМТ_2$); 5 – нижняя часть СМТ и покровная каменная соль; 6 – калиеносная часть разреза; 7 – подстилающая каменная соль; 8 – надвиг.

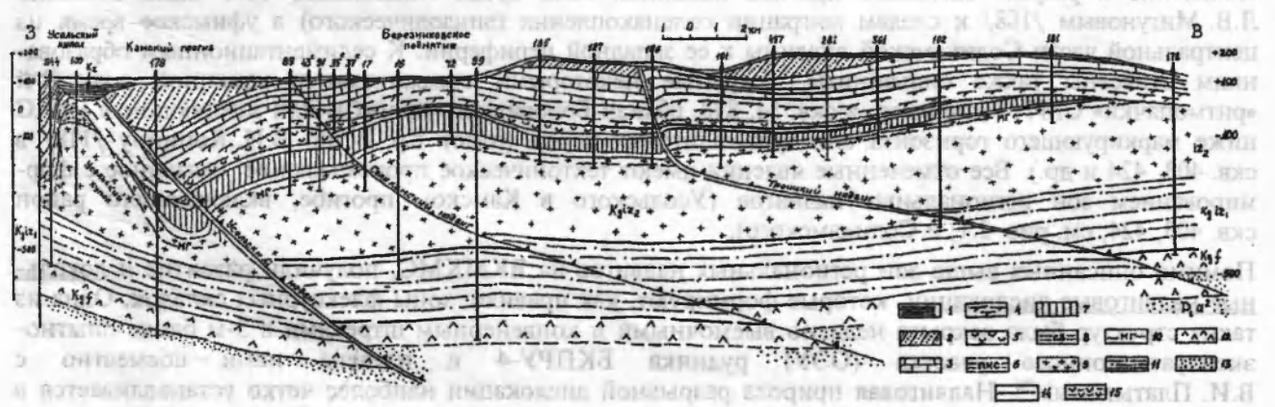


Рис. 2.29. Надвиговая структура Верхнекамского месторождения /325/.

Надсолевой комплекс: 1 – глина кайнозоя, 2 – пестроцветная толща, 3 – терригенно-карбонатная толща (ТКТ), 4 – верхняя часть соляно-мергельной толщи ($СМТ_2$);

Соляной комплекс: 5 – каменная соль нижней части СМТ, 6 – покровная каменная соль, 7 – сильвин-карналлитовая зона, 8 – сильвинитовая зона, включая пласт Б, 9 – подстилающая каменная соль (ir_2), 10 – маркирующий горизонт;

Подсолевой комплекс: 11 – преимущественно алевролиты нижнеиренского подгоризонта, 12 – ангидриты филипповского горизонта, 13 – терригенные породы артинского яруса; 14 – поверхность подземного выщелачивания кровли соляной толщи, 15 – гипсово-глинистая шляпа.

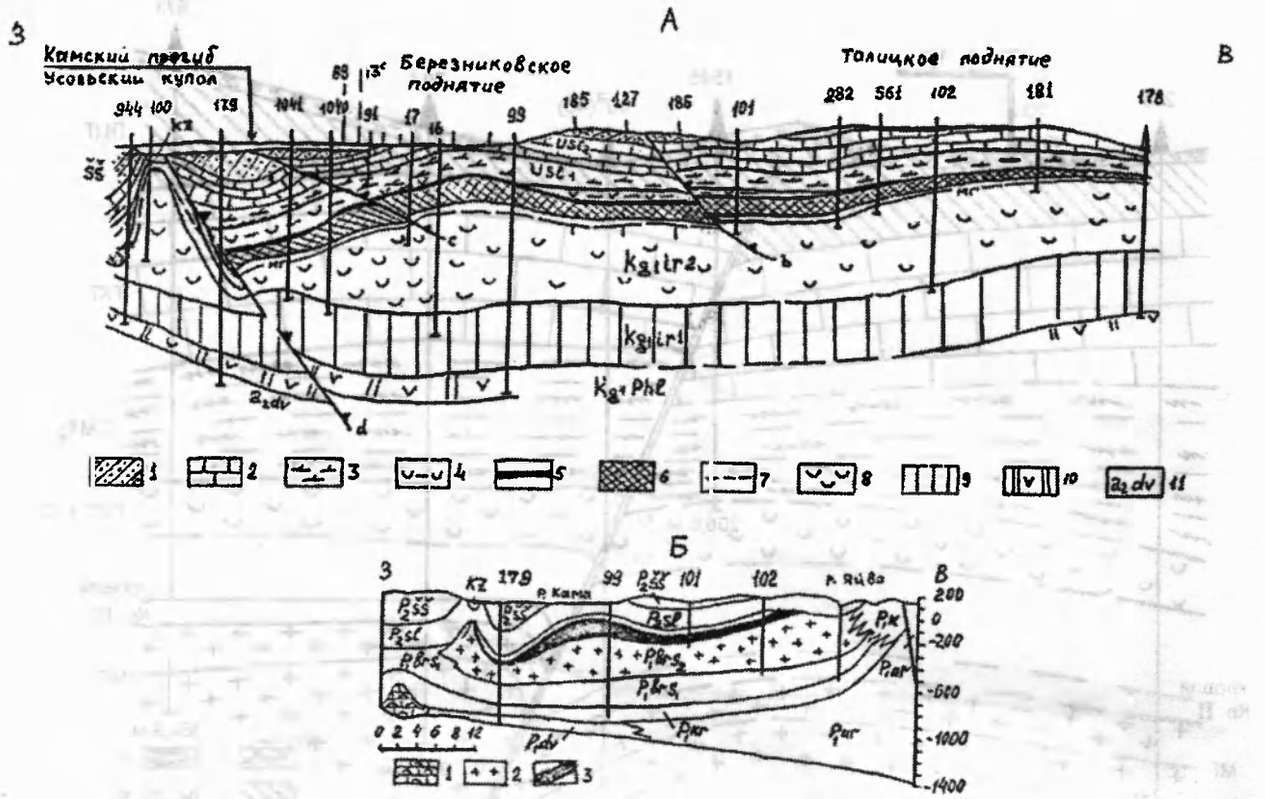


Рис. 2.30. Геологические разрезы по одной и той же линии.

(А – по Н.М. Джоридзе, 1994)

Толща: 1 – пестроцветная, 2 – терригенно-карбонатная, 3, 4 – соляно-мергельная (3 – верхняя, 4 – нижняя части); 5 – покровная каменная соль; 6 – отложения сильвинит-карналлитовой подтолщи; 7 – маркирующий горизонт; 8 – подстилающая каменная соль; 9 – глинисто-доломит-ангидритовая и 10 – доломит-ангидритовая толщи; 11 – верхнеартинские отложения свиты Дивья.

(Б – по В.И. Копнину, 1995 /139/).

1– сылвенско-саргинский риф; 2 – каменная соль; 3 – калиеносная залежь.

Появление в разрезе Камского прогиба каменной соли среди известняков ТКТ было отнесено Л.В. Мигуновым /168/ к следам миграции соленакопления (эпизодического) в уфимское время из центральной части Соликамской впадины к ее западной периферии. К седиментационным образованиям отнесены также сильвиниты, вскрытые некоторыми скважинами в каменной соли 9-й «ритмопачки» $СМТ_1$ (например, в скв. 54, 898, вблизи Боровицкого прогиба) или залегающие в ПдКС ниже маркирующего горизонта ангидрит-галитовых пород (пласт Кр. IV по В.И. Копнину /118/ в скв. 403, 424 и др.). Все отмеченные явления имеют тектоническое происхождение, связанное с формированием зон региональных надвигов (Усольского в Камском прогибе, включающего район скв. 403, 424, см. рис. 2.1, и Соликамского).

Помимо описанных выше зон региональных надвигов на ВКМКМС, получили развитие и локальные надвиговые дислокации, которые формируют, как правило, зоны флексурных складок. Одна из таких структур была вскрыта недавно выемочными и конвейерным штреками в 3-м блоке опытно-эксплуатационного участка (ОЭУ) рудника БКПРУ-4 и изучена нами совместно с В.И. Платыгиным[24]. Надвиговая природа разрывной дислокации наиболее четко устанавливается в северной стенке южного выемочного штрека, на его стыке со сбойкой 14. Панорама фотоснимков этого участка приведена на рис. 2.31 (см. цветную вкладку). Здесь четко отмечается повторение разреза по верхнему контакту слоя молочно-белого сильвинита толщиной 0,25 м, с включениями и обособлениями синего галита. Этот контакт ровный и гладкий, напоминающий границу внутрислойного растворения. Местами наблюдается срезание по контакту отдельных галопелитовых слойков вышезалегающей каменной солью В–Г.

[24] Главным геологом СП БКПРУ-4.

Последняя залегает в лежачем крыле системы сублежачих антиклинальных мезоскладок, сформированных пестрыми сильвинитами пласта В (слой 6). В замке одной из этих мезоскладок четко видно брекчирование опрокинутого глинистого коржа и образование ориентированно-прерывистой текстуры динамофлюидального течения, подчеркнутой тончайшими слойками галопелитов, которые местами под углами до 20° «упираются» и гаснут в верхнем контакте молочно-белого сильвинита. При этом обращает на себя внимание тот факт, что нижний контакт данного сильвинита согласно дислоцирован с залегающей ниже каменной солью также В–Г, образуя единую «гофрировку» микроскладок (см. рис. 2.31). У почвы выработки в правом углу снимка четко виден складчатый характер «разлинзования» молочно-белых сильвинитов. Подобный случай наблюдался нами в конвейерном штреке (7–10 м к востоку от м.т. 3 ТВ-10) в виде двух синклинальных микроскладок, образованных пестрыми сильвинитами пласта Г. В северном выемочном штреке эти складки также прослежены, но здесь они объединяясь образуют единую синклинальную мезоекладку, выполненную также пестрыми сильвинитами пласта Г (33–35 м к западу от мт 31 свв-9). Следовательно, слоеподобное тело молочно-белого сильвинита (см. рис. 2.31) представляет собой нижнюю часть пласта Г, верхняя часть которого уничтожена в процессе надвигания юго-восточной части (аллохтон) разреза на северо-западную (автохтон). При этом в автохтоне пестрые сильвиниты были преобразованы в молочно-белые, возникла микроскладчатая «гофрировка», а в аллохтоне образовались: система сублежачих складок, брекчированность коржа и ориентированно-прерывистая текстура в каменной доли В–Г в опрокинутых на СЗ крыльях мезоскладок, а также структурное несоответствие в рельефе поверхности пласта В (рис. 2.32), залегающего в автохтонной и аллохтонной частях надвига. В целом постель надвига представлена плоскостью вязкого разрыва скалывания, которая погружается на юго-восток под углами 18–25°, амплитуда перемещения аллохтона на СЗ составляет около 7 м. Локальный надвиг прослежен по простиранию на расстоянии около 0,5 км, в северо-восточном направлении он постепенно гаснет. Согласно предварительным данным электроразведочного профилирования ощущается, что вверх по разрезу рассматриваемый надвиг может достигнуть уровня пласта каменной соли И–К (максимально нижнего слоя ПКС), что классифицирует его как локальное явление (пластовый надвиг).

Таким образом, в современной структуре шахтных полей ВКМКМС разрывные дислокации представлены региональными и локальными надвигами.

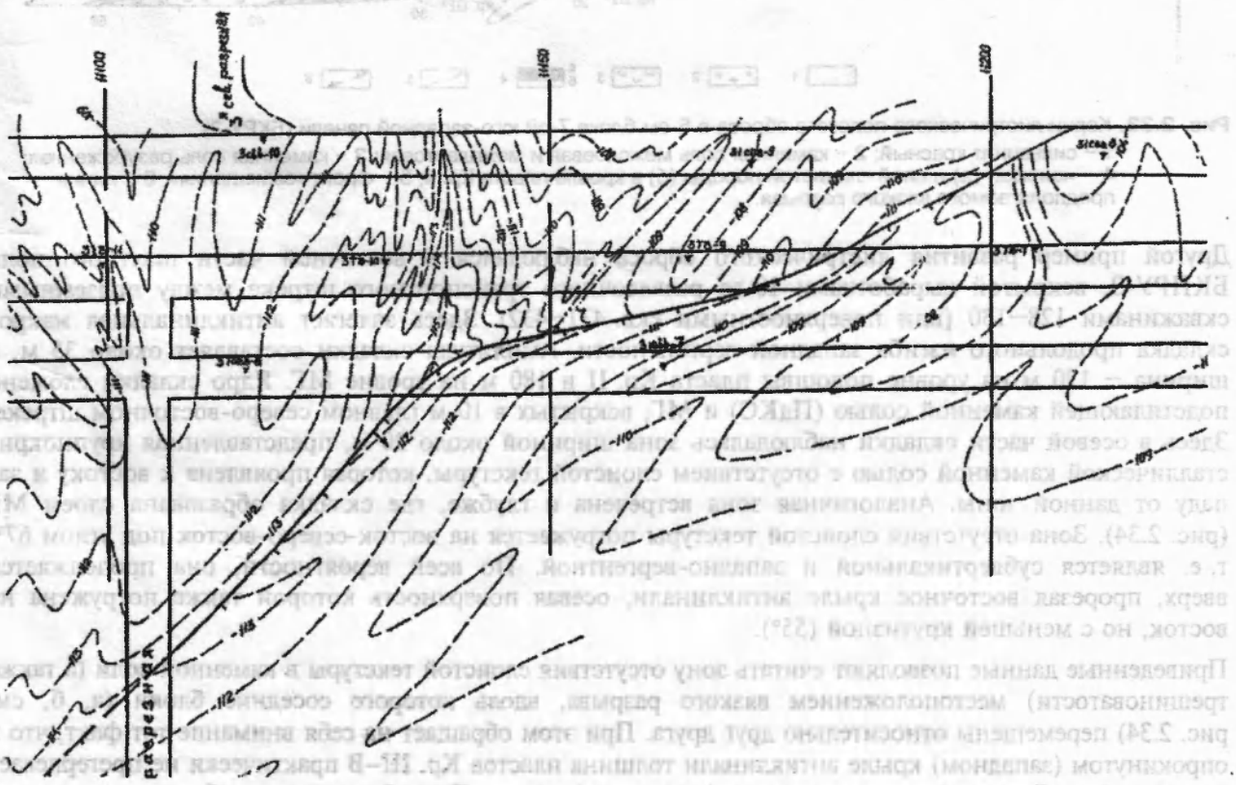


Рис. 2.32. Структурное взаимоотношение в рельефе кровли пласта В вдоль локального надвига (масштаб 1:500).

2.2.2.2. Листрические сбросы

О существовании листрических сбросов было упомянуто нами при характеристике восточной границы зоны Соликамского регионального надвига (см. гл. 2.2.2.1, рис. 2.18, б и 2.19). Подобные дислокации вскрыты также горными выработками на рудниках БКПРУ-2,3 и выявлены нами при интерпретации временных разрезов МОГТ, отработанных на шахтных полях СКПРУ-1,2 ГИ УрО РАН и «Пермнефтегеофизикой».

В 5-м блоке 7-й юго-западной панели шахтного поля БКПРУ-2 наблюдалась нами полого восстающая на запад зона разубоживания сильвинитов пласта Кр. II (слои 1, 3, 5) толщиной около 3 м. Вдоль нижней границы зоны фиксируются вязкий разрыв и смещение слоя 6 вниз (сползание на расстоянии около 20 м) и к востоку, а вдоль верхней границы – блоковое будинирование слоя глинистых пород, залегающего в кровле пласта Кр. II (рис. 2.33). Следовательно, 3^x-метровая зона разубоживания отвечает структуре растяжения, выполаживающейся к востоку «ковшеобразно», одновременно с использованием зоны структуры разубоживания. По всем изложенным признакам вязкий разрыв относится к листрическому сбросу с опущенным восточным крылом, а под плоскостью разрыва находится неразубоженная часть пласта Кр. II, которая представляет собой лежачее крыло синклинальной мезоскладки. Висячее крыло этой складки разубожено, а затем уничтожено вовлечением в процесс образования листрического сброса. Сохранились лишь фрагменты слоев 4 и 6 (левая сторона рис. 2.33). Таким образом, в рассмотренном случае листрический сброс образовался после формирования флексурной складки и, вероятнее всего, также после галитизации сильвинитов. Это означает отсутствие причинно-следственной связи между галитизацией сильвинитов и образованием листрического сброса.

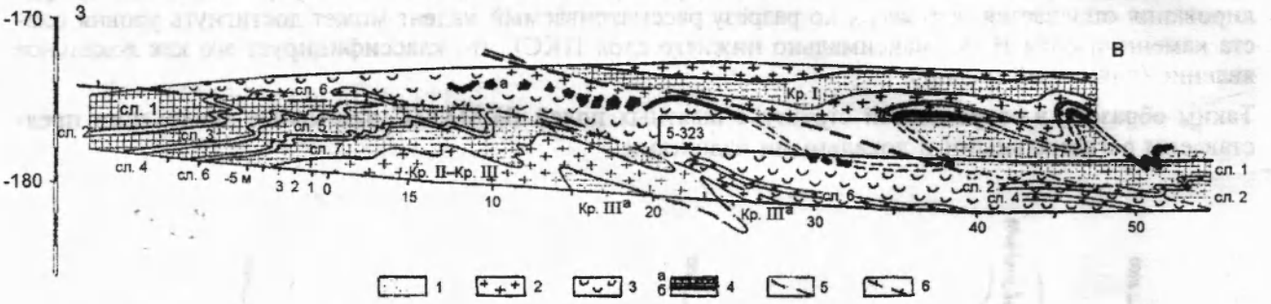


Рис. 2.33. Корни листрического пологого сброса в 5-ом блоке 7-ой юго-западной панели (БКРУ-2).
1 – сильвинит красный; 2 – каменная соль межслоевая и межпластовая; 3 – каменная соль разубоженная; 4 – «книжка» (а) и слой глинистой породы (б) в кровле пласта Кр. II; 5 – фронт «замещения»; 6 – линия предполагаемого вязкого разрыва.

Другой пример развития листрического сброса наблюдался в восточной части шахтного поля БКПРУ-3, вскрытой выработками 10-го разведочного транспортного штрека между подземными скважинами 128–130 (или поверхностными скв. 431–432). Здесь залегает антиклинальная макроскладка продольного изгиба западной вергентности. Амплитуда складки составляет около 35 м, а ширина – 120 м на уровне подошвы пласта Кр. II и 180 м на уровне МГ. Ядро складки сложено подстилающей каменной солью (ПдКС) и МГ, вскрытых в 10-м главном северо-восточном штреке. Здесь в осевой части складки наблюдалась зона шириной около 20 м, представленная крупнокристаллической каменной солью с отсутствием слоистой текстуры, которая проявлена к востоку и западу от данной зоны. Аналогичная зона встречена и глубже, где складка образована слоем МГ (рис. 2.34). Зона отсутствия слоистой текстуры погружается на восток-северо-восток под углом 67°, т. е. является субвертикальной и западно-вергентной. По всей вероятности, она продолжается вверх, прорезая восточное крыло антиклинали, осевая поверхность которой также погружена на восток, но с меньшей крутизной (55°).

Приведенные данные позволяют считать зону отсутствия слоистой текстуры в каменной соли (а также трещиноватости) местоположением вязкого разрыва, вдоль которого соседние блоки (а, б, см. рис. 2.34) перемещены относительно друг друга. При этом обращает на себя внимание тот факт, что в опрокинутом (западном) крыле антиклинали толщина пластов Кр. III–В практически не претерпевает изменений, наблюдаемых в нормальном (восточном) крыле. Если бы смещение блоков по вязкому

разрыву происходило снизу вверх, и с этим явлением было бы связано формирование складки («в», рис. 2.34), то мы наблюдали бы в мульде синклинали «а» утонение толщины пластов и ее увеличение в присводовой части нормального крыла антиклинали «в», вскрытого подземной скв. 129, как это отмечается (правда незначительно) в опрокинутом крыле антиклинали «в». Складывается впечатление, что западный блок («б») двигался вверх, а восточный («а») – сползал вниз, создавая тем самым условия растяжения. В данном случае зону вязкого разрыва следует отнести к зоне листрического сброса, что объясняет утонение толщины пластов Кр. III–В в восточном крыле складки «в». Примечательно, что на крыльях, вблизи свода и в замке антиклинали «в» не наблюдалась нами галитизация сильвинитов. Это вступает в противоречие с фактом отсутствия слоистой текстуры в каменной соли зоны листрического сброса. Если априорно признать движение растворов при образовании листрического сброса (сверху вниз), как причину уничтожения слоистости и перекристаллизации галита в этой зоне, то необходимо допустить, что эти растворы являлись недонасыщенными по хлористому натрию и были привнесены в зону снизу. В данном случае такие растворы должны были привести к галитизации сильвинитов Кр. III–Кр. II, что не наблюдается. Следовательно, остается только одно положение: растворы были насыщены хлористым калием и относились к жидкой фазе, высвобожденной в результате перекристаллизации галита в сторону укрупнения его кристаллов. Причиной такой перекристаллизации могло быть снятие давления растяжением в зоне листрического сброса и устремление вверх теплового потока. Отметим, что рассмотренный листрический сброс прослеживается на протяжении около 2-х км в структуре восточной части шахтного поля БКПРУ-3, располагаясь субпараллельно региональной зоне Соликамского надвига.

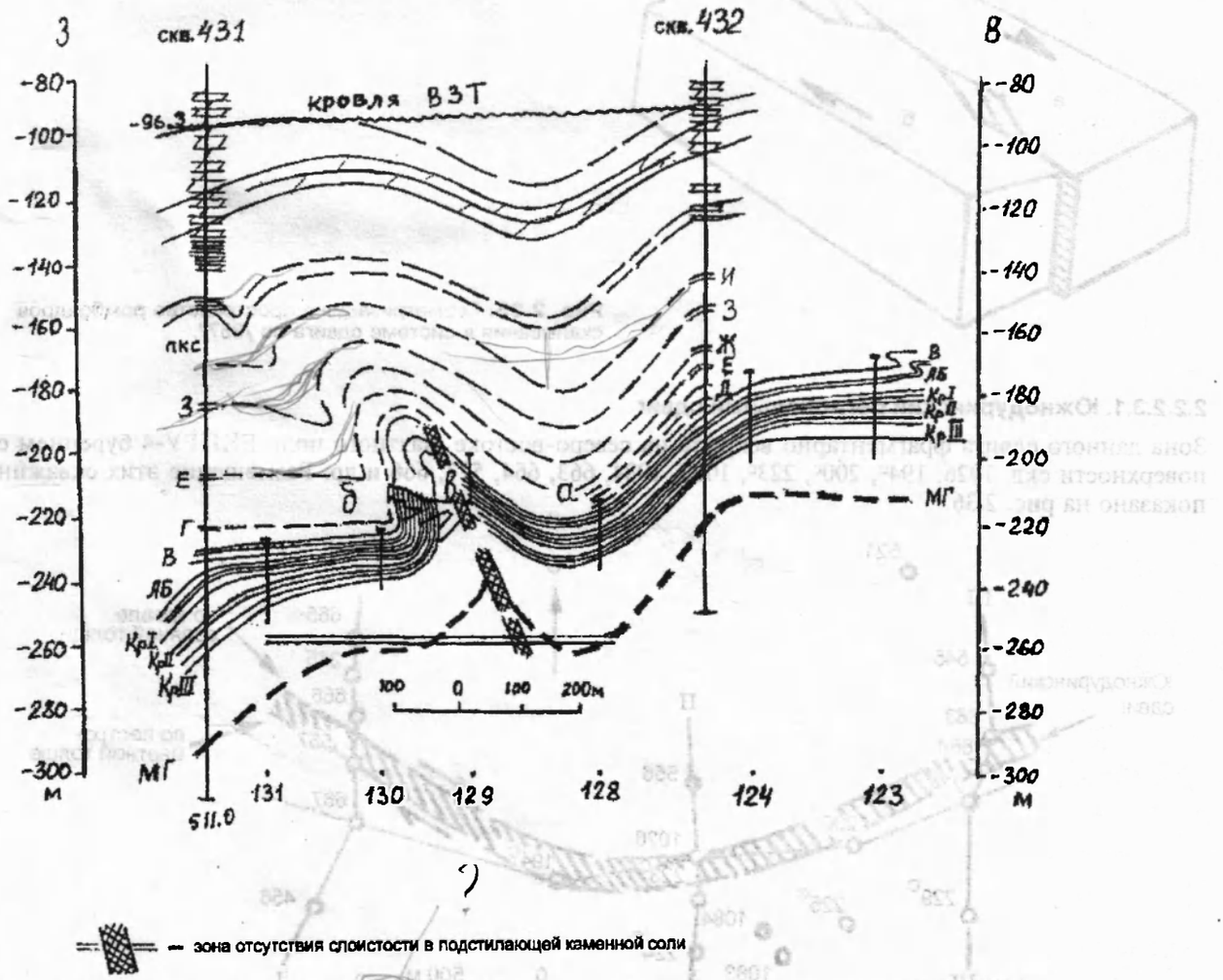


Рис. 2.34. Зона листрического сброса в 10-м главном юго-восточном штреке рудника БКПРУ-3.
(Составил Н.М. Джинoридзе по личным наблюдениям и материалам эксплуатационной разведки, 1986 г.).

Помимо описанных выше листрических сбросов, вскрытых горными выработками, подобные разрывные дислокации выявляются на временных разрезах МОГТ (например, в районе скв. 29 на руднике СКПРУ-1 или на аварийном участке рудника СКПРУ-2). Они будут охарактеризованы ниже в соответствующей главе (2.3).

2.2.2.3. Дислокации зоны горизонтального сдвига

В данной зоне основной разрывной структурой является горизонтальный сдвиг-разрыв с вертикальным или крутопадающим наклоном сместителя, по простиранию которого соседние блоки перемещены горизонтально относительно друг друга в противоположных направлениях. При этом в фронтальной части двигающихся блоков формируется область сжатия, в тыльной части – растяжения, а также образуются две системы трещин отрыва: поперечная и диагональная, которые соответствуют короткой и длинной осям ромбоэдра скалывания. Пространственное положение ромбоэдра скалывания (РС) в системе горизонтального сдвига (левостороннего) показано на рис. 2.35.

На ВКМКМС выделяются региональные и локальные сдвиги. Первые из них левосторонние (левые), вторые – лево-правосторонние (правые). Из региональных сдвигов нами изучен Южнодуринский. Локальные сдвиги выражены в структуре шахтных полей различными признаками, к числу которых отнесены: ромбоэдры скалывания, глинистые диапироподобные тела и открытые трещины растяжения.

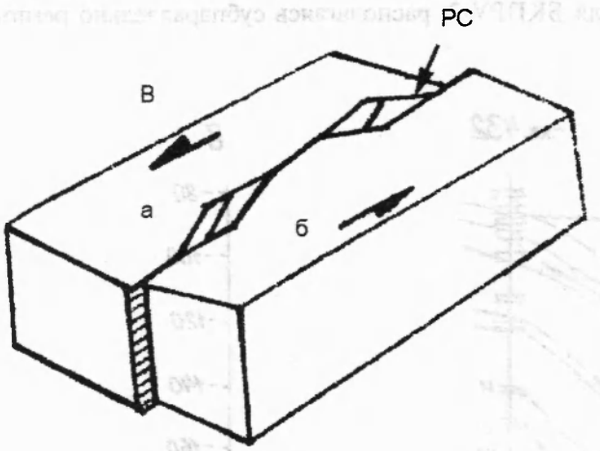


Рис. 2.35. Геометризация в пространстве ромбоэдров скалывания в системе сдвига по /357/.

2.2.2.3.1. Южнодуринский региональный сдвиг

Зона данного сдвига фрагментарно вскрыта на северо-востоке шахтного поля БКПРУ-4 бурением с поверхности скв. 1026, 194с, 200с, 223с, 1083, 1084, 663, 664, 577, 666 и др. Размещение этих скважин показано на рис. 2.36.

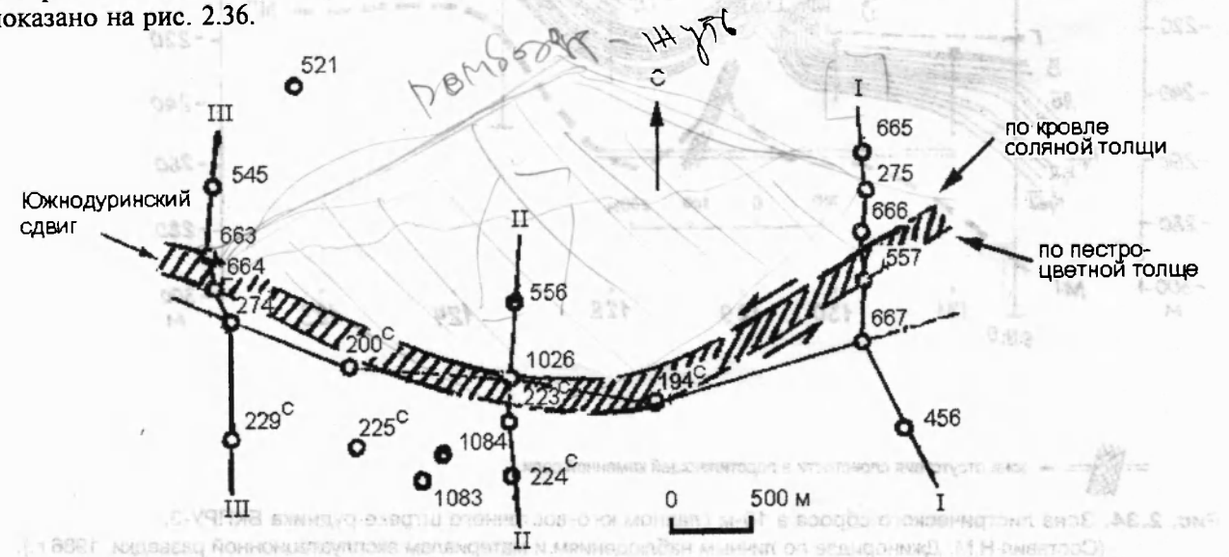


Рис. 2.36. Расположение скважин в зоне Южнодуринского сдвига на северо-востоке шахтного поля БКПРУ-4.

В скв. 1026 полностью отсутствуют ВЗТ и продуктивная зона, а $СМТ_2$ вплоть до геофизического репера 2 представлена в основном сильно разрушенными и в разной степени огипсованными породами, утратившими свои первичные структурно-текстурные признаки. В связи с этим трудно зафиксировать переход пород СМТ к образованиям гипсово-глинистой «шляпы», возникшей на соляном зеркале подземным выщелачиванием соляных пород, в целом, и пластов калийно-магниевых солей, в частности. Непосредственно ниже соляного зеркала (глуб. 407 м) залегает разубоженный аналог пласта Кр. III, а затем – подстилающая каменная соль. Характерной особенностью всего разреза между соляным зеркалом и подошвой (448,1 м) маркирующего горизонта (МГ) является огипсованность содержащихся в породах ангидрита и галопелитовых участков. По разработанной во ВНИИГе методике, в основе которой положены закономерности распределения аутигенных полевых шпатов по разрезу соляной и надсолевой толщ Верхнекамского месторождения /216, 217/, в скв. 1026 установлено выпадение из разреза $СМТ_2$ 20–25-ти метрового интервала, не связанное с выщелачиванием соляных пород, а обусловленное наличием зоны разрывных дислокаций, одна из основных плоскостей сместителя которой проходила непосредственно ниже геофизического репера 1 (глуб. 390,8 м), где среди образований гипсово-глинистой «шляпы» встречены обломки мергелей с брекчиевидной текстурой и зеркалами скольжения в них. Выше по разрезу, на глубине 318,5 м в пределах ритмопачки VIII, среди трещиноватых и полностью раздробленных кливажом пород развиты типичные тектонические брекчии, обнаруживающие характерную полосчатую текстуру, подчеркнутую чередованием крупно- и мелкообломочных брекчий, разделенных тонкими (2–5 мм) прерывистыми линзами перекристаллизованных милонитов[25] (бластомилонитов). Сходные образования устанавливаются и на глуб. 369 м. Общая ориентировка полосчатости, с которой совпадают слабо выраженные плоскости скольжения, достигает 60–80°. В инт. 364,5–373,4 м сохранились крупные блоки мергелей с углами падения слоистости 45–90°. Для сравнения отметим, что породы, относимые нами к реперу 1, образуют серию крутопадающих прослоев карбонатно-глинисто-гипсового состава, а в подстилающей каменной соли углы падения пород варьируют в пределах 50–80°. Таким образом, в разрезе скв. 1026 установлены:

- четко различающиеся остаточные продукты выщелачивания пород сильвинитовой зоны (пласты Кр. II–А) и СКЗ (в том числе $ВЗТ_1$), а также ПКС ($ВЗТ_2$) и СМТ ($ВЗТ_3$);
- участки образования брекчий выщелачивания в несоляных породах СМТ;
- зона тектонического брекчирования и милонитизации, указывающая на разрывные дислокации типа крутых взбросов;
- повсеместное огипсование верхней части подстилающей каменной соли;
- разубоживание пласта Кр. III.

Так, например, в шлифе из образца с глуб. 409,4 м отмечен субвертикально расположенный в шпатовой соли обрывок галопелитового прослоя, вокруг которого располагаются зерна галита с округло-овальными включениями красного сильвина и разноориентированные игольчатые (тонкопризматические) новообразованные кристаллы ангидрита. По краям галопелита обнаружены каемки гипса и участки перекристаллизованного ангидрита. Мелкие включения сильвина встречены также на глуб. 411.4 м на участке перекристаллизации перистой каменной соли. Следовательно, в своем первоначальном виде разрез скв. 1026 не отличался принципиально от разрезов, примыкающих с юго-запада участков, которые рассмотрены ниже. Благодаря разрывным дислокациям произошло активное подземное выщелачивание и здесь сформировался тектонокарстогенный прогиб.

Таким образом, разрез скв. 1026 располагается непосредственно в разрывных дислокациях сдвига, в то время как разрезы скв. 194с, 200с, 223с, 224с, 1083 и 1084 размещены в зоне влияния сдвига и отличаются следующими типоморфными особенностями /73/:

1. Повсеместная «зараженность» гипсами калиеносной части разреза. В скв. 223с гипс не встречен только в пласте Е и ниже, до пласта Г, хотя в них ангидриты присутствуют; выше и ниже по разрезу гипсы отмечены всюду, при этом выше пласта Е его появление связано с гидратацией первичных ангидритов и ангидритсодержащих галопелитовых участков. Ниже, начиная с пласта Г, огипсованы, преимущественно, новообразованные ангидриты, присутствующие в участках и зонах разубоживания красных или пестрых сильвинитов. В породах нижней и средней частей ПКС следы гидратации ангидритов не обнаружены. В других скважинах с разрезом данного типа (194с, 200с, 224с) наблюдаются те же особенности нахождения и развития гипса, хотя проявляются они

[25] Тонкоперетертая порода с отчетливо выраженной сланцеватой текстурой, которая образуется в зонах разрывных нарушений дроблением пород по плоскостям перемещений блоков.

менее интенсивно. Очевидно, что развитие гипса наступило в целом после разубоживания пластов калийно-магниевых солей. В скв. 223с разубожены пласты Кр. III, А, Д, К, слои 3 и 5 пласта Кр. II, нижняя часть пластов В и Е. Разубоженные аналоги отмеченных пластов и слоев всегда содержат реликты сильвина. В скв. 200с наблюдается полное разубоживание снизу до пласта Е (за исключением слоя 1 пласта Кр. II),частичное – пластов З, И, К. В скв. 194с и 224с, хотя разубожен только пласт Кр. IIIа, но гипсы развиты и за пределамим участков разубоживания, например, в кровле пласта Б внутри галопелитового участка.

2. Повсеместно пласты калийно-магниевых солей в $ВЗТ_1$ представлены пестрыми сильвинитами. Лишь в скв. 194с пласт К (350,5–351,2 м) сложен галит-карналлитовой породой с оторочкой пестрых сильвинитов в кровле и подошве пласта. Примечательно, что, во-первых, именно в этих пестрых сильвинитах сохранились реликты карналлита и, во-вторых, на примере детального исследования минералого-петрографических особенностей пород данного пласта выстраивается весь процесс начала сильвинитизации карналлитовых пород: от двойникования кристаллов карналлита, раздробления прослоев ангидрит-галопелитовых пород и, затем, растаскивания и перемешивания их фрагментов до образования изометрично-лапчатых реликтовых зерен карналлита и замещавших их сильвина с выносом хлористого магния и, наконец, «галитизации» сильвина с выносом KCl. Необходимо подчеркнуть, что именно в скв. 194с ПКС представлена наиболее полным набором литологических пачек и менее измененными породами, чем в других разрезах, что, вероятно, повлияло на сохранность карналлитов в пласте К от полной сильвинтизации.

3. Развитие зон дробления и брекчированных пород в $СМТ_2$. Так, например, в скв. 223с нижняя часть ритмопачки УШ представлена полигональными и плитчатыми обломками известняков и мергелей, иногда со следами скольжения по поверхности. Особенно интенсивная трещиноватость и, как следствие, дробление пород отмечается в инт. 246,3–249,7 и 254,4–258,3 м, а в обломках мергелей сохраняется отчетливая слоистость под углом 40–45° и согласная с ней грубая сланцеватость. В скв. 194с также в пределах ритмопачки УII наиболее трещиноватые и полностью разрушенные породы устанавливаются в инт. 244,9–249,9; 254,4–255,7 и 262,5–268,5 м, а слоистость в гипсах ритмопачки УII ориентирована под углом 30°. Сходные образования встречаются в скв. 200с в инт. 267–283 м. В скв. 224с в 10–11 м выше репера 2 (гл. 220, 5 м) наблюдаются типичные тектонические брекчии, сложенные крупными (до 5 см) разноориентированными обломками слоистых известняков, которые сцементированы плотной (литифицированной) мелкообломочной массой того же состава и тонкоперетертым (милонитизированным) материалом, отмечаются в брекчии зеркала скольжения под углом около 80°.

Все выявленные типоморфные признаки легко объяснимы расположением разрезов данного типа вблизи разреза скв. 1026: наиболее интенсивно они проявлены в скв. 223, затем – 200с, 224с и 194с. К данному типу можно отнести также разрез скв. 225с, 1083, 1084. Отличие между первым и вторым типами разрезов заключается также в интенсивности проявления процессов выщелачивания солей и карстогенеза.

Для выяснения природы зоны разрывных дислокаций, вскрытой в скв. 1026, ниже приведены геологические разрезы (рис. 2.37): продольный (а) и поперечные (б, в, г). На указанных профилях четко выделяются 2 типа разреза. Первый из них характеризуется резким увеличением пестроцветной толщи, относимой всеми исследователями к шешминскому горизонту поздней перми и залегающей на различных горизонтах более древних толщ: терригенно-карбонатной ($ТКТ_2$ + $ТКТ_1$), соляно-мергельной ($СМТ_2$ + $СМТ_1$) и соляной подстилающей (ПдКС) и нижней каменной соли (НКС). Подтолщи сильвинитовая, карналлитовая и покровной каменной соли (ПКС) отсутствуют. Данный тип разреза относится к Дуринскому прогибу. Второй тип разреза относится к Бугельско-Троицкому участку ВКМКМС, который эксплуатируется рудником БКПРУ-4. Все поперечные профили, пересекающие границу между Дуринским прогибом и шахтным полем БКПРУ-4 в других районах (например, по линиям пересечений скважин 662–273, 533–689, рис. 2.38, Б), имеют однотипный характер с поперечными профилями б, в, г на рис. 2.37, что указывает на тектоническую природу этой границы, а именно: отнесение этой границы, на первый взгляд, к зоне сброса с опущенным северным (Дуринским) крылом. Амплитуда перемещений вниз по сместителю сброса постепенно уменьшается и доходит практически до единиц метров при пересечении им подошвы соляной толщи, вскрытой многими скважинами в Дуринском прогибе. Это послужило основанием для отрицания А.А. Ивановым /105/ наличия здесь субширотной разрывной дислокации, отделяющей Дуринский прогиб от Бугельско-Троицкого участка, которая была выделена в соляном и надсоляном комплексах пород (рис. 2.38, а) А.И. Белоликовым, Б.И. Сапегиным и В.В. Захваткиным /105/. Отметим, что впервые Южнодуринская разрывная дислокация была выделена в виде разлома П.В. Вишневским и В.И. Родионовым в 1969 г. на основе интерпретации материалов ВЭЗ и прослежена в широтном направлении на расстоянии 20 км. /37/. По их данным, разлом представляет собой сброс с амплитудой смещения 200–300 м в надсолевом и соляном комплексах пород. Разлом, предположитель-

но, проникает, по их мнению, в подсолевые отложения. Позже, по распределению гравитационных и магнитных аномалий Г.Г. Кассиным и В.В. Филатовым /116/ данный разлом прослежен на расстоянии более 500 км и выделен как левосторонний сдвиг, пересекающий складчатые структуры Приуралья и Урала. По их мнению, Дуринский прогиб «... является наложенной структурой, образовавшейся в результате подвижек по глубинному разлому после формирования соляной толщи» (с. 80 /116/), а сам глубинный разлом (т. е. сдвиг) представляет собой унаследованно развивающуюся структуру, которая образовалась еще в дорифейский этап развития данной территории и активизировалась в позднем палеозое или более позднее время (с. 78 /116/). Последнее утверждение является выражением фиксисткой позиции авторов и ее примирение с мобилистской концепцией (левосторонний сдвиг) представляется нам неудачным. Горизонтальный сдвиг, рассекающий структуры Урала, выраженный в надсоляных отложениях Дуринского прогиба S-образными локальными аномалиями силы тяжести шириной 1–2 км (рис. 2.39 /116/), вполне может иметь свои «корни» в фундаменте, если он образовался не в рифее, а в мезозое. На образование рассматриваемого сдвига указывают следующие данные:

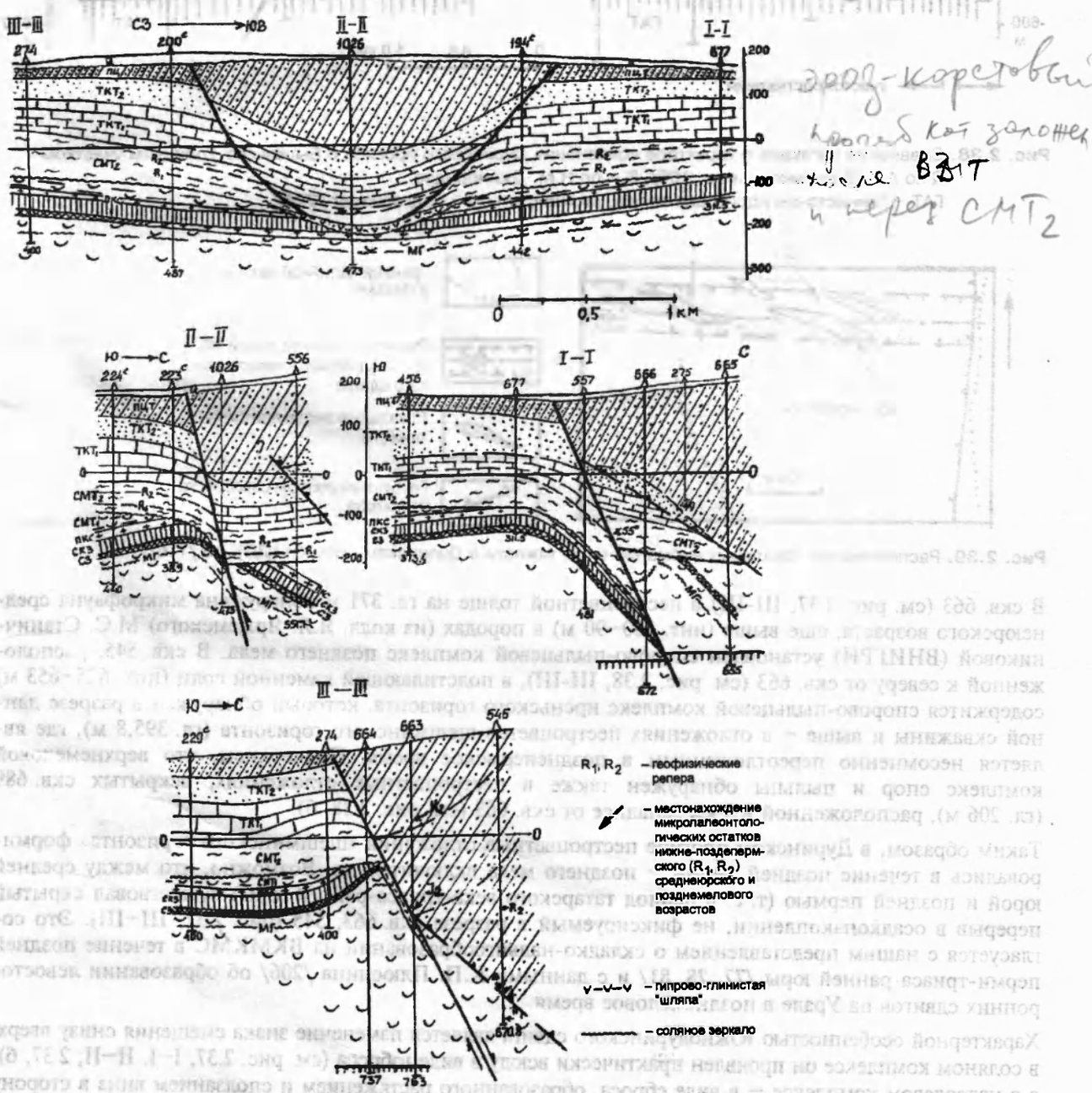


Рис. 2.37. Продольный (а) и поперечные (б, в, г) геологические разрезы в зоне Южнодуринского горизонтального сдвига (расположение см. рис. 2.36).

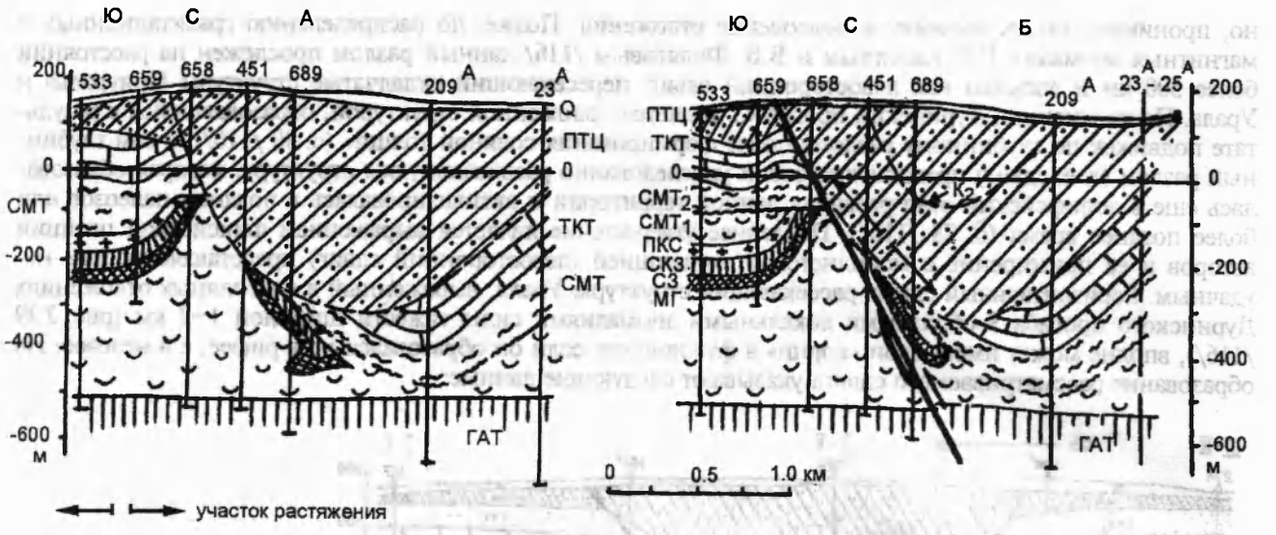


Рис. 2.38. Сравнение взглядов о характере сочленения Дуринского прогиба с Быгельско-Троицким участком
А по А.И. Белоликову и др./105/, Б – по Н.М. Джиноридзе.
ГАТ – глинисто-ангидритовая толща, нижнеиреньский подгоризонт /274/.

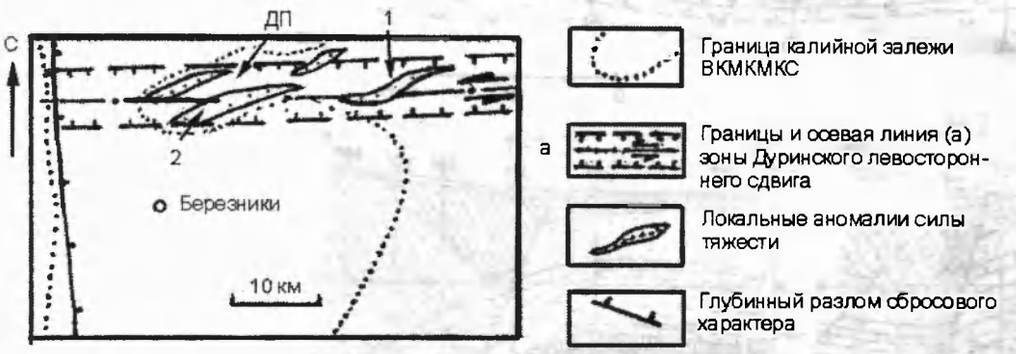


Рис. 2.39. Расположение локальных аномалий силы тяжести в Дуринском прогибе (ДП), по /116/.

В скв. 663 (см. рис. 2.37, III-III) в пестроцветной толще на гл. 371 м обнаружена микрофауна среднеюрского возраста, еще выше (инт. 160–90 м) в породах (из колл. Я.Я. Яржемского) М.С. Станичниковой (ВНИГРИ) установлен спорово-пыльцевой комплекс позднего мела. В скв. 545, расположенной к северу от скв. 663 (см. рис. 2.38, III-III), в подстилающей каменной соли (инт. 625–653 м) содержится спорово-пыльцевой комплекс иреньского горизонта, который обнаружен в разрезе данной скважины и выше – в отложениях пестроцветов шешминского горизонта (гл. 395,8 м), где является несомненно переотложенным в позднепермское время. Подчеркнем, что верхнемеловой комплекс спор и пыльцы обнаружен также в пестроцветных отложениях, вскрытых скв. 689 (гл. 206 м), расположенной в 8 км западнее от скв. 663 (см. рис. 2.38, б).

Таким образом, в Дуринском прогибе пестроцветные отложения «шешминского горизонта» формировались в течение поздней перми – позднего мела включительно. Возможно, что между средней юрой и поздней пермью (т. е. в период татарского века-триаса-ранней юры) существовал скрытый перерыв в осадконакоплении, не фиксируемый в разрезе скв. 663, 545 (рис. 2.37, III–III). Это согласуется с нашим представлением о складко-надвигообразовании на ВКМКМС в течение поздней перми-триаса-ранней юры /77, 78, 81/ и с данными К.П. Плюснина /206/ об образовании левосторонних сдвигов на Урале в позднемеловое время.

Характерной особенностью Южнодуринского сдвига является изменение знака смещения снизу вверх: в соляном комплексе он проявлен практически всюду в виде взброса (см. рис. 2.37, I–I, II–II; 2.37, б), а в надсолевом комплексе – в виде сброса, образованного растяжением и сползанием вниз в сторону прогиба отложений шешминского горизонта. Растяжение происходило вдоль плоскости сбрасывания

в процессе подземного выщелачивания солей и образования карстовых полостей (например, высотой 74 м в скв. 273[а] /105/), заполненных обломками и глыбами разрушенных сдвигом пород соляно-мергельной, терригенно-карбонатной и пестроцветной толщ. Поэтому в зоне растяжения, субпараллельной сдвигу, отсутствуют отложения $СМТ_2$, ТКТ и соляной толщи, в целом[26], а непосредственно вблизи сдвига – верхняя часть (калийная) соляной толщи.

Таким образом, зона Южнодуринского регионального сдвига отличается своим строением от других разрывных дислокаций(сброс, взброс, надвиг). Представленные на рис. 2.37сдвиговые дислокации в плане формируют ромбоэдр скалывания, короткая ось которого располагается параллельно профилю II–II, а длинная – по линии скв. 664–665 (см. рис. 2.35). Пространственное положение данного ромбоэдра четко определено также на рис. 2.35, где он (РС) залегает между блоками «а» (Дуринский прогиб) и «б» (БКПРУ-4), а на рис. 2.39 рассматриваемый ромбоэдр располагается между локальными зонами силы тяжести 1 и 2.

2.2.2.3.2. Структуры локального сдвига

Локальные горизонтальные сдвиги встречаются в структуре шахтных полей ОАО «Сильвинит» и ОАО «Уралкалий» чаще, чем региональные сдвиги. Они образуют, как правило, дочерний ряд Южно- и Северодуринского региональных сдвигов или осложняют фронтальную часть региональных надвигов. Локальные сдвиги выделяются чаще всего на временных разрезах МОГТ и структурных картах шахтных полей предположительно и в редких случаях в разрезах скважин (например, скв. 1014 на руднике БКПРУ-2). Поэтому они будут рассмотрены попутно при обсуждении материалов сейсморазведки МОГТ и структурных построений в соответствующих разделах. Здесь же остановимся на тех структурах, которые доступны изучению при подземной и эксплуатационной разведках и являются, по нашему мнению, индикаторами существования локальных и горизонтальных сдвигов. К их числу относятся ромбоэдры скалывания и «диапировидное» перемещение глинистого материала в раздвигающие структуры пласта АБ.

2.2.2.3.2.1. Ромбоэдры скалывания в сильвинитах пласта АБ ВКМКМС

В калийных солях ВКМКМС ромбоэдры скалывания впервые выявлены и выделены под названием «ушки» геологами АО «Сильвинит» в горных выработках СКРУ-3. В дальнейшем они изучались сотрудниками геологической лаборатории АО ВНИИГ с участием авторов данной главы. В результате «ушки» были классифицированы как структуры сжатия-растяжения и отнесены к ромбоэдрам скалывания /74/.

Ромбоэдры скалывания (далее – «ромбоэдры») относятся к динамокластическим структурам, возникшим при хрупких деформациях, преимущественно в зонах горизонтального сдвига. В литературе они известны под названиями «дуплекс» или «лозанж»/357/. Приводятся примеры гигантских ромбоэдров с размером сторон в десятки километров, в то же время, здесь могут быть встречены блоки пород в форме ромбоэдра размером в несколько сантиметров /133/. В зонах сдвига оси ромбоэдра отражают направление наибольшего растяжения или сжатия. Возникновение ромбоэдров в результате горизонтального сдвига подтверждено также экспериментальными работами на моделях /64, 65/. В соляных породах ромбоэдры скалывания до настоящего времени не фиксировались.

Для выяснения природы ромбоэдров, выявленных в сильвинитах пласта АБ на ВКМКМС, рассмотрим особенности их внутреннего строения и пространственного размещения.

Ромбоэдры широко развиты в центральной части шахтного поля СКРУ-3 в пределах панелей 1, 2, 3, 6. Подобные структуры выявлены нами еще на двух шахтных полях месторождения – БКПРУ-1 и БКПРУ-4 (АО «Уралкалий»), благодаря чему появилась возможность сравнить условия возникновения ромбоэдров в трех, достаточно удаленных друг от друга, районах месторождения (расстояние до 25 км).

Наиболее детально строение ромбоэдров скалывания изучено на шахтном поле СКПРУ-3. Здесь на II панели структура одиночного ромбоэдра (рис. 2.40) вскрыта двумя ходами очистной камеры 46, что позволило исследовать четыре сечения ромбоэдра. В западной выработке сечения отличаются друг от друга по своей конфигурации (сечения А и В). Восточный ход камеры вскрывает однотипные сечения, однако отмечается сужение сечения на западной стенке. Построения, выполненные в плане по результатам замеров, определили ромбоэдрическую форму, размеры и ориентировку структуры в пространстве (рис. 2.40, а). При этом длинная ось ромбоэдра имеет длину около 25 м и простирается на ЗСЗ (290°), короткая – около 8 м в длину.

[26] В некоторых участках не исключено отсутствие соляной толщи, т. е. залегание пестроцветов непосредственно на отложения ГАТ.

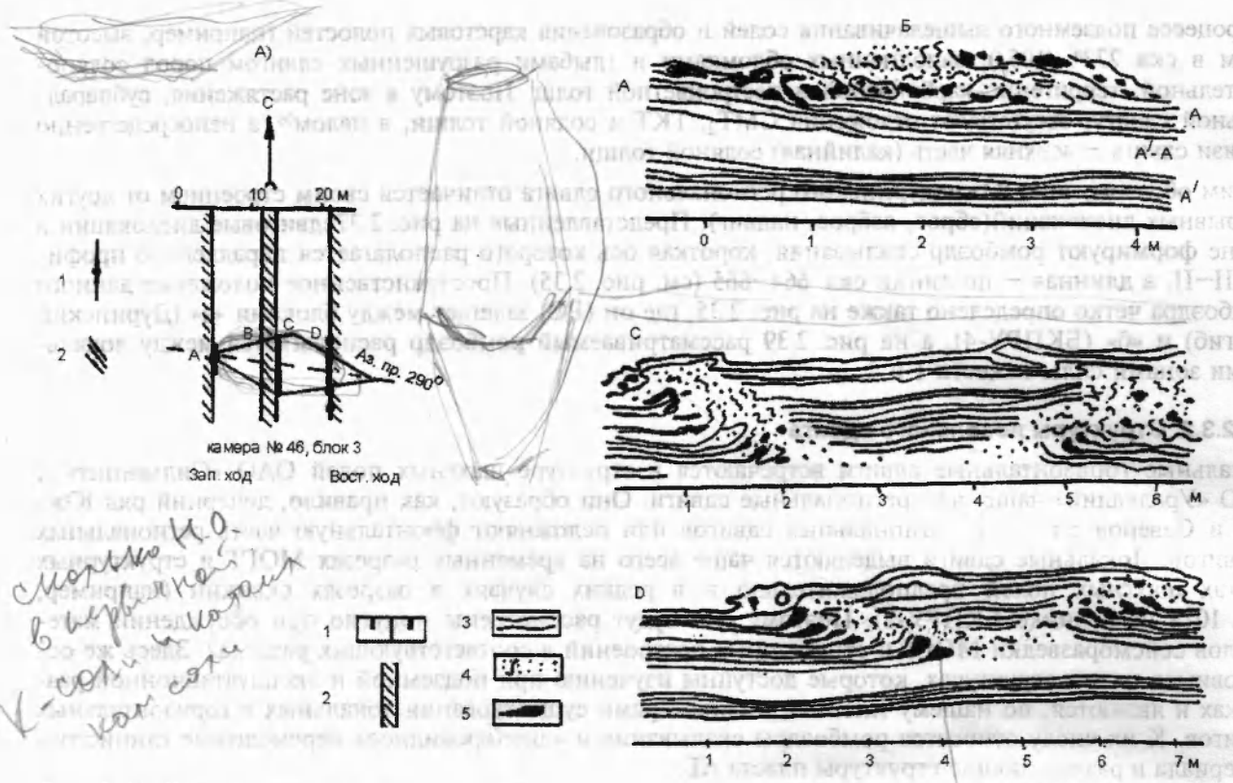


Рис. 2.40. Пространственное положение (а) и внутреннее строение (б) одиночного ромбоэдра скалывания на II панели СКРУ-3.

1 – Изученое сечение ромбоэдра,
2 – Межкамерные и межходовые целики,
3 – Полосчатый сильвинит пласта А,
4 – Катаклазированная каменная соль,
5 – Блоки молочно-белого сильвина.

Внутренняя структура ромбоэдра по пересечениям (рис. 2.40, б) показывает, что он в объеме представляет собой перевернутую вниз усеченную пирамиду. Центральная зона структуры в сечениях С, и А судя по слоистости, выдавлена вверх относительно смежных участков вдоль узких полос (шириной 0,2–0,8 м), выделяемых в дальнейшем в качестве краевых зон ромбоэдра, наклоненных навстречу друг другу под углом 20–40°. В структурном отношении краевые зоны представляют собой микровзбросы. Они сложены серой разнозернистой каменной солью с включениями хаотически перемещенных фрагментов галопелитовых прослойков, синего шпатового галита и молочно-белого сильвина. Эти особенности указывают на катакластическую природу соляных пород в краях ромбоэдра и позволяют отнести его к динамокластическим структурам.

В сечении А края ромбоэдра сходятся (замыкаются), образуя эллипсообразную «линзу» каменной соли в полосчатых сильвинитах размером 1×4 м. В пересечениях, субпараллельных длинной оси, ромбоэдры имеют более сложное строение. Один из таких ромбоэдров был изучен на 6-й панели СКПРУ-3, другой – на 3-й панели. В таких сечениях устанавливаются участки растяжения или сжатия в центральном блоке, фиксируемые по разрывам «коржа», уменьшению мощности прослоев (растяжение), либо по сдвоению слоев (сжатие).

Таким образом, внутреннее строение ромбоэдров по пересечениям, субпараллельным длинной либо короткой осям, различаются. Формы проявления по короткой оси отвечают сжатию, по длинной – преимущественно растяжению. Следовательно, в выделенных нами структурах длинная ось соответствует направлению наибольшего растяжения, а короткая – наибольшего сжатия, что согласуется с известными положениями о геометризации ромбоэдров (рис. 2.35) относительно геодинамического напряжения, а также с ориентировкой открытой трещины, выявленной на 1 панели (рис. 2.41). Изучение внутренней структуры ромбоэдров скалывания позволило расшифровать по результатам картирования морфологию и отличительные признаки этих структур в пределах 32–40 камер на 1-й панели и разработать их классификацию (рис. 2.42).



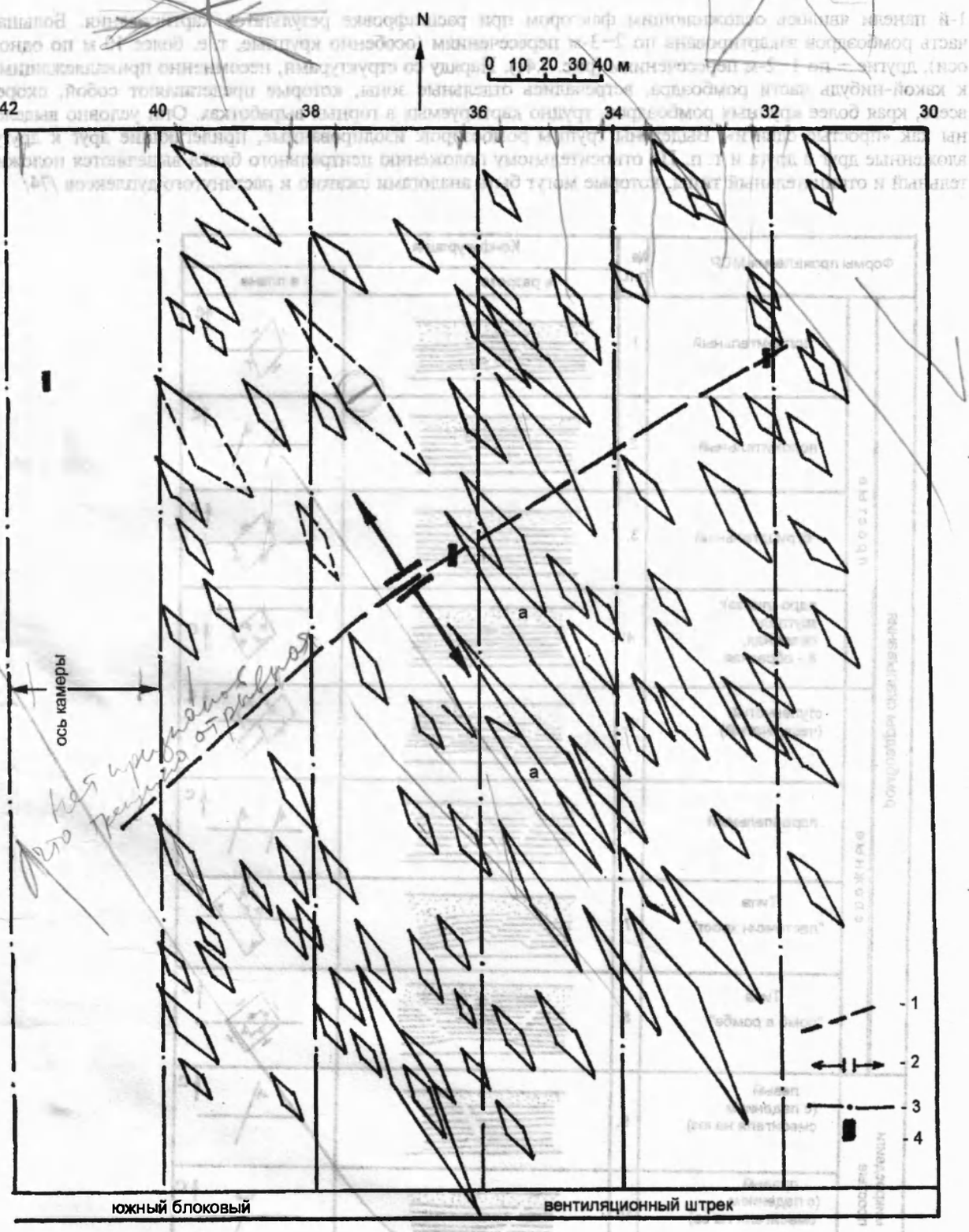


Рис. 2.41. Пространственное положение ромбоздров скалывания и открытой трещины (результаты картирования, блок 2, панель 1);
1 – открытая трещина; 2 – направление наибольшего растяжения; 3 – ось камеры и ее номер;
4 –местоположение изученного разреза.

На участке картирования по обеим стенкам горных выработок фиксировалось положение и угол наклона краевых зон ромбоэдров. Обилие этих структур в районе протяженной (до 150 м) трещины на 2-м блоке

1-й панели явилось осложняющим фактором при расшифровке результатов картирования. Большая часть ромбоэдров закартирована по 2–3-м пересечениям (особенно крупные, т. е. более 10 м по одной оси), другие – по 1–2-м пересечениям (рис. 2.41). Наряду со структурами, несомненно принадлежащими к какой-нибудь части ромбоэдра, встречались отдельные зоны, которые представляют собой, скорее всего, края более крупных ромбоэдров, трудно картируемых в горных выработках. Они условно выделены как «простые сдвиги». Выделены группы ромбоэдров: изолированные, прилегающие друг к другу, вложенные друг в друга и т. п. По относительному положению центрального блока выделяются положительный и отрицательный типы, которые могут быть аналогами сжатого и растянутого дуплексов /74/.

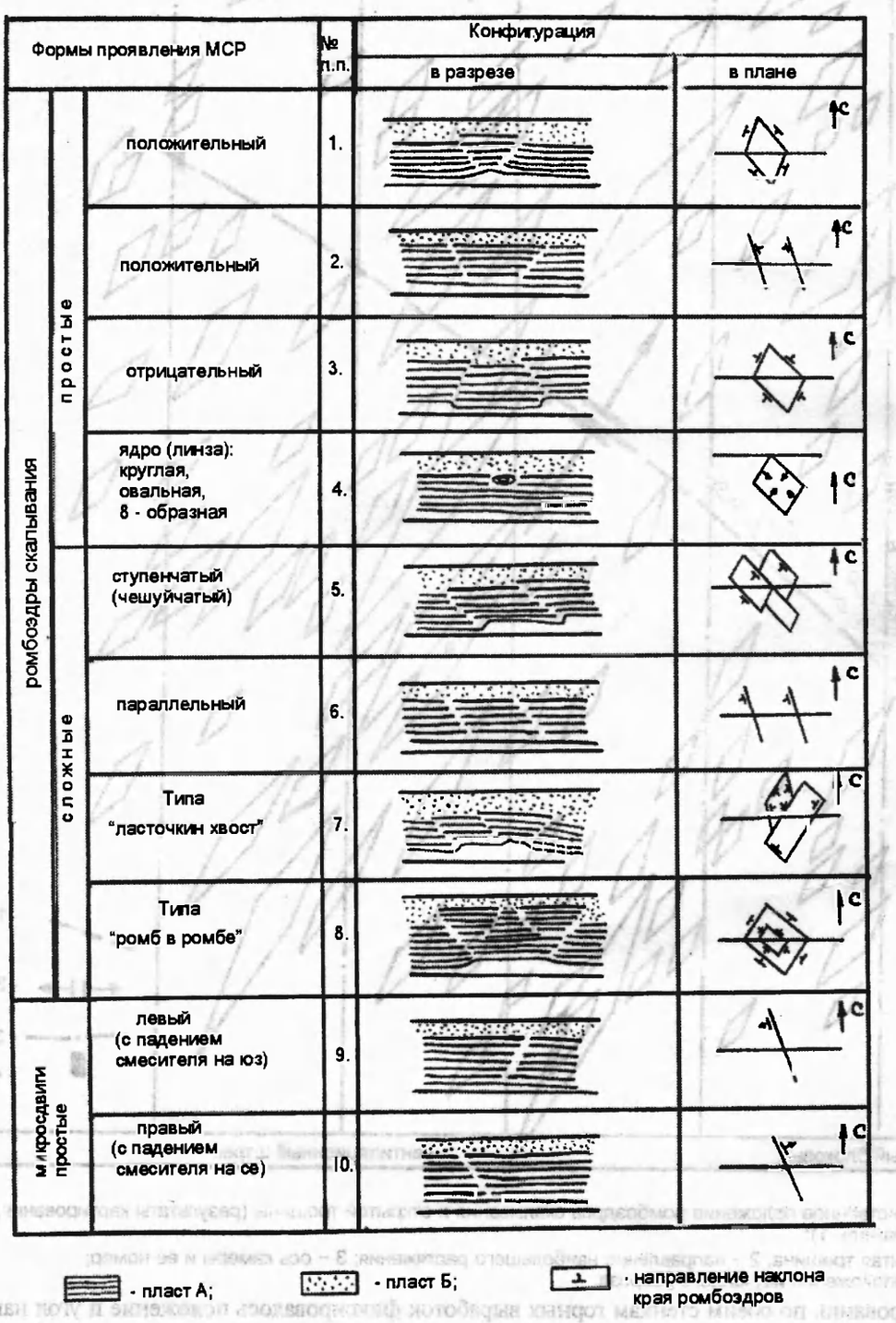


Рис. 2.42. Типизация ромбоэдров скалывания (разработана Ю.А. Плотниковым, 1992 г.).

Для выяснения природы ромбоэдров скалывания в сильвинитах пласта АБ необходимо рассмотреть ряд вопросов, к числу которых относятся:

- особенность и последовательность минералопреобразования в краевых зонах ромбоэдров;
- положение ромбоэдров в разрезе соляной толщи и в общей структуре месторождения;
- геодинамическая обстановка формирования ромбоэдров.

Иначе говоря, задача сводится к выявлению обстановки на микро- и макроуровнях.

Для ответа на первый вопрос были проведены минералого-петрографические и термобарогеохимические исследования на образцах из ромбоэдров скалывания /74/. Макроскопические исследования позволили установить, что вне краевых зон ромбоэдров существенного минералопреобразования не происходит. Вблизи краевых зон каждый из сильвинитовых прослоев пласта А, представленных красным или розовым среднезернистым сильвином, постепенно переходит сначала в зерна и агрегаты молочно-белого сильвина, нередко с бурыми каемками, а затем, после небольшого флексурного перегиба, зерна сливаются в единый крупный блок гигантозернистого молочного сильвина. Далее располагается краевая зона – серая или розовато-серая мелкозернистая каменная соль с обрывками галопелитов и включениями блочных агрегатов молочно-белого сильвина. В шлифах из краевых зон ромбоэдра отмечаются псевдоморфные выделения буроватого сильвина, приуроченные к участкам развития мелкозернистого галита и обрывкам ангидрит-галопелитовых прослоев. У галита, заместившего сильвин, сохраняется буроватая окраска. Блоки молочно-белого сильвина состоят из скоплении зерен, по границам которых развита интенсивная бурая окраска. Видны явные следы замещения сильвина галитом – реликтовые структуры, извилистые края самих блоков.

По результатам исследования шлифов из различных частей ромбоэдров выявлены следующие особенности /74/.

1. Максимальных масштабов минералопреобразование достигает в краевых зонах ромбоэдров, в меньшей степени – в зоне смыкания краев ромбоэдра по длинной оси (здесь сохранены реликты карналлита – следы ранних этапов преобразования минералов в пласте Б).
2. Минералопреобразование происходит путем метасоматического замещения как галита сильвином, так и сильвина галитом. Процесс осуществляется перекристаллизацией исходного материала с укрупнением или распадом зерен и перераспределением вещества в субгоризонтальном и вертикальном направлениях.
3. В кристаллических структурах галита и сильвина наблюдаются катакластические деформации с образованием линий Чернова – Людерса.

Физико-химические условия минералопреобразования при формировании ромбоэдров скалывания изучались с использованием методов термобарогеохимии В.М. Ковалевичем (ИГиГГИ АН Украины). В результате изучения образцов из различных участков ромбоэдров были определены температура гомогенизации микровключений, состав микровключенных газов и жидкостей в галите и сильвине, давление микровключенных газов (табл. 2.4 /74/).

В результате 94 замеров на 15 образцах был установлен диапазон колебаний температур гомогенизации (Th) в пределах 40–90°С при средних значениях 54–85°С. Положение исследованных образцов в структуре ромбоэдра выявляет следующие особенности:

1. Галит краевой зоны ромбоэдра является более низкотемпературным, чем в примыкающих участках. Понижение температуры указывает на миграцию флюидов, вынос вещества и, как следствие, потерю тепла в перекристаллизованных участках.
2. Набор микровключенных газов в галите состоит в основном из азота (89–98 об. %) и двуокиси углерода (2–7,4 об. %), меньше метана и редко водорода и сероводорода. Газы находятся под давлением от 12,5 до 21 МПа. В открытых трещинах, приуроченных к ромбоэдрам, увеличено содержание CO_2 (до 50 об.%) за счет уменьшения N_2 (до 48 об. %).
3. Химический состав растворов обнаруживает резкое колебание содержаний ионов калия (12–60 г/л) и магния (33–102 г/л).

Все перечисленные особенности минералопреобразования являются результатом динамометаморфизма солей в условиях горизонтального сжатия. На это указывают также состав микровключенных газов /74/ и относительно высокие Th.

О времени образования ромбоэдров скалывания и зародивших их сдвиговых дислокаций можно судить по следующим положениям /74/.

1. Края ромбоэдра не имеют четких продолжений в пласте Б, затухая в самой нижней его части. В лучшем случае они выражены флексурными изгибами, в то время как «корж» пласта Б носит следы разрыва, выраженные перекрытием и раздвигом (рис. 2.43). Одновременно с этим в пласте Б отмечаются структуры обрушения и вдавливания сверху вниз. Эти явления совместимы в том случае, если пласт Б был менее жестким, чем пласт А. Необходимо отметить, что трещина II системы (блок 2, панель 1, рис. 2.41) возникла в условиях, когда жесткость пород пластов А и Б была приблизительно идентичной, т. е. на поздней стадии формирования ромбоэдров.
2. Реликты карналлита в сильвинах и вертикальная зональность пласта Б, нарушенная на участках развития ромбоэдров, свидетельствуют о формировании последних после сильвинитизации карналлита и образования зональности (метаслоистости), т. е. вторичного затвердевания (уплотнения) пород пласта Б. Процессы эти происходили в условиях повышенных температур и давления, а относительно низкие температуры в краевых зонах ромбоэдра указывают на потери тепла в связи с активным выносом вещества из них, что подтверждает более позднее образование ромбоэдров. В связи со вторичным затвердеванием пласта Б следует отметить, что трещина II системы возникла позже начала формирования ромбоэдров, когда компетентность пород пластов А и Б стала близкой.
3. Наличие крупных кристаллов молочно-белого сильвина в зонах растяжения, примыкающих к ромбоэдру или составляющих центральный блок отрицательного (растянутого) ромбоэдра, а также на участках растяжения или сжатия «коржа» пласта Б (рис. 2.43), свидетельствует о существовании различных генераций молочно-белых сильвинов, сформированных в разное геологическое время. Указанные сильвины представляют собой наиболее позднюю генерацию, а наиболее ранняя образует метаслоистую текстуру в пласте Б, перемежаясь с пестрыми сильвинитами или входя в состав последних. Молочно-белые сильвины из пестрых сильвинитов имеют абсолютный возраст 192–145 млн. лет (юра) /189/, что свидетельствует о более позднем образовании тех молочно-белых сильвинов, которые пространственно связаны с ромбоэдрами скалывания. Следовательно, возникновение ромбоэдров и тем самым, сдвиговых дислокаций началось в меловое время.

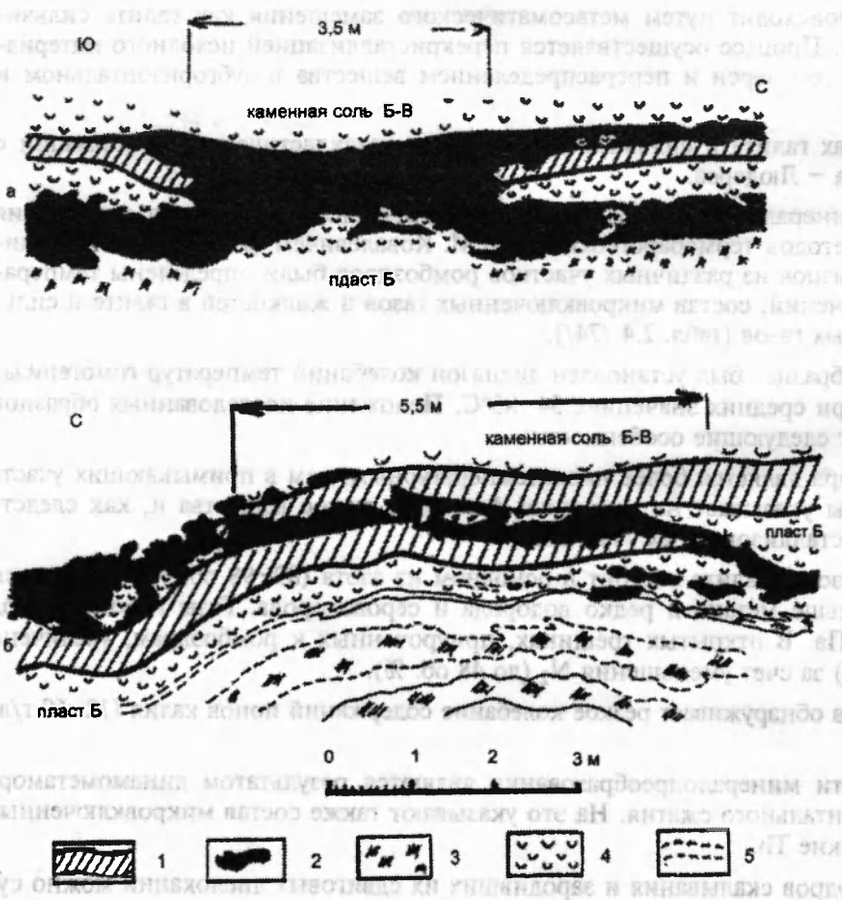


Рис. 2.43. Растяжение (а) и сжатие (б) в кровле пласта Б. Панель 6, блок 1, камера 9:
а – западная и б – восточная стенки:
1 – «корж»; 2 – молочно-белый сильвинит; 3 – пестрый сильвинит; 4 – каменная соль; 5 – галопелиты.

Для отнесения ромбоэдров скалывания в пласте АБ к структурам горизонтального сдвига и определения, тем самым, механизма их образования, чрезвычайно важным представляется факт обнаружения раздвига и крупноблочного будинажа слоя карбонат-ангидрито-глинистых пород маркирующего горизонта в подстилающей каменной соли. Это явление наблюдалось нами в штреках главного направления по каменной соли, непосредственно к северу 2-го блока 1-й панели, где по раздвигу блоки МГ растащены на 13 м (подробно об этом см. гл. 3.2.4).

К настоящему времени ромбоэдры в пласте АБ выявлены также на трех участках других шахтных полей месторождения (панель 4-бис рудника БКПРУ-1, восток 1–5 западных панелей БКПРУ-2 и юг опытного участка БКПРУ-4) и лишь в одном из них (БКПРУ-2) ромбоэдры развиты также в пласте Кр. II. Всюду на этих участкам ромбоэдры расположены на окраинах зон разубоживания сильвинитов (термодинамического разубоживания по /72/), при этом на участке рудника БКПРУ-1 устанавливается определенная зональность в пласте АБ по латерали: ромбоэдры скалывания – линзы гигантозернистых молочно-белых сильвинов (представляющие каналы выноса вещества из нижележащих сильвинитов), каменная соль разубоживания и замещения. Если справедлива парагенетическая связь процессов разубоживания красных сильвинитов с сильвинтизацией карналлитов /72, 191/, то в отмеченной нами последовательности центром начала минералопреобразующих процессов следует принять участок развития разубоженной каменной соли, и тогда относительно к ней ромбоэдры скалывания будут являться более поздними образованиями. Ассоциация ромбоэдров с линзами гигантозернистых молочно-белых сильвинов, которые являются явно вторичными относительно к вмещающим пестрым сильвинитам, свидетельствует о том, что ромбоэдры образовались после общей сильвинитизации карналлитов на данном участке.

Положение участков развития ромбоэдров в системе крупных тектонических структур (поднятия, прогибы) ВКМКМС не обнаруживает какой-либо закономерности (панель БКПРУ-1 – западный склон поднятия, СКПРУ-3 и БКПРУ-2 – прогибы, БКПРУ-4 – седловина). Формирование ромбоэдров не связано со складкообразованием и является по отношению к нему более поздним процессом, возникающим также в результате горизонтального сжатия, но в условиях взаимопересекающих тектонических напряжений, свойственных для системы горизонтального сдвига. По данным экспериментальных исследований по моделированию тектонических процессов установлено /14, 64, 65/: в зонах сдвига формируются системы трещин – поперечная (6. рис. 2.44) и диагональная (а), соответствующие короткой и длинной сторонам ромбоэдра; во фронтальной части двигающегося блока образуется зона сжатия, а в тыльной – растяжения, и пространственное положение участков сжатия и растяжения во всех экспериментах идентично.

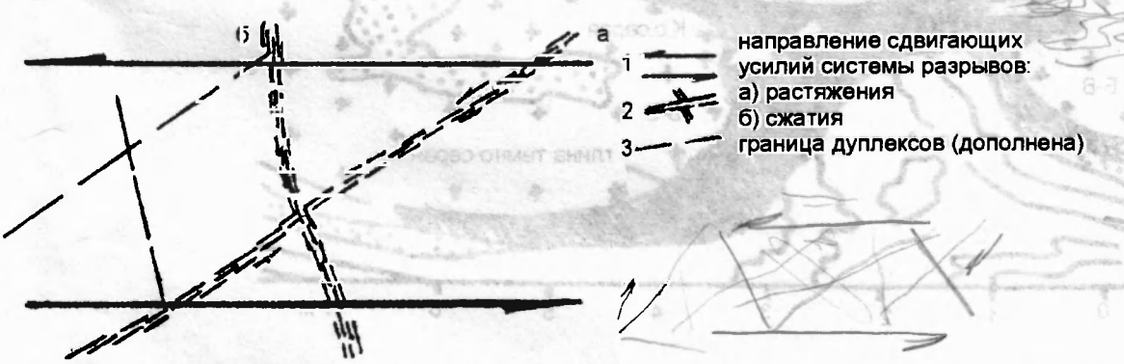


Рис. 2.44. Схема геодинамических напряжений в системе левостороннего сдвига.

2.2.2.3.2.2. «Диапировидные» структуры перемещения глинистого материала

«Диапировидные» структуры вскрыты на шахтном поле БКПРУ-4 горными выработками в западных блоках (1, 2) 3-й ЮВП и восточных блоках (4–6) 2-й ЮВП. Они выражены в виде крупных обособлений существенно глинистого материала, которые имеют явно наложенный (вторичный) характер относительно строения вмещающие их сильвинитовых пластов: Кр. I, $А^1$, АБ, В (рис. 2.45).

«Диапировидный» характер структуры глинистых обособлений четко устанавливается на рис. 2.45.1 и 2.45,2, ориентированных соответственно на Ю-С (камера) и З-В (вент. штрек). Обособлению предшествовали: образование трещин растяжения и раздвиг на расстоянии более 4 м по слою $А^1$.

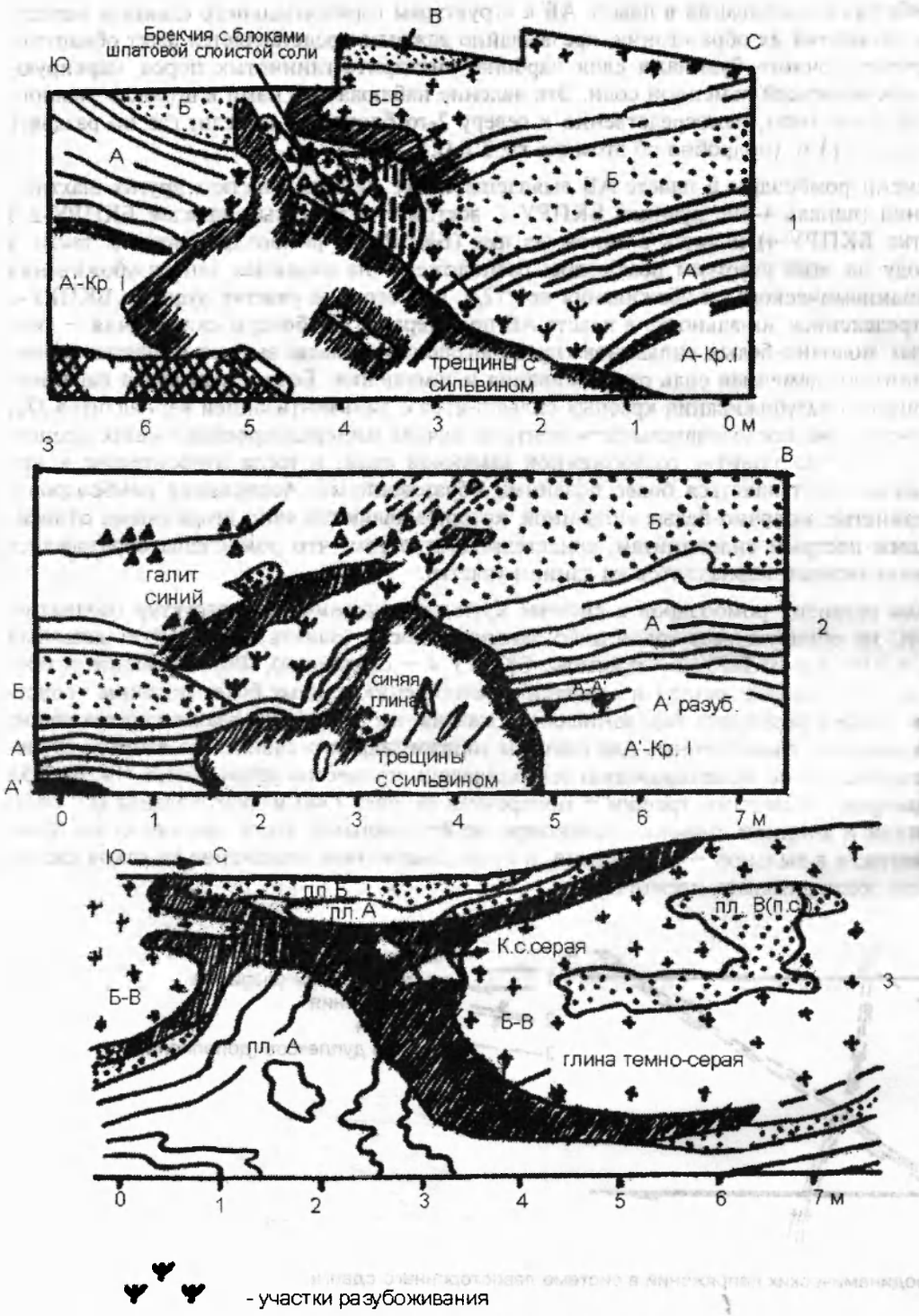


Рис. 2.45. «Диапировидные» структуры перемещения и обособления глинистого материала. БКПРУ-4, 2-я ЮВП: 1–4-й восточный блок, камера 4; 2–6-й восточный блок, южный вент. штрек, северная стена; 3–5-й восточный блок, камера 5, западная стена. (Зарисовки геолога рудника Г.Н. Чуклиновой).

Из рис. 2.45, следует, что «диапировидная» структура рассекает узко сжатую антиклинальную складку, образованную пластом АБ и обрамленную более пологими синклинальными складками, в одной из которых вскрыты пестрые сильвиниты пласта В. Стрелка на рис. 2.45.3 показывает направление перемещения глинистого материала снизу вверх, а сама «диапировидная» структура, вероятнее всего, располагается за стеной к западу в целике между камерами 5 и 7. Пространственное положение рассмат-

риваемых структур показано на рис. 2.46, из которого следует очевидность линейного расположения «диапировидных» структур.

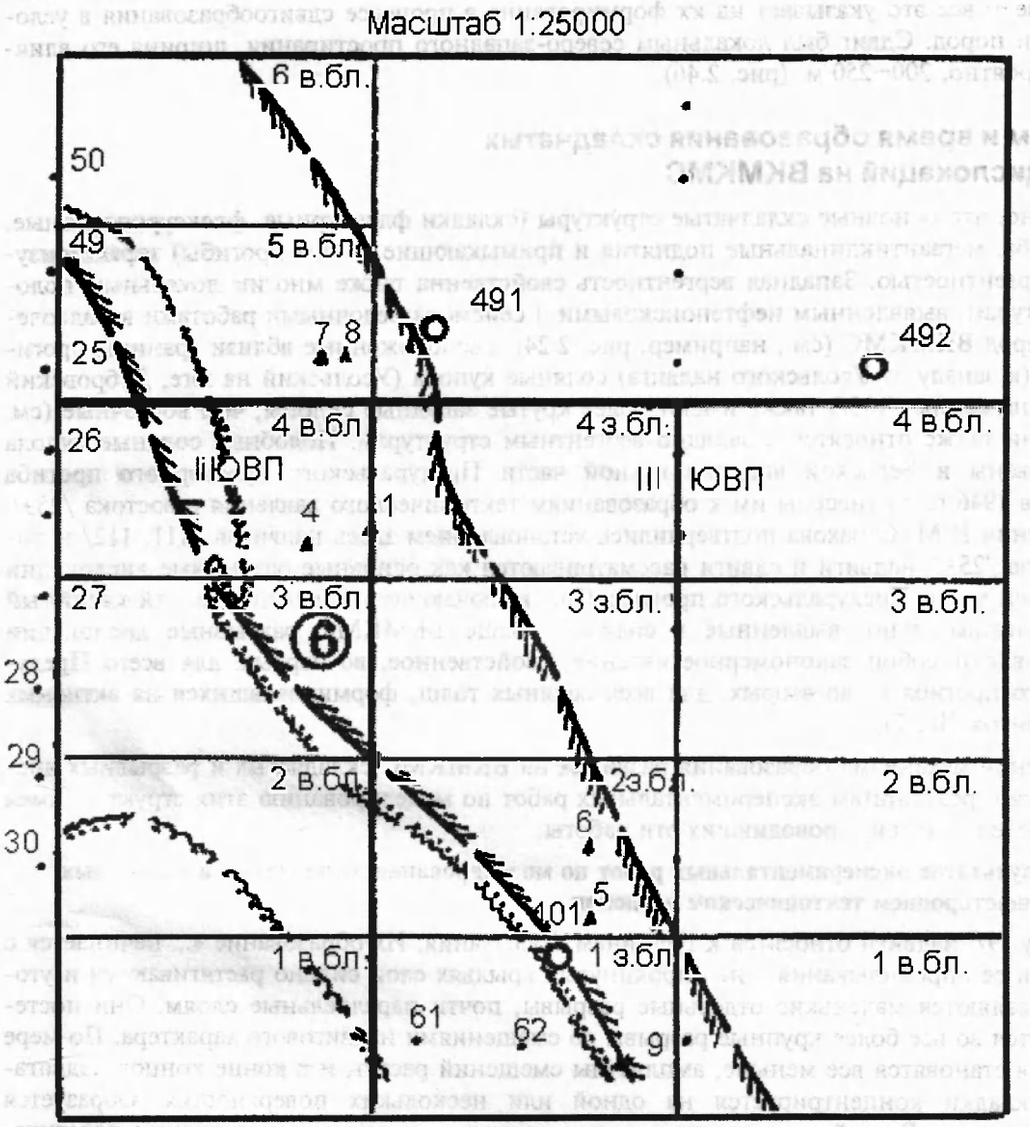


Рис. 2.46. Пространственное положение участков с «диапировидными» структурами обособления глинистого материала.

1–9 – наблюдаемые участки,

- предполагаемые границы зоны сдвиговых дислокаций,

-граница сильвинитизации карналлита пласта В.

При этом из установленных 9-ти структур лишь одна располагается в кровле пласта Кр. II (№ 9, рис. 2.46), остальные в интервале пластов Кр. I, АБ и Б–В. Тем не менее структура глинистых обособлений как в пласте Кр. II, так и в других, имеет всюду клиновидный, расширяющийся вниз, характер, т. е. «диапировидную» форму. Как следует из результатов исследования минералогии и петрографии образцов, отобранных из рассматриваемых структур, основным источником «глинистого» материала были «прикоржевые» и «коржевые» глины и галопелиты пластов Кр. II, Кр. II–Кр. I (см. соответствующую гл. 3.3, данной работы) и, вероятно, Кр. II–Кр. III и Кр. III.

Таким образом, диапировидная форма структур, их субвертикальная ориентация и наложенный характер относительно складчатости, брекчиевидность пород глинистых обособлений, отсутствие зеркал скольжения на их контакте с вмещающими породами и линейность в их расположении структур в пространстве – все это указывает на их формирование в процессе сдвигообразования в условиях пластичности пород. Сдвиг был локальным северо-западного простирания, ширина его влияния составила, вероятно, 200–250 м. (рис. 2.46).

2.2.3. Механизм и время образования складчатых и разрывных дислокаций на ВКМКМС

В гл. 2.2.1 показано, что основные складчатые структуры (складки флексурные, флексуроподобные, продольного изгиба, мегаантиклинальные поднятия и примыкающие к ним прогибы) характеризуются западной вергентностью. Западная вергентность свойственна также многим локальным положительным структурам, выявленным нефтепоисковыми и сейсморазведочными работами в подсолевом комплексе пород ВКМКМС (см., например, рис. 2.24). Расположенные вблизи границы прогиба с платформой (к западу от Усольского надвига) соляные купола (Усольский на юге, Дубровский и Пыскорский – на севере /105/) также имеют более крутые западные склоны, чем восточные (см. рис. 2.24), т. е. они также относятся к западно-вергентным структурам. Подобные соляные купола детально исследованы в Бельской впадине южной части Предуральского предгорного прогиба И.М. Страховым в 1946 г. и отнесены им к образованиям тектонического давления с востока /259/. Позже представления Н.М. Страхова подтвердились установлением здесь надвигов /111, 112/ и листрических сбросов /253/. надвиги и сдвиги рассматриваются как основные разрывные дислокации развития в северной части Предуральского прогиба /66/, включающего Верхнепечорский калийный бассейн /241/. Следовательно, выявленные в соляной толще ВКМКМС разрывные дислокации (гл. 2.2.2) представляют собой закономерное явление, свойственное, во-первых. для всего Предуральского краевого прогиба и, во-вторых, для всех соляных толщ, формировавшихся на активных окраинах континентов /46, 71/.

С целью определения механизма образования развитых на ВКМКМС складчатых и разрывных дислокаций обратимся к результатам экспериментальных работ по моделированию этих структур, имея в виду взгляды исследователей, проводивших эти работы.

2.2.3.1. Анализ результатов экспериментальных работ по моделированию складчатых и разрывных дислокаций при одностороннем тектоническом давлении

По В.В. Белоусову /9/, надвиги относятся к трещинам скалывания. Их образование «... начинается с наклона складки и ее опрокидывания... на опрокинутых крыльях слои сильно растягиваются и утоняются. Здесь появляются маленькие отдельные разрывы, почти параллельные слоям. Они постепенно объединяются во все более крупные разрывы со смещениями надвигового характера. По мере того, как разрывов становятся все меньше, амплитуды смещений растут, и в конце концов надвигание у каждой складки концентрируется на одной или нескольких поверхностях. Образуется «чешуйчатая структура»... В этой последовательности отражается процесс концентрации пластического течения, приводящий в итоге к вязкому разрыву. Опрокидывание складок – это результат определенной стадии такой концентрации. Внутри горизонтально сжимаемой толщи пород, в которой уже образовалась серия прямых складок, появляются наклонные (около 45°) полосы концентрированного пластического течения. Это течение вызывает перестройку формы складок, которые из прямых становятся наклонными. А дальнейшая концентрация течения приводит к образованию надвигов» (с. 164 /9/). Далее, на стр. 165 отмечается: «Помимо надвигов, связанных с отдельными складками, существуют и гораздо более крупные «секущие» надвиги, соответствующие группам складок продольного изгиба».

Нетрудно заметить, что приведенный выше путь надвигообразования (опрокидывание складок, утонение опрокинутых крыльев растяжения, образование разрывов, в том числе вязких и чешуйчатых структур) очень близок с нашими представлениями о формировании флексурных складок, изложенными выше, и, если при этом образуется надвиг, то он будет классифицироваться как «исходящий из синклинальных складок» /323/. Такой надвиг вторичен по отношению к складке и, следовательно, будет иметь локальное развитие. Остается неясным (во взглядах В.В. Белоусова) механизм образования более крупных «секущих» надвигов, которые вероятнее всего следует отнести к

региональным надвигам. Отметим, что существуют две точки зрения: по Бергу и Джогану асимметричные складки являются производными от региональных надвигов, согласно Дахлстрома, складчатость первична, а надвиги вторичны (см. /323/).

Вместе с тем, из цитированных положений следует, что до опрокидывания складок (до начала пластичного течения) существовали прямые складки, т. е. горизонтальному сжатию (одностороннему) предшествовали вертикальные движения (или двустороннее сжатие). Однако данный тезис является всего лишь предположением, так как «Пока еще не ясно, происходит ли в процессе складкообразования преобразование первоначально прямых и асимметричных складок в наклонные и асимметричные или виргация и асимметрия появляются у складок при зарождении последних» (с. 158 /61/). Необходимо напомнить, что еще в 20-х годах XX столетия П. Торри и Д. Фрелиш имитировали боковое сжатие двух горизонтальных слоев твердого цемента, разделенных маслом. В результате образовался надвиг, по которому вверх переместилось масло. Однако, Н.Б. Лебедева и А.В. Вихерт считают (с. 66 /159/) результат данного опыта некорректным, утверждая, что в эксперименте было нарушено подобие модели природному объекту, «... прежде всего в отношении характера приложения сил и создаваемых напряжений». Из этого следует, что авторы заранее отдали предпочтение инверсии плотности (гравитационный эффект), которая была моделирована в проводимых ими опытах. Отметим, что в условиях инверсии плотности осуществляется перемещение вверх соли («всплывание») и вниз более тяжелых пород надсолевого комплекса, что отнесено к адвективному типу движения. Это положение закладывалось в многочисленных экспериментах, начатых еще в конце XIX столетия и продолжавшихся до недавнего времени /62, 159, 209/, особенно для объяснения механизма галокинеза в соляно-куполных областях. При этом в качестве способов возникновения начала адвекции рассматривались: дилатация (т. е. увеличение объема пород и их разуплотнение /35/) и вертикальная дифференциация фундамента /125/.

Поскольку во взглядах о формировании конседиментационной и кондиагенетической складчатости (см. /136, 137, 139/) в соляной толще ВКМКМС основным механизмом складкообразования является инверсия плотности в сочетании с вертикальными движениями фундамента (образующими, якобы, валообразные поднятия, а по терминологии некоторых – куполовидные), то приведем иллюстрацию результатов опыта, имитирующего сочетание адвективного и вертикального движений (рис. 2.47). Как видим, в данных условиях в замке образованной антиклинали складки не формируются (наоборот, происходит растяжение), а на склонах – образуются асимметричные вплоть до лежачих складки, но, что главное, опрокинутые в сторону погружения склонов. Кроме того, как справедливо заключает М.А. Гончаров (с. 159 /61/), стремление экспериментально подтвердить воспроизведение линейных (в плане) складок в условиях инверсии плотности не увенчалось успехом. В.И. Китык /125/, долгое время изучавший особенности строения дисгармоничных складок течения (нагнетания, отжимания или выдавливания), также приходит к выводу, что гравитационная гипотеза складкообразования в том виде, как ее сформулировали С. Аррениус и Р. Лахманн в 1912 году, а затем развили Д. Бартон, Л. Неттлетен, Ю.А. Косыгин и др., не подтвердилось. Введение принципа Рэлея-Тэйлора[27] в эту гипотезу не привело к ее усилению: по мнению В.И. Китыка, она не подтвердилась фактическими геологическими материалами. Поэтому для образования дисгармоничной складчатости необходимым условием, по его мнению, являются тектонические напряжения, возникающие при движениях нижней жесткой толщи (т. е. подсолевого комплекса пород) в связи с вертикальным дифференцированием поверхности фундамента. «Исключения представляют лишь дисгармоничные складки в зонах тектонических надвигов. Они образовались главным образом в результате горизонтального перемещения верхней жесткой толщи относительно нижней» (с. 120 /125/). Взгляды В.И. Китыка о формировании дисгармоничных структур вертикальными движениями иллюстрированы на рис. 2.48. Тем не менее представляется важным его признание о развитии дисгармоничной складчатости в надвиговых структурах и ином механизме ее формирования, чем в соляно-купольных областях.

[27] Гидродинамическая неустойчивость обычных жидкостей, одна из которых более тяжелая, залегает выше, другая – ниже. При возникновении минимальной неровности на их границе начинается движение нижней жидкости вверх. Чтобы реализовать этот принцип, необходимо возникновение пластичного (вязкого) состояния пород надсоляного комплекса, чего в природе нет.

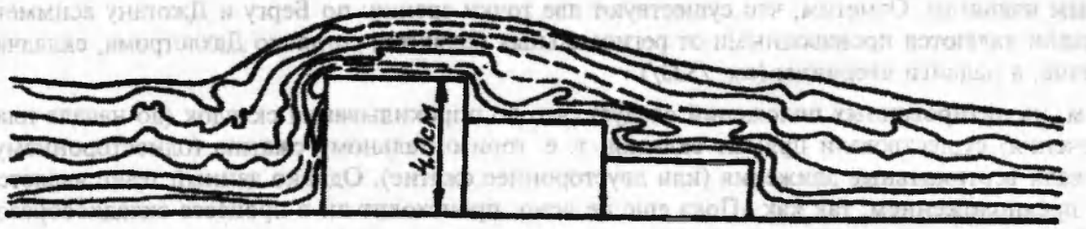


Рис. 2.47. Складчатость, возникающая при течении слоистой толщи по склонам поднятий, образованных жесткими штампами /61/.

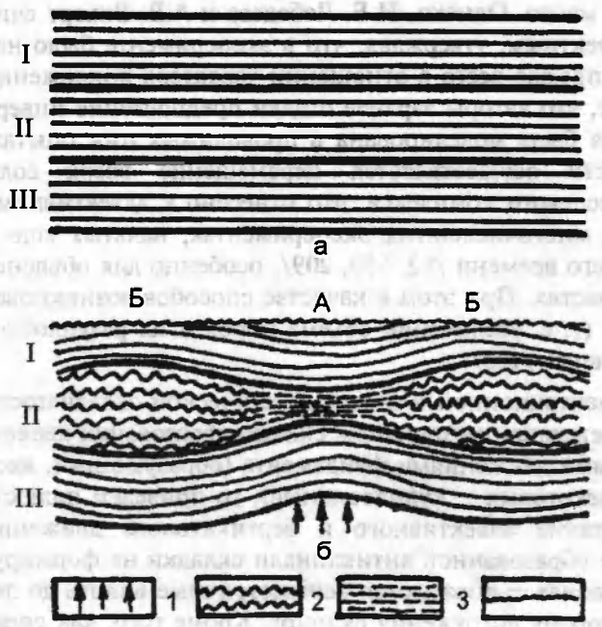


Рис. 2.48. Принципиальная схема формирования дисгармоничных складок /15/.

а – первоначальное залегание слоев;

б – залегание слоев после складкообразования;

I – верхняя жесткая толща;

II – пластичная толща;

III – нижняя жесткая толща;

1 – направление движения нижней жесткой толщи;

2 – область нагнетания пластичных пород;

3 – область отжимания пластичных пород;

4 – поверхность среза эрозийно-денудационными процессами верхней жесткой толщи.

Надвиги, как структуры продольного сжатия слоистых толщ, были неоднократно воспроизведены путем различных экспериментов (например, рис. 2.49, а или работы /14, 64, 65/). При этом подбирались эквивалентные горным породам материалы и учитывались, обычно, условия и породы складчатых областей. Следует подчеркнуть, что нам неизвестны экспериментальные исследования, касающиеся продольного сжатия слоистых соляных пород и физико-механических условий возникновения, при этом, тектонических структур.

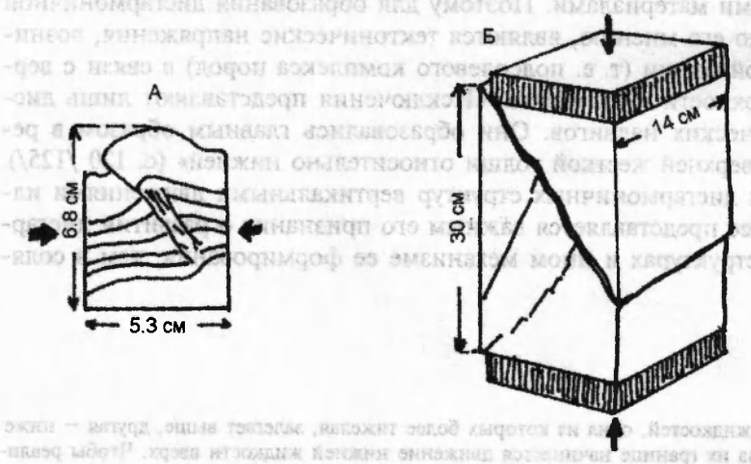


Рис. 2.49. Разрывные структуры продольного (а) и поперечного (б) сжатия, воспроизведенные во время эксперементов.

А – надвиг (В.В. Белоусов, 1947 г.),

Б – сброс (по нашему мнению, листрический) с сопряженной системой трещин (А. Добре, 1879 г.).

Стрелки указывают на направление.

Применительно к складчатым областям наиболее всесторонне рассмотрен генезис Акташских структур Горного Алтая, где структуры сжатия проявлены в виде системы субширотных надвигов и субмеридиональных правосторонних вбросо-сдвигов /14/. Проведя моделирование надвиговых структур при продольном сжатии слоистых толщ и экспериментальное исследование механических условий образования сколовых дислокаций надвигового типа при продольном изгибе слоя, П.М. Бондаренко приходит к следующим выводам:

«4. Физическая реальность механизма образования пологих поверхностей скалывания путем сжатия слоистых толщ параллельно напластованию подтверждается результатами экспериментального исследования моделей слоистых толщ, деформируемых в условиях, аналогичных тем, которые восстановлены по результатам геологических исследований».

«5. Выяснено, что зоны скалывания в складках, образовавшихся вследствие продольного сжатия, приурочены не к участкам концентрации напряжений в сводовых частях складок, а к крыльям этих складок, где срезывающие усилия возникают благодаря взаимодействию противоположно направленных изгибающих моментов. Ориентировка зон скалывания определяется амплитудой складок, углом наклона их крыльев таким образом, что при сильном сжатии складок зоны скалывания приобретают пологое залегание, почти параллельное направлению приложенных усилий» (с. 108 /9/).

Выводы обстоятельных исследований П.М. Бондаренко находятся в согласии с нашими представлениями о механизме формирования зон флексурных складок и надвиговых структур в литифицированной слоистой соляной толще Верхнекамского месторождения. Так как и зона флексурных складок, и надвиги порождены одной и той же силой – продольным сжатием (в нашем случае односторонним с востока), то связь между ними является парагенетической.

Необходимо указать и на серию экспериментов, проведенных В.Г. Гутерманом /64, 65/, в которых сочетались гравитационный эффект (в «усиленном» варианте с использованием центрифуги) с продольным сжатием. В результате были воспроизведены складки различной формы (от коробчатых и гребневидных до опрокинутых и лежачих) с осевыми поверхностями, падающими как навстречу, так и в противоположные стороны. Следовательно, одновременное воздействие на слоистую толщу силы тяжести гравитация и продольного сжатия не привело к образованию упорядоченной системы разрывно-складчатых дислокаций, которая выражается в их линейности, асимметрии и вергентности, а также приуроченности к фронтальным зонам надвигав линейных антиклиналей (см. /110/, а также рис. 2.49, а).

Как отмечено выше, при продольном сжатии помимо надвига образуется горизонтальный сдвиг, имеющий, как правило, антинадвиговое простирание. На рис. 2.50 изображены горизонтальные сдвиги (А, Б, В), образовавшиеся во время экспериментов[28] с продольным сжатием. В результате можно констатировать следующие особенности распределения напряжений в зонах горизонтального сдвига.

1. В фронтальной части двигающегося блока образуется участок сжатия (рис. 2.50, А, а), в тыльной части – участок растяжения (рис. 2.50, А, б).
2. В зоне сдвига формируются две системы трещин: поперечная (1, рис. 2.50, В) и диагональная (II), соответствующие короткой и длинной осям ромбоэдра скалывания (РС).
3. По короткой оси ромбоэдра падение сместителей хотя направлено в разные стороны, но устойчиво поднятое положение правого крыла указывает на то, что в верхней половине короткой оси разрывы имеют взбросовую природу, а в нижней половине – сбросовую. Это указывает на концентрацию напряжений сжатия в верхней половине короткой оси и растяжения – в нижней половине.
4. По длинной оси ромбоэдра растяжение фиксируется в левой половине, а сжатие – в правой.
5. Пространственное положение участков сжатия и растяжения идентично во всех случаях (пункты 1, 3, 4), хотя эксперименты проводились разными исследователями. Следовательно, можно возвести это явление в ранг природной закономерности, которая имеет важное практическое значение, так как она позволяет прогнозировать направление распространения открытых трещин в сторону участков растяжения.

[28] Выполненных соответственно С. Стояновым (1977), М.В. Гзовским (1975) и И.С. Шерманом и др. (1983) /49/.

Еще одна разрывная дислокация представляет для нас большой интерес – это листрический сброс (см. рис. 2.33, 2.49, б). В последнее время эти дислокации выявлены методом регионального сейсмопрофилирования ОГТ в пределах южной части Предуральского прогиба и примыкающих к нему склонов Урала и Восточно-Европейской платформы (см. /256/), а также в других складчатых областях и примыкающих к ним регионах (см. /225/). Характерные особенности этих разрывных структур: пространственное расположение среди надвигов, общее с ними простирание и наклон поверхности сместителей в сторону погружения надвигов. Все это предполагает считать листрический сброс также структурой продольного сжатия. Е.И. Попков /226/ обозначает его как листрический «разлом» и, вслед за Е.И. Паталаха и В.А. Хрычевым, относит к структурам бокового сжатия. Это предполагает, по нашему мнению, парагенетическую связь между надвигами, горизонтальными сдвигами и листрическими сбросами.

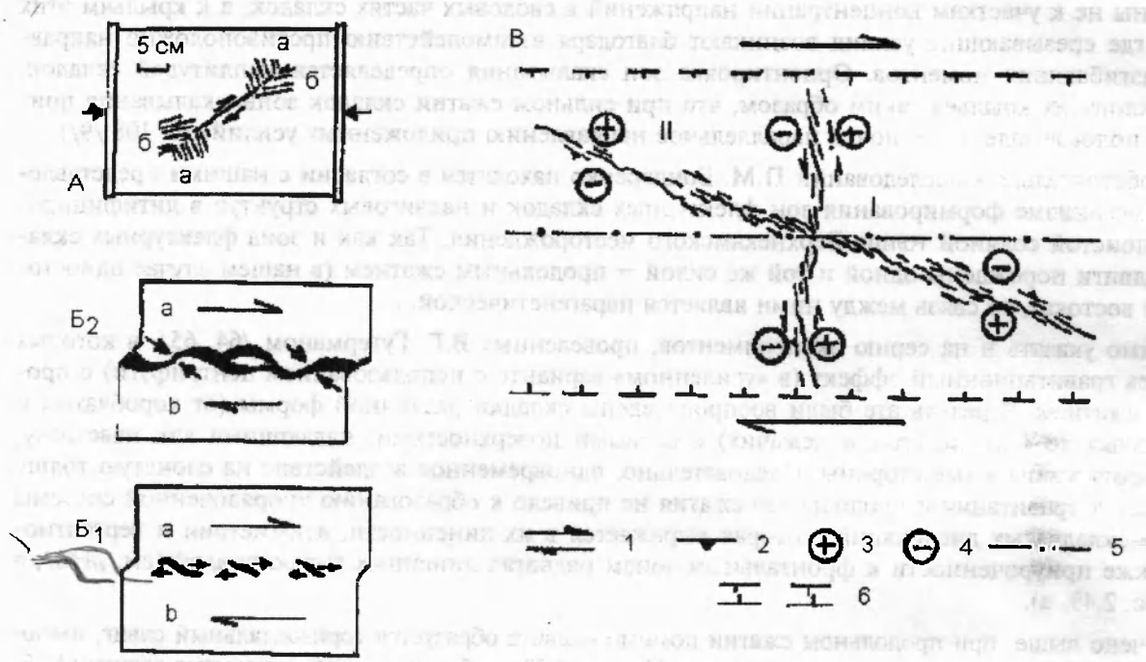


Рис. 2.50. Горизонтальные правосторонние сдвиги продольного сжатия, воспроизведенные экспериментами /49/.

А – показывает расположение участков сжатия (а) и растяжения (б);

Б – в начальной стадии горизонтального перемещения блока «а» относительно «б» в зоне сдвига появились трещины отрыва кулисообразные ($Б_1$). Затем, по мере увеличения амплитуды сдвигания, трещины удлиняются, приобретая S-образную форму, и наконец, удлиняясь и соединяясь, заходили друг на друга. Таким образом, формировалась ($Б_2$) зона, одни участки которой находятся под воздействием растяжения (более раскрытые), другие – испытали сжатие и представлены закрытыми трещинами. Участки трещин, заходящиеся друг на друга, формируют дуплексы в зоне сдвига;

В – Взбросо-сдвиг с поперечной (I) и диагональной (II) системами трещин.

1 – направление сдвигающих усилий; 2 – направление падения плоскости смесителя; 3 – поднятое и 4 – опущенное крылья; 5 – ось зоны сдвига; 6 – границы зоны сдвига.

Иной генезис для листрических сбросов предполагают А.А. Скрипий и Н.К. Юнусов /253/. Они отмечают, что на западе Предуральского прогиба «... Обращает на себя внимание необычная Шиханская горст-антиклиналь, которая, с одной стороны (на западе) ограничена взбросо-надвигом, а с другой – (на востоке) – нормальным сбросом. Сместители того или другого нарушения падают на восток и сближаются на глубине, в результате чего Шаханская горст-антиклиналь приобретает форму бескорневого клина, несколько опрокинутого и выжатого в западном направлении.

Подобные глыбовые структуры, ограниченные с разных сторон разрывными нарушениями разного типа, выделяются и в других местах как на западе, так и на восточном бортах Предуральского прогиба» (с. 67–68) Далее авторы пишут, что лежачее крыло Ташлинского вбросо-надвига, который ограничивает восточный борт прогиба от Башкирского мегаантиклинория (рис. 2.51), «... осложнено системой ступенчатых сбросов, сместители которых падают на восток согласно с падением плоскости взбросо-надвига. Итак, непосредственно перед фронтальными дислокациями сжатия Урала раз-

виты дислокации максимального растяжения Предуральского прогиба и ступенчатого опускания его в сторону Урала... Нет никаких признаков наложения взбросо-надвиговых дислокаций на сбросовые дислокации Предуральского прогиба даже непосредственно перед Уралом.., подобные латеральные сочетания дислокаций сбросового и взбросо-надвигового типов уставливаются и внутри складчатой системы Урала» (с. 68). По наблюдениям А.А. Скрипий и Н.К. Юнусова, «... в ядре Шиханской горст-антиклинали хорошо видно тектоническое увеличение мощности пластичных толщ верхнего рифея, а в сложных восточных грабенах – уменьшение мощности этих толщ» (с. 71). Поскольку существующие фиксистские и мобилистские геотектонические концепции предполагают, по мнению авторов, временной разрыв между условиями возникновения зон сжатия и растяжения, то это дает им основание искать новый механизм «орогенного и рифтогеннного структурообразования», осуществляемого почти синхронно. Суть этого механизма заключается в неравномерном глубинном сползании осадочного чехла прогиба опусканием его осевой зоны с одновременным поднятием восточного борта прогиба, что привело «... к трансформации горизонтального смещения в относительно приповерхностное дифференцированное вертикальное движение, хотя само сползание, также как и отмеченное перемещение вещества базальтового слоя, вероятно отражает изостатическую реакцию на еще более глубинное и обширное вертикальное движение ...» (с. 70).

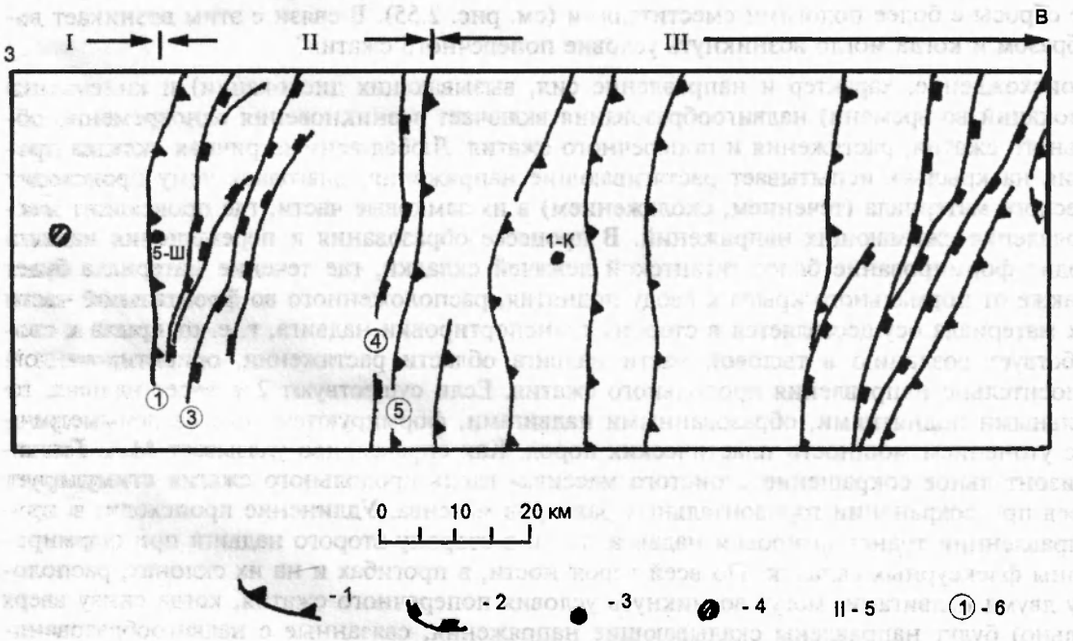


Рис. 2.51. Пространственное положение зон надвигов и листрических сбросов /253/.
1 – зоны надвигов и 2 – листрических сбросов; 3 – скважина (5 – Шихан, 1 – Кулгунино); 4 – г. Стерлитамак; 5 – область (I – Восточно-Европейская платформа, II – Предуральский краевой прогиб, III – Складчатый Урал-Башкирский мегаантилинкорий); 6 – наименование зон (1 – Шиханская и 5 – Ташлинская надвиговые, 3 – Центрально-Предуральская и 4 – Восточно – Кургашлинско – Арларовская).

Ход рассуждений и выводы авторов представляются нами примером того, как прекрасный геологический и геофизический материал можно свести к абсурду, не освободившись от догм фикситских конпценций о первичности вертикальных движении в складчатых областях. Именно в многократной трансформации: в начале вертикальных движений в горизонтальные, а затем вновь в вертикальные (сползанием осадочного чехла прогиба под Уралиды), заключается абсурдность предложенного им механизма. Если бы они могли принять мобилистскую концепцию, то необходимо было бы им остановиться на механизме поддвига фундамента прогиба под Уралидами, о чем, на первый взгляд, свидетельствует «неравномерное глубинное сползание осадочного чехла прогиба», если отнести при этом листрические сбросы к структурам растяжения, возникшим одновременно с взбросо-надвигом Ташлинской зоны. Однако такому выводу противоречит развитие многочисленных листрических сбросов совместно с надвигами к востоку от прогиба, в пределах всей складчатой области Урала.

Необходимо указать на терминологические неточности, допущенные в этой работе: все «взбросо-надвиги», показанные на геологическом профиле (с. 69), являются пологими надвигами с углами

погружения на восток менее 45°, а Шиханская «горст-антиклиналь» на самом деле представляет собой принадвиговую линейную антиклиналь (см. рис. 2. 51, а), возникшую продольным сжатием при надвигообразовании (см. /9, 191/). Необходимо также отметить, что на сейсмическом разрезе МОГТ, помещенном в рассматриваемой работе (с. 66), Центрально-Предуральский листрический сброс (3, рис. 2.51) не прослеживается вглубь в отложениях нижнего – среднего рифея и, наоборот, потери корреляции в нижнерифейских отложениях к востоку и западу от местоположения данного листрического сброса настолько четко обозначены, что возможна иная геологическая интерпретация положения корней Шиханского надвига: протянуть их вглубь, а не прерывать в основании среднего рифея. Это представляется важным, так как именно данный листрический сброс имеет более глубокие корни, чем Шиханский надвиг, что принципиально важно в связи с нашей трактовкой механизма образования листрических сбросов.

В наших представлениях листрические сбросы не являются структурами растяжения, т. е. нормальными сбросами, что иллюстрировало рис. 2.49, б, указывающим на образование сброса поперечным сжатием, которое направлено снизу вверх и сверху вниз. При это, возникли сопряженные со сбросом разрывы, сместители которых падают в обратном направлении. Сместитель листрического сброса погружается под углом более 45°. Данный сброс можно отнести к обратному сбросу. Его отличительной чертой является движение обоих крыльев: нижнего – вверх, верхнего – вниз, существуют обратные сбросы с более пологими сместителями (см. рис. 2.55). В связи с этим возникает вопрос: каким образом и когда могло возникнуть условие поперечного сжатия?

Динамика (происхождение, характер и направление сил, вызывающих дислокации) и кинематика (развитие дислокаций во времени) надвигообразования включает возникновения одновременно областей продольного сжатия, растяжения и поперечного сжатия. Любая асимметричная складка продольного сжатия на крыльях испытывает растягивающие напряжения, благодаря чему происходит отток пластического материала (течением, скольжением) в их замковые части, где происходит максимальное проявление сжимающих напряжений. В процессе образования и перемещения надвига также происходит формирование более гигантской лежачей складки, где течение материала будет происходить также от нормального крыла к своду поднятия, расположенного во фронтальной части надвига. Отток материала осуществляется в сторону транспортировки надвига, т. е. от крыла к своду, что способствует созданию в тыловой части надвига области растяжения, ориентированной нормально относительно направления продольного сжатия. Если существуют 2 и более надвига, то между фронтальными поднятиями, образованными надвигами, формируются пологие асимметричные прогибы с утонением мощности пластических пород. Как справедливо указывает М.А. Гончаров /61/, «горизонтальное сокращение слоистого массива» вдоль продольного сжатия стимулирует удлинение слоев при сохранении горизонтальных размеров массива. Удлинение происходит в прогибе как в направленнии транспортировки надвига, так и в сторону второго надвига при формировании здесь зоны флексурных складок. По всей вероятности, в прогибах и на их склонах, расположенных между двумя надвигами, могут возникнуть условия поперечного сжатия, когда снизу вверх (субгоризонтально) будут направлены скалывающие напряжения, связанные с надвигообразованием, а сверху вниз – напряжения вертикального раздавливания в местах растяжения. Таким образом, анализ приведенных выше материалов приводит нас к выводу о том, что основной силой формирования западно-вергентных складчатых и разрывных дислокаций в пределах Предуральского краевого прогиба является тектоническое давление, направлено с востока на запад, со стороны орогена, которое обусловило одностороннее продольное сжатие слоистой литифицированной соляной толщи. Следует подчеркнуть, что при односторонне направленном тектоническом давлении (стресс) на глубине 1 км происходит увеличение геостатического давления с 25,5 до 204 МПа (согласно данным С. Кларка /33/), т. е. величина субгоризонтального давления составляет около 180 МПа, что отвечает геостатическому давлению на глубине более 7 км. Неучет этого фактора привел А.А. Иванова /101/ к отрицанию «сильвинитизации карналлитов давлением» /101, 105/, т. к. по его справедливому утверждению соляная толща ВКМКМС никогда не погружалась на такие большие глубины. Это утверждение отражает фисистскую позицию его автора и, как следует из материалов, изложенных выше (в гл. 2.2), нельзя использовать в качестве аргумента против сильвинитизации карналлитов. Рожденная А.А. Ивановым «аргументация» на 40 лет затормозило развитие тектонических исследований на ВКМКМС, направив их в ложное русло (галокинез, внутренняя соляная тектоника, купола, мульды, конседиментационная и кондиагенетическая складчатость и т.п.). В связи с этим позволим себе кратко изложить наши представления о механизме формирования соляных структур в пределах типичных солянокупольных областей и краевых прогибов.

В подсолевых отложениях солянокупольных областей сосредоточена основная часть мировых запасов углеводородов, поэтому при поиске и разведке их залежей исключительное внимание уделялось оконтуриванию внешних форм соляных куполов и межкупольных мульд. Именно внешние формы их являлись тем основным признаком, которого необходимо было достичь при экспериментальных работах и объяснить при поиске механизма образования соляных куполов. Ни в одной из существующих гипотезах не нашли своего отражения два фактора: внутреннее строение соляного купола и характер земной коры в областях их развития. В самом деле, если под «общетектоническим механизмом» образования куполов понимать только вертикальные движения /126/ или эту проблему рассматривать с позиции только гипотез «галокинеза» /355/ и «стратобарической» /113/ или «пересекающейся складчатости» /194/, то окажется непонятной природа соляных куполов Мексиканского и Персидского заливов, пасеивных континентальных окраин Атлантического океана, Восточного Средиземноморья, Красного моря и т. д. Анализ фактического материала показывает, что в этих бассейнах земная кора переходного типа[29] формировалась в условиях рифтогенеза, а послеседиментационная история мощных галогенных отложений связана с погружением континентальных блоков одновременно с их горизонтальным сжатием, обусловленным растяжением (раздвигом) в центральных частях единых солеродных бассейнов /69/, согласно тектонической и физической модели /305/. Поэтому механизм куполообразования должен опираться на «сочетание... вертикальных и тангенциальных напряжений» /130/.

Наибольшие успехи в изучении внутренней структуры соляных куполов связаны с их вскрытием не скважинами (например, в Днепровско-Донецком прогибе /125/), а подземными горными выработками на некоторых куполах «пяти островов» в Северней Америке (Гранд-Салин, Джеферсон и Уйкс /321, 339, 346/, где установлено широкое развитие узко сжатых изоклинальных складок с крутопадающими крыльями (75–80). Этот вид складчатости характерен также для Илецкого и Эльтонского куполов Прикаспия /130/. В этом отношении Индерский купол, вскрытый шахтой № 99, ничем не отличается от указанных куполов Прикаспия.

Структура шахтного поля № 99 изучалась нами в 1980–82 гг. /83/ с помощью выявления и прослеживания по площади 2-х маркирующих горизонтов (M_1 и M_2), один из которых (M_1) представлен прослоем пепловых туфов, содержащих лейкофиллит с абсолютным возрастом[30] 270 млн. лет (кунгурский век), который по простиранию претерпевает высокотемпературное преобразование в гидратированный тальк (синтезирующий в пределах 250–475°С /341/) и серпентин. Горизонт M_2 представлен прослоем полигалитсодержащей ангидридтовой породы с включениями новообразованных кристаллов гергеиита ($K_2SO_4 \cdot 5CaSO_4 \cdot 1{,}5H_2O$). В результате картирования горизонтов M_1 и M_2 и исследования тектонических структур установлено блоковое строение шахтного поля (рис. 2.52 /83/). Блоки субпараллельны друг другу, внутри блоков соляные породы кургантауской свиты, в целом, и шушактауской пачки, в частности, смяты в изоклинальные складки различного порядка. При этом их юго-западные крылья залегают, как правило, нормально, а северо-восточные – опрокинуты. Крылья и замки (центриклинальные и периклинальные) крупных складок осложнены более мелкими («конгруэнтными» /192/). Осевые поверхности крупных и мелких складок, как правило, субпараллельны. Границы изоклинально смятых блоков по восстанию и падению пород сходятся и расходятся, но могут быть и параллельны. Одна из таких границ между блоками 7 и 8 прослеживается вдоль всей вскрытой части Индерекого купола на расстоянии более 3-х км. Она выделена геологами рудника как «зона нефтепроявления». Действительно, всюду в этой зоне нами отмечены нефтепроявления, газодинамические выбросы и трещины, согласные напластованию или секущие его под небольшим углом. Трещины выполнены твердыми битумами или карналлитом, галитом, реже молочно-белым сильвином (орт 1-ю), а местами они зияющие из-за «выдувания» карналлита. В направлении с юго-востока на северо-запад эта зона последовательно срезает различные части одной и той же антиклинали, при этом строение блока 8 не претерпевает существенных изменений. Все это свидетельствует о том, что блок 8 с относительно молодыми слоями разреза (горизонты M_1, M_2 и выше) перемещался на северо-запад и оказался в непосредственном контакте с более древней частью разреза (М1 и нижезалегающий рудный горизонт). Следовательно, «зона нефтепроявления» представляет собой левосторонний сдвиг, хотя в разрезе граница блоков 7 и 8 определена в виде обратного сброса: движением вверх юго-западного крыла и вниз – северо-восточного (рис. 2.52).

[29] Характерного для земной коры Прикаспийского /283/ и Североморской /95/ солянокупельной областей.

[30] Определенный в ГИН АН СССР калий-аргоновым методом.

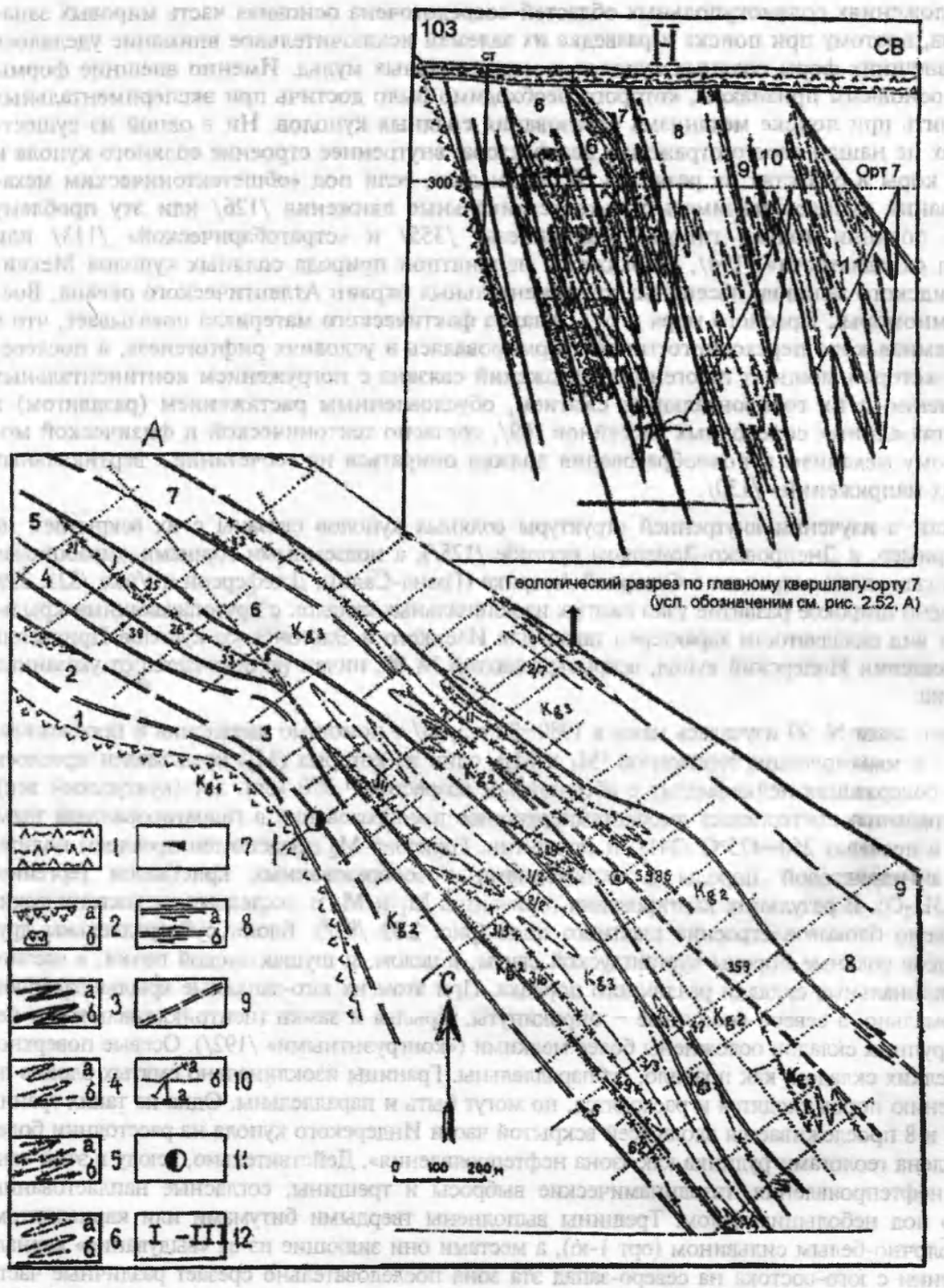


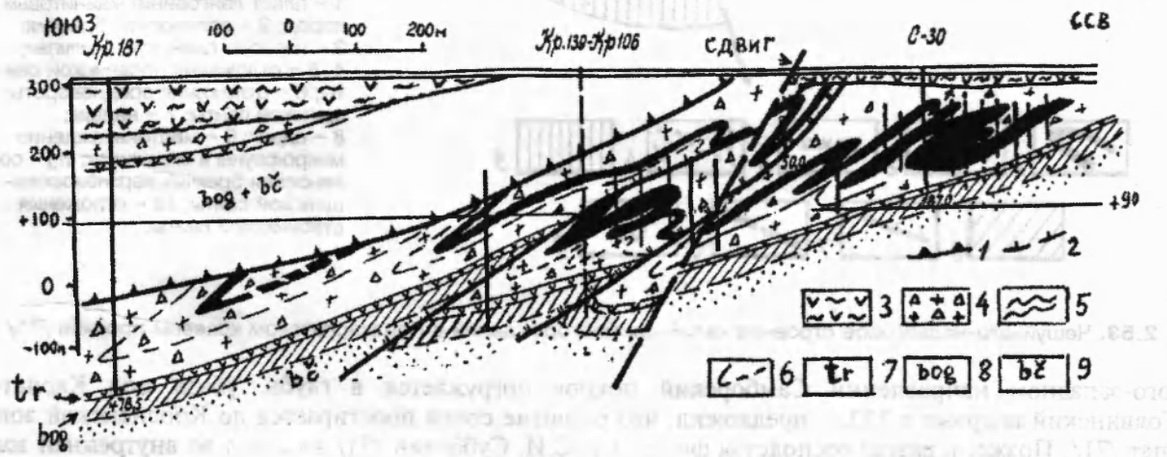
Рис. 2.52. Схема картировки маркирующих горизонтов (M_1 и M_2) и тектоники (А) месторождения № 99 в пределах Индерского купола, по /83/.

1 – кепрок; 2 – «главный ангидрит» (а – горизонт, б – тектонит); 3 – нижний рудный пласт, хлоридный; 4 – верхний рудный пласт хлоридно-сульфатный; 5 –горизонт M_1; 6 – горизонт M_2; 7 – линза глинистых пород; 8 – горизонтальный сдвиг; 9 – граница тектонических блоков; 10 – подземные выработки (а – скважина, б – орт, штрек); 11 – шахтный ствол; 12 – номер блока.

Таким образом, внутренняя структура Индерского соляного купола характеризуется изоклинально-блоковым строением. Изоклинальные складки формируются здесь тектоническим сжатием в процессе образования горизонтальных сдвигов и в условиях высоких температур, чти создает субвертикально восходящий струйный поток «течения» соли, приписываемый «галокинезу» /85/ или скалывание и интрагранулярное скольжение кристаллов галита, также относящиеся к «галокинезу» /189/. Е.И. Паталаха /192/ более близок к нашим представлениям, полагая, что внутренняя тектоника со-

ляных куполов – результат ламинарного течения, характерного для линейных зон динамометаморфизма (в нашем понимании «термодинамометаморфизма» /68, 71/), где формирование структурных элементов происходит в процессе тектонического сжатия, обусловленного, по его мнению, вертикальными движениями. Однако, позже, практически одновременно (в 1976 г.) А. Миасиро /171/, А.В. Пейве, А.Л. Яншин и др. /197/ приходят к выводу о том, что линейные зоны динамометаморфизма – результат горизонтальных движений в земной коре. Следовательно, и в данном случае фиксистская позиция была скорректирована мобилистским представлением. Отметим, что сдвиговые нарушения имеют в Прикаспийской впадине более региональные распространения и выражены местами в виде крутых взбросов. На это указывает залегание раннепермских галогенных отложений на позднепермско-триасовом комплексе пород в пределах некоторых площадей Прикаспия (Гмелинской, Ждановской, Саратовской, Куриловской, Макатской /154/).

Качественно иным представляется влияние горизонтальных тектонических движений на слоистые соляные толщи, образовавшиеся в краевых (предгорных) прогибах на стыке платформы и складчатой области. Примером этого является постгалогенный этап тектонического развития Предкарпатского краевого прогиба, ставшего дважды в раннем и среднем миоцене[31] ареной соленакопления с образованием близких комплексов сульфатных калийно-магниевых солей. При этом осаждение калийно-магниевых солей происходило только в пределах внутренней зоны прогиба /71/, которая в современной структуре прогиба расположена в Самборском покрове, перекрывающем отложения внешней зоны (включающей толщу каменных солей среднего миоцена) прогиба на расстоянии около 20 км. Как установлено /67/, в районе Калуш-Голынского месторождения калийно-магниевых солей Самборский покров, в свою очередь, имеет складчато-чешуйчато-надвиговое строение, осложненное горизонтально-сдвиговыми дислокациями северо-восточного простирания. Путем снятия «эффекта» продольного сжатия среднебаденской соленосной толщи в этом районе установлено 4-х кратное сокращение ширины бассейна соленакопления (34[32] км против 8,2 км в настоящее время), обусловливающее многократное повторение в разрезе одних и тех же пластов калийно-магниевых солей, которые затем в процессе формирования сдвигов были обособлены в пространстве в виде отдельных месторождений, изолированных друг от друга по простиранию соленосных бассейнов – как среднебаденского, так и воротыщенского. Наиболее крупными из них являются Калуш-Голынское и Белина Великая в структуре среднебаденских соленосных отложений и Стебникское, Тростянецкое – воротыщенских отложений. Их чешуйчато-надвиговое и складчатое строение иллюстрировано рис. 2.53. В связи с вышеизложенным необходимо подчеркнуть, что до наших исследований каждое из изолированных месторождений рассматривалось как самосадочное озеро-лагуна, а многочисленные линзы калийных солей, как результат их многократного высыхания испарением /22/, При этом разрывные дислокации не выделялись, т.к. первые советские исследователи этих месторождений (А.А. Иванов, С.М. Кореневекий и др.) стояли на фиксистских позициях[33].



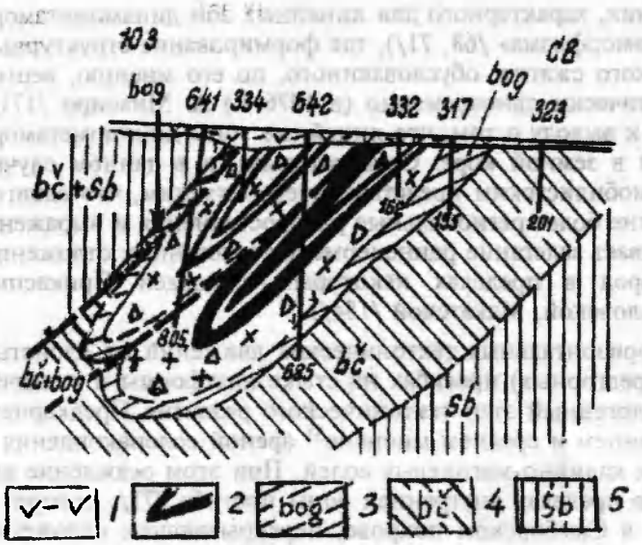
1 – Берлоговский надвиг; 2 – надвиг чешуи; 3 – гипсово-глинистая «шляпа»; 4 – соленосная брекчия («Зубер»); 5 – верхний лангбейнит-каинитовый пласт; 6 – нижний сильвинитовый пласт; 7 – гипсо-ангидриты тирасской свиты; 8 – мергели богорадчанской свиты; 9 – пестроцветы баличской свиты.

Рис 2.53.

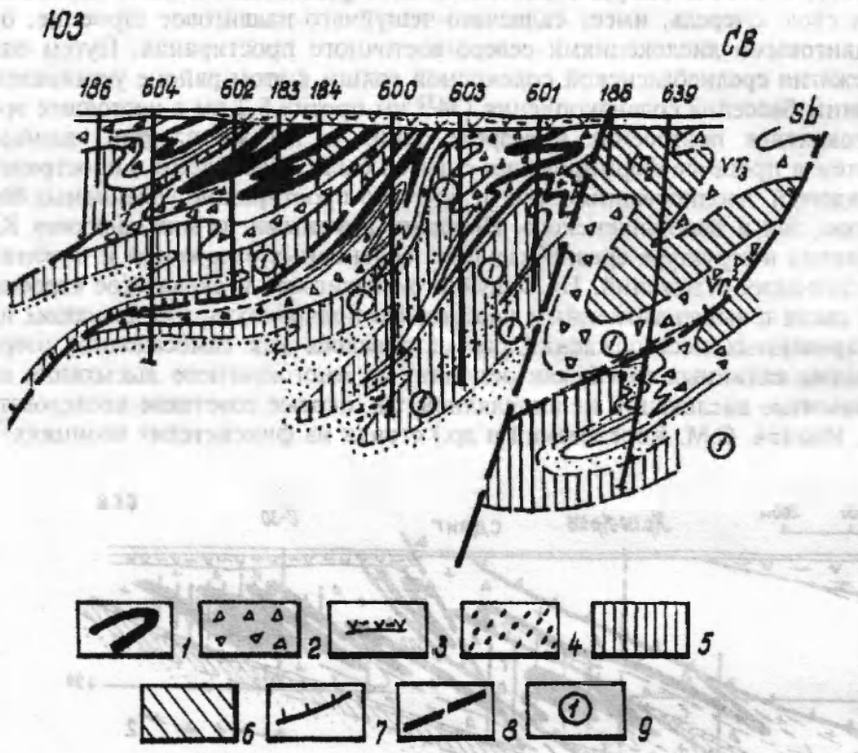
[31] Среднебаденский подъярус, 13–14 млн. лет /71/.

[32] Что соизмеримо с современной шириной ВКМКМКС.

[33] В отличие от польских геологов, изучающих до 1939 г. Стебникское и Калушское месторождения.



1 – гипсово-глинистая «шляпа»; 2 – пласт лангбейнит-каинитовых пород; 3 – мергели богородчанской свиты;
4 – пестроцветная тольща беличской свиты;
5 – отложения стебникской свиты.



1 – пласт лангбейнит-каинитовых пород; 2 – соленосная брекчия;
3 – гипсово-глинистая «шляпа»;
4, 5 – отложения поляницкой свиты; 6 – отложения средневоротыщенской свиты; 7 – надвиг;
8 – сдвиг; 9 – местонахождение микрофауны в скважинах; vr_3 – соленосная брекчия верхневоротыщенской свиты; sb – отложения стебникской свиты.

Рис. 2.53. Чешуйчато-надвиговое строение калийных месторождений в Предкарпатском краевом прогибе /71/.

В юго-западном направлении Самборский покров погружается в глубь, уходя под Карпаты. К. Толвинский впервые в 1933г. предложил, что развитие солей простирается до Кросненской зоны Карпат /71/, Позже, в разгар господства фиксизма, С.И. Субботин /71/ выделил во внутренней зоне прогиба полосу регионального минимума силы тяжести, который вызван, по его мнению, дефектом масс за счет присутствия соленосных отложений воротыщенской серии, и установил, что ось этого минимума уходит под Скибовы Карпаты на расстоянии около 80 км от современного края Флишевых Карпат, т. е. подтвердил этим взгляды К. Толвинского, что означает, согласно Б.Т. Голева /71/, «возвратиться к отвергнутой ранее гипотезе о шарьяжном строении Карпат», с чем он не согласен, хотя не может объяснить природу многочисленных проявлений в Карпатах хлоридно-натриевых вод с минерализацией 14–150 г/л.

Формирование покровно-надвиговых дислокаций, локализирующих в пространстве калийные месторождения, началось в сарматский век во время образования красноцветов дашавской свиты, а сдвигообразова-ние – чуть позже, на границе сармата и плиоцена /71/. Субгоризонтальные тектонические движения продолжаются и в настоящее время, на что указывают землетрясения, эпицентры которых расположены под Карпатами в Румынии /71/. В результате надвигания Карпат на внутреннюю зону прогиба и последней – на внешнюю зону чередующиеся между собой слои каменной соли и терригенных пород были преобразованы в «зубер» – соленосную брекчию, а в пластах каинитовых[34] пород возникли тетраедры лангбейнита[35], который является индикатором термодинамометаморфических преобразований сульфатных калийно-магниевых солей /47, 68/. По определению калий-аргоновым методом абсолютный возраст лангбейнитов Стебникского и Калуш-Голынского месторождений составляет 10–11 млн. лет (/296/, средний сармат), хотя соленосные отложения этих месторождений разновозрастны и относятся, соответственно, к раннему (23–25 млн. лет) и среднему миоцену (среднему бадению, 14–15 млн. лет), что свидетельствует о том, что термодинамометаморфизму и, соответственно, продольному сжатию подверглись, несомненно, литифицированные породы указанных соляных толщ.

Таким образом, в Предкарпатском краевом прогибе многоярусное и линзообразное залегание пластов калийно-магниевых солей в пределах шахтных полей является следствием не многократно повторяющейся обстановки их седиментации /22, 99/, а формирование структур продольного тектонического сжатия (надвиг, сдвиг, складчатость). В связи с этим укажем на некорректность тезиса о том, что «Первой и важнейшей причиной местного структурообразования является разгрузка постседиментационных подземных вод» /292, с. 407/, который в дальнейшем стал одним из основных положений «флюидогеодинамики» в соленосных бассейнах, в целом, и на ВКМКМС, в частности /289, 144/.

Ниже рассмотрим вопрос о последовательности образования складчатых и разрывных дислокаций в процессе продольного сжатия литифицированных соляных толщ.

2.2.3.2. Последовательность и время образования складчатых и разрывных дислокаций

В этом вопросе существуют два альтернативных взгляда. Согласно Е.В. Белоусову /9/ разрывные дислокации следуют за складкообразованием, а Е.И. Паталаха /192/, М.А. Камалетдинов и др. /114/ полагают, что разрывы образуются до складок и определяют их место и форму. При этом Е.И. Паталаха считает, что основной механизм складкообразования – это сдвиговое приразломное течение. Такую позицию занимает также С.Д. Гемп /44, 45/ относительно складкообразования на ВКМКМС.

М.А. Камалетдинов с соавторами /114/ считают первичными надвиги, а складки – производными структурами продольного сжатия. При анализе материалов по Варисцидам Западной Европы и Урала авторы работы /114/ выделяют три типа шарьяжей:

1. срыва,
2. синметаморфический,
3. центрально-кристаллический.

Первый – имеет одну или несколько поверхностей срыва, совпадающих со стратиграфическими поверхностями; ниже залегающий фундамент не нарушен, аллохтонные комплексы смяты в складки, осложненные кливажом и поглащающие горизонтальную амплитуду надвига.

Второй – делится на два подтипа:

а) крупномасштабный – развитый в хорошо расслоенных (стратифицированных, Н. Дж.) толщах с ярко выраженной складчатостью опрокинутого типа;

б) мелкомасштабный – без складчатости, но с кливажом; деформации устанавливаются по наличию горизонтальной расслоенности, проявленной по направлению смещения.

Третий – это перекрытие толщ низкой ступени метаморфизма комплексами пород высоких ступеней, при этом масштаб перекрытия устанавливается многофациальностью метаморфизма пород аллохтонной пластины.

В Предварисцийском прогибе надвиги бывают:

а) ранние, развивающиеся синхронно складчатости северо-западного простирания

б) поздние, пересекающие складки, что ведет к увеличению крутизны северо-западных крыльев складок.

---

[34] Каинит – $KCl \cdot MgSO_4 \cdot 3H_2O$.

[35] Лангбейнит – $K_2Mg_2(SO_4)_3$.

В результате многолетних исследований, включающих эксперименты по моделированию надвигов, М.А. Камалетдинов, Т.Т. Кузнецова, Ю.В. Казанцев и П.В. Постняков /114/ приходят к выводу, что в Бельской впадине Предуральского прогиба «все пликативные дислокации подчинены к тектоническим пластинам, т. е. складчатая структура возникает как следствие надвигообразования и шарирования горных пород». При этом складки сначала возникают во фронте двигающейся пластины и затем лавинообразно распространяются в тыловую область аллохтона. «Чем больше толщина и жесткость, тем на большее расстояние способна она (пластина, Ю.П.) передавать горизонтальные давления». При этом «Интенсивность складчатости находится в прямой зависимости от амплитуды горизонтального перемещения первичных пластин. С возрастанием амплитуды надвигов фронтальные антиклинали становятся более узкими, оси их наклоняются и опрокидываются в сторону движения аллохтона. В тылу надвигов появляются более пологие куполовидные поднятия, расположенные в виде второго эшелона складок, осложняющих утолщенные части аллохтонных пластин». Указанные авторы выделяют в осадочном чехле Волго-Уральской нефтеносной области четыре пластичных «глинистых и галогенных горизонтов, по которым осуществлялось латеральное тектоническое скольжение толщ. При этом в мощных и жестких толщах возникают обширные куполовидные антиклинали – эти складки можно назвать складками коробления; мелкие линейные складки, формирующиеся в пластичных горизонтах под влиянием перемещений вышележащих толщ, представляют собой типичные складки волочений» (с. 68 /114/).

Таким образом, результаты исследований М.А. Камалетдинова с соавторами решают, на первый взгляд, два проблемных вопроса тектоники предгорных прогибов, в целом, и ВКМКМС, в частности: во-первых, о передаче тангенциального давления на значительные расстояния от места его генерации (Уральская складчатая область) и, во-вторых, о механизме формирования западновергентных и линейных складок. Оба вопроса неоднократно обсуждались на разных этапах исследования тектоники ВКМКМС и оставались нерешенными из-за отрицания надвигов.

В связи с вышеизложенным, необходимо обсудить вопросы о времени и причинах возникновения тангенциального давления со стороны Урала на стратифицированную соляную толщу ВКМКМС. Как следует из предыдущих глав, в результате этого давления соляная толща была смята в линейные западно-вергентные складки (флексурные, флексуроподобные, продольного изгиба) и формировались разрывные дислокации (надвиг, листрический сброс, сдвиг).

Относительно-временные взаимоотношения, установленные нами, указывают на следующую последовательность образования на ВКМКМС пликативных и разрывных дислокаций.

1. Наиболее четко временное взаимоотношение выявляется между региональными надвигами и сдвигами. Дуринская зона сдвигов (Южно- и Северодуринский левосторонние сдвиги и связанные с ними локальные сдвиги) рассекает зоны Соликамского и Троицкого (а также Всеволодо-Вильвенского и, по-видимому, Усольского) надвигов, являясь относительно к последним более поздним образованием. Формирование Дуринской зоны левосторонних сдвигов началось со средней юры, продолжалось в позднем мелу (гл. 2.2, 2.3.1) и, возможно, в миоценовое время. Позднемеловой – миоценовый (?) возраст имеют все локальные соляные структуры в Дуринском прогибе, характеризующиеся субширотной ориентацией (рис. 2.54). Все они являются присдвиговыми складчатыми структурами. Учитывая вышеизложенное, можно уверенно отметить, что образование надвигов происходило в нижнем мезозое (триас-ранняя юра). О масштабе надвигообразования в это время свидетельствует разрез скв. 17-Т на восточном склоне Тиманской гряды, который установил перекрытие нижнепермских отложений рифейским метаморфическим комплексом складчатого Урала /66/. В связи с этим укажем, что определенный калий-аргоновым методом абсолютные возрасты молочно-белого сильвина варьируют в пределах 192–145 млн. лет, а розового сильвина – составляют 187 млн. лет /181/, что коррелируется во времени с раннемезозойской эпохой надвигообразования.
2. Четко прослеживается пространственная связь между региональными надвигами и крупными поднятиями (Березниковское, Соликамское[36], Харюшинское и др.), представляющимися принадвиговыми линейными мегаантиклиналями. Эти поднятия и приуроченные к их сводам складки продольного изгиба, также как и прогибы между поднятиями, имеют субмеридиональную ориентацию, западно-вергентное строение и формировались в процессе надвигообразования или чуть позже. Аналогичное временно-пространственное взаимоотношение прослеживается между надвигом и листрическим сбросом.

[36] Которое в эпоху сдвигообразования распалось на отдельные поднятия (Южно- и Северопоповские, Рудничное, Клестовское).

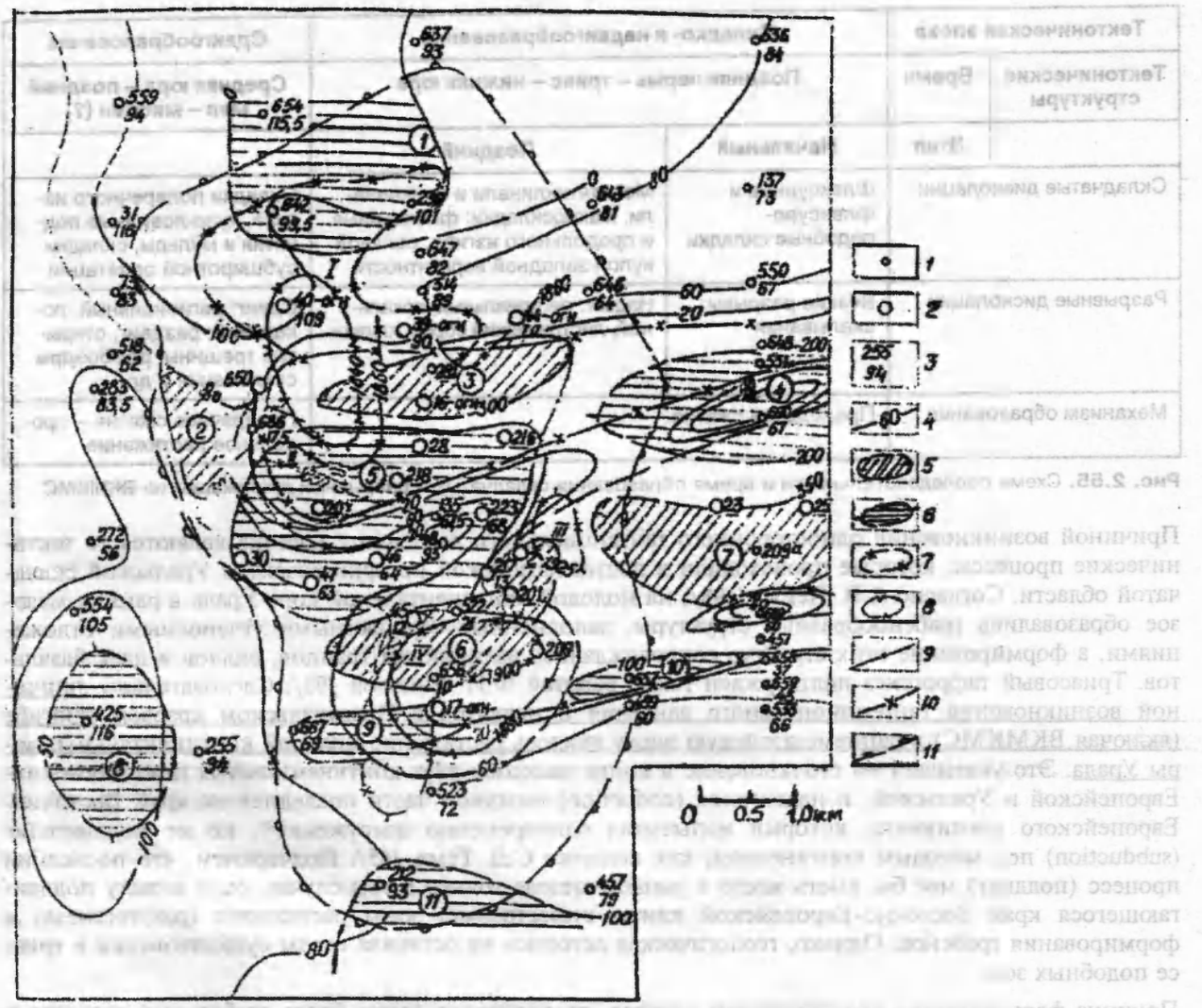


Рис. 2.54. Карта мощности калийных солей иренского горизонта западной части Дуринского прогиба / /.

1 – геолого-разведочные скважины на калийные соли; 2 – поисково-разведочные глубокие скважины; 3 – номер скважины (вверху) и мощность калийных солей (внизу); 4 – изопахиты калийных солей; 5 – контуры соляных мульд; 6 – то же, поднятий; 7 – изогипсы по кровле II отражающего горизонта, отождествляемого с кровлей терригеных отложений яснополянского надгоризонта нижнего карбона; 8 – тоже, по данным бурения; 9 – внешний контур нефтеносности яснополянской залежи; 10, 11 – границы калийной залежи (10), Камскоко-Кинельской системы прогибов по франко-фаменским отложениям (11). Цифры в кружках – соляные локальные структуры:

1 – Поповский купол, 2 – мульда в р-не скв.686, 3 – в р-не скв.16-ОГН, 4 – поднятие в р-не скв.690, 5 – поднятие в р-не скв. 519, 135, 6 – мульда в р-не скв. 522–656, 7 – мульда в р-не скв. 209а, 8 – Усть-Медве-дицкий купол, 9 – поднятие в р-не скв. 667-17-ОГН, 10 – поднятие в р-не скв.657-658, 1 – северная периклиналь Березниковского купола: I–IV – подсолевые структуры: I – Северо-Юрчукское поднятие, II – Северо-западный, III – Восточный, IV – Южный купола Юрчукского поднятия.

Приуроченность к западному и восточному склонам крупных поднятий флексурных и флексуроподобных макроскладок идентичной вергентности (а по ориентации могут различаться), и к их сводам складок продольного изгиба, свидетельствует о том, что первые из них возникли до образования поднятий и, следовательно, их формирование происходило до начала образования региональных надвигов, вероятно, в конце поздней перми.

Последовательность и время формирования складчатых и разрывных дислокаций иллюстрированы на рис. 2.55.

Тектоническая эпоха		Складко- и надвигообразования		Сдвигообразования
Тектонические структуры	Время	Поздняя пермь – триас – нижняя юра		Средняя юра – поздний мел – миоцен (?)
	Этап	Начальный	Поздний	
Складчатые дисколации		Флексурные и флексуро-подобные складки	Мегаантиклинали и синклинали, макроскладки: флексурные и продольного изгиба, соляной купол западной вергентности	Складки поперечного изгиба, купо-ловидные поднятия и мульды, складки субширотной ориетации
Разрывные дисколации		Вязкие разрывы скалывания	Надвиг: региональный, локальный, листрический сброс, кливаж	Сдвиг: региональный, локальный; раздвиг, открытые трещины, ромбоэдры скалывания и др.
Механизм образования		Продольное сжатие		Поперечное сжатие – продольное растяжение

Рис. 2.55. Схема последовательности и время образования складчатых и разрывных дислокаций на ВКМКМС.

Причиной возникновения одностороннего тангенциального давления с востока являются те тектонические процессы, которые происходили в постпалеозойской истории развития Уральской складчатой области. Согласно А.В. Пейве /198/, на молодой континентальной коре Урала в раннем мезозое образовались грабенообразные структуры, заполненные сероцветными угленосными отложениями, а формирование этих структур сопровождалось излияниями траппов, силлов и даек базальтов. Триасовый тафрогенез подтвержден также работой Ф.И. Енцовой /93/. Следовательно, причиной возникновения тангенпионального давления и надвигов в Предуральском краевом прогибе (включая ВКМКМС) в раннемезазойскую эпоху явилось растяжение молодой континентальной коры Урала. Это указывает на столкновение в конце палеозоя двух континентальных плит Восточно-Европейской и Уральской, и надвигание (obduction) западной части последней на край Восточно-Европейского континента, который испытывал одновременно погружение[37], но не поддвигание (subduction) под молодым континентом, как полагает С.Д. Гемп /45/. Подчеркнем, что последний процесс (поддвиг) мог бы иметь место в раннем мезозе только в том случае, если в тылу поддвигающегося края Восточно-Европейской плиты существовали зоны растяжения (рифтогенеза) и формирования грабенов. Однако, геологическая летопись не оставила следы существования в триасе подобных зон.

Причина формирования позднемеловых сдвигов, по-видимому, имеет более глобальный характер и не связана с историей развития Уральской складчатой области.

2.3. Эффективность сейсморазведки МОГТ в решении вопросов тектоники

2.3.1. Разрывные дислокации, наблюдаемые в волновом поле сейсмических профилей на ВКМКМС

Высокая информативность материалов МОГТ и практически неограниченные возможности цифровой регистрации, обработки и интерпретации получаемых данных позволяют использовать этот метод сейсмических исследований при решении широкого круга геологических и прикладных рудничных /250а/ задач. В их число входят выявление и прослеживание по площади разрывных тектонических дислокаций (разломов).

Практика сейсморазведки показывает, что изучение таких дислокаций может быть выполнено наиболее уверенно на ортогональных к их простиранию прямолинейных профилях МОГТ. В волновом поле этих профилей легче «узнать» известные признаки разрывных нарушений и наиболее эффективно использовать процедуру «Миграция». При ортогональном пересечении дислокации волновая запись мигрированного разреза максимально очищена от дифрагированных волн и наиболее оптимально осуществляется поправка положения отражающих горизонтов «за сейсмический снос» /305/.

[37] Из-за большой мощности отложений осадочного чехла в прогибе.

Роль процедуры «Миграция» в сейсморазведке МОГТ иллюстрирует рис. 2.56.

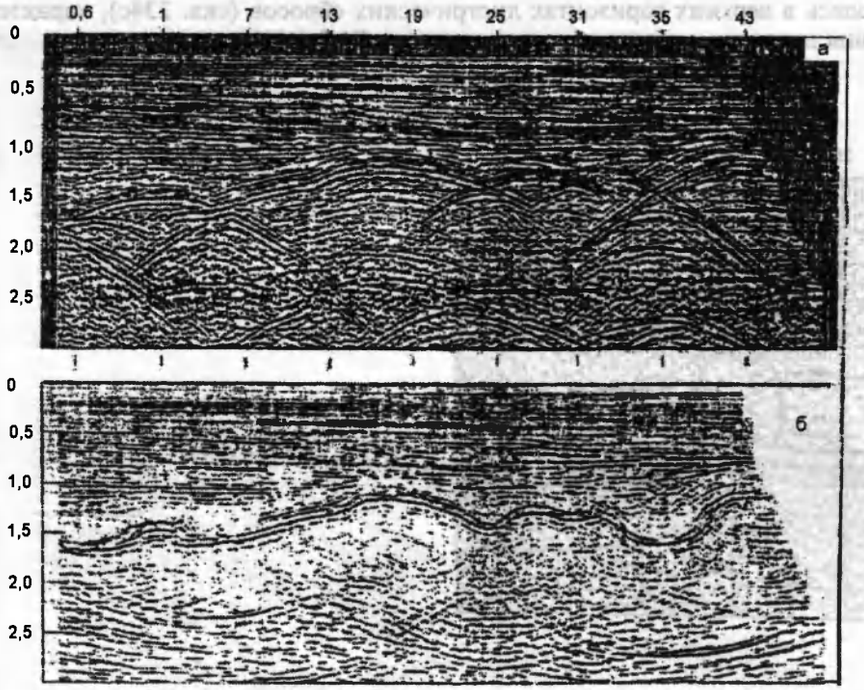


Рис. 2.56. Миграция методом дифракционного суммирования по /305/.
а – до миграции, б – после миграции. Многочисленные оси синфазности волн, отраженных от складчатого фундамента, перемещают с целью получить относительно непрерывную отражающую границу фундамента. Более глубокие отражения, вероятно соответствующие многократным волнам, дифрагированным от точек вне плоскости профиля и другим типам волн, не подчеркиваются в результате миграции.

Изучение разрывных дислокаций в разрезе ВКМКМС осложняют трудности однозначной расшифровки волнового поля не мигрированных разрезов, полученных на непрямолинейных, изобилующих резкими изломами профилей МОГТ. В этих условиях рисунок временных разрезов искажен большим числом ложных аномалий волновой записи отражающих горизонтов. Суммирование по ОГТ и представление окончательных временных разрезов «в линию» еще больше осложнило трудности выделения разрывных и флексурно-складчатых дислокаций. Примеры ложных аномалий волнового поля иллюстрируют приводимые здесь фрагменты некоторых временных разрезов (рис. 2.57).

В связи с этим было решено при изучение материалов исключить из анализа все резко непрямолинейные участки сейсмических профилей. На выбранных для анализа прямолинейных участках важным аргументом последующих тектонических решений было принято уверенное опознание и выдержанность записи коррелируемых по профилю отражающих горизонтов. Руководящим признаком выделения разрывных дислокаций выбрано прекращение корреляции опорных отражающих границ. Другие признаки рассматривались как вспомогательные.

В верхних горизонтах разреза (соль – надсолевые отложения) решение поставленных задач по профилям нефтяников(АО «Пермнефтегеофизика») оказалось трудным ввиду плохой разрешенности регистрируемой здесь волновой картины. На профилях МОГТ, выполненных ГИ УрО РАН с целью изучения этих интервалов, материалы оказались более информативными, а направленность их отработки на ревизию выделяемых здесь разрывных и флексурно-складчатых дислокаций по геологическим данным определило удачное их размещение по площади. Рассмотрим некоторые результаты этих исследований.

Признаки разрывных дислокаций встречены и в разрезе шахтного поля СКПРУ-1. Они уверенно фиксируются здесь профилем МОГТ, «соединяющим» скв. 30-30[а] и носят характер листрических сбросов, рассекающих разрез надсолевых и верхней части соляных пород (см. рис. 2.20). Наличие в разрезе разрывной дислокации подтверждают материалы бурения скв. 234с. Подсолевой интервал разреза, несмотря на усилия исполнителей получить здесь качественный материал, освещен значи-

тельно слабее. Эти обстоятельства, а также незначительная протяженность сейсмического профиля (388 м) не дают основания для категорического отрицания присутствия в разрезе надвига (ВНИИГ, 1989). Более того, развитие здесь в верхних горизонтах листрических сбросов (скв. 234с), характерных для «тыловой» части «зоны надвига», может свидетельствовать об обратном.

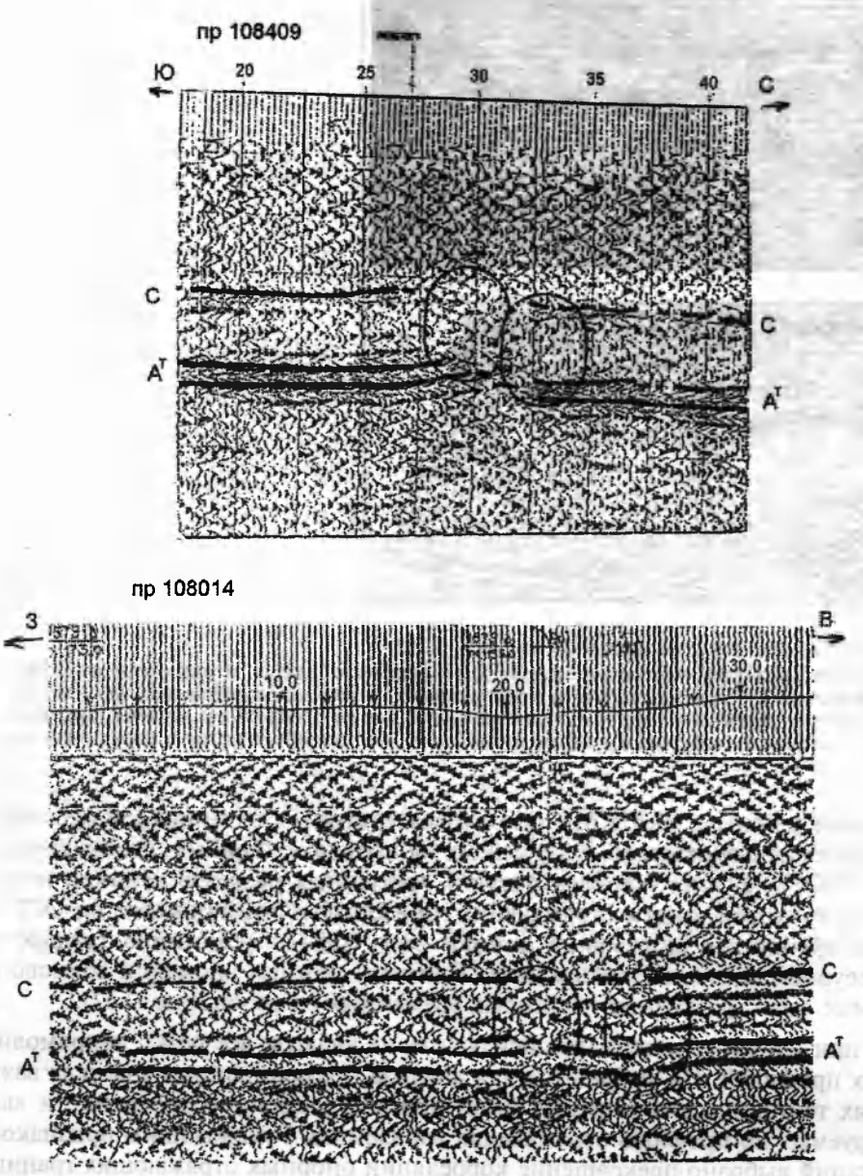


Рис. 2.57. Примеры искажения рисунка волнового поля на резких изломах профиля наблюдения МОГТ.

Примером удачного решения задачи по выявлению в разрезе разрывных взбросо-надвиговых дислокаций могут служить материалы шахтной сейсморазведки МОГТ, выполненной на БКПРУ-4. На разрезе (см. рис. 2.26), освещающей карналлит-сильвинитовый и надсолевой интервалы, хорошо иллюстрируется строение разреза, характерное для зоны надвигов: уверенно отмечается головная часть этой зоны, представленная здесь серией разрывных взбросо-надвиговых и сопровождающих их контрастных пликативных дислокаций. Это зона геодинамического сжатия. На востоке профиля можно видеть листрические сбросы, по которым происходит разгрузка геодинамического напряжения и постепенный переход в тыловую зону надвига – зону растяжения (компенсирующую сжатие).

В районе скв. 29 (шахтное поле рудника СКПРУ-1) отработан «крест» профилей МОГТ общей протяженностью около 2000 м. Наиболее информативен широтный профиль (№ 294 С1), субмеридиональ-

ный (№ 394 С1) расположен в зоне интенсивных дислокаций и поэтому однозначная интерпретация здесь материалов, по крайней мере, по продуктивному интервалу разреза, крайне затруднена.

На временном разрезе профиля 294 С1 полезная запись охватывает интервал около 0,5 с. В его верхней части (на 0,09–0,17 с) регистрируется группа отражающих горизонтов. Характерные особенности волнового поля в этом интервале позволили выделить коррелятив из четырех горизонтов (ОГ-1–ОГ-4), наиболее заметный на востоке (ПК 100–350) и уверенно следящийся почти по всему профилю. На центральном участке в записи коррелятива происходят изменения – из пакета выпадает ОГ-4. Здесь же (ПК 296–392) отмечается выклинивание покровной каменной соли, присутствующей в разрезе скв. 50С (рис. 2.58).

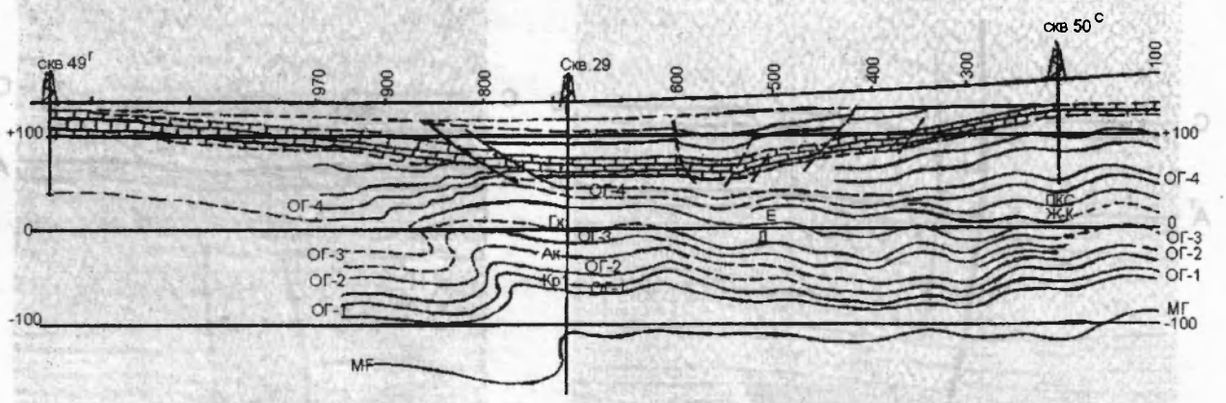


Рис. 2.58. Сейсмогеологический разрез по профилю 294С1-МОГТ (Составили Н.М. Джиноридзе, М.Г. Аристаров, 1995 г.).

В надсолевом интервале разреза достаточно уверенно выделяются две системы небольших эшалонированных сбросов со встречным падением поверхностей сбрасывания, что указывает на образование здесь грабенообразной структуры. Как видно из разреза (рис. 2.58), «дно» области растяжения совпадает с зоной прекращения прослеживания горизонта ОГ-4, что можно отнести за счет деструктивного воздействия растягивающих напряжений (пк 530–620). К западу от скв. 29 непрерывность прослеживания горизонтов нарушается и резко возрастает мощность пачки ОГ-1–ОГ-4. Последнее происходит в связи с удвоением (наложением) в разрезе интервала ОГ-1–ОГ-4 (рис. 2.58). Тем не менее, связать этот факт с развитием взбросо-надвиговых разрывов представляется поспешным ввиду присутствия в разрезе складчатых дислокаций. В подсолевой части временного разреза наблюдаются осложнения горизонта A^T(?) разрывными дислокациями, которые, вероятнее всего, имеют надвиговый характера.

Несколько профилей МОГТ выполнены ГИ УрО РАН на шахтном поле рудника СКПРУ-2 в связи в произошедшим здесь катастрофическим обрушением и последующим проседанием горных пород. Результаты этих исследований и их анализ приведены ниже.

Небольшие объемы этих работ и непротяженность выполненных профилей не решают проблемы развития разрывных дислокаций в разрезе ВКМКМС, и поэтому основное внимание наших исследований было обращено на изучение подсолевого комплекса пород. На возможность решения поставленной задачи указывали очевидные признаки присутствия в разрезе разрывных дислокаций и дислокационных зон, отмечаемых в волновом поле профилей МОГТ, выполненных в разных районах изучаемой территории полевыми партиями АО «Пермнефтегеофизика». Встречены признаки разных типов разрывных нарушений, в том числе сдвиговых, рассекающих весь осадочный разрез (рис. 2.59), и, возможно, более ранней генерации – допермской (рис. 2.60), надвиговых (рис. 2.61) и сопровождающих их разрывных и флексурно-складчатых дислокаций (рис. 2.62, 2.63, 2.64). Эталоном рисунка надвига может служить разрез профиля 108001 (рис. 2.65). На профиле можно наблюдать быстрое затухание от предгорий складчатого Урала (Всеволодо-Вильвинский надвиг) на запад, к скв. 610. Эта информация указывала на возможные трудности в выделении разрывов такого типа далее на запад, в пределах шахтных полей рудников ВКМКМС. Материалы показали общность тектонических дислокаций в подсолевых и верхних (соль-надсолевые) горизонтах разреза и подтвердили правильный выбор – первоочередность изучения подсолевого комплекса пород. Благоприятная

сейсмогеологическая обстановка в этом интервале отражена в волновом поле сейсмических профилей и позволяет выполнить анализ не по отдельным горизонтам, а группе отражающих реперов, объединенных выдержанностью временной мощности и волнового рисунка в коррелятив. Выделение и изучение разрывных дислокаций в коррелятиве, несомненно, повышает надежность «тектонических решений».

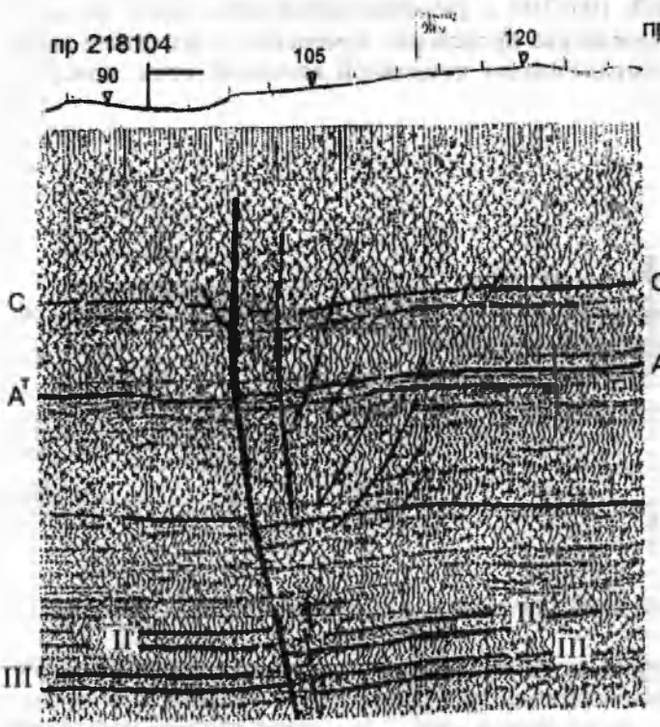


Рис. 2.59. Сдвиговые дислокации.

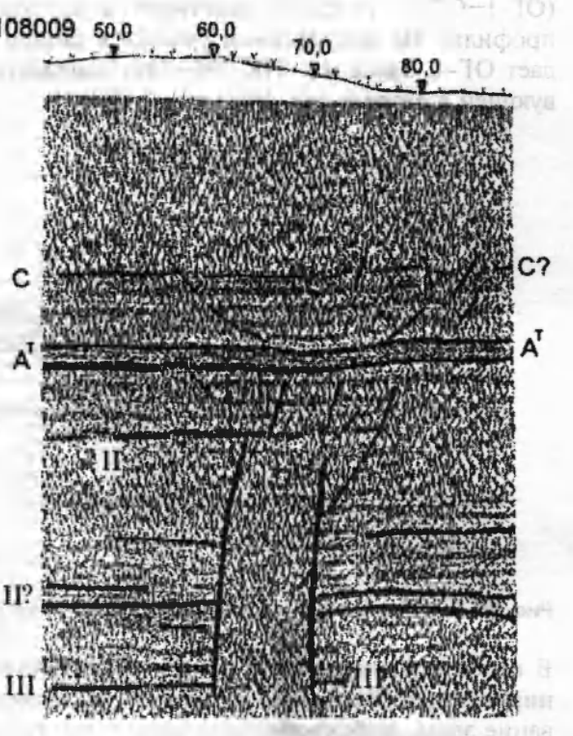


Рис. 2.60. Сдвиговые дислокации.

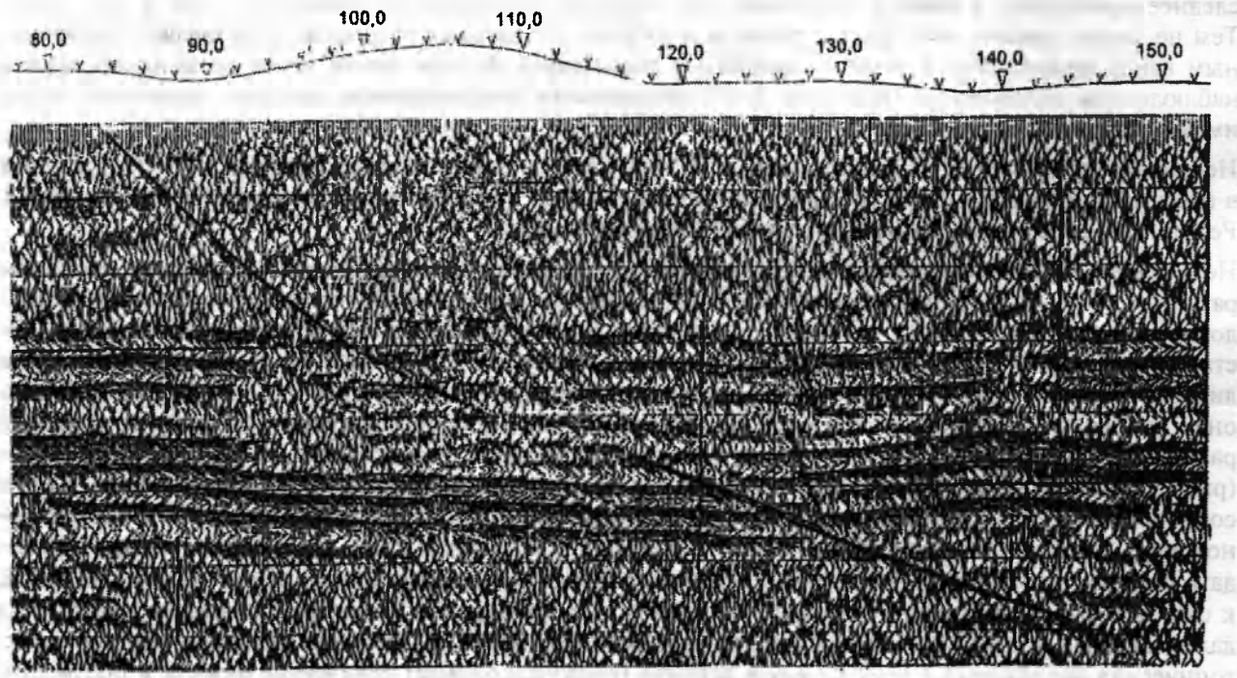


Рис. 2.61. Надвиг пр 108012.

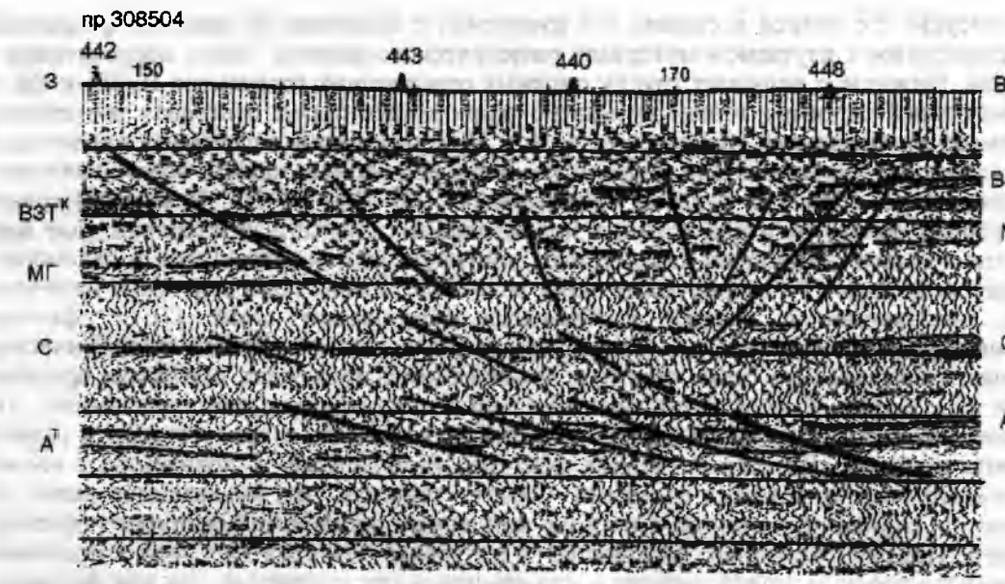


Рис. 2.62. Зона надвига, БКПРУ-3.

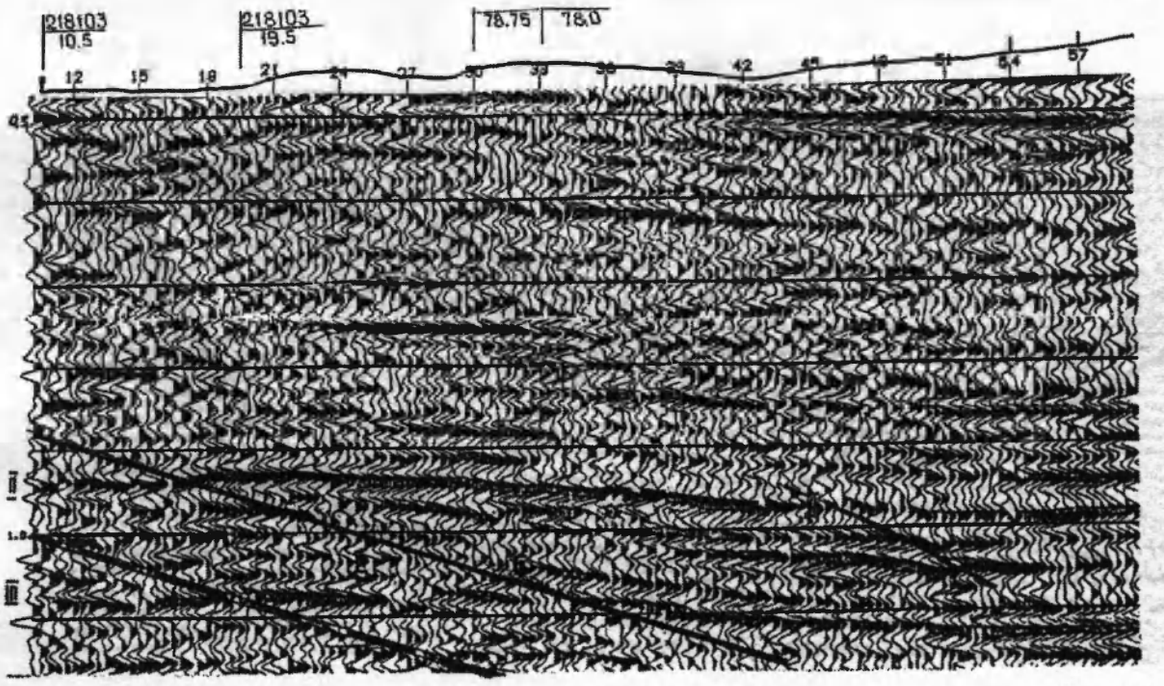


Рис. 2.63. Надвиговая зона. Белая пашня.

Для изучения тектонической обстановки в подсолевом комплексе привлечен материал профильных наблюдений МОГТ по значительной территории, включающей все шахтные поля ВКМКМС. В задачу исследований входило выявление признаков разрывных дислокаций на временных сейсмических разрезах и прослеживание их по изучаемой территории. Остановимся на рассмотрении результатов этих исследований.

В волновом поле временных разрезов можно выделить интервалы с характерным рисунком записи отраженных волн. Регистрируемые здесь горизонты представлены интерференционными волновыми пакетами, динамически выраженными и контрастно выделяющимися на разрезе. Особенности записи в этих интервалах устойчиво сохраняются на всей площади исследования и поэтому могут рассматриваться как коррелятивы, иллюстрирующие строение конкретных стратиграфических интервалов геологического разреза. Изучение коррелятива волнового поля позволяет уверенно выде-

лить изменение в рисунке его записи и связать эти изменения с событием (к примеру, разрывная дислокация), произошедшим в изучаемом интервале геологического разреза. Таких коррелятивов в разрезе оказалось два. Нижний – включает группу опорных отражающих горизонтов II–IIп и III, и верхний, иллюстрирующий строение толщи сульфатно-терригенных пород (интервал временного разреза, ограниченный отражающими горизонтами A^T-C). При выделении надвиговых дислокаций ведущая роль отводилась изучению нижнего коррелятива волновой записи, прежде всего, особенностей в прослеживании пары волновых пакетов, связываемых с ОГ-II и ОГ-IIп. В этом интервале сейсмопоисковые работы обнаружили ряд крупных положительных структур. В волновой поле временных разрезов эти поднятия выражены характерным рисунком записи, известным в сейсморазведке как «аномалия типа риф». Регистрируемые здесь волновые пакеты (ОГ) отчетливо намечают «ядро» аномалии, связываемое с толщей карбонатных образований турне (?) – фамена, «вырисовывают» специфическую картину облекания, характерную для рифогенной атектонической постройки. Морфология выделяемых здесь структур, по-видимому, послужила основным аргументом при отнесении их к рифам. Вместе с тем, практика нефтегазопоисковых работ показывает, что не все сейсмические «аномалии типа риф» следует однозначно связывать с присутствием в разрезе биогермных рифовых построек. Известны и другие факторы, «причастные» к появлению в волновом поле сейсмического разреза похожих аномалий. Следует заметить, что высказанное выше отнюдь не направлено на отрицание принятой в регионе концепции рифогенной природы нефтеперспективных структур. Поиски разрывных дислокаций в интервале развития (по этой концепции) таких атектонических построек не может подорвать сложившийся представлений, так как формирование рассматриваемого интервала разреза (в том числе и рифов) завершилось задолго до активизации разрывных дислокаций, захвативших и рассматриваемую толщу пород (рис. 2.65).

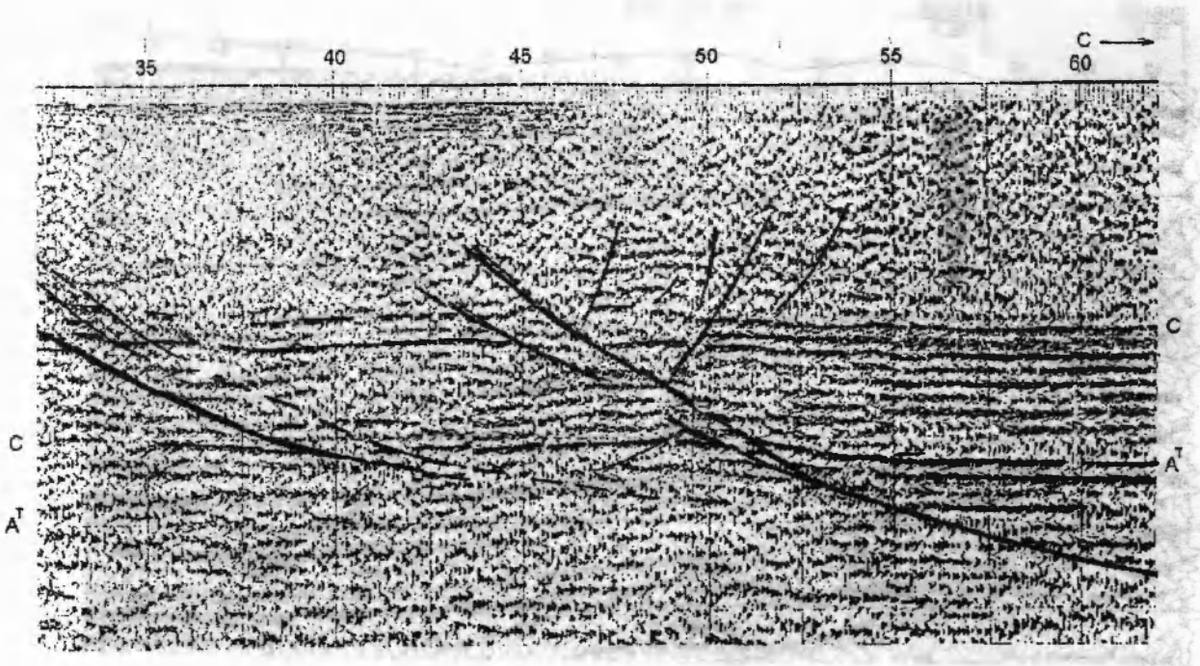


Рис. 2.64. Зона надвиговых дислокаций. Уньвинский участок.

Рифогенная гипотеза, на наш взгляд, отразилась на объективности сейсмических структурных построений. Это особенно заметно при изучении коррелятива ОГ-II–ОГ-IIп на Пашковской площади.

На временном разрезе профиля 308419, пересекающем Пашковскую структуру в восточном направлении, прослеживание горизонтов ОГ-II и ОГ-IIп нарушено серией перерывов их корреляции (рис. 2.24). Изменение времени регистрации горизонтов на этих участках происходит скачком, что придает рассматриваемому корреляти ву (ОГ-II–ОГ-IIп) блоковый характер и говорит о тектонической природе этих разрывов (пк 35–55, 67–73, 93–100, 111–122, 136–144). Вертикальное смещение «блоков» сопровождается признаками их надвигания на соседний, что свидетельствует о размещении Пашковской структуры в зоне развития надвиговых дислокаций. Чтобы прийти к такому выводу не пришлось выполнять переинтерпретацию материалов профиля. Авторы работ (с/п 30/84) правильно

расшифровали волновую картину, на что указывает скрупулезное, попикетное вынесение на сейсмогеологический разрез (рис. 2.24) расчетной глубины коррелируемых фрагментов горизонта IIп. На завершающем этапе построения разреза отмеченная контрастность строения репера сглажена и поэтому не нашла отражения на структурной карте Пашковского поднятия (рис. 2.66).

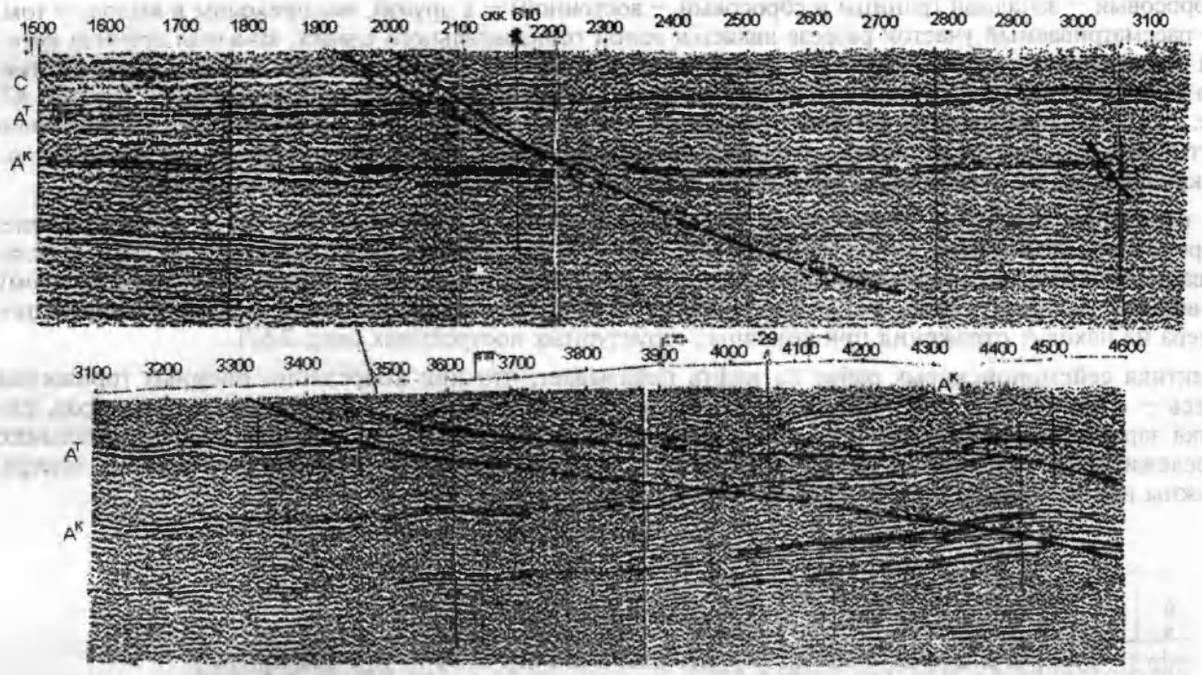


Рис. 2.65. Временной разрез по профилю 108001.

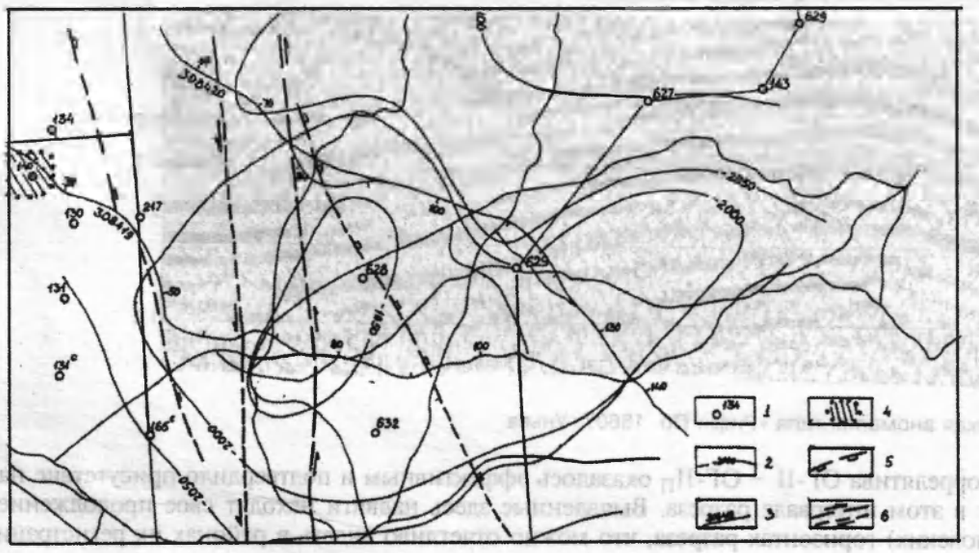


Рис. 2.66. Пашковское подсолевое поднятие (АО «Пермнефтегеофизика», 1985 г.).
1 – разведочные скважины ОАО «Сильвинит»; 2 – изогипсы по ОГ-II; 3 – сейсмические профили МОГТ (АО «Пермнефтегеофизика», 1978, 1984 гг.); 4 – зона обрушения горных пород на руднике СКПРУ-2. Разрывные дислокации (ОАО ВНИИГ, 1997 г.), в том числе: 5 – надвиговые, 6 – сдвиговые.

Аналогичную картину можно наблюдать и по профилю 308420, проходящему субпараллельно рассмотренному, несколько севернее от него, и в других районах территории (например, Логовская площадь). Обсудим особенности строения осадочного чехла в районе Пашковского «рифа» по вышеизложенным данным. На рис. 2.24. Пашковский «риф» выражен по ОГ-$II_П$ в виде асимметричного поднятия с пологим (угол 1–2°) восточным склоном и более крутым (угол 6–7°) – западным. Свод «рифа» осложнен

разрывными дислокациями, одни из которых относятся к системе (А) пологих надвигов с погружающимися на восток поверхностями, другие – вертикальному сбросу (Б) и взбросу (В). Дислокации Б и В следятся вверх по ОГ – «$А^{Т}$» и «С», образуя вертикальную зону потери корреляции отражающих горизонтов на протяжении всего осадочного чехла, начиная от ОГ-III до ОГ-С включительно. Учитывая это обстоятельство, с одной стороны, и характер ограничивающих эту зону дислокаций (взбросовый – западной границы и сбросовый – восточной) – с другой, мы приходим к выводу о том, что рассматриваемый участок разреза является зоной горизонтального сдвига, западная граница которой соответствует сжатию (взброс), а восточная – растяжению (сброс), которая компенсирует сжатие. Это отличает зону горизонтального сдвига от зоны листрических дислокаций (аварийный участок $А^{5}$, рис. 2.24), западная граница которой отвечает растяжению (сброс), а в ее восточной части появляются крутые взбросы. Другое отличие – это сквозной характер сдвиговой зоны, в то время как зона листрических дислокаций ограничена снизу зоной надвиговых дислокаций (Соликамский надвиг).

На некоторых профилях (Уньвинская площадь, Белопашненский участок), где в волновом поле разреза в прослеживании коррелятива ОГ-II – $ОГ\text{-}II_{П}$ наблюдается резкий временной срыв и сглаживание невозможно, корреляция переходит на прилегающий горизонт толщи облекания. Поэтому очевидный, на наш взгляд, уступ карбонатных пород, обусловивший такой «срыв» в корреляции репера не находит отражения при конечных структурных построениях (рис. 2.67).

Практика сейсмопоисковых работ на нефть показывает, что при корреляции опорных горизонтов (здесь – «пара» ОГ-II – $ОГ\text{-}II_{П}$) необходимо, во-первых, строго придерживаться их признаков, рисунка записи, определяющих этот репер как опорный, во-вторых, все отклонения от нормального прослеживания горизонта (потеря корреляции, резкое изменение времени регистрации репера) должны найти отражение на глубинном сейсмогеологическом разрезе.

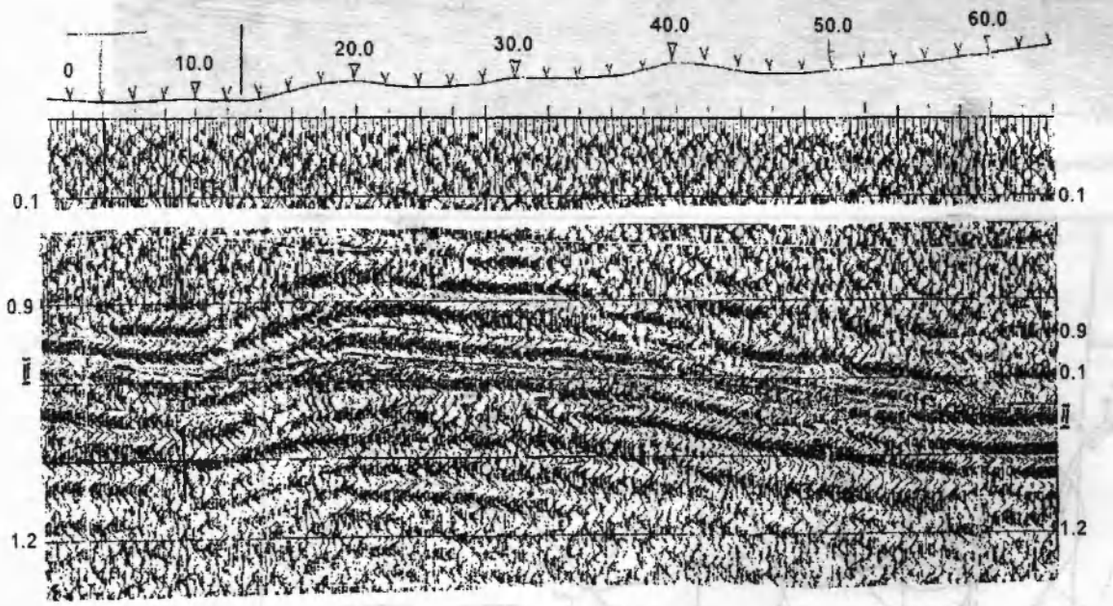


Рис. 2.67. Сейсмическая аномалия типа «Риф». Пр. 18607, Уньва.

В целом, изучение коррелятива ОГ-II – $ОГ\text{-}II_{П}$ оказалось эффективным и подтвердило присутствие надвиговых дислокаций в этом интервале разреза. Выявленные здесь надвиги находят свое продолжение в более глубоких (кыновских) горизонтах разреза, что можно отчетливо видеть в районах их регистрации. (См. рис. 2.63).

Обращает на себя внимание отсутствие в нижних горизонтах подсолевых отложений сбросовых дислокаций, что может свидетельствовать о спокойном залегании пород фундамента.

Присутствие в разрезе надвиговых дислокаций придает изучению верхнего коррелятива подсолевой толщи повышенный интерес, т. к. породы этого интервала подверглись, как показывают сейсмические материалы, наибольшему разрушению за счет возникновения здесь листрических сбросов и сопутствующих им подвижек, образующих сложно построенные грабенообразные прогибы. Наглядным примером этого представляется аварийный участок на руднике СКПРУ-2, где в формировании грабенообразной структуры приняли участие отложения от филипповского горизонта ($ОГ\text{-}А^{Т}$) до СМТ включительно.

Здесь после аварии через мульду провала земной поверхности, вдоль дороги Соликамск-Березники отработан (Ги УрО РАН) профиль 595 С2 МОГТ, протяженностью 1544 м. Относительно горных выработок профиль размещен от камеры 132 (2-я СВП) в сторону камер 96, 65 (1-я СВП) и далее в северо-западном направлении (рис. 2.68). По этой же дороге до аварии дважды (1979, 1984 гг.) были проведены профильные наблюдения МОГТ (ПО «Пермнефтегеофизика»), выкопировки которых вынесены на рис. 2.69. Данный рисунок иллюстрирует возможность рассматривать материалы МОГТ как раздельно по годам съемки, так и сопоставить их между собой. Подробно об этом см. в работах. Здесь подчеркнем, что сопоставление и совместный анализ материалов сейсмогеологических разрезов по профилям МОГТ 157903 и 308419 с временным разрезом по профилю 595 С2 обнаруживают в волновом поле последнего признаки грабенообразного опускания маркирующего горизонта (МГ) в подстилающей каменной соли (ПК 500 и 1150), связываемые с разрывными дислокациями A^1 и A^4 (рис. 2.68). Участок внезапного обрушения горных пород размещается на профилях в центральной зоне грабенообразной структуры, в блоке, восточным ограничением которого является разрывная дислокация A^2 (рис. 2.68).

В районе обрушения породы ПКС и надсолевых отложений испытывают проседание. Проседание надсолевого комплекса происходило, на наш взгляд, снизу вверх с последовательным вовлечением в процесс все более молодых интервалов разреза. Их смещение (проседание) сопровождалось возникновением малоамплитудных, так называемых внутриформационных нарушений, подчеркивающих объем «просевших» отложений. Тектоническая схема процесса проседания показана на рис. 2.68. На западе отмечается зона отсутствия сейсмических отражений, связываемая нами (профиль 595 С2) с развитием здесь пликативных дислокаций, восточнее которых расположена система листрических сбросов (A^1). Наблюдаемые здесь подвижки в ПКС и надсолевых породах могли быть спровоцированы обрушением целиков отработанного пространства. Все разрывные дислокации, рассекающие ПКС на профиле 595 С2, следятся также на профилях 157903 и 308419, что указывает на их существование до катастрофического проседания земной поверхности. На профиле 308419 можно видеть осложнение в залегании горизонта A^T, выраженное пологими разрывными дислокациями (см. рис. 2.69), восстающими на северо-запад и относимые нами к зоне надвига. Расположенная выше грабенообразная структура не пересекает эту зону.

Дополнительные сейсморазведочные работы по трем профилям (495 С2, 895 С2, 995 С2), проведенные ГИ УрО РАН в конце 1995 г., позволили с помощью сейсмостратиграфических приемов расшифровать волновое поле на временных разрезах. В результате площадной инерпретация этих материалов четко вырисовывается северо-западное простирание грабенообразной структуры в направлении от зоны разубоживания к участку внезапного обрушения горных пород (рис. 2.70). В пределах последнего данная структура имеет ширину 350–370 м на уровне кровли ПКС и 600–700 м – на уровне кровли СМТ, расширяясь к земной поверхности. В первом случае структура расположена в пределах участка обрушения пород в выработанном пространстве, во втором – в краевых частях, совпадающих с границами катастрофического проседания земной поверхности (рис. 2.70).

В южных районах (к примеру, в районе шахтного поля БКПРУ-3) листрические сбросы захватывают и более молодые отложения. На временных разрезах МОГТ, полученных здесь в 1981 г. и 1985 г., эти дислокации можно проследить вплоть до линии приведения разреза +100м (рис. 2.71; см. рис. 2.62).

Рассматриваемый коррелятив (интервал ОГ-A^T–ОГ-С) иллюстрирует строение глинисто-ангидритовой толщи представленной глинисто-алевритами с прослоями ангидрита и мергелей, в подошве толщи расположен пласт преимущественно ангидритовых пород мощностью 30–35 м. В волновом поле разрезов МОГТ толща представлена серией волновых «пакетов» значительной временной мощности (до 15–20 мс). Рисунок коррелятива сохраняется на всей площади исследования, что обеспечивает уверенное обнаружение изменений кинематических и динамических характеристик при его прослеживании по профилю. Наиболее контрастно отмечаются дислокации, выраженные разрывом в прослеживании горизонтов и резким относительным изменением времени их регистрации в месте разрыва.

Генетическую связь листрических сбросовых дислокаций с надвигом, на наш взгляд, убедительно показывают результаты комплексного анализа материалов бурения (глубокого и разведочного на соль) и сейсморазведки МОГТ, выполненных на юге рассматриваемой территории. Здесь выделяется крупная зона надвига, которая по коррелятиву ОГ-A^T–ОГ-С широкой полосой вытягивается с юга (Уньвинский район) на север, в сторону шахтного поля рудника БКПРУ-3 (субпараллельно зоны надвига на уровне кровли СКП (рис. 2.72).

Простирание зоны имеет извилистый характера. Она субмеридионально протягивается через Палашерский участок, размещаясь к востоку от Белопашненского поднятия (ОГ-П), далее на юг испытывает резкий коленообразный изгиб и проходит через южный купол Уньвинского поднятия (ОГ-I), где сменяет простирание на субширотное. Далее на восток вновь можно наблюдать резкое изменение простирания зоны на субмеридиональное.

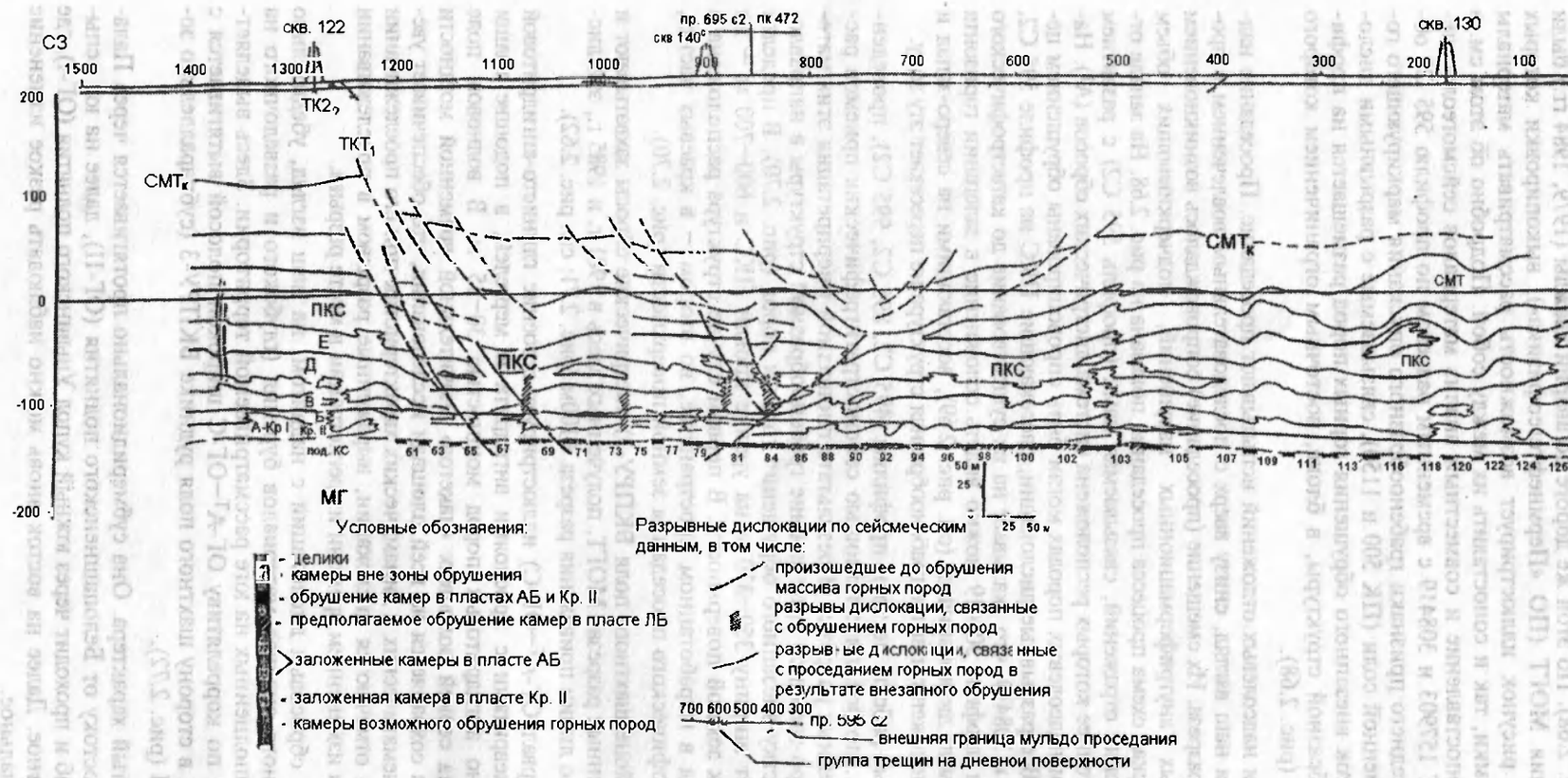


Рис. 2.68. Сейсмогеологический разрез по профилю № 595 С2 МОГТ

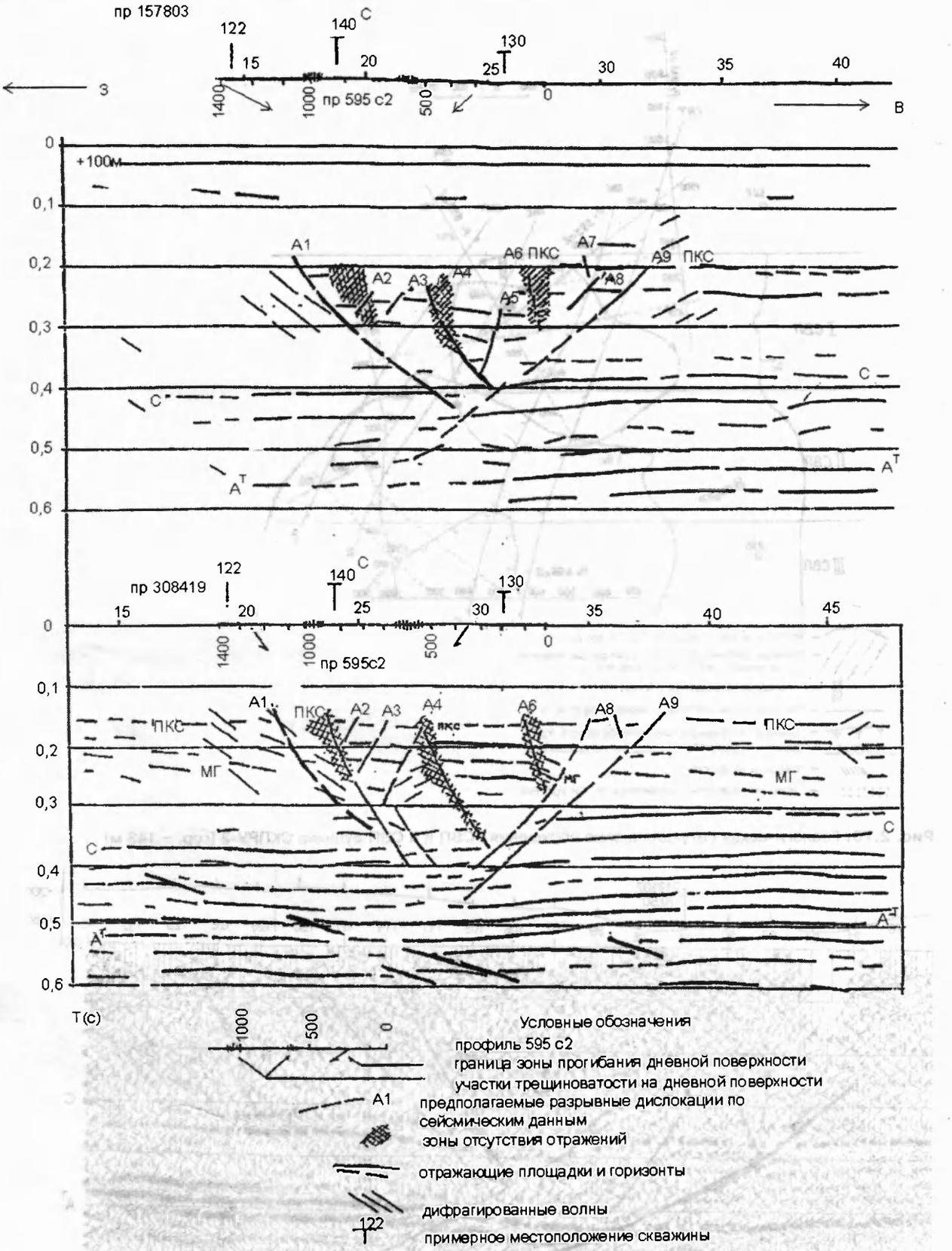


Рис. 2.69. Сопоставление сейсмических материалов в зоне обрушения.

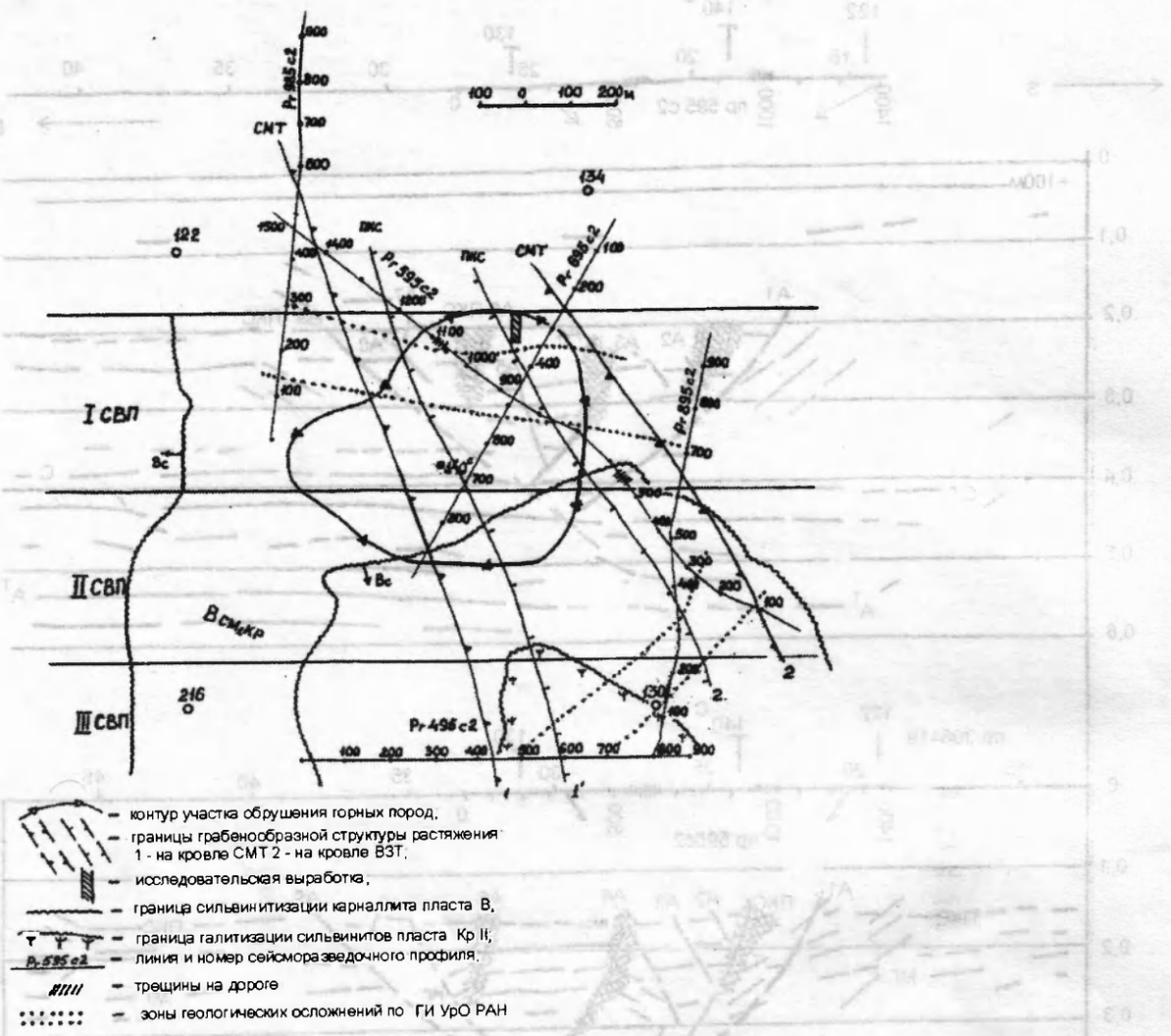


Рис. 2.70. Геологическая ситуация в зоне обрушения I СВП и II СВП рудника СКПРУ-2 (гор. – 143 м).

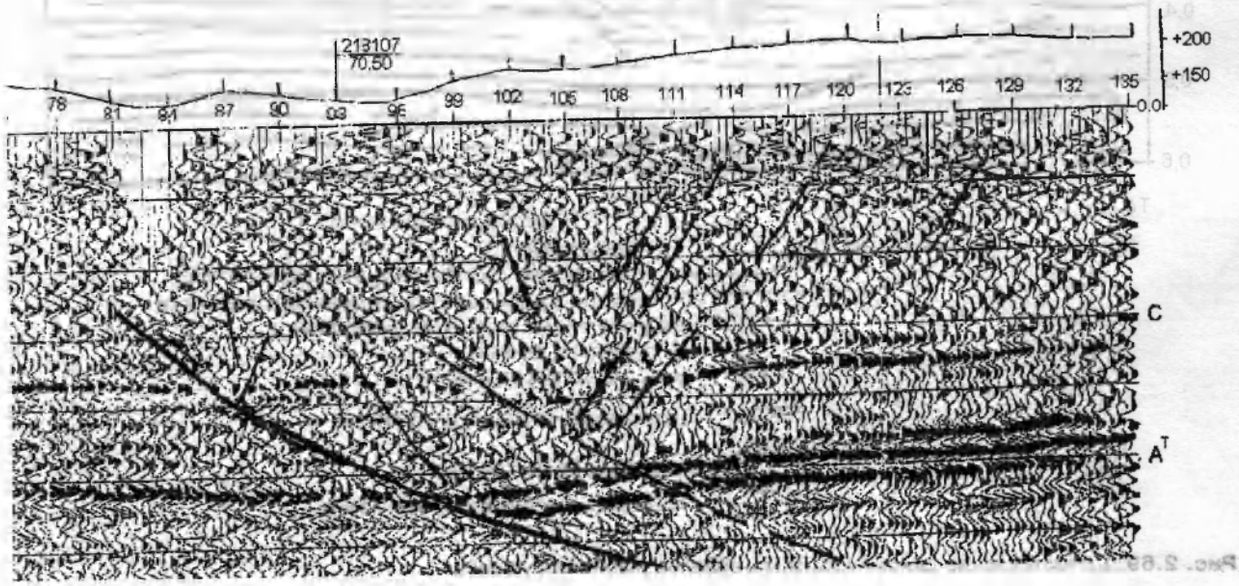


Рис. 2.71. Временной разрез МОГТ по профилю 218104, БКПРУ-3.

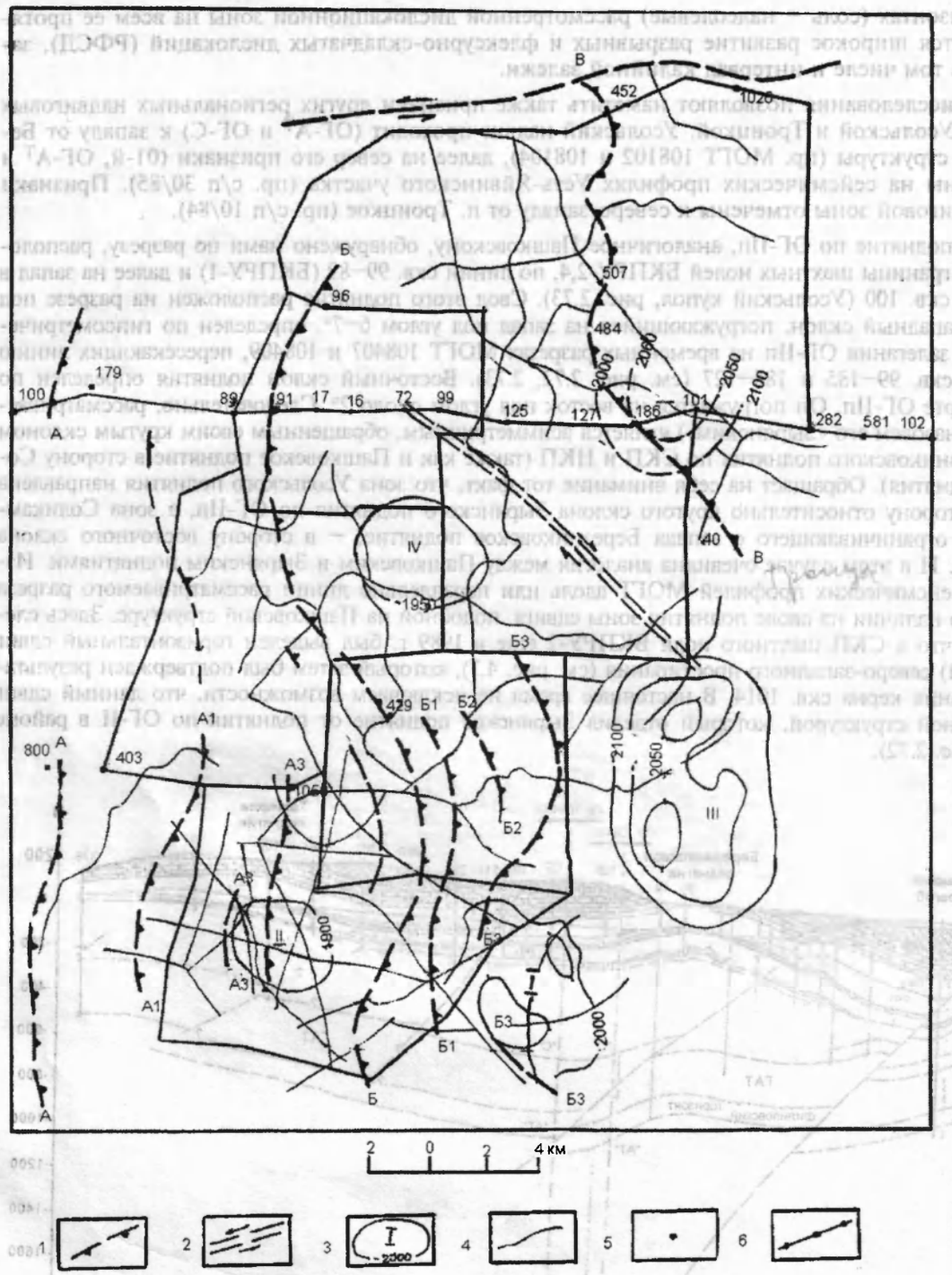


Рис. 2.72. Схема развития разрывных дислокаций в геологическом разрезе юга ВКМКМС.
1 – надвиговые дисколации: Усольский региональный надвиг: А – в кровле СКП, $А_1$ – в подошве СКП (ОГ-С), $А_3$ – по ОГ-$II_П$; Соликамский региональный надвиг: Б – в кровле СКП, $Б_1$ – в подошве СКП (ОГ-С), $Б_2$ – по ОГ-$А^Т$, $Б_3$ – по ОГ- $II_П$; Троицкий региональный надвиг: В – в кровле СКП; 2 – сдвиговые дисколации; 3 – локальное (III), Березниковское (1У) – по данным АО «Пермнефтегеофизика» 1986 г.; 4 – профили МОГТ; 6 – геологический профиль (см. рис. 2.73).
3 – поднятия: I – Уннвинские, II – Белокашненское, III – Сибирское, IV – Дурыманское.

На профилях МОГТ, пересекающих эту зону, отчетливо видна первичность разрывной дислокации типа надвиг и определяющая роль последней в появлении листрических сбросов и сопутствующих им грабенообразных прогибов.

В верхних горизонтах (соль – надсолевые) рассмотренной дислокационной зоны на всем ее протяжении отмечается широкое развитие разрывных и флексурно-складчатых дислокаций (РФСД), захватывающих в том числе и интервал калийной залежи.

Выполненные исследования позволяют наметить также признаки других региональных надвиговых дислокаций – Усольской и Троицкой. Усольский надвиг проходит (ОГ-$А^Т$ и ОГ-С) к западу от Белопашненской структуры (пр. МОГТ 108102 и 108104), далее на север его признаки (01-й, ОГ-$А^Т$ и ОГ-С) встречены на сейсмических профилях Усть-Яйвинского участка (пр. с/п 30/85). Признаки Троицкой надвиговой зоны отмечены к северо-западу от п. Троицкое (пр. с/п 10/84).

Тектоническое поднятие по ОГ-IIп, аналогичное Пашковскому, обнаружено нами по разрезу, расположенному вдоль границы шахтных полей БКПРУ-2,4, по линии скв. 99–89 (БКПРУ-1) и далее на запад в направлении к скв. 100 (Усольский купол, рис. 2.73). Свод этого поднятия расположен на разрезе под скв. 127–186. Западный склон, погружающийся на запад под углом 6–7°, определен по гипсометрическим отметкам залегания ОГ-IIп на временных разрезах МОГТ 108407 и 108409, пересекающих линию разреза между скв. 99–185 и 185–127 (см. рис. 2.72, 2.73). Восточный склон поднятия определен по структурной карте ОГ-IIп. Он погружается на восток под углом около 2°. Следовательно, рассматриваемое поднятие (назовем его «Зырянским») является асимметричным, обращенным своим крутым склоном в сторону Березниковского поднятия по СКП и НКП (также как и Пашковское поднятие в сторону Соликамского поднятия). Обращает на себя внимание тот факт, что зона Усольского поднятия направлена на глубине в сторону относительно крутого склона Зырянского поднятия по ОГ-IIп, а зона Соликамского надвига, ограничивающего с запада Березниковское поднятие, – в сторону восточного склона этого поднятия. И в этом случае очевидна аналогия между Пашковским и Зырянским поднятиями. Из-за отсутствия сейсмических профилей МОГТ вдоль или параллельно линии рассматриваемого разреза трудно судить о наличии на своде поднятия зоны сдвига, подобной на Пашковской структуре. Здесь следует отметить, что в СКП шахтного поля БКПРУ-2 еще в 1989 г. был выделен горизонтальный сдвиг (левосторонний) северо-западного простирания (см. рис. 4.7), который затем был подтвержден результатами исследования керна скв. 1014. В настоящее время не исключаем возможности, что данный сдвиг является сквозной структурой, который отделил Зырянское поднятие от поднятия по ОГ-II в районе скв. 980 (см. рис. 2.72).

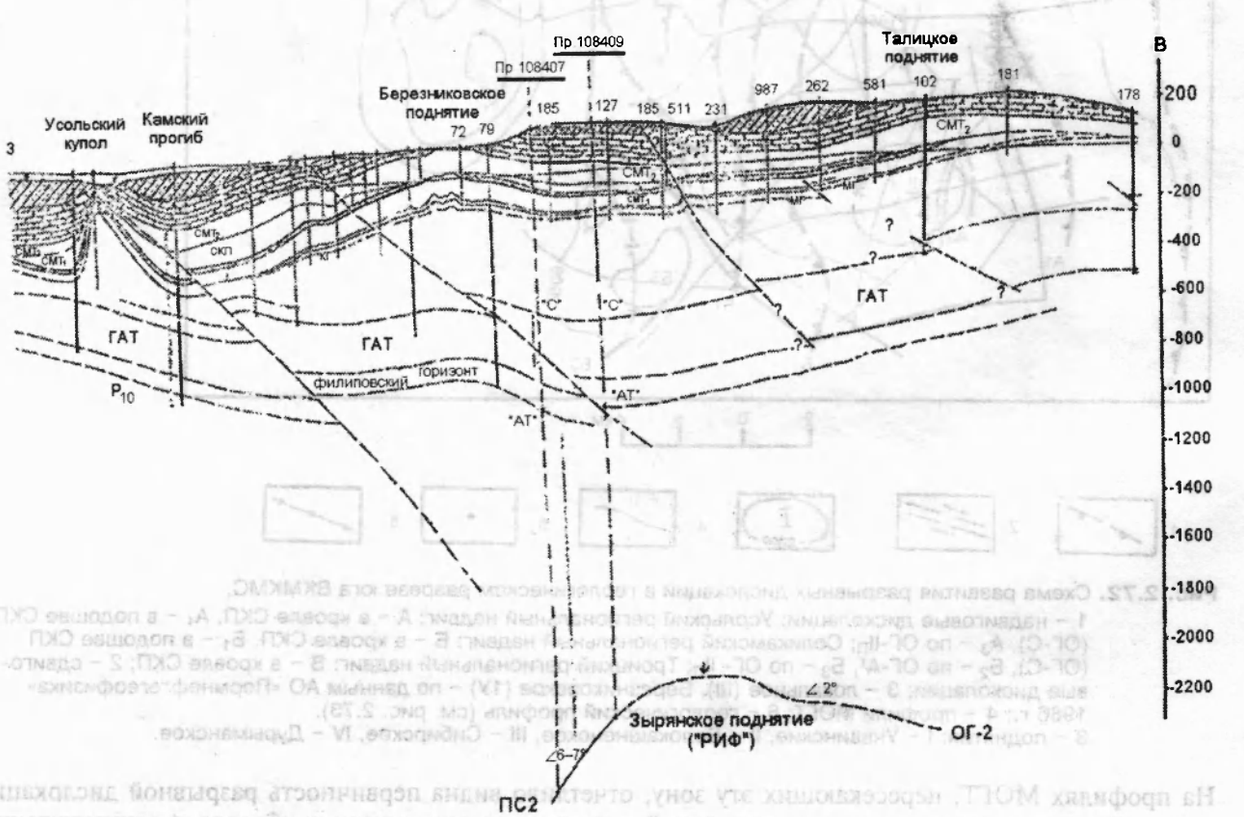


Рис. 2.73. Геологический разрез по центральной части ВКМКМС.
(Н.М. Джиноридзе, М.Г. Аристаров, по материалам детальной и сейсморазведок, 1996 г.).

2.3.2. Геологическая интерпретация и площадная увязка сейсмоматериалов МОГТ по шахтному полю СКПРУ-3

Территория шахтного поля СКПРУ-3 по сравнению с другими рудниками (СКПРУ-1, 2) изучена значительным объемом сейсмических профилей МОГТ, выполнявших здесь в разные годы (1978–1984) нефтепоисковые задачи (АО «Пермнефтегеофизика). Принятые в регионе экологические нормы ведения подобных работ определили привязку профильных наблюдений к дорожной сети, что привело к резкому искривлению и большому числу изломов линии сейсмических профилей. Как и следовало ожидать, на таких участках, недопустимых при МОГТ, результаты исследований или существенно искажены, или не содержат вообще полезной информации. Это убедительно показывает рисунок волнового поля окончательных временных разрезов, выполненных при наблюдениях по ОГТ на непрямолинейных участках профилей. Такие участки, как правило, исключены при построении структурных карт по опорным сейсмическим горизонтам. Обилие искажений рисунка волнового поля, вызванное указанными обстоятельствами, на наш взгляд, объясняет полное отсутствие на этих картах разрывных дислокаций.

Глубинное строение территории освещается следующими отражающими горизонтами (ОГ):

«С» – характеризует кровлю подсолевого комплекса пород (подошва соляных отложений);

«A^T» – связывается с подошвенным пластом филипповских ангидритов (лекская свита). В регионе этот уровень выбран как базовый. От него выполняются построения более глубоких горизонтов разреза;

A^K – кровля карбонатов артинского яруса. Прослеживается по площади спорадически;

$II_п$ – связывается с поверхностью турнейских или (в случае отсутствия в разрезе этих отложений) – с поверхностью фаменских карбонатных пород.

Важнейшим при решении нефтепоисковых задач принят отражающий горизонт ОГ-$II_п$. По этому горизонту на площади СКПРУ-3 выявлено крупное, перспективное на нефть, поднятие – Пашковское (см. рис. 2.66). Сейсмопоисковые работы решали задачи поисков залежей углеводородов (нефти) в глубоких горизонтах разреза. Верхние комплексы пород (соляной и надсолевой) остались без должного внимания при обработке полевых данных. На окончательных временных разрезах волновое поле этих интервалов отличает нерегулярная или плохо разрешенная запись. Полезная запись (отражающие горизонты) выделяются часто спорадически, их прослеживание по профилю (опознавание в волновом поле) происходит по характерным признакам формы записи. Более надежно можно осуществить групповую корреляцию, например, пакета ОГ, связываемого нами с подрабатываемым на руднике массивом пород – ПП + ПКС – МГ(?). На ряде профилей нефтяников этот «Пакет ОГ» выделяется и прослеживается вполне уверенно и может быть принят как коррелятив при решении задач по состоянию промышленной зоны и безопасности ведения горных работ (рис. 2.74.).

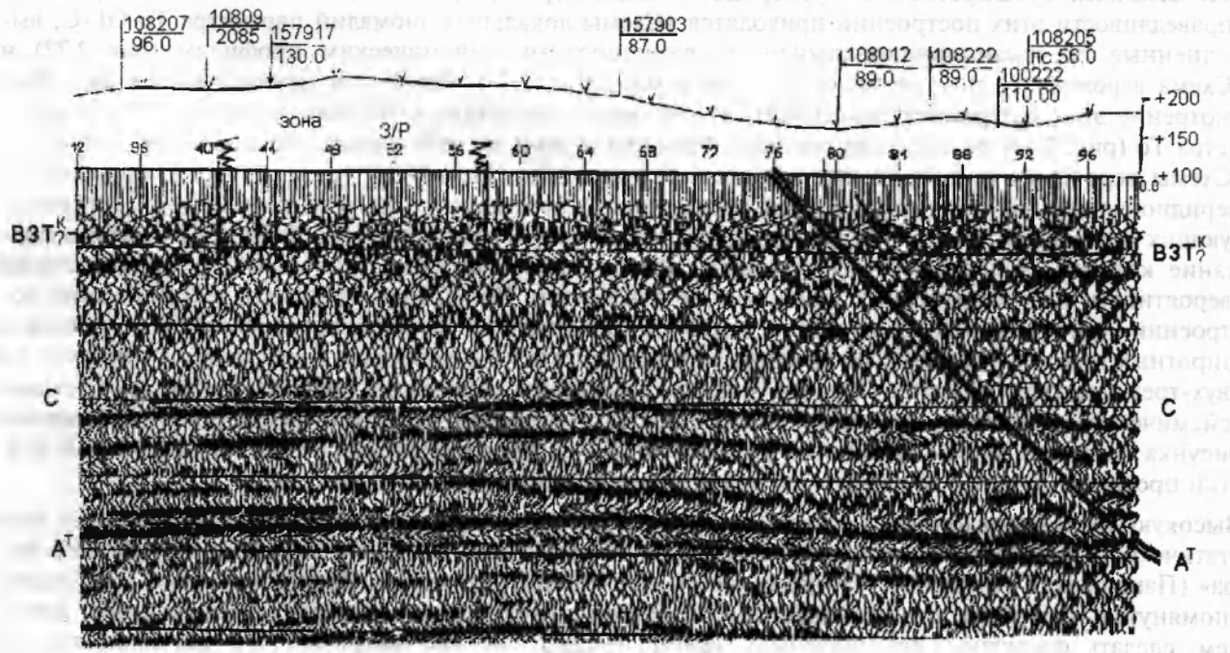


Рис. 2.74. Временной разрез по профилю 108206 (см.рис.2.75).

В то же Бремя анализ геологических данных (бурение, наблюдения в шахтных выработках) обнаружил в промышленное интервале разреза шахтного поля СКПРУ-3 ряд разрывных и флексурно-складчатых дислокаций. Наметилась определенная зональность этих осложнений и, несмотря на фрагментарность геологической информации, оказалось возможным представить простирание дислокационных зон.

Для оценки возможностей сейсморазведки в решении подобных задач был отработан профиль 18941-МОГТ. Профилирование выполнено в 1989 г. сейсмической партией АО «Пермнефтегеофизика» по заказу ГИ УрО РАН. Линия наблюдения МОГТ совпадает с дорогой, пересекающей в субширотном направлении все шахтное поля в северной части рудника (рис. 2.75). Протяженность профиля 10,2 пог. км. Впервые в регионе задачей сейсмопрофилирования ставилось изучение верхних горизонтов разреза (от уровня приведения +100 м) – соляных и надсолевых отложений. Погрешности суммирования по ОГТ (на изломах профиля) и формирование окончательного временного разреза – «в линию» (что недопустимо при резко криволинейном профилировании (рис. 2.75), не могли не сказаться на геологической интерпретации результатов работ. И все же полученные материалы крайне важны:

- доказана высокая информативность профилирования МОГТ при освещении соляного и комплекса пород, прежде всего, подрабатываемого на рудниках массива ($ВЗТ^{К}$-МГ ?);
- впервые показано присутствие в промышленном интервале разреза разрывных дислокаций.

Нет сомнения, что при более детальной проработке первичных материалов профилирования к примеру, по графу обработки ГИ УрО РАН) геологическая информативность временного разреза этого профиля существенно возрастет.

В 1993 г. специалистами ГИ УрО РАН выполнена переинтерпретация сейсмопоисковых работ, выполненных АО»Пермнефтегеофизика» в 80-е годы на Новосоликамской площади. Исследованная территория включила север рудника СКПРУ-3 и пограничную зону последнего с северо-восточным участком рудника СКПРУ-2 (СВП-1 и СВП-2). Район выбран удачно, т. к. здесь отмечалось заметное сгущение профилей МОГТ (рис. 2.76). Изучением этих материалов предпринималась попытка увязать напряженность состояния подрабатываемого массива на руднике СКПРУ-3 (вскрытая трещиноватость пород в шахтных выработках) с тектонической обстановкой в подстилающем подсолевом комплексе.

В результате исследований /250а/ получена «Схема вероятных тектонических нарушений», представленная по отражающему горизонту «С» (кровля подсолевых отложений) системой взаимно пересекающихся субширотных и субмеридиональных горстов (рис. 2.76). Как бы в подтверждение справедливости этих построений приводятся «Схемы локальных аномалий параметра То ОГ-С, выполненные по квазимеридиональным и квазиширотным сейсмическим профилям (рис. 2.77) и «Схема вероятности по сейсмическому признаку» (рис. 2.78). Ни то, ни другое не убеждает. Рассмотрение этих материалов показывает, что «Схемы», связанные с изучением распределения параметра То (рис. 2.77) по площади, скорее, первичны и сами по себе служат обоснованием получения «Схемы вероятных тектонических нарушений» (рис. 2.76). Не трудно увидеть, что и широтная, и меридиональная «составляющие» этой схемы просто перенесены (причем, порознь!) из соответствующих «рисунков» (рис. 2.77). Заметим, что на «Схеме вероятности»(рис. 2.78). смысловое содержание которой остается для нас неясным, каких- либо широтных отклонений в распределении «вероятности по сеймическому признаку» не отмечается. На «Схеме вероятных тектонических построений» (рис. 2.76) так же не видим надежных обоснований в пользу трассирования по площади широтных горстов. Присутствие признаков этих дислокаций в волновом ноле разрезов показано на двух-трех участках «Схемы». Но эти участки сопряжены с резкими искривлениями и изломами сейсмических профилей, что, как хорошо известно, неизбежно ведет к существенному искажению рисунка волновой записи временных разрезов МОГТ. В практике сейсмической разведки такие участки профилей принято исключать из анализа при решении геологических задач.

Высокую дислоцированность подсолевого ложа авторы связывают с разгрузкой «повышенного геостатического напряжения, возникшего при «росте» структуры облекания девонско-турнейского рифа» (Пашковская структура). Что понимается под «ростом структуры облекания» и как происходит упомянутая «разгрузка повышенного геостатического напряжения», авторы не раскрывают. Впрочем, сделать последнее, действительно, крайне трудно, так как предложенные для иллюстрации этих событий временные разрезы (рис. 2.79) в интерпретации специалистов ГИ УрО РАН наруше-

ны лишь в кровле подсолевых отложений (ОГ-С). Каких-либо признаков разрывных дислокаций (возможных каналов «разгрузки») авторы не находят ни выше по разрезу (в соляных и надсолевых отложениях), ни ниже ОГ-С – в подсолевых отложениях.

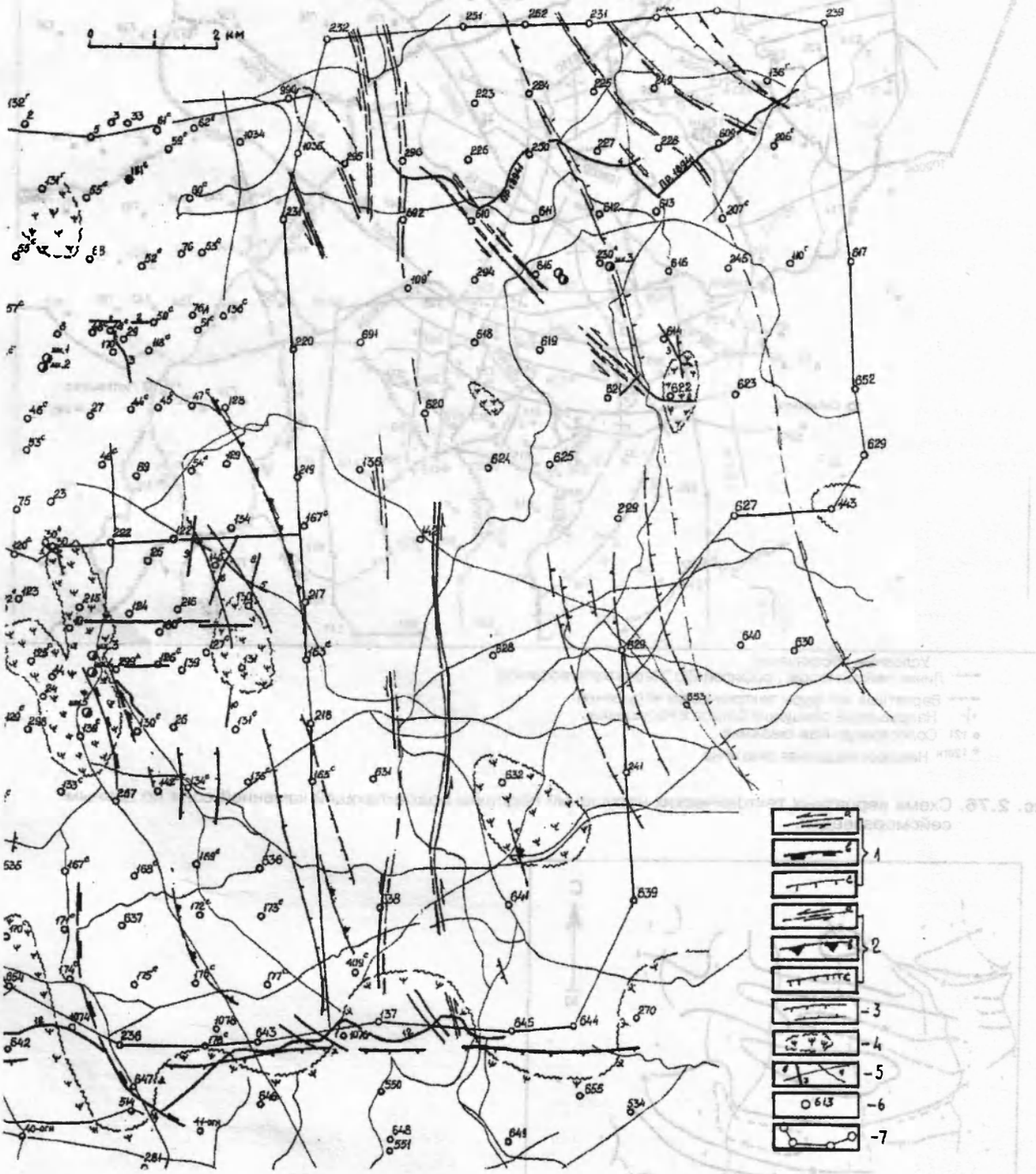


Рис. 2.75. Предварительная схема размещения разрывных дислокаций на шахтных полях рудников ОАО «Сильвинит».

(Составил М.Г. Аристаров по материалам АО «Пермнефтегеофизика», 1999 г.)

Разрывные дислокации в кровле (1) и подошве (2), в том числе: сдвиги(а), надвиги (в), сбросы (с); 3 – зоны невыясненной тектонической природы; 4 – зоны галитизации сильвинитов; 5 – сейсмические профили МОГТ АО «Пермнефтегеофизика» (а) и Ги УрО РАН (в); 6 – солеразведочные и структурные скважины; 7 – границы шахтных полей.

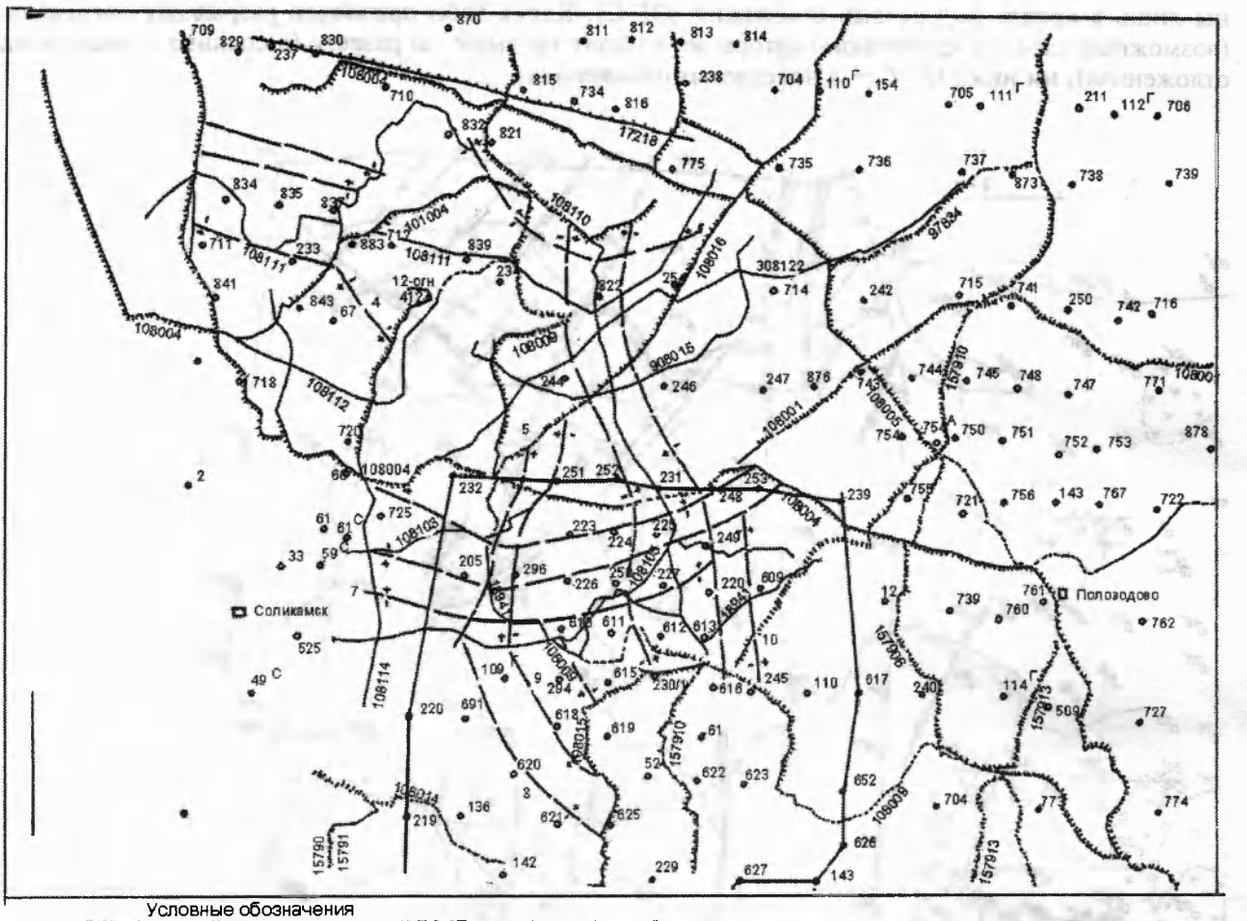


Рис. 2.76. Схема вероятных тектонических нарушений подошвы подстилающей каменной соли по данным сейсморазведки.

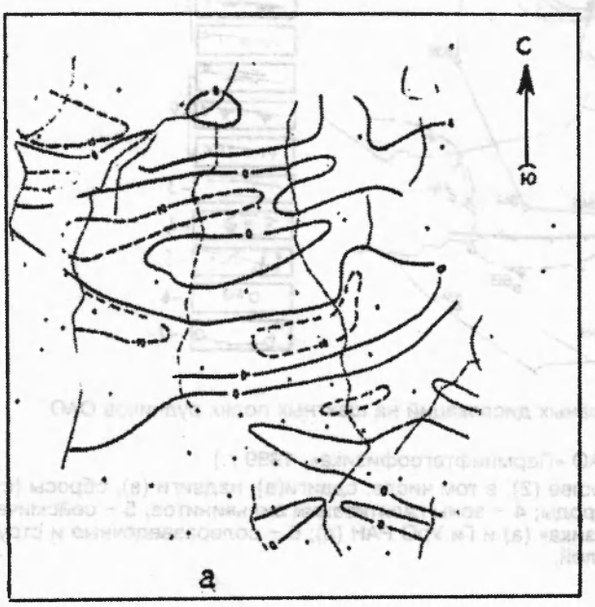


Рис. 2.77. Схема локальных аномалий параметра То «С» по линиям квазимеридиональных /а/.

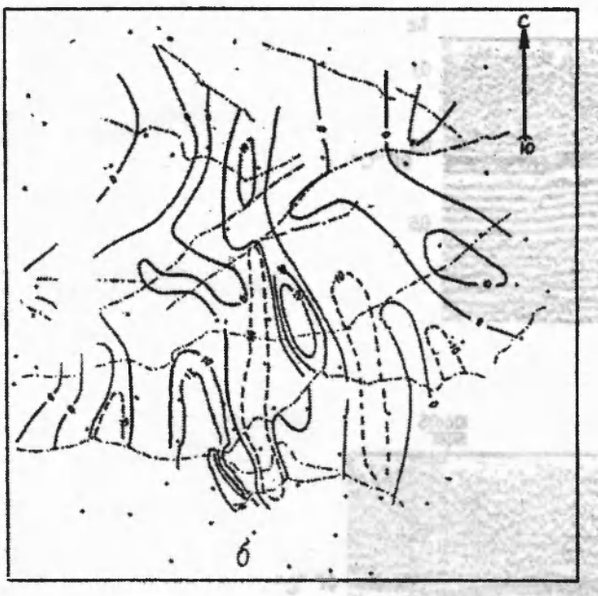


Рис. 2.77. Схема квазиширотных /б/ сейсмических профилей.

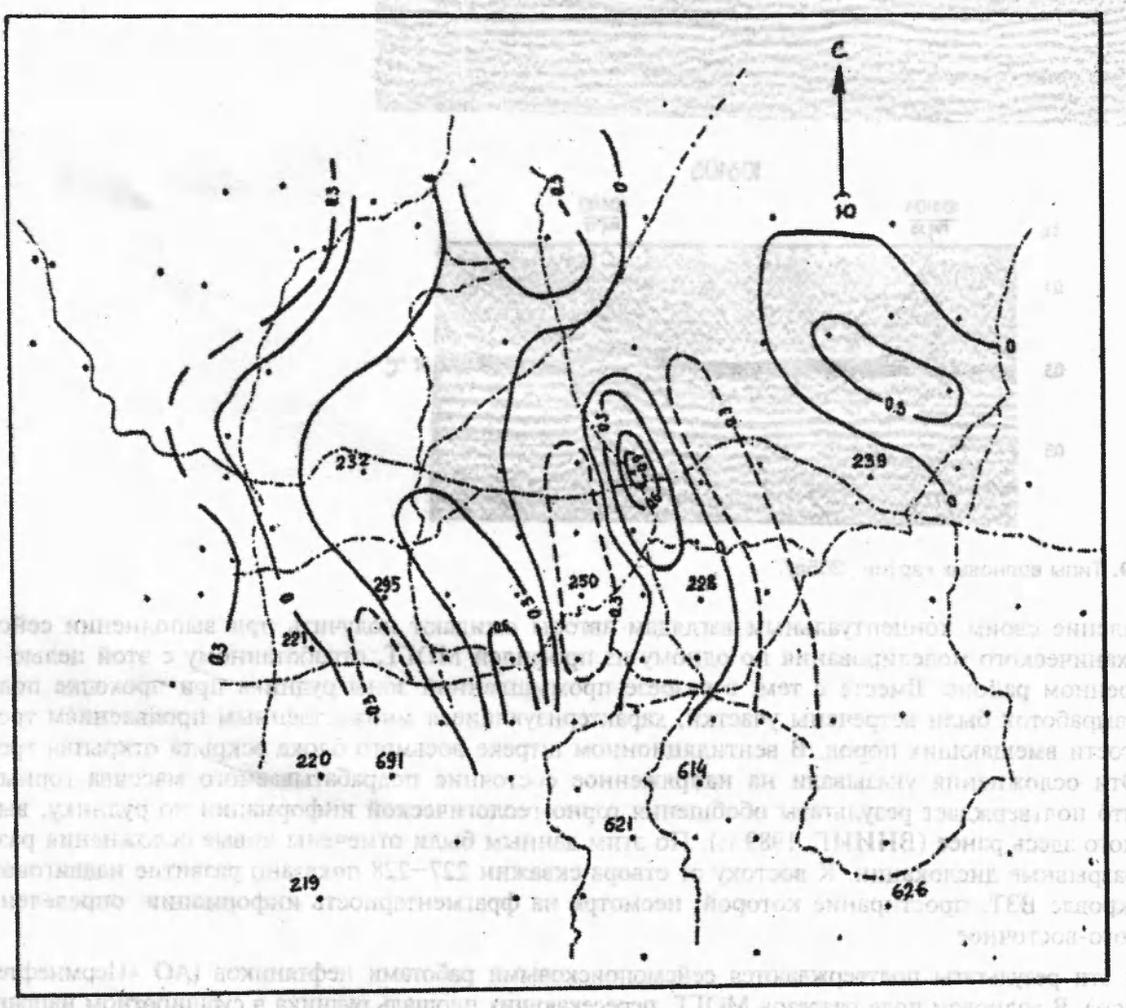


Рис. 2.78. Схема вероятности по сейсмическому признаку.

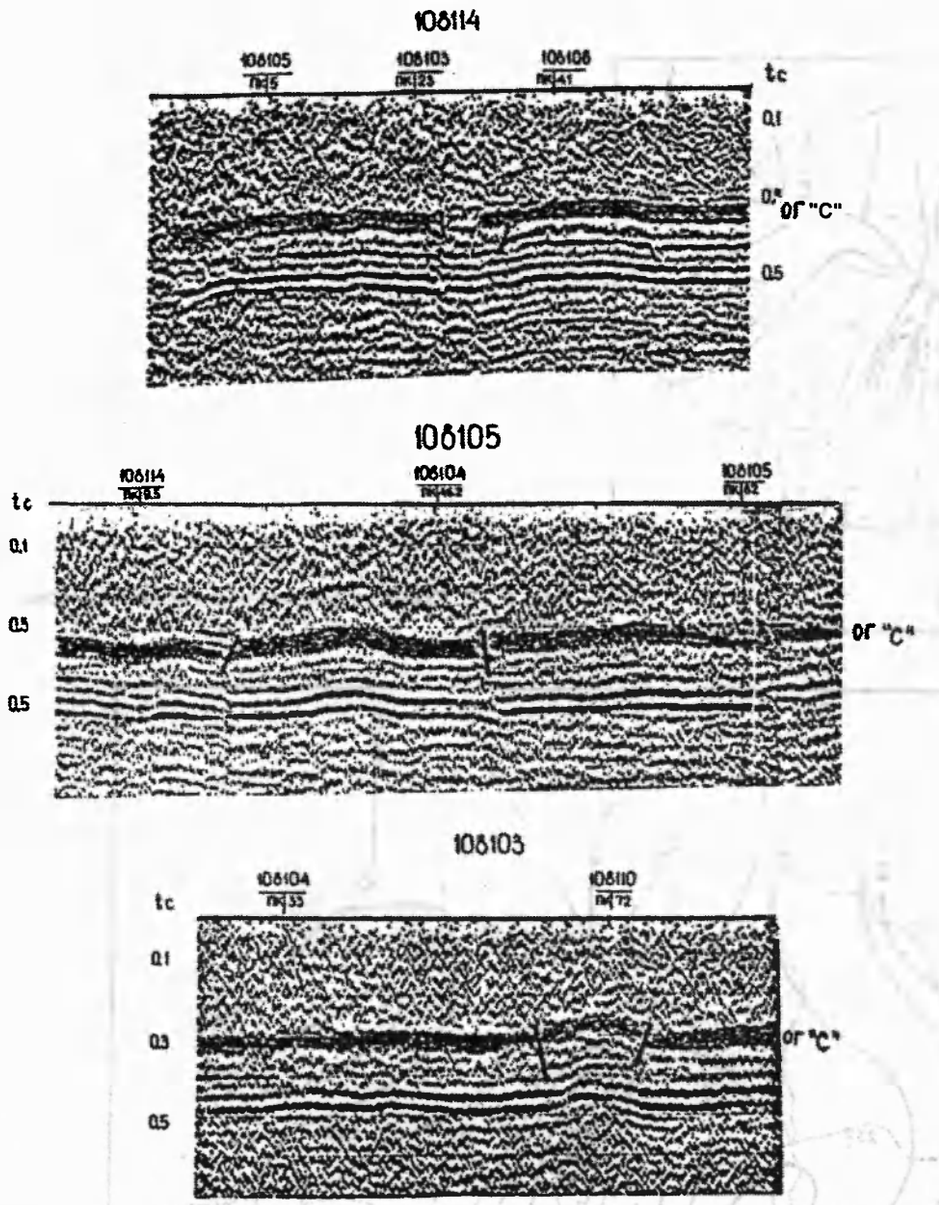


Рис. 2.79. Типы волновых картин /205а/.

Подкрепление своим концептуальным взглядам авторы ожидают получить при выполнении сейсмогеомеханического моделирования по одному из профилей МОГТ, отработанному с этой целью в рассмотренном районе. Вместе с тем, в разрезе промышленной зоны рудника при проходке подземных выработок были встречены участки, характеризующиеся множественным проявлением трещиноватости вмещающих пород. В вентиляционном штреке восьмого блока вскрыта открытая трещина. Эти осложнения указывали на напряженное состояние подрабатываемого массива горных пород, что подтверждает результаты обобщения горно-геологической информации по руднику, выполненного здесь ранее (ВНИИГ, 1989 г.). По этим данным были отмечены новые осложнения разреза – разрывные дислокации. К востоку от створа скважин 227–228 показано развитие надвиговой зоны в кровле ВЗТ, простирание которой, несмотря на фрагментарность информации, определено как юг-юго-восточное.

В целом эти результаты подтверждаются сейсмопоисковыми работами нефтяников (АО «Пермнефтегеофизика»). В волновом поле разрезов МОГТ, пересекающих площадь рудника в субширотном направлении, оценка изменений рисунка записи коррелируемых сейсмических горизонтов и особенности их

прослеживания по профилю могут быть выполнены наиболее уверенно. Большой интерес вызывает изучение группы отражающих горизонтов, наблюдаемых в верхнем интервале подсолевого комплекса. На временном разрезе он ограничен опорными сейсмическими реперами ОГ-С – ОГ-$А^т$ и принят нами ранее как верхний коррелятив подсолевого разреза. В рельефе поверхности ОГ-С четко просматривается широкая, полого построенная депрессионная зона (рис. 2.75). Можно видеть, что погружение горизонта в эту депрессию происходит по серии малоамплитудных сбросов, осложняющих ее восточный и западный борта и рассекающих, как правило, нижние горизонты коррелятива, включая горизонт ОГ-$А^т$. Поэтому описываемую зону можно рассматривать как тектоническую постройку, возникновение которой несомненно связано с геологическими событиями в глубоких горизонтах осадочного чехла. Зона имеет региональный характер и широкой (до 1,5–2 км) полосой пересекает поле рудника в субмеридиональном направлении от скважин 640–630 (на юге) до скв. 612–613, где испытывает коленообразный изгиб (скв. 227–228) и, смещаясь к западу, продолжает свое простирание от широты скв. 250 в сторону скв. 252 и далее на север (рис. 2.75). В общем плане эта зона представляет собой линейно вытянутую, протяженную грабенообразную структуру, осложненную на некоторых участках разрывными дислокациями несбросового характера – типа взброса или надвига. Признаки надвига сопровождают восточную границу выделенной зоны (рис. 2.75). Еще восточнее это можно наблюдать по горизонту $А^т$ и далее к востоку и северо-востоку (уже за пределами рудника) – в нижних горизонтах разреза (ОГ-II). И все же в настоящее время тектоническая природа образования такой региональной дислокации требует уточнения.

Большой интерес представляет дальнейшее изучение выделяемого нами нового типа разрывных дислокаций – сдвиговых. Эти дислокации рассекают все поле полезной записи временных разрезов от уровня их приведения (+100 м) до нижних горизонтов осадочного чехла (рис. 2.59). В плане они «выстраиваются» в сравнительно узкие (первые сотни метров) и протяженные зоны. Одна из них пересекает всю площадь рудника в субмеридиональном направлении вдоль западной его границы, другая – вытянута от скв. 621 на северо-запад и, по-видимому, в своем продолжении на юго-восток рассекает описанную нами выше депрессионную зону по горизонту ОГ-С (рис. 2.75).

В верхних горизонтах (соль – надсолевые), информация о которых получена «попутно» при выполнении нефтепоисковых задач, сейсмическая запись разрешена крайне слабо. Здесь возможна лишь групповая корреляция, то есть не выделение отражающих горизонтов порознь, а изучение их в группе как коррелятив, освещающий особенности геологического строения конкретного интервала разреза в целом. В силу глубокого уровня приведения временных разрезов (+ 100 м) здесь можно выделить лишь один коррелятив. Он характеризует сейсмогеологическую обстановку верхнего интервала соляного разреза, охватывающего, по нашим оценкам, толщу пород в объеме $ВЗТ^к$-МГ. Таким образом, несмотря на качественный характер выделения и прослеживаний этого коррелятива по площади, оказалось возможным на многих сейсмических профилях (временные разрезы) вполне уверенно выделить как участки с очевидными признаками дислоцированности связанному с этим интервалом пород ($ВЗТ^к$-МГ), так и участки, где эти породы залегают в разрезе спокойно (рис. 2.74). При таком подходе к расшифровке сейсмических материалов может быть выполнено районирование территории шахтных полей рудника по степени опасности подработки промышленного массива горных пород. В частности, могут быть выделены области наименьшего риска проходки подземных выработок.

Интересная информация получена при профилировании МОГТ, выполненном ГИ УрО РАН, с целью оценки состояния подрабатываемого массива в зонах развития тектонических дислокаций и установленного в горных выработках зон разубоживания-замещения (Р/З) горных пород (рис. 2.75). Наблюдения МОГТ проводились по трем непротяженным профилям (196СЗ, 296СЗ и 396СЗ). Исследования показали, что все они размещены в выделяемой нами региональной дислокационной зоне (рис. 2.75). Сейсмофациальный подход, используемый при расшифровке волнового поля, позволил представить геологическую обстановку в изученных МОГТ сечениях и погоризонтно оценить относительную выдержанность мощности коррелируемых объектов по профилю. Заметим, что в силу недостаточной разрешенности сейсмической записи, понятие «погоризонтно» следует связывать, как правило, с пачкой (интервалом) тонкого переслаивания пластов (например, сильвинита). На временном разрезе такое переслаивание обычно представлено суммарным импульсом амплитудной записи. Временная мощность такого импульса отвечает мощности соответствующего ему интервала геологического разреза, и поэтому изменение временной мощности горизонта и контрастности его записи («вытаивание» ОГ) можно связывать с последовательным сокращением мощности сильвинитовой пачки за счет последовательного (снизу вверх) разубоживания нижних сильвинито-

вых пластов. Такую картину можно наблюдать на профилях 296СЗ и 396СЗ (рис. 2.80, 2.81), заходящих в зону разубоживания сильвинитовых пород, отмеченную в горных выработках в районе скв. 622 (рис. 2.80). На профиле 396СЗ (рис. 2.81) обращает на себя внимание сбросовая дислокация. Ее возникновение можно, по-видимому, связывать с проседанием пород разреза в сторону области разубоживания. На пр. 296СЗ (рис. 2.80) отмечается широкая депрессионная зона (кровля ВЗТ). «Крест» профилей 196СЗ и 296СЗ подтвердил выделенную здесь ранее сдвиговую дислокацию северо-западного простирания, причем «подсечены обе «ветви» (границы) этого сдвига – левый (сдвижение на юго-восток, пр. 196СЗ (рис. 2.82) и правый (сдвижение на северо-запад, пр. 296СЗ).

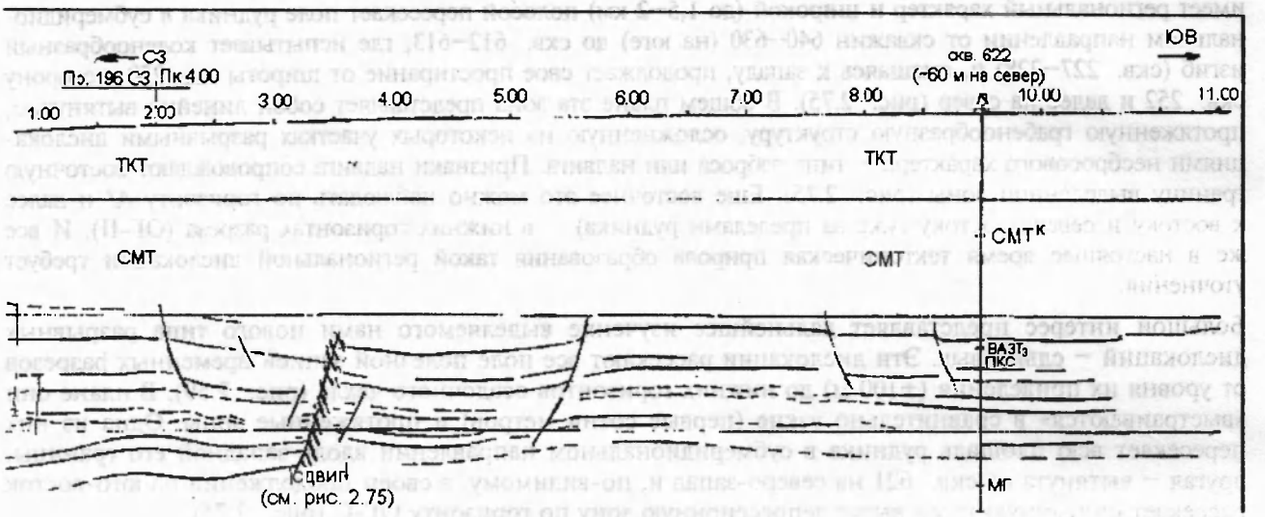


Рис. 2.80. Сейсмологический разрез по профилю 296 СЗ (см. рис. 2.75) (в интерпретации ОАО ВНИИГ, 1998 г.).

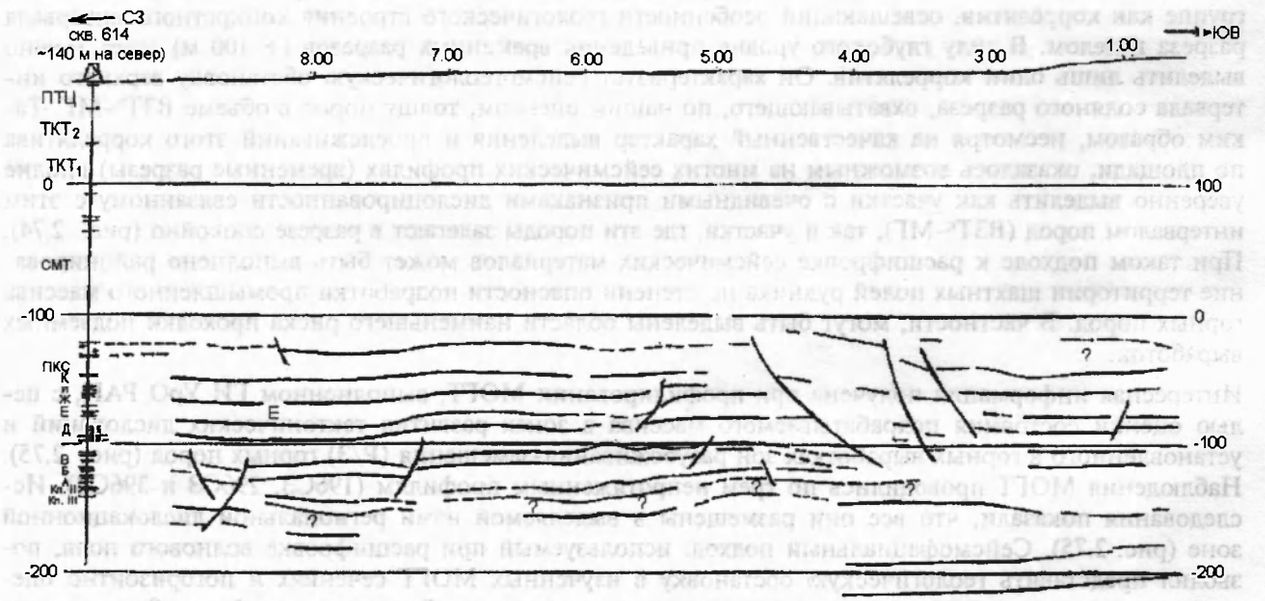


Рис. 2.81. Сейсмологический разрез по профилю 396 СЗ (см. рис. 2.75) (в интерпретации ОАО ВНИИГ, 1998 г.).

Эти работы, в целом, подтвердили присутствие в разрезе депрессионной зоны, однако в силу их небольшой протяженности профили не смогли осветить основной вопрос – выяснить тектоническую природу возникновения зоны. К решению этой задачи пришлось вернуться после обнаружения в шахтных выработках (блок 9, панель 8) протяженной открытой трещины.

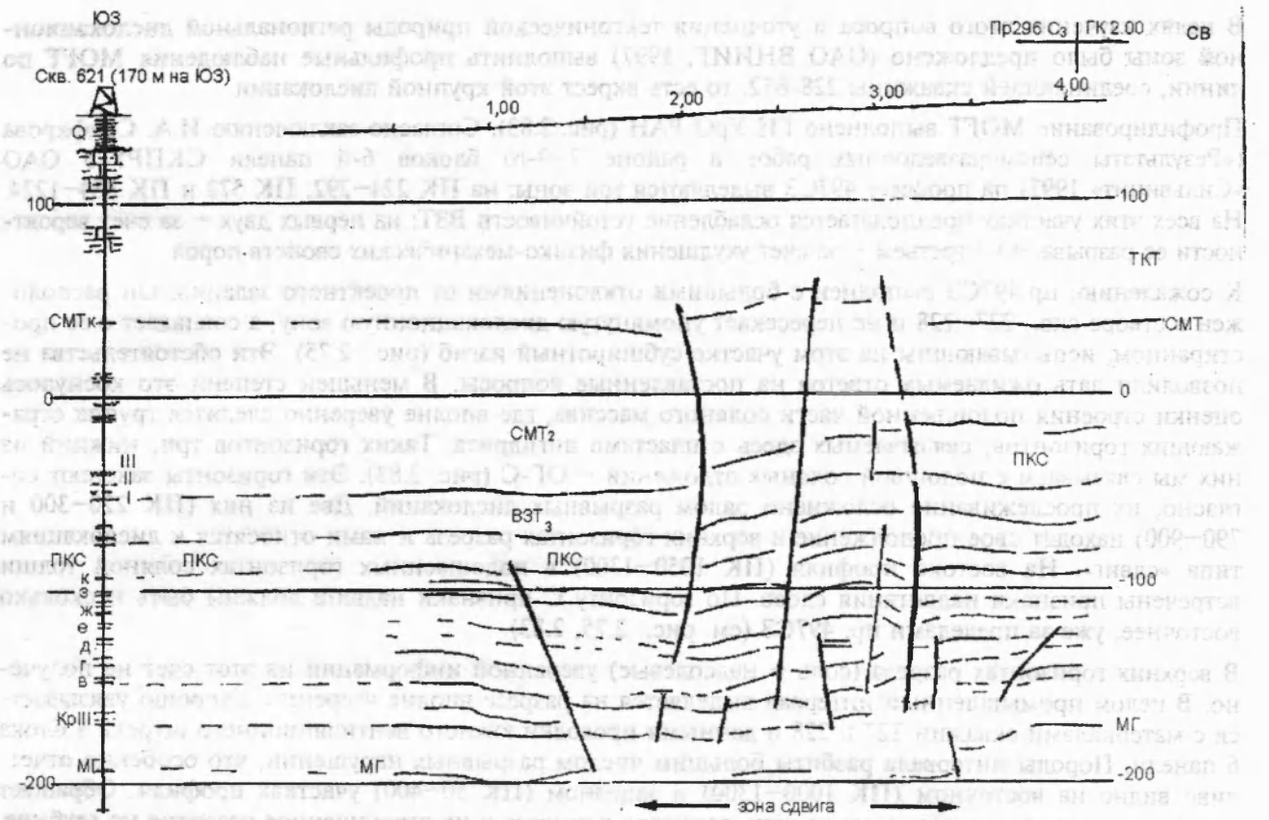


Рис. 2.82. Сейсмологический разрез по профилю 196 СЗ (в интерпретации ОАО ВНИИГ, 1998 г.) (расположение см.рис. 2.75).

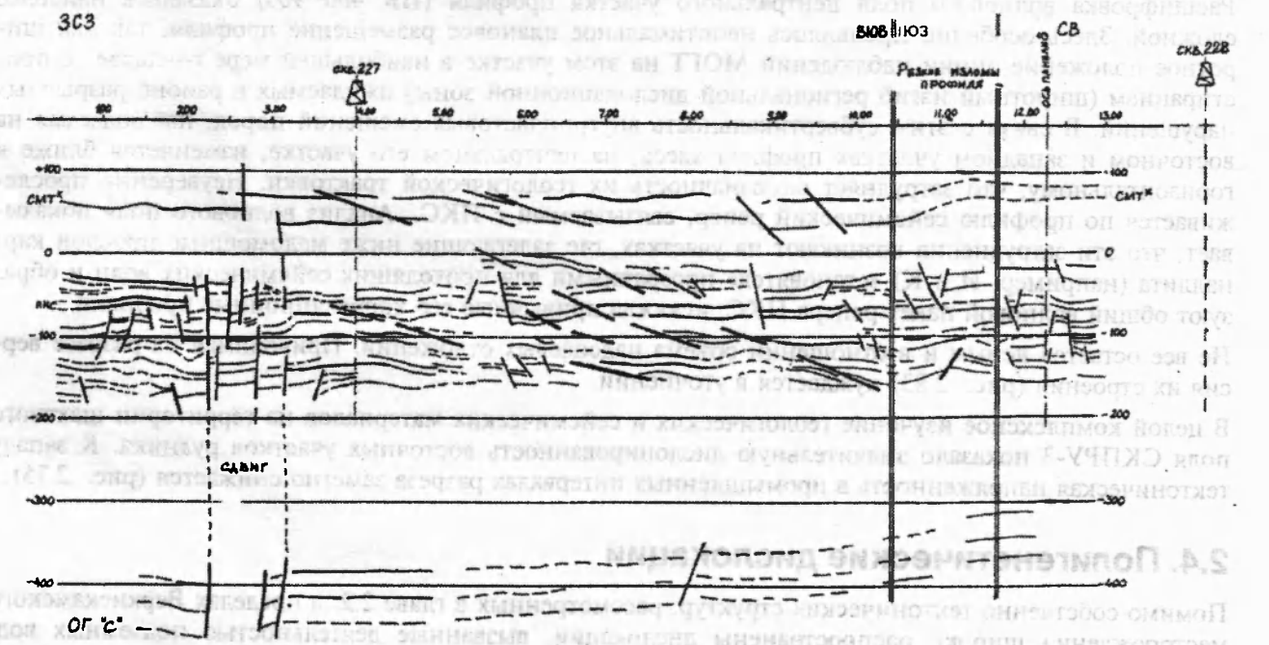


Рис. 2.83. Сейсмологический разрез по профилю 497 СЗ (см.рис. 2.75) (в интерпретации ОАО ВНИИГ, 1998 г.).

В целях изучения этого вопроса и уточнения тектонической природы региональной дислокационной зоны было предложено (ОАО ВНИИГ, 1997) выполнить профильные наблюдения МОГТ по линии, соединяющей скважины 228-612, то есть вкрест этой крупной дислокации.

Профилирование МОГТ выполнено ГИ УрО РАН (рис. 2.83). Согласно заключению И.А. Санфирова («Результаты сейсморазведочных работ в районе 7–9-го блоков 6-й панели СКПРУ-3 ОАО «Сильвинит» 1997) на профиле 497СЗ выделяются три зоны: на ПК 224–292, ПК 572 и ПК 884–1224. На всех этих участках предполагается ослабление устойчивости ВЗТ: на первых двух – за счет вероятности ее разрыва, а на третьем – за счет ухудшения физико-механических свойств пород.

К сожалению, пр.497СЗ выполнен с большими отклонениями от проектного задания. Он расположен в створе скв. 227–228 и не пересекает упомянутую дислокационную зону, а совпадает с ее простиранном, испытывающим на этом участке субширотный изгиб (рис. 2.75). Эти обстоятельства не позволили дать ожидаемых ответов на поставленные вопросы. В меньшей степени это коснулось оценки строения подошвенной части соляного массива, где вполне уверенно следится группа отражающих горизонтов, связываемых здесь с пластами ангидрита. Таких горизонтов три, нижний из них мы связываем с подошвой соляных отложений – ОГ-С (рис. 2.83). Эти горизонты залегают согласно, их прослеживание осложнено рядом разрывных дислокаций. Две из них (ПК 220–300 и 790–900) находят свое продолжение в верхних горизонтах разреза и нами относятся к дислокациям типа «сдвиг». На востоке профиля (ПК 1050–1300) в подошвенных горизонтах соляной толщи встречены признаки надвигания слоев. По горизонту С признаки надвига должны быть несколько восточнее, уже за пределами пр. 497СЗ (см. рис. 2.75, 2.83).

В верхних горизонтах разреза (соль – надсолевые) уверенной информации на этот счет не получено. В целом промышленный интервал выделяется на разрезе вполне уверенно и хорошо увязывается с материалами скважин 227 и 228 и данными проходки южного вентиляционного штрека 8 блока 6 панели. Породы интервала разбиты большим числом разрывных нарушений, что особенно отчетливо видно на восточном (ПК 1000–1300) и западном (ПК 50–400) участках профиля. Обращает внимание хаотичность размещения этих разрывов в разрезе и их ограниченное развитие но глубине. Эти дислокации наблюдаются в разных горизонтах разреза, угол и знак смещения пород по этим разрывам изменчивы и по площади, и с глубиной, что может говорить, на наш взгляд, о их внутриформационном развитии.

Расшифровка волнового поля центрального участка профиля (ПК 400–900) оказалась наиболее сложной. Здесь особенно проявилось неоптимальное плановое размещение профиля, так как широтное положение линии наблюдений МОГТ на этом участке в наибольшей мере совпадает с простиранием (широтный изгиб региональной дислокационной зоны) ожидаемых в районе разрывных нарушений. В связи с этим субвертикальность внутрипластовых смещений пород, наблюдаемая на восточном и западном участках профиля здесь, на центральном его участке, изменяется ближе к горизонтальному, что затрудняет однозначность их геологической трактовки. Неуверенно прослеживается по профилю сейсмический репер, связываемый с ПКС. Анализ волнового поля показывает, что эти затруднения возникают на участках, где залегающие ниже маломощные прослои карналлита (например, И и К) «становятся» прозрачными для проходящих сейсмических волн и образуют общий волновой пакет репера ПКС, искажая привычные его корреляционные признаки.

Не все остается ясным и в отношении объема надсолевых отложений. Приводимая на разрезе версия их строения (рис. 2.83) нуждается в уточнении.

В целой комплексное изучение геологических и сейсмических материалов на территории шахтного поля СКПРУ-3 показало значительную дислоцированность восточных участков рудника. К западу тектоническая напряженность в промышленных интервалах разреза заметно снижается (рис. 2.75).

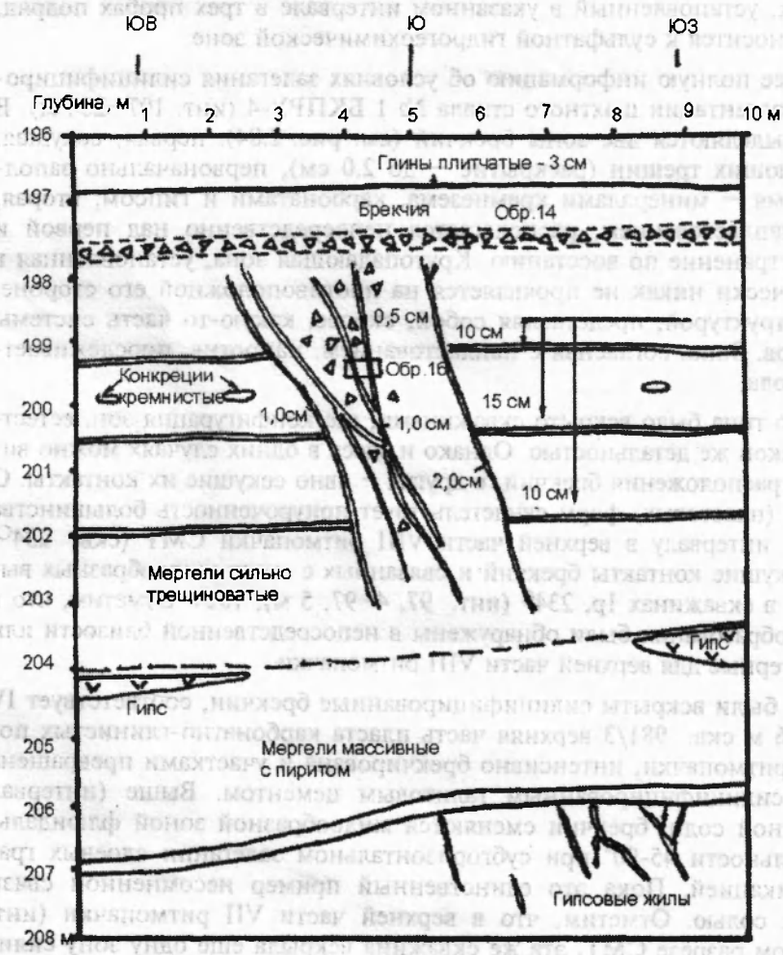
2.4. Полигенетические дислокации

Помимо собственно тектонических структур, рассмотренных в главе 2.2, в пределах Верхнекамского месторождения широко распространены дислокации, вызванные деятельностью подземных вод, т. е. не являющиеся чисто тектоническими. Наиболее ярко они проявляются в современном надсоляном комплексе, хотя сам факт их появления тесно связан с формированием и разрушением соляных и соленосных отложений. К числу рассматриваемых дислокаций относятся, в частности, древние каналы разгрузки седиментационно-диагенетических рассолов, сформировавшиеся в течение элизионного этапа гидрогеологического цикла и сохранившиеся в виде зон силицифицированных

брекчий, и разнообразные экзотектонические структуры, связанные с разрушением соляной залежи на инфильтрационном этапе. При образовании названных структур ведущая роль безусловно принадлежала деятельности подземных вод, однако их локализация во многом предопределялась теми или иными тектоническими элементами. Поэтому практически все образования, рассматриваемые в данном разделе, являются полигенетическими, то есть имеющими смешанное происхождение.

2.4.1. Зоны силицифицированных брекчий

Силицифицированные брекчии – специфические породы, отмечающие местоположение древних каналов разгрузки седиментационно-диагенетических рассолов, впервые были описаны в 1977–1978 г.г. (Липницкий В.К., Малкин Г.А., Поликарпов А.И. и др., ВНИИГ) при изучении пород СМТ по шахтному стволу № 1 БКПРУ-4 (рис. 2.84). В течение длительного времени это было единственное достоверное проявление рассматриваемых образований, имевшее в связи с этим лишь чисто научное значение. Интерес к силицифицированным брекчиям заметно возрос после 1986 г., когда сходные породы были вскрыты скважиной № 1р, пройденной в районе «аварийного» блока № 8 шахтного поля БКПРУ-3. В дальнейшем они отмечались и на других шахтных полях, но чаще всего в пределах участков со сложным геологическим строением (зоны РФСД и др.). Во всех случаях силицифицированные брекчии были приурочены к СМТ, но обнаруживались на различных уровнях толщи, причем как в надсоляной, так и в соленосной частях ее разреза.



Брекчии (обр.14) состоят из обломков известковых доломитов, мергелей, кремнистых и окремненных пород. В цементе – кварц, лютецит, кальцит, немного гипса. Система крутопадающих трещин заполнена халцедоновидным кварцем и гипсом. Для всей зоны брекчий характерны кавернозность, вкрапленность пирита и неравномерная обохренность пород.

Рис. 2.84. Строение зоны кавернозных силицифицированных брекчий, вскрытой стволом № 1 шахтного поля БКПРУ-4.
(по материалам документации шахтного ствола, выполненной Г. Малкиным, с дополнениями. Уменьшено).

Состав и строение. Силицифицированные брекчии – обычно темноокрашенные, чаще всего темно-серые породы с четкой брекчиевой текстурой и легко различаемыми обломками и цементирующей массой. Обломки, представленные обычными для СМТ мергелями и доломитами, имеют сильно варьирующие (от 1-2 мм до 5-6 см или более) размеры и достаточно разнообразную форму – от изометрической до сильно уплощенной и от остроугольной (клочьевидной) до округлой, сглаженной. Уплощенные обломки часто сильно изогнуты и нередко обнаруживают признаки деформаций (инкорпорация, вдавливание), связанных с воздействием смежных обломков. Характер этих деформаций свидетельствует о том, что во время образования брекчий исходные породы не были полностью литифицированы. На это же указывают и отпечатки скелетных кристаллов галита на поверхностях некоторых обломков у их контакта с цементом. Состав последнего зависит от положения брекчий в разрезе СМТ. В соленосной ее части цемент представлен в основном галитом, который лишь с периферии замещен минералами кремнезема (лютецитом и кварцем) с примесью карбонатов, преимущественно кальцита. В надсоляной части СМТ, где вскрыто большинство брекчий, галит выщелачивается полностью, и в цементе остаются крустификационные агрегаты лютецита, кварца и кальцита, часто с крупными (до 1–2 см) кавернами в центре межобломочного пространства. В некоторых случаях эти каверны заполняются более поздними карбонатами и/или гипсом. Именно такие брекчии были отмечены в интервале 197–204 м шахтного ствола № 1 БКПРУ-4, и именно здесь была впервые установлена их генетическая связь с процессами разгрузки седиментационно-диагенетических рассолов. Одним из доводов, приведенных в пользу этого заключения, был хлоридный тип водных вытяжек, установленный в указанном интервале в трех пробах подряд, хотя в целом данная часть разреза относится к сульфатной гидрогеохимической зоне.

Формы залегания. Наиболее полную информацию об условиях залегания силицифицированных брекчий дают материалы документации шахтного ствола № 1 БКПРУ-4 (инт. 197–204 м). В этом интервале (VIII ритмопачка) выделяются две зоны брекчий (см. рис. 2.84): первая, секущая, контролируется системой крутопадающих трещин (раскрытие – до 2,0 см), первоначально заполненных галитом, а в настоящее время – минералами кремнезема, карбонатами и гипсом; вторая, субгоризонтальная и согласная с напластованием, располагается непосредственно над первой и фактически ограничивает ее распространение по восстанию. Крутопадающая зона, установленная в южной части стенки ствола, практически никак не проявляется на противоположной его стороне, т. е. не является строго линейной структурой, представляя собой, скорее, какую-то часть системы относительно изолированных каналов. Зона, согласная с напластованием, напротив, прослеживается по всему периметру шахтного ствола.

Большинство других брекчей данного типа было вскрыто скважинами, где конфигурация зон, естественно, не могла быть определена с такой же детальностью. Однако и здесь в одних случаях можно видеть признаки стратифицированного расположения брекчий, в других – явно секущие их контакты. О существований стратифицированных (пластовых) форм свидетельствует приуроченность большинства пересечений к сравнительно узкому интервалу в верхней части VIII ритмопачки СМТ (скв. $234^{С}$, $143^{Г}$, $153^{Г}$, $154^{Г}$, $155^{Г}$ и др.). Явно секущие контакты брекчий и связанных с ними жилообразных выделений кремнезема были выявлены в скважинах 1р, $234^{С}$ (инт. 97, 4–97, 5 м), 1024. Отметим, что в ряде случаев (скв. $234^{С}$ и 1024) эти образования были обнаружены в непосредственной близости или пересекали прослои с фауной, характерные для верхней части VIII ритмопачки.

Самый низкий уровень, на котором были вскрыты силицифицированные брекчии, соответствует IV ритмопачке СМТ. В инт.230,3–230,6 м скв. 981/3 верхняя часть пласта карбонатно-глинистых пород, залегающих в основании этой ритмопачки, интенсивно брекчирована и участками превращена в типичные брекчии с частично силицифицированным галитовым цементом. Выше (интервал 230,1–230,3 м), уже в пласте каменной соли, брекчии сменяются жилообразной зоной флюидального галита (угол падения флюидальности 45-90° при субгоризонтальном залегании слоевых границ), также затронутого силицификацией. Пока это единственный пример несомненной связи брекчий с флюидальной каменной солью. Отметим, что в верхней части VII ритмопачки (инт. 206,4–206,5 м), т. е. уже в надсоляном разрезе СМТ, эта же скважина вскрыла еще одну зону силицифицированных брекчий, но уже с полностью выщелоченным галитом. Кроме этого случая мы располагаем еще двумя примерами пересечения одной и той же скважиной силицифицированных брекчий как с сохранившимся, так и с полностью выщелоченным галитом в цементе (скв. $154^{Г}$, инт. 277,0–277,4 и 260,4–260,7м; скв. $155^{Г}$, инт. 270,2–271,9 и 253,2–253,3 м, соответственно).

Приведенные данные подтверждают уже сделанное ранее заключение о генетической принадлежности силицифицированных брекчий. Их галитовый цемент или явные признаки его существования в

прошлом, даже в тех частях разреза, где пластов соли никогда не было (прослои с фауной), безусловно свидетельствуют о том, что рассматриваемые породы сформировались в результате прорыва и разгрузки рассолов, отжатых из подстилающих соленосных горизонтов. При этом секущие зоны брекчий несомненно следует рассматривать как фрагменты самих каналов разгрузки, а согласные – скорее всего как места отложения обломочного материала, вынесенного вместе с рассолами. При такой интерпретации время разгрузки должно соответствовать возрасту отложений, слагающих верхнюю часть VIII ритмопачки, где выявлено большинство стратифицированных брекчиевых зон.

О глубине формирования очагов разгрузки сведений почти нет. Как уже отмечалось, самый низкий уровень, на котором были установлены силицифицированные брекчии, соответствует IV ритмопачке СМТ, и нет никаких данных, указывающих на то, что они «зарождались» намного глубже. Во всяком случае, существенно галитовый состав цемента брекчий не дает оснований искать источник рассолов в отложениях ниже подошвы ПКС. Таким образом, рассмотренные зоны являются структурами, свойственными только современной надсоляной части СМТ ($СМТ_2$), $СМТ_1$ и, возможно, ПКС. Вместе с тем, особенности пространственного распределения брекчий свидетельствуют о том, что они каким-то образом связаны с тектоническими зонами, имеющими более глубокое заложение.

П л о щ а д н о е р а с п р о с т р а н е н и е. Рисунок 2.85 показывает, что подавляющее большинство установленных проявлений силицифицированных брекчий явно тяготеет к региональным зонам РФСД – Соликамской (скв. $234^{С}$, 981/3, 1р, $143^{Г}$, $153^{Г}$–$155^{Г}$) и Троицкой (скв. 1024, 1033, шахтный ствол № 1).

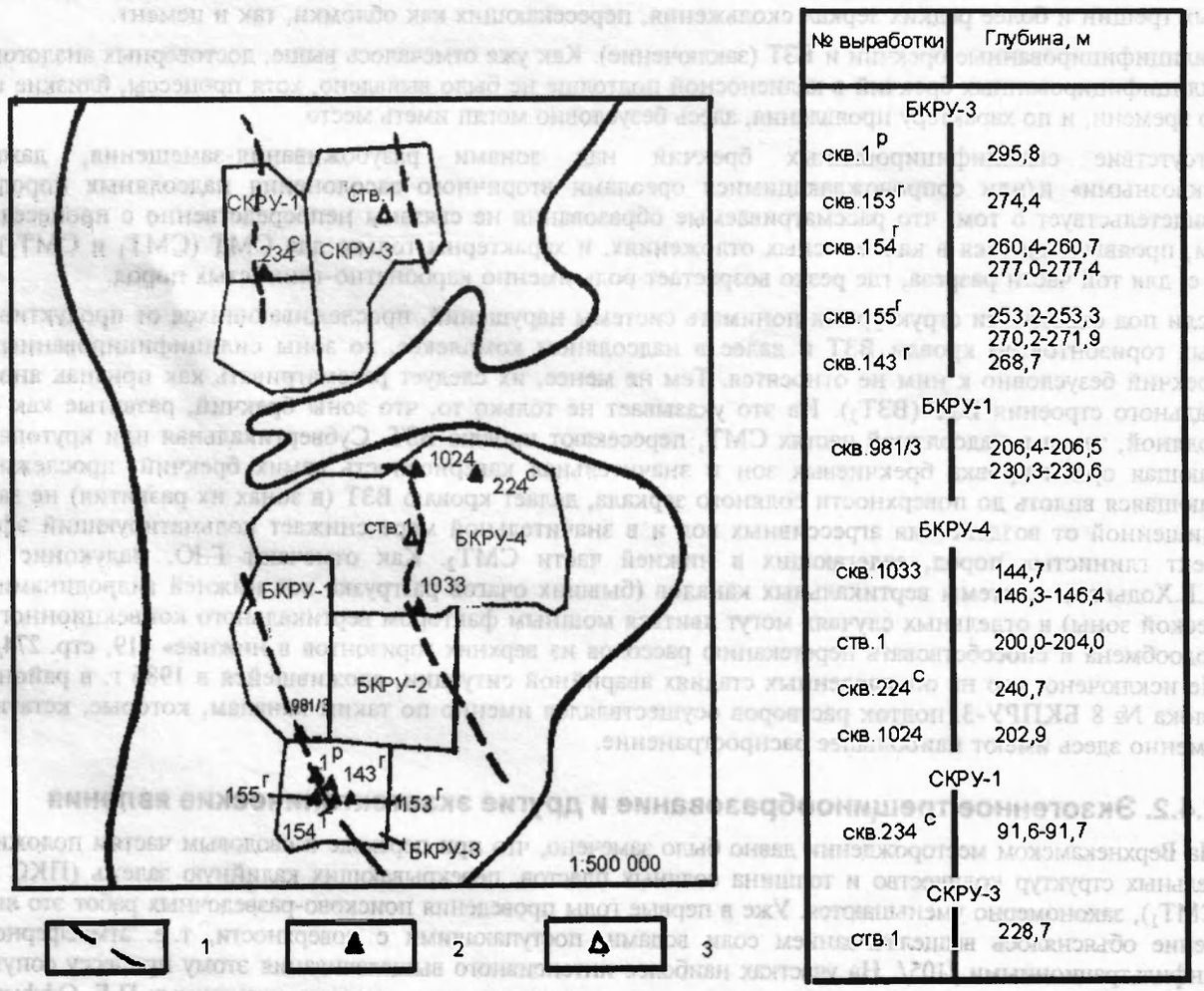


Рис. 2.85. Схема расположения зон силицифированых брекчий на территории Верхнекамского месторождения.
1 – региональные зоны РСФД; 2 – зоны силицифированных брекчий достоверные; 3 – зоны силицифированных брекчий и близких к ним образований, выявленные при пересмотре документации шахтных стволов и скважин.

В стороне от них находятся лишь две точки – ствол № 1 шахтного поля СКПРУ-3 (гл. 228,7 м) и скв. 224с, пройденная на севере шахтного поля БКПРУ-4 (гл. 240,7 м). Первая из них располагается вблизи предполагаемой зоны сдвига, вторая – несколько южнее Южно-Дуринской зоны дислокаций. Следует, правда, отметить, что связь брекчий с этими структурами довольно сомнительна, особенно в последнем случае, поскольку здесь рассматриваемые образования были обнаружены лишь в одном разрезе из большого числа детально изученных (скв. 194с, 200с, 223с, 225с, 274с, 1025, 1026 и др.). В достаточно многочисленных скважинах (№№ 1021–1023, 1027–1029, 1032 и др, пройденных вблизи и над крупными зонами разубоживания, в том числе «сквозными», силицифицированные брекчии также не были обнаружены. Оставляя без обсуждения два отмеченных случая (ствол № 1 СКПРУ-3 и скв. 224с), мы можем заключить, что вполне достоверно брекчии действительно связаны только с региональными зонами РФСД. Вместе с тем, сами эти породы совершенно не похожи на брекчии, возникающие в зонах сжатия – в них нет признаков перетирания, обломки разобщены и часто заключены в базальный, чисто хемогенный цемент. Кроме пространственного совпадения и единого простирания зон силицифицированных брекчий и РФСД здесь не устанавливается других общих или генетически взаимосвязанных структурных элементов. Предполагается, что линейность в расположении брекчий связана с существованием более древних (доскладчатых) нарушений, которые впоследствии могли быть «использованы» при формировании зон РФСД. Сочетание секущих и пластовых форм силицифицированных брекчий безусловно подтверждает их более древний возраст. Об этом же говорят и следы более поздних подвижек, которые довольно часто наблюдаются в брекчиях и проявляются в виде характерных для зон РФСД сближенных, обычно разноориентированных трещин и более редких зеркал скольжения, пересекающих как обломки, так и цемент.

Силицифицированные брекчии и ВЗТ (заключение). Как уже отмечалось выше, достоверных аналогов силицифицированных брекчий в калиеносной подтолще не было выявлено, хотя процессы, близкие и по времени, и по характеру проявления, здесь безусловно могли иметь место.

Отсутствие силицифицированных брекчий над зонами разубоживания-замещения, даже «сквозными» и/или сопровождающимися ореолами вторичного засолонения надсоляных пород, свидетельствует о том, что рассматриваемые образования не связаны непосредственно с процессами, проявляющимися в калиеносных отложениях, и характерны только для СМТ ($СМТ_1$ и $СМТ_2$), т. е. для той части разреза, где резко возрастает роль именно карбонатно-глинистых пород.

Если под сквозными структурами понимать системы нарушений, прослеживающихся от продуктивных горизонтов до кровли ВЗТ и далее в надсоляном комплексе, то зоны силицифицированных брекчий безусловно к ним не относятся. Тем не менее, их следует рассматривать как признак аномального строения ВЗТ ($ВЗТ_3$). На это указывает не только то, что зоны брекчий, развитые как в соляной, так и в надсоляной частях СМТ, пересекают кровлю ВЗТ. Субвертикальная или крутопадающая ориентировка брекчиевых зон и значительная кавернозность самих брекчий, прослеживающаяся вплоть до поверхности соляного зеркала, делает кровлю ВЗТ (в зонах их развития) не защищенной от воздействия агрессивных вод и в значительной мере снижает кольматирующий эффект глинистых пород, залегающих в нижней части $СМТ_2$. Как отмечают Г.Ю. Валуконис и А.Е.Ходьков, «системы вертикальных каналов (бывших очагов разгрузка вод нижней гидродинамической зоны) в отдельных случаях могут явиться мощным фактором вертикального конвекционного водообмена и способствовать перетеканию рассолов из верхних горизонтов в нижние» /19, стр. 274/. Не исключено, что на определенных стадиях аварийной ситуации, сложившейся в 1986 г. в районе блока № 8 БКПРУ-3. подток растворов осуществлялся именно по таким каналам, которые, кстати, именно здесь имеют наибольшее распространение.

2.4.2. Экзогенное трещинообразование и другие экзотектонические явления

На Верхнекамском месторождении давно было замечено, что при переходе к сводовым частям положительных структур количество и толщина соляных пластов, перекрывающих калийную залежь (ПКС и $СМТ_1$), закономерно уменьшаются. Уже в первые годы проведения поисково-разведочных работ это явление объяснялось выщелачиванием соли водами, поступающими с поверхности, т. е. атмосферно-инфильтрационными /105/. На участках наиболее интенсивного выщелачивания этому процессу сопутствовало образование в перекрывающих комплексах мульд оседания, впервые отмеченных П.Е. Оффманом на Соликамском поднятии /10, 187/ и практически повсеместно характеризующихся повышенной (до 50 м и более против обычных 5–15 м) толщиной рыхлых отложений /10, 105 и др./. Как показывает рис. 2.86, общей тенденцией является и расширение площадей выщелачивания в относительно приподнятых центральной и особенно северной частях Верхнекамского бассейна.

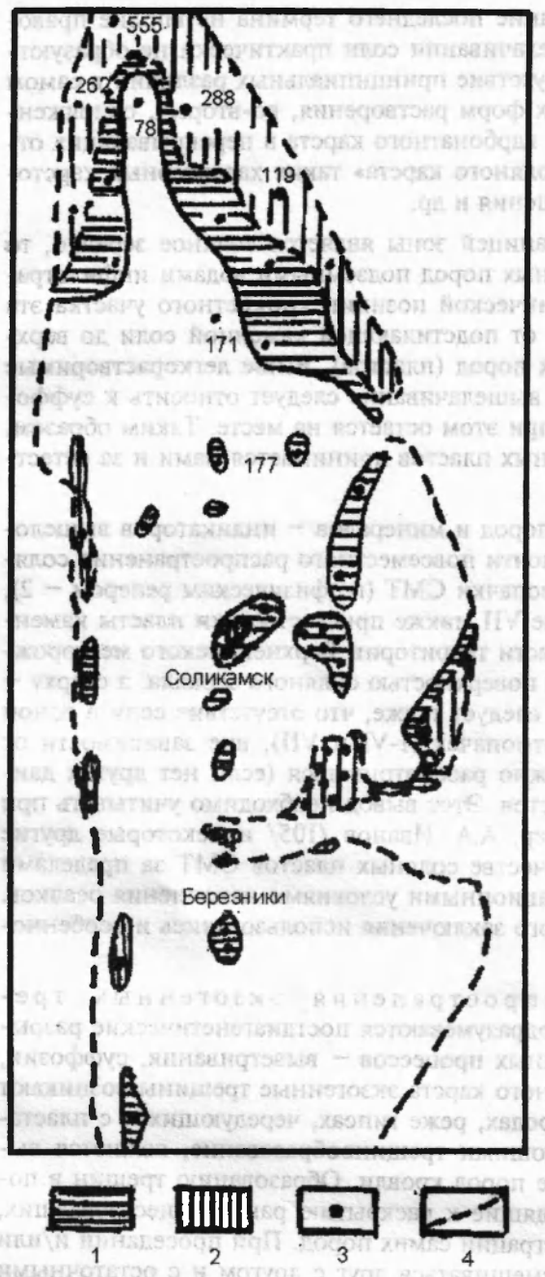


Рис. 2.86. Схема распространения зон выщелачивания на площади Верхнекамского соленосного бассейна /10/.
1 – площади полного отсутствия покровной каменной соли и частичного – калийной залежи; 2 – площади полного отсутствия покровной каменной соли и калийной залежи; 3 – изученные скважины; 4 – границы калийной залежи.

Следует подчеркнуть, что выщелачивание соли является только одной из сторон целого комплекса преобразований, связанных с процессами взаимодействия пород и атмосферно-инфильтрационных вод. Результатами этого взаимодействия являются формирование гидродинамической и гидрохимической зональности подземных вод, развитие и последовательное разрастание зон силикатного выветривания, карбонатного, гипсового и соляного карста, а в отдельных случаях – образование и «сильвинитовой шляпы» /104/ (зоны гипергенных сильвинитов), проявление в каждой из этих зон специфического минералообразования, в том числе жильного, наконец, формирование и определенная стабилизация ионно-солевого комплекса пород. Различные стороны этих процессов освещались в публикациях А.Е. Ходькова /292, 293 и др./, А.А. Иванова и М.Л. Вороновой /104, 105/, Г.В. Бельтюкова и Л.Н. Морозова /10 и др./, Л.Е. Мигунова /166, 167 и др./, А.И. Поликарпова и др. /214, 216 и др./, О.В. Киселевой и др. /119, 120/, В.Н. Липницкого, В.В.Бахтина и др. /8, 159 и др./, Н.М. Джиноридзе и др. /73/ и ряда других исследователей, а также в многочисленных отчетах геологической и гидрогеологической лабораторий ВНИИГалургии. В данном разделе основное внимание уделяется процессам экзогенного трещинообразования, причем ограниченного только

зоной соляного карста. Нужно заметить, что использование последнего термина не вполне правомерно, поскольку типичные карстовые формы при выщелачивании соли практически не образуются. Применяя его, авторы подразумевали, во-первых, отсутствие принципиальных различий в самом механизме образования собственно карстовых м плоских форм растворения, во-вторых, сопряженность выщелачивания соли с развитием зон гипсового и карбонатного карста в перекрывающих отложениях, наконец, в-третьих, – присутствие в зоне «соляного карста» таких характерных карстогенных образований, как брекчии выщелачивания, обрушения и др.

Границы зоны соляного карста. Нижней границей зоны является соляное зеркало, то есть поверхность естественного выщелачивания соленосных пород подземными водами инфильтрационного генезиса. В зависимости от структурно-тектонической позиции конкретного участка эта поверхность может находиться на различных уровнях – от подстилающей каменной соли до верхней границы первоначального распространения соляных пород (пластов). Выше легкорастворимые соли, как правило, находятся в рассеянной форме, и их выщелачивание следует относить к суффозионным процессам, поскольку основная часть породы при этом остается на месте. Таким образом, верхняя граница первоначального распространения соляных пластов принимается нами и за естественную верхнюю границу зоны соляного карста.

Специальные исследования, основанные на выявлении пород и минералов – индикаторов выщелоченных соляных пород, показали, что верхняя граница почти повсеместного распространения соляных пластов первоначально совпадала с кровлей VII ритмопачки СМТ (геофизическим репером – 2), а в верхних частях всех нижележащих ритмопачек, кроме VII, также присутствовали пласты каменной соли /214, 215 и др./. Таким образом, на большей части территории Верхнекамского месторождения зона соляного карста снизу всегда ограничивается поверхностью соляного зеркала, а сверху – кровлей VIII ритмопачки или репером 2. Из сказанного следует также, что отсутствие соли в одной или нескольких из семи первоначально соленосных ритмопачек (I-VI и VII), вне зависимости от структурно-тектонической позиции самого участка, должно рассматриваться (если нет других данных) как признак выщелачивания соответствующих пластов. Этот вывод необходимо учитывать при разного рода палеореконструкциях, поскольку, например, А.А. Иванов /105/ и некоторые другие исследователи считали и считают, что вариации в количестве соляных пластов СМТ за пределами сводов в большей степени связаны с первичноседиментационными условиями накопления осадков. Отметим, что в качестве одного из доводов в пользу такого заключения использовались и особенности экзогенного трещинообразования.

Общие закономерности развития и распространения экзогенных трещин. Под экзогенными трещинами в данном случае подразумеваются постдиагенетические разрывы слоев и пластов, образующиеся в результате экзогенных процессов – выветривания, суффозии, выщелачивания нижележащих пород и т. д. В зоне соляного карста экзогенные трещины возникают в основном в карбонатно-глинистых и карбонатных породах, реже гипсах, чередующихся с пластами каменной соли. Главными факторами, контролирующими трещинообразование, являются выщелачивание соляных пластов, проседание и обрушение пород кровли. Образованию трещин в последних способствуют суффозионные процессы, приводящие к раскрытию ранее существовавших, обычно залеченных трещин, к «разрыхлению» и дезинтеграции самих пород. При проседании и/или обрушении кровли фрагменты различных слоев могут смешиваться друг с другом и с остаточными продуктами выщелачивания нижележащих пластов соли с образованием типичных брекчий или комковатых глин. В брекчиях достаточно четко различаются обломки, представленные относительно прочными породами – мергелями, доломитами и др., и существенно глинистый цемент, обычно содержащий примесь гипса и новообразованных минералов кремнезема. Комковатые глины более однородны по составу, и их обломочная структура часто распознается только благодаря полигональной (остроугольно-комковатой) отдельности.

Экзогенная трещиноватость в зоне соляного карста в пределах сводов и прогибов действительно проявляется по-разному. В относительно погруженных участках Верхнекамского месторождения в разрезе СМТ практически всегда сохраняются соляные пласты как минимум двух нижних ритмопачек, но выщелачивание всех остальных все равно должно было сопровождаться «сдвижением» пород кровли. Однако здесь этот процесс осуществляется без значительного нарушения целостности пластов и сопровождался образованием преимущественно трещин отслоения, которые сохранились в виде согласных со слоистостью жилок поперечно-шестоватого гипса толщиной от нескольких миллиметров до 1–1,5 изредка 3–5 см. Этим трещинам иногда сопутствуют 1 или 2 системы субвер-

тикальных трещин, сомкнутых или заполненных гипсом с примесью карбонатов и минералов кремнезема. В последнем случае их первоначально галитовый состав не вызывает сомнений. Все эти трещины часто наблюдаются и в ненарушенных отложениях, из чего можно заключить, что при выщелачивании соли в прогибах происходило в основном «подновление» и раскрытие «первичных» или «общих» трещин, присущих практически всем пластам осадочных пород.

Совсем иная картина наблюдается на участках, примыкающих к сводам поднятий. Изучение скв. 24/1 (СКПРУ-2), 129г–131г (СКПРУ-1) 135г, 136г (СКПРУ-3), пройденных на сводах и крыльях Поповского, Клестовского и Харюшинского поднятий /8, 119, 120, 159, 215/, показало, что в большинстве этих разрезов в СМТ не сохранилось ни одного пласта каменной соли, а в некоторых из них (скв. 129г, 131г, 136г и др.) выщелачивание захватило также ПКС и верхние части калийной залежи. Это привело к значительно более интенсивному, чем в прогибах, разрушению карбонатно-глинистых пород. Специальные исследования /119, 120, 215, 216 и др./ показали, что на фоне общего усиления дислокаций по направлению к подошве СМТ в ее разрезе наблюдается многократное чередование сильно разрушенных и просто трещиноватых пород (рис. 2.87). Характер этого чередования, а также закономерное распределение индикаторных минералов свидетельствуют о том, что в данном случае мы имеем дело с унаследованной ритмичностью СМТ /119, 120, 215/. При этом наиболее разрушенные интервалы соответствуют выщелоченным соляным пластам (брекчии выщелачивания) и непосредственно перекрывающим их отложениям (брекчии обрушения), а просто трещиноватые – верхним частям междупластий. В ряде случаев подобная унаследованная ритмичность и другие признаки позволяют достаточно уверенно реконструировать первичный разрез СМТ даже в тех случаях, когда выщелачиванию подвергались не только соляные, но и гипсовые пласты /119/.

Рассматривая закономерности проявления гипергенных процессов в галогенных комплексах, А.Е. Ходьков /20, 287, 293, 290, 294 и др./ всегда подчеркивал важную роль скорости этих процессов и, в частности, скорости растворения. В целом, в условиях достаточного увлажнения выщелачивание соли приводит к образованию плоских форм поверхности растворяющейся соляной залежи и, вследствие этого, к плавному оседанию вышележащих отложений. Однако при сложном рельефе кровли соляной толщи (например, в зонах складчатости) эти процессы будут протекать с разной скоростью – медленнее в прогибах, где должны накапливаться рассолы, насыщенные хлористым натрием, быстрее и интенсивнее у сводов, где создаются условия более активного водообмена. Понятно, что второй вариант более благоприятен и для нарушения сплошности пород кровли.

В разрезах СМТ с полностью выщелоченными соляными пластами некоторые из «унаследованных ритмопачек» имеют трехчленное строение: комковатые глины и брекчии сменяются кверху породами сначала с полигональной отдельностью или кососекущими трещинами, а затем с согласными трещинами отслоения (см.рис. 2.87). В этом чередовании можно заметить некоторое сходство с теми нарушениями, которые возникают при отработке калийных пластов с обрушением кровли (на Старобинском месторождении). Здесь зона беспорядочного обрушения также сменяется сначала зоной кососекущих трещин, а затем трещин отслоения /25, 120/. По нашему мнению, это сходство в какой то мере объясняет различие в последствиях выщелачивания соляных пластов в прогибах (плавное оседание кровли) и на сводах (возрастание роли обрушения).

Следует заметить, что скорость выщелачивания – не единственный фактор, определяющий различия в степени дислоцированности пород. Как уже говорилось, в прогибах всегда сохраняется большее количество соленосных ритмопачек, включая две нижние (I и II) с наиболее мощными пластами каменной соли (7–8 и 10–12 м, соответственно). Их выщелачивание на сводах безусловно должно было приводить, во-первых, к более значительному сдвижению всего вышележащего массива, а во-вторых, к многократным повторным дислокациям уже нарушенных ранее пород /120/. Еще на одну особенность проявления гипергенеза на сводах обратили внимание Е.К. Липницкий и В.В. Бахтин /159/. Они отметили, что здесь, особенно в тех разрезах, где перекрывающая СМТ терригенно-карбонатная толща полностью или в значительной мере денудирована (гидрогеологически раскрытые площади) надсоляная часть СМТ «вторично подвергается интенсивному и глубокому гипергенному преобразованию» /159, стр. 95/. Это заключение основывается, в частности, на материалах изучения водно-физических свойств пород надсоляной части СМТ (рис. 2.88). На гидрогеологически закрытых площадях, примыкающих к прогибам, значения влажности и пористости пород с глубиной возрастают, что упомянутыми исследователями связывается с особенностями проявления палеогипергенеза. «В условиях гидрогеологической раскрытости антиклинальных структур... наблюдается инверсионный характер изменения указанных величин, что обусловлено протеканием здесь процессов неогипергенеза» /159, стр. 96/. По нашему мнению, близкому

к представлениям А.Е. Ходькова /20/, такая картина может быть связана и с почти одновременным (как и в случае метасоматоза) продвижением фронтов выщелачивания хлоридов, сульфатов и карбонатов, т. е. с разрастанием соответствующих зон и развитием процессов выщелачивания сначала гипса, а затем и карбонатов в зоне ранее проявившегося соляного карста. Впрочем, с точки зрения конечных результатов эти варианты генетической интерпретации не имеют принципиального значения, тем более что сама возможность проявления здесь двух фаз карстогенеза (уфимского и кайнозойского) допускается многими геологами, в том числе и нами /10, 105 и др./.

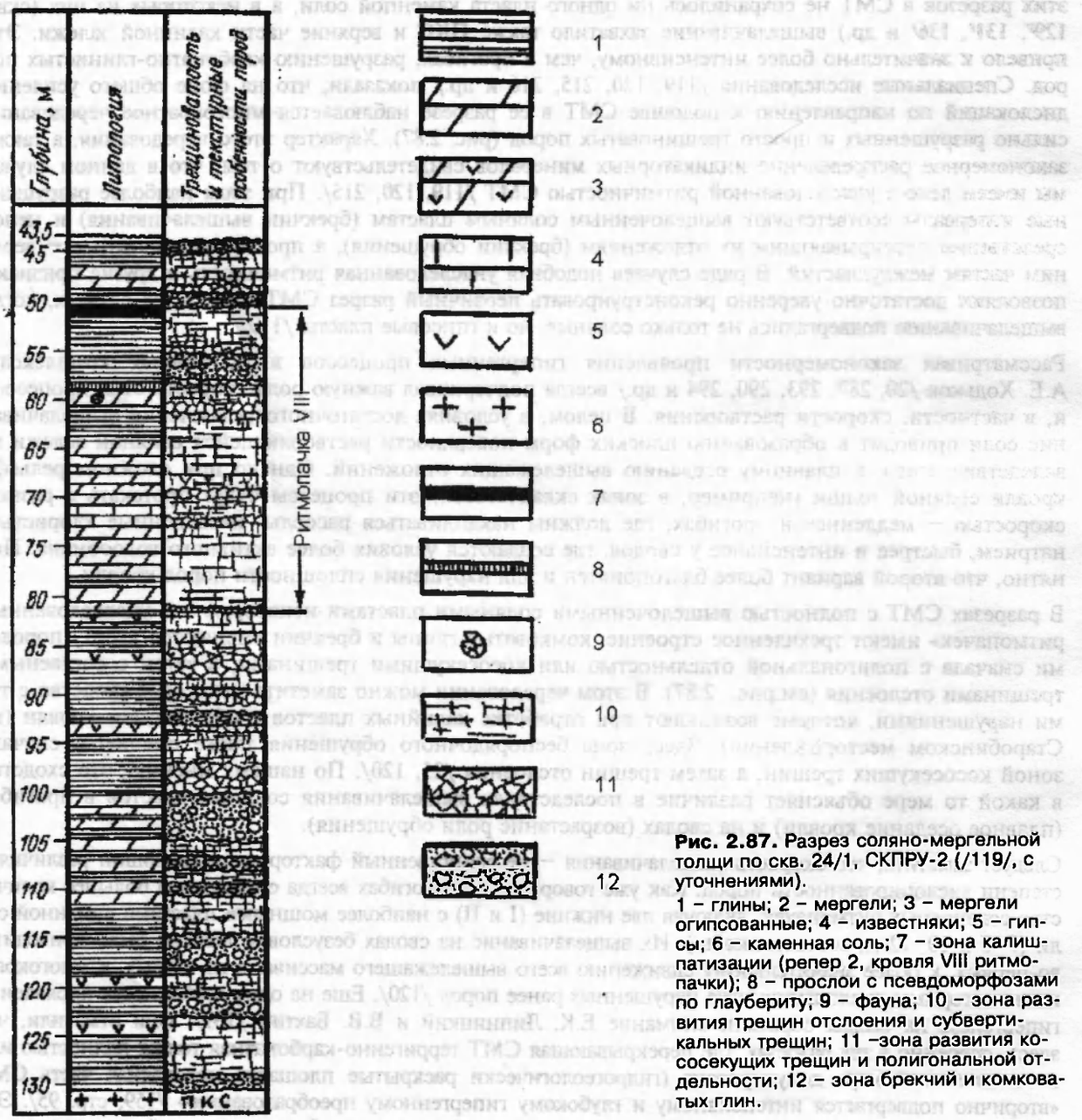


Рис. 2.87. Разрез соляно-мергельной толщи по скв. 24/1, СКПРУ-2 (/119/, с уточнениями).

1 – глины; 2 – мергели; 3 – мергели огипсованные; 4 – известняки; 5 – гипсы; 6 – каменная соль; 7 – зона калишпатизации (репер 2, кровля VIII ритмопачки); 8 – прослои с псевдоморфозами по глауберите; 9 – фауна; 10 – зона развития трещин отслоения и субвертикальных трещин; 11 –зона развития кососекущих трещин и полигональной отдельности; 12 – зона брекчий и комковатых глин.

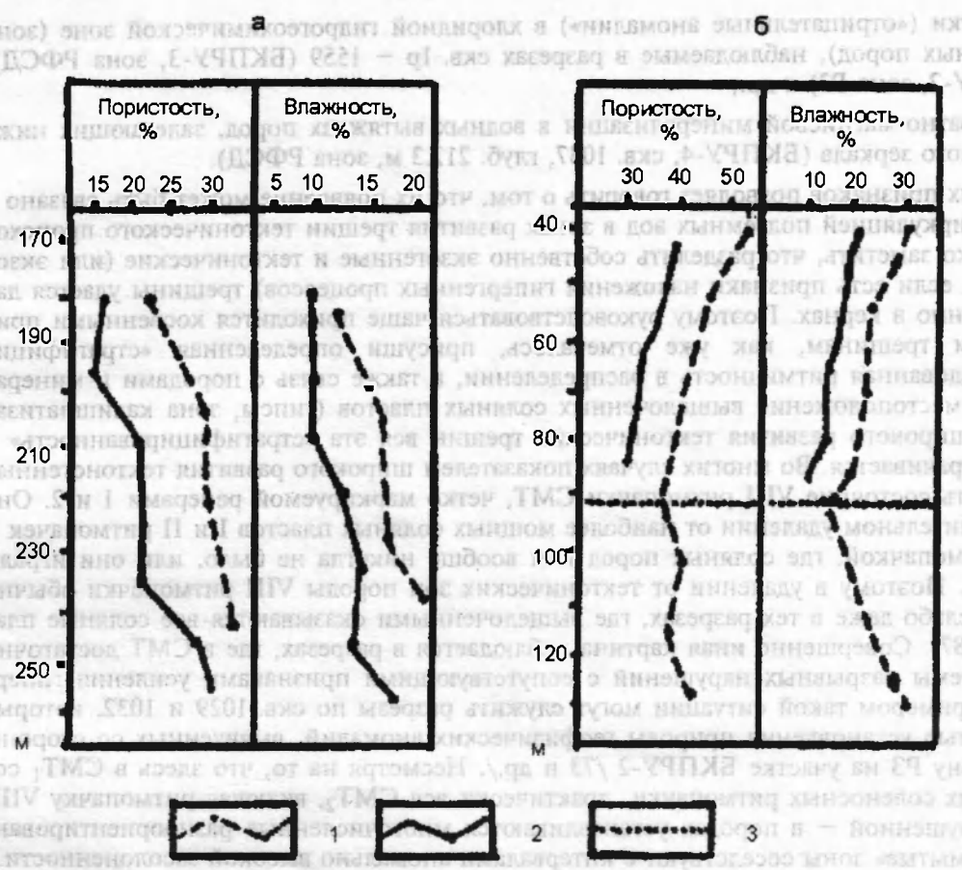


Рис. 2.88. Изменение пористости и влажности пород надсоляной подтолщи СМТ в условиях гидрогеологической закрытости (а) и раскрытости (б) площадей (по шахтным стволам БКПРУ-4 – слева и скважине 24/1 СКПРУ-2 – справа) /159/.

1 – глины; 2 – мергели; 3 – граница инверсионного изменения свойств пород.

При достаточно интенсивном проявлении процессов выщелачивания проседание кровли может сопровождаться не только трещинообразованием, но и собственно экзотектоническими явлениями, т. е. образованием структур типа сбросов (экзосбросов). Малоамплитудные нарушения такого типа иногда отмечаются непосредственно над поверхностью соляного зеркала (например, на глубине 255 м шахтного ствола № 1 БКПРУ-4), но не прослеживаются ниже, что и позволяет говорить об их экзогенной природе. Системы таких нарушений могут достигать земной поверхности и проявляться здесь в виде депрессий рельефа с бортами, также осложненными экзосбросами.

Особенности гипергенеза и трещинообразования в зонах тектонических нарушений. Известно, что в зонах разрывных нарушений гипергенные преобразования пород, как правило, усиливаются. Обобщение материалов по соответствующим зонам, выявленным в пределах Верхнекамского месторождения (в основном, в его южной части), показало, что гипергенные преобразования приобретают здесь ряд качественно новых признаков, не характерных для остальной территории. Именно к таким зонам приурочены, в частности:

1. Рыхлые известняковые пески, определенные нами как русловые отложения подземных потоков. Они были обнаружены в ТКТ и верхней части СМТ, причем во всех случаях в тектонически осложненных участках, преимущественно в региональных зонах РФСД (участок БКПРУ-3: скв. 8р, инт. 144,0–146,0 м, скв. 10р. инт. 124,6–130,0 м, участок БКПРУ-1: скв. 981/1. инт. 163,0–165,0 м; участок БКПРУ-4: скв. 1037, инт. 240,1–240,3 м; скв. 224^{C}, инт. 240,1–240,3 м);
2. Прогибы в рельефе верхней границы распространения гипса («гипсового зеркала»), связанные с локальным выщелачиванием и замещением кремнеземом одного или нескольких гипсовых прослоев, которые вновь появляются за пределами зоны. Такие прогибы наблюдаются как над региональными зонами РФСД (в районе скв. 8Р и 10р на участке БКПРУ-3), так и над более мелкими нарушениями, связанными с зонами разубоживания – замещения (РЗ);

3. «Промытые» участки («отрицательные аномалии») в хлоридной гидрогеохимической зоне (зоне сильно засолоненных пород), наблюдаемые в разрезах скв. 1р – 1559 (БКПРУ-3, зона РФСД), 1021–1023 (БКПРУ-2, зона Р3) и др.;
4. Проявления сульфатно-магниевой минерализации в водных вытяжках пород, залегающих ниже поверхности соляного зеркала (БКПРУ-4, скв. 1037, глуб. 212.3 м, зона РФСД).

Уже сам перечень этих признаков позволяет говорить о том, что их появление может быть связано с более интенсивной циркуляцией подземных вод в зонах развития трещин тектонического происхождения. Нужно однако заметить, что разделить собственно экзогенные и тектонические (или экзогенно-тектонические, если есть признаки наложения гипергенных процессов) трещины удается далеко не всегда, особенно в кернах. Поэтому руководствоваться чаще приходится косвенными признаками: экзогенным трещинам, как уже отмечалось, присущи определенная «стратифицированность» и унаследованная ритмичность в распределении, а также связь с породами и минералами, отмечающими местоположение выщелоченных соляных пластов (гипсы, зона калишпатизации и др.); в зонах широкого развития тектонических трещин вся эта «стратифицированность» в той или иной мере утрачивается. Во многих случаях показателем широкого развития тектоногенных трещин может служить состояние VIII ритмопачки СМТ, четко маркируемой реперами 1 и 2. Она располагается на значительном удалении от наиболее мощных соляных пластов I и II ритмопачек и подстилается VII ритмопачкой, где соляных пород или вообще никогда не было, или они играли незначительную роль. Поэтому в удалении от тектонических зон породы VIII ритмопачки обычно нарушены довольно слабо даже в тех разрезах, где выщелоченными оказываются все соляные пласты СМТ (см. рис. 2.87). Совершенно иная картина наблюдается в разрезах, где в СМТ достаточно ясно проявлены системы разрывных нарушений с сопутствующими признаками усиления гипергенных процессов. Примером такой ситуации могут служить разрезы по скв. 1029 и 1032, которые были пройдены с целью установления природы геофизических аномалий, выявленных со стороны «входа» в крупную зону Р3 на участке БКПРУ-2 /73 и др./. Несмотря на то, что здесь в $СМТ_1$ сохранились три нижних соленосных ритмопачки, практически вся $СМТ_2$, включая ритмопачку VIII, оказалась сильно нарушенной – в породах устанавливаются многочисленные разноориентированные трещины, а «промытые» зоны соседствуют с интервалами аномально высокой засолоненности.

Анализ имеющихся данных показывает, что усиление гипергенных процессов, наблюдаемое над зонами РФСД и Р3 и достаточно отчетливо проявляющееся в зонах карбонатного, гипсового и соляного карста, почти не затрагивает саму поверхность соляного зеркала. В $СМТ_1$ сохраняется то же количество соленосных ритмопачек, что и в соседних скважинах, а проявления сульфатно-магниевой минерализации и довольно сильной гипергенной силицификации в породах собственно соляного разреза носят локальный характер, Таким образом, в зонах РФСД и Р3 положение соляного зеркала в большей степени контролируется региональными факторами (уровнем существовавшего базиса эрозии).

В зонах высокоамплитудных нарушений, объединяемых под названием Южно-Дуринской зоны дислокаций, в непосредственном контакте оказываются различные горизонты соляной толщи кунгура и уфимского яруса, а абсолютные отметки соляного зеркала (склона) достигают -300–400 м. Несмотря на существование различных моделей строения и образования самого прогиба, практически все исследователи сходятся в том, что формирование Южно-Дуринской зоны дислокаций определяется действием двух основных факторов – тектоники и гипергенеза /73, 105, 36, 251 и др./. На основе детального изучения пройденной здесь скв. 1026 бил выделен специфический карстогенно-тектоногенный тип разреза /73/.

Экзогенная трещиноватость и ВЗТ (заключение). А.Е. Ходьков /20/ отметил, что породы коры выветривания галогенных отложений (зон гипсового и соляного карста) обычно сильнее обводнены, чем соответствующие образования, не затронутые этими процессами. При прочих равных условиях водоносность гипергенно измененных пород зависит от их скважности (пористости и трещиноватости), а та, в свою очередь, определяется действием трех основных факторов: 1) распределением пород с унаследованной (первичной и вторичной) скважностью, 2) реологическим уплотнением пород; 3) кольматацией трещинно-порового пространства /20/. Общей тенденцией является уменьшение скважности вниз по разрезу. Однако, как это видно на рис. 2.87 и 2.88, в разрезе СМТ распределение пористости и трещиноватости имеет достаточно сложный характер, причем отдельные разрезы по этим признакам довольно сильно отличаются друг от друга. Различной может быть и роль каждого из трех перечисленных факторов.

Изучение многочисленных скважин, пройденных в пределах шахтных полей СКПРУ-3, БКПРУ-2, 3, 4, а также Боровского, Половодовского, Талицкого, Палашерского и Усть-Яйвинского участков показало, что распространенность основных типов карбонатно-глинистых пород в СМТ, т. е. глин (от 0 до 30% карбонатов), мергелей (30–60%) и собственно карбонатных пород (более 60% кальцита и/или доломита) определяется такими приблизительными соотношениями: 23, 52 и 25%, соответственно. Но, например, в районе блока № 8 шахтного поля БКПРУ-3 (скв. 1559, 1р и др.) они существенно отличаются от средних значений и составляют – сл. -0,6, 90–99, сл. -9,3%. Иными словами, здесь разрез становится существенно мергелистым. Понятно, что при естественной (в результате гипергенеза) или техногенной (при подработке) просадке такие разрезы будут вести себя поразному, поскольку мергели являются породами более хрупкими, чем глины, а их способность к «самозалечиванию» (механической кольматации возникающих трещин) проявляется намного слабее, чем у тех же глин.

Общей тенденцией является увеличение роли глинистых пород по направлению к подошве СМТ. Поэтому в тех случаях, когда гипергенные процессы захватывают всю толщу (в присводовых частях поднятий), формирующиеся «коры выветривания» в своих нижних частях нередко приобретают существенно глинистый состав. Как уже отмечалось, преобладают здесь брекчиевидные и комковатые глины, но с течением времени они действительно довольно быстро уплотняются и по основным показателям (пластичности, способности к набуханию и др.) приближаются к своим ненарушенным аналогам /8,159/. Именно поэтому нижние части гипергенно-измененных разрезов СМТ в ряде работ /159 и др./ стали рассматриваться в качестве «резерва» ВЗТ, т. е. пачки безводных и относительно водоупорных пород, способных предохранять кровлю ВЗТ от непосредственного воздействия агрессивных вод, а в некоторых случаях даже выполнять функции самой ВЗТ. Вместе с тем, значение этой пачки нельзя и переоценивать. Сохраняющаяся текстурная неоднородность даже уплотненных комковатых глин, связанная, в частности, с их агрегатным строением и обилием прожилков, может вновь появиться при сдвижении пластов (при подработке) и негативно отразиться на водоупорных свойствах всей рассматриваемой пачки. Кроме того, нужно учитывать, что в некоторых разрезах СМТ роль глинистых пород вообще невелика, а трещиноватые или брекчированные мергели и доломиты в принципе не могут выполнять роль водоизолирующего экрана. Поэтому «водозащитная роль» надсоляных пород СМТ в разных частях месторождения может быть совершенно различной, и ее оценка требует специального изучения в каждом конкретном случае.

2.4.3. Дислокации вторичного уплотнения соляных пород

Выделение зон дислокаций данного типа стало возможным благодаря сейсморазведочным профилированиям МОГТ, выполненным ГИ УрО РАН над зонами Р/З (см. гл. 2.3.1). Дислокации представлены субвертикальными разрывами со следами перемещний практически по всему разрезу, включая зону Р/З и кровлю ВЗТ. При этом разрывы располагаются в пространстве хаотически с изменением знака перемещений (сбросы переходят во взбросы и наоборот) и короткими интервалами сверху вниз.

Пространственная приуроченность данного типа дислокаций к зонам Р/З и их развитие, несомненно, являются следствием вторичного уплотнения и литификации соляных пород, связанных с реоморфизмом и сокращением объемов пород в процессах галитизации сильвинитов и сильвинитизации карналлитовых пород пластов СКЗ.

Разрывные дислокации вторичного уплотнения соляных пород в настоящее время обнаружены на участках, расположенных к западу от крупных зон Р/З в пределах рудников СКПРУ-2 (район скв. 130–131), СКПРУ-3 (4-я панель), БКПРУ-4 (блоки 1–3 ОЭУ), т. е. всюду, где имеются материалы сейсморазведочного профилирования МОГТ. Геологические разрезы по этим профилям приведены в главах 2.3.2 (рис. 2.80) и 4.3.1 (рис. 4.4, пр. 291С2).

2.4.4. Техногенные дислокации

К данной группе дислокаций относятся все проявления разрывных и пластических деформаций горных пород, возникших в результате погашения отработанного пространства. Выемка горных пород и образование пустот в камерах приводят к снятию литостатического давления внутри горного массива, что вызывает нарушение равновесия в системе всестороннего давления и, как следствие, – сдвижение горных пород в субвертикальном направлении с образованием техногенных структур.

Техногенные деформации происходят в относительно короткий промежуток времени по сравнению с тектоническими (природными) дислокациями, поэтому первые отличаются от последних высокими скоростями деформаций, а также отсутствием температурного фактора. Как показывают экспериментальные работы (гл. 2.2.3.1), оба указанных фактора обусловливают развитие механических разрушений[38] с доминированием разрывных дислокаций, так как скорость и температура структурообразования влияют на предел текучести и вязкость пород : при высокой скорости горные породы теряют способность к пластическим деформациям и разрушаются хрупко, а повышение температуры повышает вязкость пород и приводит к их пластическим деформациям. Роль порового давления воды и газа, заключенных как в соляных породах, так и минералах, двойственная: с одной стороны, освобождение минерала-хозяина от микровключенных газово-жидких фаз приводит к снижению внутрикристаллического давления и, тем самым, к повышению вязкости данного минерала и образованию в нем механических дислокаций (трещина, двойникование, линии Чернова-Людерса и т. д.), с другой – высвобожденная жидкая фаза способствует повышению пластичности породы в целом с образованием структур течения.

Следует подчеркнуть, что техногенные деформации происходят в условиях всестороннего литостатического давления. Это сближает их с моделью образования тектонических дислокаций в условиях вертикального дифференцирования (трещины отрыва изгибом, нормальные сбросы, структуры субвертикального раздавливания, обрушения, дисгармоничные складки), но резко отличает от условий одностороннего субгоризонтального давления. При тектонике продольного сжатия дислокации происходили в условиях возрастания температуры и давления, а также при малых скоростях деформаций (за длительный промежуток геологического времени), что обеспечивало примат пластических (складчатых) дислокаций над хрупкими (разрывными). Последние встречаются в виде вязких разрывов или трещин скалывания, преимущественно залеченных и синтектонических по времени образования складчатости. Все наблюдаемые открытые трещины являются постскладчатыми, связанными либо со сдвиговыми дислокациями (СКПРУ-3), либо с растяжением поровым давлением (БКПРУ-4).

Изучению техногенных дислокаций способствовала прорезка (1991 г.) исследовательскими штреками отработанного пространства на руднике БКПРУ-2 (ОАО «Уралкалий») в пределах 3-х участков.

Участок 1 (рис. 2.89,1,4) расположен в 0,5 км к северо-западу от шахтного ствола № 1. Исследовательские штреки пройдены по пластам Кр.II и АБ параллельно друг другу на расстоянии 40 м с севера на юг от границы I-II западных панелей (ЗП) до выемочного штрека 1 ЗП. Участок был отработан в 1971 г. с необычным широтным расположением камер, частично ориентированных субмеридионально (под углом 45°). Параметры отработки по пласту Кр. II следующие: ширина камер – 5,3 м, ширина целиков – 3,7 м, по пласту АБ – соответственно, 3,2 и 5,8 м. Штреками прорезаны деформированные целики от камеры 2 до камеры 21 по пласту Кр. II и от камеры 8 до 21 – по пласту АБ.

Участок 2 расположен в 0,4 км к юго-западу от шахтного ствола 3, между выемочным штреком 5 ЗП и вент. штреком 5-7 ЗП (рис. 2.89, 2, 4). Длина прорезки составляет: по пласту Кр. II – 210 м и пласту АБ – 90 м. Выработка ориентирована перпендикулярно к оси камер в северо-западном направлении. Отработка здесь велась в 1978 г. трехходовыми камерами с экспериментальными параметрами. Ориентировка камер была задана вкрест простирания складчатости (под углом 225°). Пласт Кр. II отрабатывался комбайном «Караганда 7/15» с шириной хода камер 5,2м и межходовых целиков – 3,2 м, пласт АБ – соответственно, 3,2 и 5,8 м. При этом очистные камеры по пласту АБ располагались соосно с камерами по пласту Кр. II.

Участок 3 находится на 8-ой ВП, вблизи восточной границы рудника БКПРУ-2 (рис. 2.89, 3, 4). Исследовательские выработки направлены на юг от восточного вентиляционного штрека 8-10 ВП и, не дойдя до выемочного штрека, поворачивают на восток, чем достигается прорезка выработанного пространства по двум направлениям: по широтному и вкрест него. На данном участке очистные работы проводились: по пласту АБ во втором полугодии 1985 г., по пласту Кр. II – в первом полугодии 1986 г. Отработка велась: по пласту АБ с податливыми целиками четырехходовыми камерами с шириной каждого из них 3,2 м, а по пласту Кр. II – различными параметрами: как двухходовыми (камеры 48, 50) с шириной ходов 5,8м, межходовых и межкамерных целиков – 3 м), так и однохходовыми (ширина камер 52, 54 и 56 составляет 5,8 м, целиков – 16 м).

[38] Наблюдаемых в катакластитах, милонитах и других деформированных в жесткой среде породах.

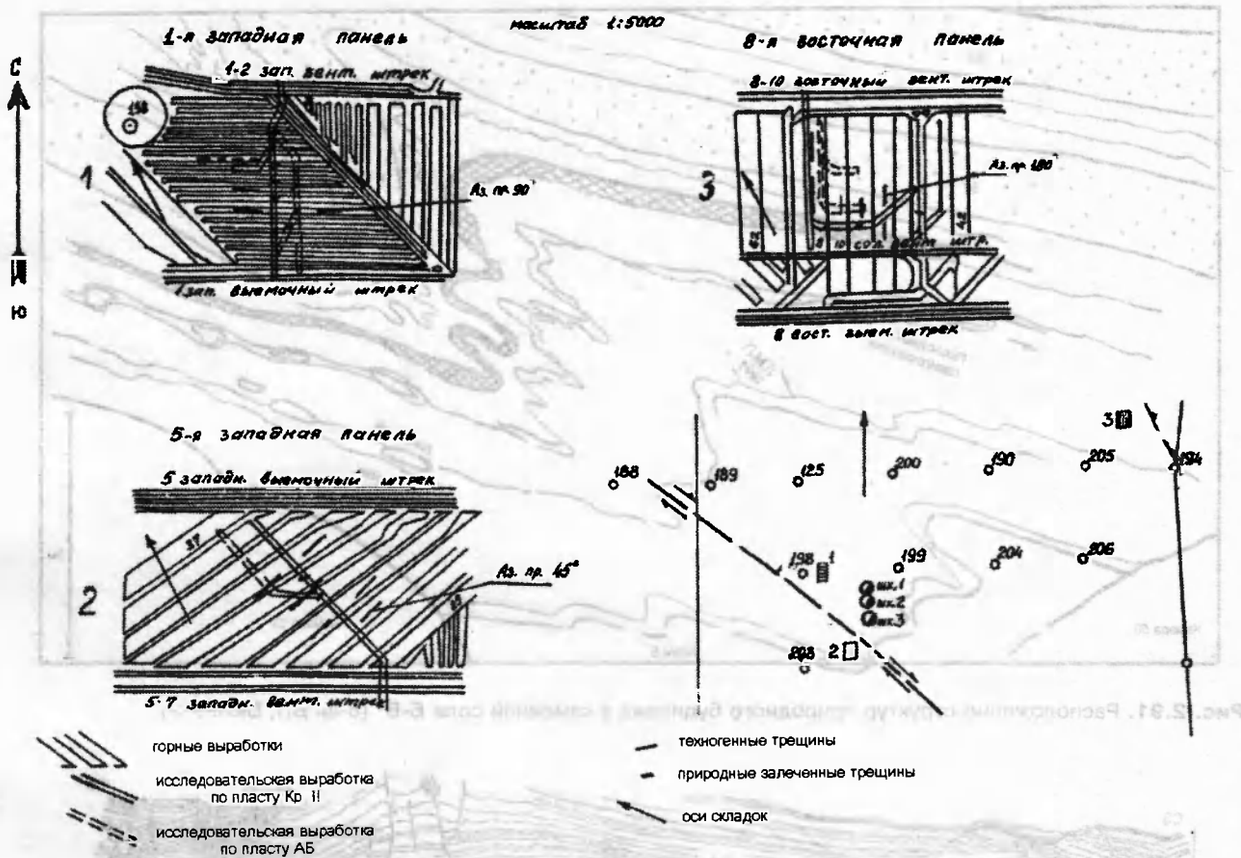


Рис. 2.89. Схема расположения исследовательских выработок на БКПРУ-2.

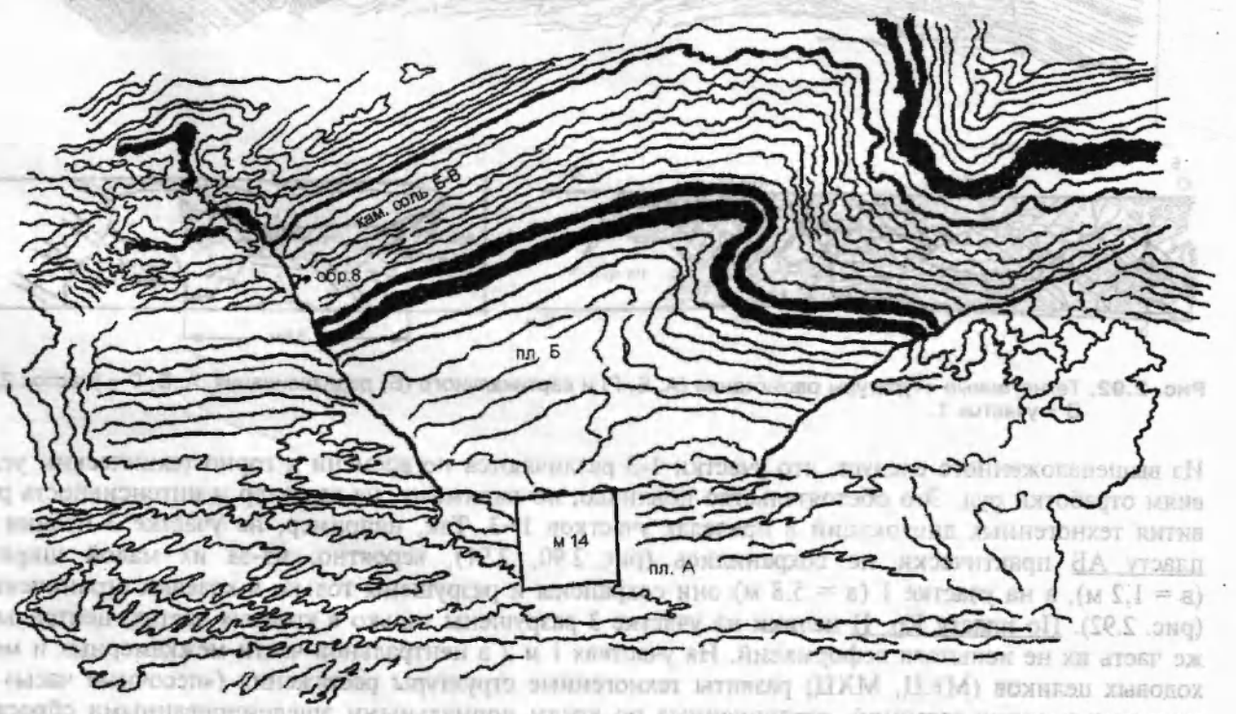


Рис. 2.90. Расположение образца 8 и монолита 14 в пределах техногенной структуры (исследовательский штрек 8-ой ВП, БКПРУ-2).

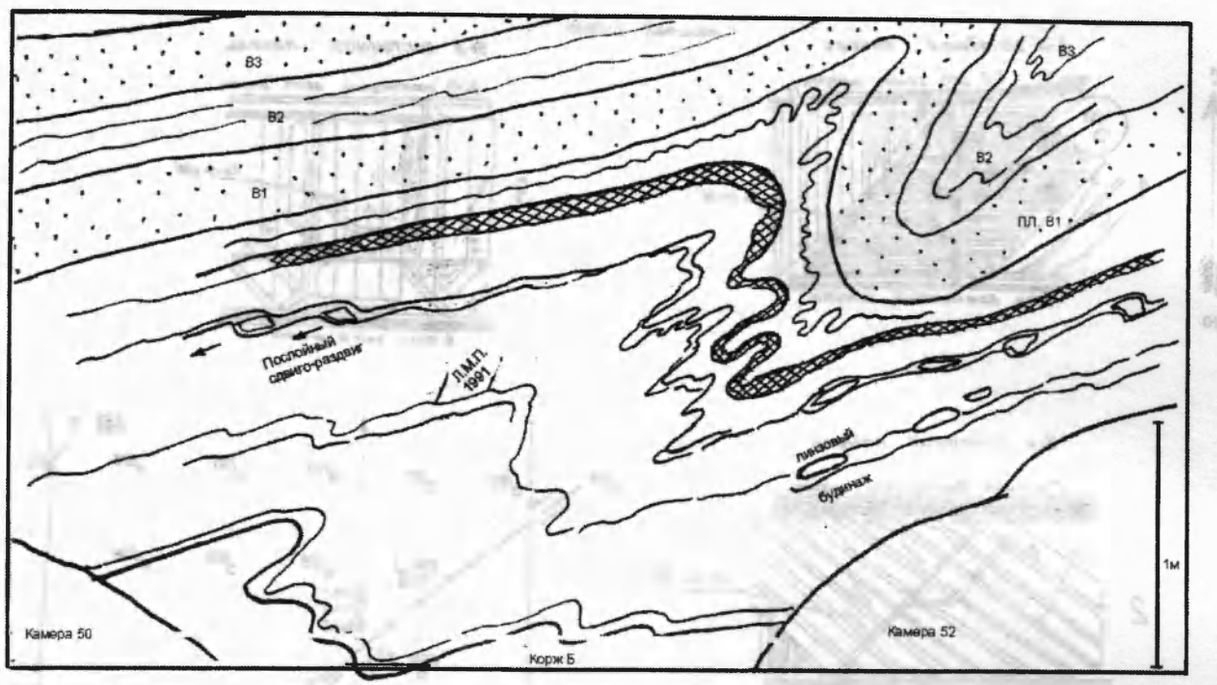


Рис. 2.91. Расположение структур природного будинажа в каменной соли Б-В[1] (8-ая ВП, БКПРУ-2).

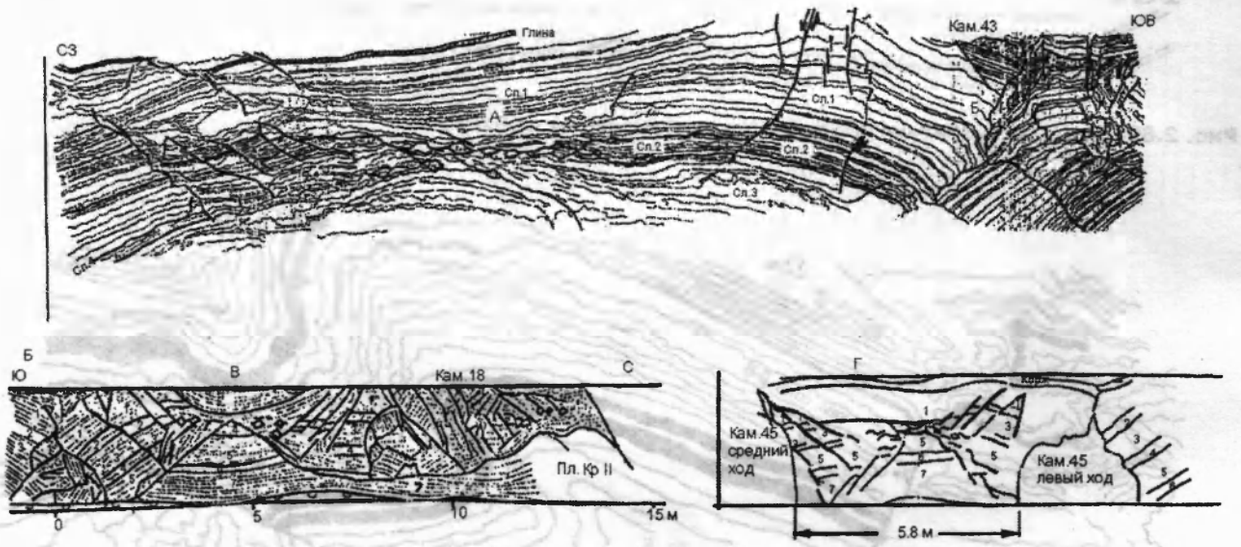


Рис. 2.92. Техногенные стурктуры растяжения (А, В, Г) и вертикального (Б) раздавливания. А, Б, Г – участок 2, В – участок 1.

Из вышеизложенного следует, что участки 1-3 различаются по времени и горно-техническим условиям отработки руд. Это обстоятельство повлияло, по-видимому, на характер и интенсивность развития техногенных дислокаций в пределах участков 1–3. Так, например, на участке 3 целики по пласту АБ практически не сохранились (рис. 2.90, 2.91), вероятно, из-за их малой ширины (в = 1,2 м), а на участке 1 (в = 5,8 м) они сохранены и разрушены только в краевых ограничениях (рис. 2.92). По пласту Кр. II целики на участке 3 разрушены только в краевых частях, центральная же часть их не испытала деформаций. На участках 1 и 2 в центральной части межкамерных и межходовых целиков (МКЦ, МХЦ) развиты техногенные структуры растяжения («песочные часы» по местному горному термину), ограниченные по краям нормальными эшелонированными сбросами (рис. 2.92, А, В, Г), которые отсутствуют на участке 3.

Центральная часть структур растяжения разделена на три части. Из них верхняя – выражена в виде грабена, нижняя – аркообразного поднятия, а центральная – представлена зоной развития будинажа и динамофлюидальных структур и текстур в породах (рис. 2.92, А, В, Г). При этом центральная зона согласно переходит в структуру грабена и несогласно – в поднятие, которое местами выражено в виде горста (рис. 2.92, Г). Краевые нормальные сбросы расположены относительно симметрично к центральной части, с падением (под углом > 45°) сместителей навстречу друг другу. Фланговые сбросы выходят за пределы кровли пласта Кр.II, особенно те, которые расположены вблизи камер (рис. 2.92, А). Само сбросовое смещение наиболее контрастно обозначается в корже пласта Кр. II (рис. 2.93), в сильвинитах слоя 1 представлено в виде флексуры, а в каменной соли слоя 2 – снова выражено сбросом. Это указывает на различие в жесткости сильвинитов и каменной соли в момент образования сброса и подтверждает общеизвестное положение о флексуре как переходной структуре между разрывными и складчатыми дислокациями.

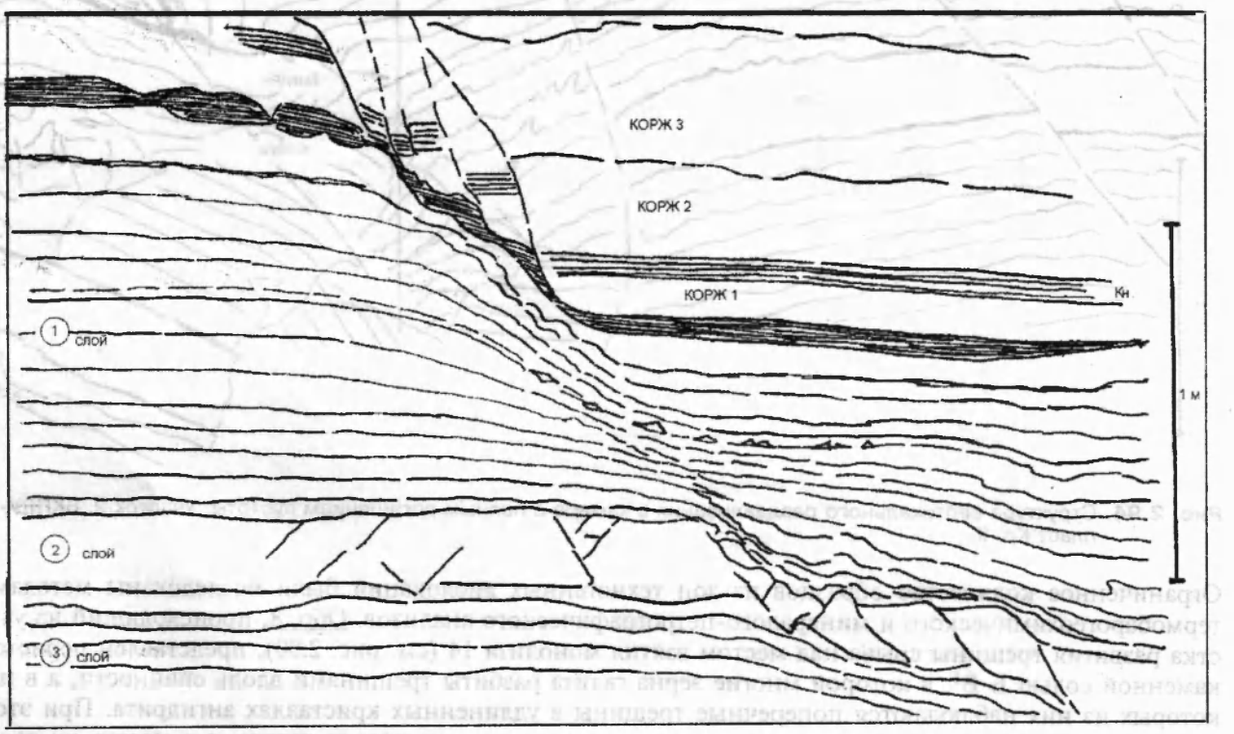


Рис. 2.93. Техногенные сбросовая дислокация и будинаж в МКЦ. Участок 1. БКПРУ-2, пласт Кр. II.

В отработанных камерах обычно развиты структуры субвертикального раздавливания (обрушения) и «выдавливания» (вспучивания). Первые из них встречаются в камерах с полным погашением пустоты (рис. 2.94, а также 2.90, Б), отработанных по пласту Кр.II, в то время как в камерах по пласту АБ наблюдается неполное погашение пустоты с образованием структур обоих типов. Структуры в камерах отделены от структур МКЦ трещинами отрыва, открытыми, прерывистыми, практически без смещений соседних блоков в пласте АБ и с незначительными смещениями (до 3-х см) в слоях A^I и A^I-А (рис. 2.95). Внутри структуры субвертикального раздавливания множество «разрывов» – швов, которые выполнены перетертым глинистым материалом и являются границами между блоков, хаотически перемещенных относительно друг друга и представляющих собой крупные глыбы-брекчии. Структура выдавливания представляет собой техногенную «складку» вспучивания почвы камеры, которая начала образовываться после снятия давления в камере. Это, в свою очередь, способствовало возникновению бокового сжатия, направленного от МКЦ в сторону камеры. Разгрузка геостатического давления в стороны камер привела к зарождению растягивающих напряжений в центральной части МКЦ, следствием которых явилось его опускание вниз и вертикальное раздавливание нижней части опускающегося блока в случае, когда ширина МКЦ меньше ширины соседних камер (см. рис. 2.90, 2.91). В противном случае формировались представленные выше типичные структуры растяжения, в которых техногенная деформация пород выражена образованием блокового и линзовидно-блокового буди-

нажа в относительно жестких галопелитовых прослоях и слоях (2,4) каменной соли (см. рис. 2.92, 2.93). В первом же случае верхняя часть опускавшегося блока МКЦ, представленного слоями Б-$В^{I}$, $В^{I}$-В и В, практически не испытала техногенного воздействия (см. рис. 2.90, 2.91).

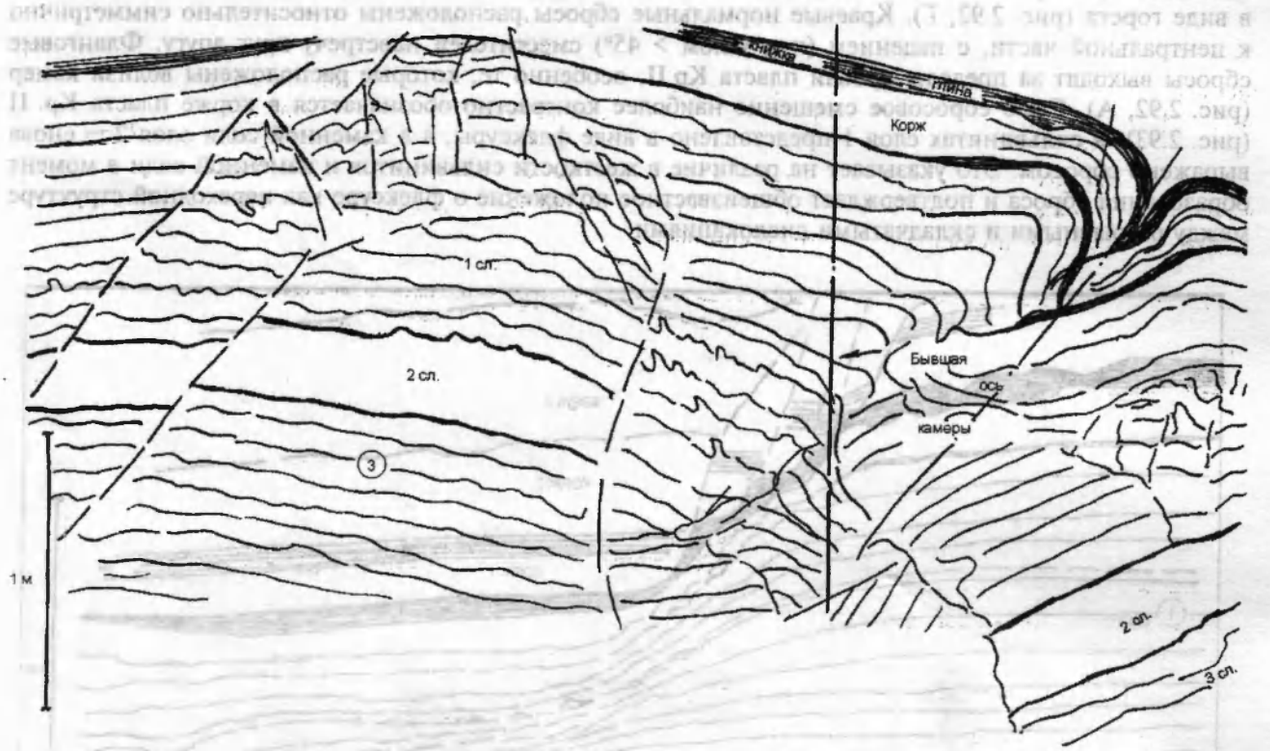


Рис. 2.94. Структура вертикального раздавливания в камере с полным погашением пустоты. Участок 2, БКПРУ-2, пласт Кр. II.

Ограниченное количество образцов из зон техногенных дислокаций были исследованы методами термобарогеохимического и минералого-петрографического анализов. Обр. 8, происходящий из участка развития трещины срыва над местом взятия монолита 14 (см. рис. 2.90), представлен пористой каменной солью Б-$В^{1}$, в которой многие зерна галита разбиты трещинами вдоль спайности, а в некоторых из них наблюдаются поперечные трещины в удлиненных кристаллах ангидрита. При этом почти полностью сохранена первичная зональная структура кристаллов галита, а в местах их перекристаллизации на периферии зерен в них содержатся, как правило, характерные одно- и двухфазовые микровключения. Следовательно, в присбросовой техногенной зоне дислокаций наблюдаются лишь следы катаклаза (развитие трещин по спайности – начало будинирования), а заметных физико-химических преобразований не отмечается.

Образец 6а из монолита 14 представлен полосчатым бледно-розовым сильвинитом (пласт А), содержащим слойки пористой каменной соли. Из данного образца были изготовлены полированные пластинки (толщиной 1–2 мм и площадью до 20 $см^2$), представляющие перпендикулярный наслоению срез пород на участке их флюидального течения. Пластинки изучались под микроскопом с целью выявления различий в реакции двух минералов – галита и сильвина на воздействие техногенного давления. Установлено, что галит практически растрескан незаметными трещинами с сохранением в целом формы зерна. Встречаемые зерна – вкрапленники синего галита также сохранили свою изометричную форму, но разбиты трещинами в меньшей степени, чем обычные галитовые зерна (кристаллы). Отмечены по границам зерен многочисленные вторичные микровключения.

В отличие от галита сильвин в обр. 6а проявляет текучесть, образуя вытянутые по напластованию полосы, в которых иногда видны редкие трещины скола. В целом, трещины в сильвине залечены и вдоль них сформированы вторичные газовые, жидкие и газово-жидкие микровключения, которые нередко группируются в сильвине согласно слоистой текстуры, т. е. по удлинению его зерен и в направлении течения. Ориентированные полосы сильвина плавно огибают зерна-вкрапленники си-

него галита (рис. 2.96), подчеркивая этим более позднее образование техногенной флюидальности сильвина, чем синего галита.

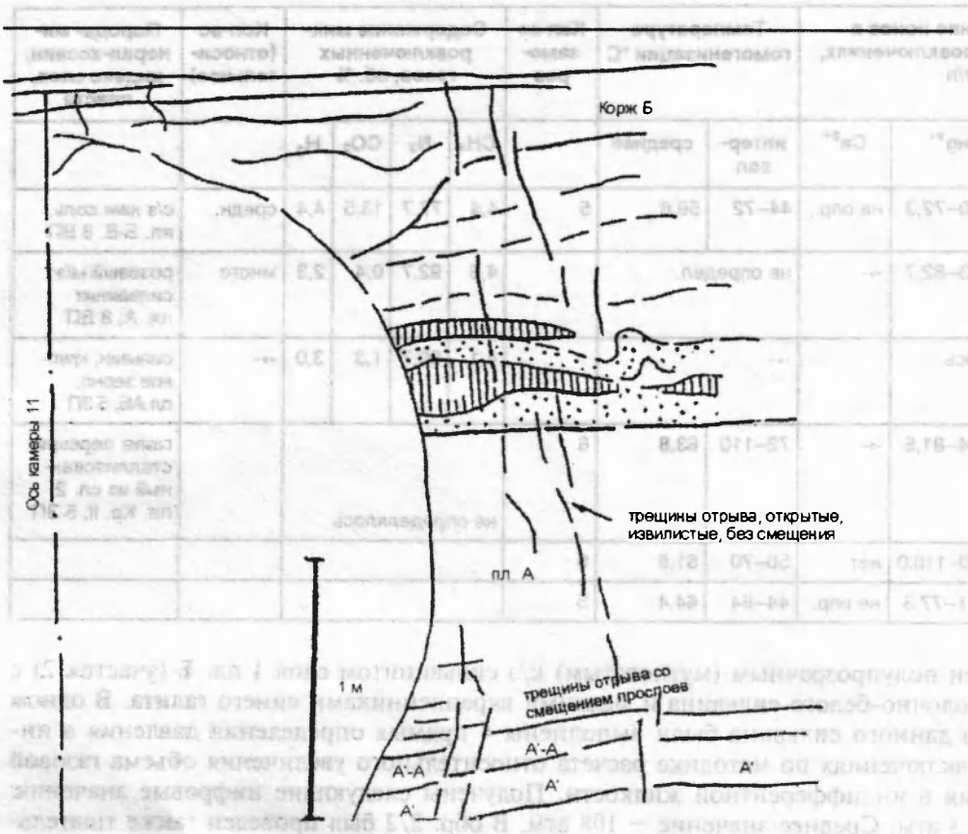


Рис. 2.95. Техногенные трещины отрыва вблизи отработанной камеры. участок 1, БКПРУ-2, пласт Кр. II.

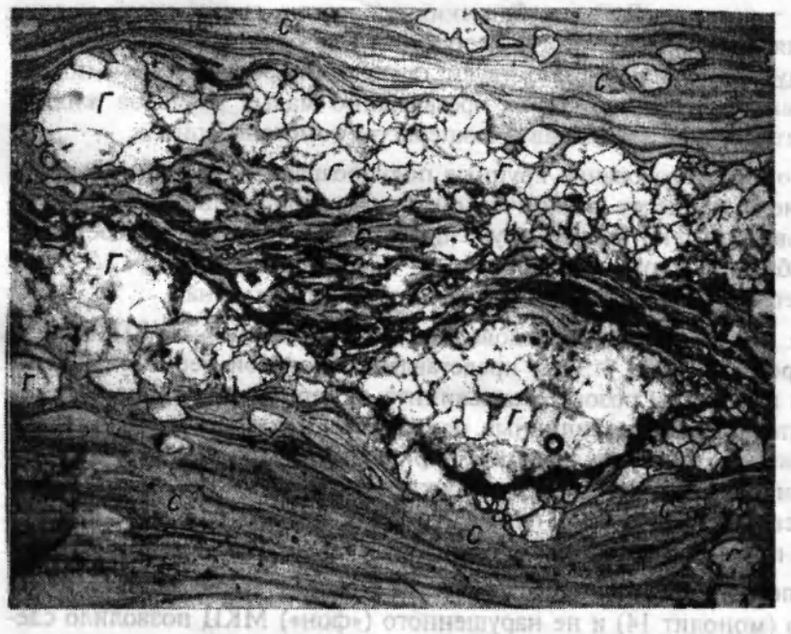


Рис. 2.96. Зона контакта 4-й и 5-й сильвинитовой пачек, подчеркнутая прослоем каменной соли с пережимами (4-ая пачка) и линзовидным будинажем прослоя каменной соли в подошве 5-й пачки. С – сильвинит, Г – галит. Шлиф $4^{А}$, монолит № 14, без анализатора, ув. $7{,}5^{х}$.

По содержанию ионов жидких микровключений гадит из образца с трещиной срыва (8/52) и сильвин из зоны флюидального течения (обр. 6а) не отличаются (табл. 2.2), а в содержаниях и количествах микровключенных газов наблюдается существенное различие: в образце с трещиной резко занижены содержание азота (N_2) и общее количество газов на фоне заметного возрастания углекислого газа (CO_2), т. е. произошел обмен части N_2(вынос) на CO_2 (привнос) и отчасти водорода (H_2).

Таблица 2.2. *Результаты термобарогеохимического анализа микровключений соляных минералов и пород из техногенных дислокаций на руднике БКПРУ-2*

№ пп	№ пробы	Содержание ионов в жидких микровключениях, г/л			Температура гомогенизации °С		Кол-во замеров	Содержание микровключенных газов, об. %				Кол-во (относительное)	Порода- минерал-хозяин, индекс слоя, пласта
		K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	интервал	среднее		CH_4	N_2	CO_2	H_2		
1	8/92	22, 5–36,4	60,0–72,3	не опр.	44–72	59,6	5	4,4	77,7	13,5	4,4	средн.	с/з кам.соль, пл. Б-В, 8 ВП
2	6а/92	24,0–40,0	65,3–82,7	-»-	не определ.			4,6	92,7	0,4	2,3	много	розовый м/з сильвинит пл. А, 8 ВП
3	2/2	не определялось			-»-			4,1	90,7	1,3	3,0	-»-	сильвин, крупное зерно, пл.АБ, 5 ЗП
4	4/92	35,0–38,0	67,4–81,5	-»-	72–110	83,8	6	не определялось					галит перекристаллизованный из сл. 2 пл. Кр. II, 5 ЗП
5	5/92	36,0–39,0	84,0–118,0	нет	50–70	61,6	6						
6	6/92	18,6–19,6	65,1–77,3	не опр.	44–84	64,4	5						

Образец 2/2 представлен полупрозрачным (мутноватым) к/з сильвинитом слоя 1 пл. Б (участок 2) с отдельными зернами молочно-белого сильвина и мелкими вкрапленниками синего галита. В одном из крупных кристаллов данного сильвина были выполнены 4 прямых определения давления в индивидуальных газовых включениях по методике расчета относительного увеличения объема газовой фазы после их вскрытия в индифферентной жидкости. Получены следующие цифровые значения: 109,3; 114,5; 110,6 и 98,3 атм. Среднее значение – 108 атм. В обр. 2/2 был проведен также тщательный поиск новообразований соляных минералов. Выявлены мелкие кубические кристаллы (до 1 мм в поперечнике) сильвина на выветрелой сглаженной поверхности (со следами размыва) крупного полупрозрачного кристалла сильвина – хозяина. В этих кубических кристаллах видны очень мелкие однофазовые жидкие микровключения, содержащие иногда ксеногенные газовые пузырьки, в которых давление близко к атмосферному. Совершенно отсутствуют газовые микровключения, подобные тем, которые выявлены в сильвине – хозяине. Из-за чрезвычайно малых размеров жидких микровключений не удалось установить их ионный состав и температуру гомогенизации.

Таким образом, совершенно очевидно. что образование крупных полупрозрачных кристаллов сильвина – хозяина относится к. природному процессу динамической перекристаллизации, а новообразования кубических кристаллов сильвина имеют техногенную природу. По содержанию состава и количеству газов обр.2/2 близок к обр.6а/92, хотя они происходят из разных пластов – 2/2 – из пласта Б, 6а/92 – из пласта А и представлены различными разновидностями сильвина.

Образцы 4-6/92 из слоя 2 пласта Кр. II отобраны в исследовательской выработке 5-ой ЗП, вблизи мелкоамплитудного техногенного сброса по слою 3. Они представлены слоистой пористой каменной солью с редкими линзовидными прослоями розового сильвинита. В периферии зональных реликтов перекристаллизованных галитов выявлены типичные однофазовые жидкие и двухфазовые (жидкие с кристалликом-узником сильвина) микровключения. Карналлитовый состав жидкой фазы и высокие температуры гомогенизации (см.табл.2.1) этих микровключений не оставляют сомнений в том, что перекристаллизация каменной соли слоя 2 пласта Кр. II происходила до воздействия техногенных факторов и относятся к природному процессу.

Сравнение результатов минералого-петрографических исследований соляных пород верхней части пласта А из техногенно нарушенного (монолит 14) и не нарушенного («фон») МКЦ позволило сделать следующие выводы:

1. В монолите 14 по сравнению с «фоном» толщина одной и той же части пласта А уменьшена в 2 раза, а некоторых слоев, представленных в монолите «фон» пестрыми пятнисто-розовыми сильвинитами, до 4-х раз. При этом сильвиниты становятся равномерно окрашенными в белесо-розовый цвет.

2. Основная масса сильвинитов в продольном разрезе монолита 14 имеет линзовидно-флюидальную текстуру (рис. 2.97), а в поперечных разрезах-полосчато-флюидальную текстуру (см. рис. 2.96, а также 2.98). Те же сильвиниты «фона» характеризуются массивной и слабоориентированной текстурой. При этом в зернах сильвина трещины спайности разноориентированы (рис. 2.99, а, б), в то время как в «раздавленных» сильвинитах наблюдается их единая оптическая ориентировка. Вдоль границ удлиненных зерен сильвина, коэффициент удлинения (Ку) которых достигает 40, отмечаются скопления гидроокисных соединений железа, которые образовались в процессе «квазиламинарного» течения пород и подчеркивают полосчатость флюидальной текстуры.
3. В сильвинитах монолита 14 в отличие от «фона» галитовая фаза обособлена вдоль полосчатости и флюидальности в виде округлых, угловатых, идиоморфных и др. включений различного размера. Агрегаты этих включений залегают в виде линз, ромбоэдров и сферических образований, в которых линии флюидальности и полосчатости, как правило, «утыкаются» в края этих образований (рис. 2.100). В данном случае внутренняя и периферийная («каемчатая») части зерен галита и их агрегатов окрашены в синий цвет, что является проявлением бластеза. Некоторые линзовидные и ромбовидные галитовые обособления огибаются линиями флюидальности в продольном и поперечном срезах (см. рис. 2.98), что свидетельствует о их формировании будинированием прослоя каменной соли.



Рис. 2.97. Участок сильвинсодержащей (С) каменной соли (Г), характеризующийся нечетким линзовидным распределением в ней скоплений ксеноморфных зерен сильвина. Шлиф $2^{А}$, монолит № 14, без анализатора, ув.$12.5^{х}$.

Структуры техногенного будинажа в целом получают доминирующее развитие в зонах техногенных дислокаций растяжения, приурочиваясь к слоям и прослоям каменной соли, более жесткой, чем сильвиниты. Встречаются ромбовидные и линзовидные разности в зависимости от толщины будинированного слоя. В будинах – ромбах отмечены все стадии техногенного деформирования: от развития трещин спайности и смещения по ним частей зерна (как правило, гигантских по размерам) до интенсивного катаклазирования (дробления) их (см. рис. 2.92, А, 2.93). Внутри этих будин почти отсутствуют следы деформирования. Будины-ромбы удалены друг от друга на различные расстояния, подчиняясь одной закономерности: чем ближе к центру зоны растяжения, тем больше расстояние между будинами. В сторону краев этой зоны, представленных эшелонированными сброса-

ми, расстояние между будинами постепенно уменьшается, возникают шейки, которые далее исчезают в самой зоне сброса (см. рис. 2.93).

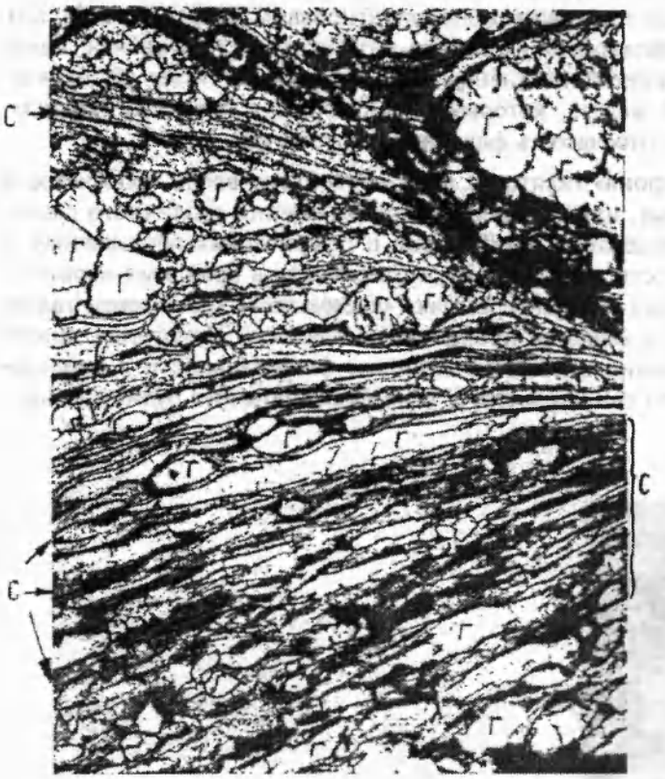


Рис. 2.98. Полосчато-флюидальная текстура галит-сильвиновой породы.
Г – галит, С – сильвинит.
Вверху рисунка отмечается линза галитового состава, компонеты которой облекаются пластичным сильвинитовым материалом.
Шлиф $2^{А}$, монолит № 14,
без анализатора, ув.$12.5^{х}$.



Рис. 2.99. Часть пачки № 2 (контакт сильвиновой породы и каменной соли). Пласт А из монолита «фон». Четко видны участки массивной и ориентированной текстуры сильвинита, реликтовые зерна сильвина ($С_1$) и прозрачные новообразования галита ($Г_1$), порой образующие субвертикальные зоны ($Г_2$) в каменной соли.
С – сильвин.
Шлиф $8^{Б}$, ув. $7,5^{х}$, без анализатора.



Рис. 2.100. Полосчато-флюидальная текстура галит (Г) – сильвиновой (С) породы. Поверхности отдельных галитовых зерен внутри породы имеют зубовидный облик.
Шлиф $2^{А}$, монолит № 14, пачка 1 пл.А, без анализатора, ув.$12.5^{х}$.

Наряду с техногенным будинажем встречен и природный, который развит в каменной соли Б–В в верхней части вертикально опущенного вниз МКЦ после отработки пласта АБ в камерах 50 и 52 (см. рис. 2.91). В данном случае будинаж располагается в нормальных крыльях антиклинальных и синклинальных структур, опрокинутых на запад и занимает закономерное место, возникшее тектоническим растяжением, обусловленном сжатием при складкообразовании.

3. ОБОБЩЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ СОЛЯНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Современный облик соляных пород месторождения формировался в течение длительного геологического времени, которое включает их седиментацию, диагенез (литификацию), стадии катагенеза или термодинамометаморфизма. Последние две стадии трудно отличить друг от друга в месторождениях с развитием складчатых и разрывных дислокаций продольного сжатия[1]. Катагенез в зарубежной литературе приравнивается к «стадии позднего диагенеза» /263/, а в нашей – означает стадию изменения осадочных пород, которая следует за диагенезом, но предшествует метаморфизму /48/ в процессе их погружения на глубины более 2,5 км. Теоретически катагенез должен выразиться повсеместно по площади месторождения и поступательно – с глубиной погружения соляной толщи, усиливаясь от ее кровли к подошве. Именно так понимал катагенез М.П. Фивег /277/, отнеся к этой стадии структуры и текстуры динамофлюидального течения, наблюдаемые в подстилающей каменной соли. Однако, после обнаружения В.А. Вахрамеевой этих же структур и текстур в сильвинит-карналлитовой зоне, отпала необходимость в выделении катагенеза как стадии преобразования соляных пород ВКМКМС. С этим согласуется положение А.А. Иванова /105/ о том, что соляные породы данного месторождения никогда не были погружены на глубины более 1,0 км.

Термодинамометаморфизм. как следствие тектоники продольного сжатия односторонним давлением с востока, должен локализоваться по площади, в отличие от катагенеза, вдоль тектонически интенсивно «переработанных» зон независимо от глубины залегания соляной толщи. Геометрия этих зон и структур продольного сжатия должна быть близкой. Как показали исследования таких зон на других месторождениях /47, 83, 337, 348/, в них происходит коренное изменение минерального состава пластов калийно- магниевых солей и их петрографических особенностей.

Термодинамометаморфизм соляных пород, как научное направление исследований в области соляной геологии, стал развиваться в конце 70-х годов при изучении преобразований соляных пород Калуш-Голынского (Предкарпатский прогиб, /67, 68, 71/) и Индерского /83/ месторождений, а также калийных пластов Стассфурт и Гессен немецкого цехштейна /348/. Его основы были заложены еще в 30-е годы Ю.В. Морачевским /175/ и Е.Э. Разумовской /243/ на базе исследования карналлитовых пород и пестрых сильвинитов ВКМКМС, а истоки уходят к началу 20-го столетия, когда немецкий ученый Эрдманн предположил, что вторичные процессы в соляных породах могут происходить не только путем растворения[2], но и перекристаллизации с участием незначительного количества кристаллизационной воды, выделившейся при возрастании температуры и давления /328/.

Позже мы возвратимся к вопросу о правомерности предположений Эрдманна на основе рассмотрения результатов экспериментальных работ по воздействию на соляные минералы и породы высоких давлений и относительно высоких температур. Здесь же отметим, что взгляды Е.Э. Разумовской – Ю.В. Морачевского об образовании пестрых сильвинитов за счет динамометаморфизма карналлитовых пород также, как и взгляды Г.А. Бюллера о существовании надвигов, были забыты. Этому отчасти способствовало появление новой проблемы в геологии ВКМКМС, а именно: происхождение зоны разубоживания/замещения (Р/З) промышленных пластов, установленной впервые в 1948 г. М.С. Исаковой /105/ на Соликамском руднике (ныне СКПРУ-1).

---

[1] Позднедевонские соляные породы Старобинского месторождения (Белоруссия), вероятнее всего, претерпели катагенетические преобразования, так как после их седиментации и диагенеза продолжалось устойчивое погружение соляной толщи в связи с продолжавшимися здесь процессами тектонического растяжения земной коры (рифтогенез /42, 69/).

[2] Менее минерализованными водами, появившимися при диагенезе (А.Е. Ходьков), при дегидратации первичных гипсов (Г. Борхерт), извне соляной толщи (снизу, сверху или сбоку, Г. Борхерт, А.Е. Ходьков).

Не будет преувеличением утверждать, что начиная с 50-х годов и до настоящего времени практически все литогеохимические исследования были направлены к решению двух основных вопросов, касающихся происхождения зон разубоживания/замещения и пестрых сильвинитов. А.А. Иванов, исследовавший тектонику ВКМКМС на протяжении более 40 лет и рассмотрев возможность образования зон Р/З «под влиянием и в процессе тектогенеза» (п. 4, с. 191/105/), категорично заявил: «... можно apriori утверждать, что отмеченные в пунктах 4, 5, 7 (с. 191) гипотезы образования разубоженных зон к Верхнекамскому месторождению неприложимы» (с. 194). Ошибочность «аргументов» А.А. Иванова относительно «сильвинитизации карналлита давлением» отмечена в гл. 2.2.3.2, а некорректность его утверждения о непричастности тектоники к происхождению зон Р/З или «галитизации сильвинитов» будет показана ниже при рассмотрении внутреннего строения зон галитизации сильвинитов, их временно-пространственной связи с зонами сильвинитизации карналлитов и складчато-разрывных дислокаций и определении основных минералопреобразующих и минералообразующих процессов, имевших место при галитизации сильвинитов и сильвинитизации карналлитов.

3.1. Зоны разубоживания/замещения (Р/З)

3.1.1. Внутреннее строение зон Р/З

В процессе формирования зон Р/З образуются их внешняя и внутренняя структуры. Главной особенностью внешней структуры зон Р/З Верхнекамского месторождения является западная вергентность, означающая перемещение к западу (к северо- и юго-западу) снизу вверх разубоженных пластов /72/. В результате зоны Р/З имеют в пространстве асимметричную внешнюю форму с более крутым наклоном западного края относительно восточного.

Среди изученных нами Р/З выделяются крупные протяженностью по длинной оси более 1 км, средние – от 1,0 до 0,1 км и мелкие – менее 0,1 км. Ниже рассмотрим внутреннее строение зон Р/З раздельно по шахтным полям ОАО «Уралкалий» и ОАО «Сильвинит».

3.1.1.1. Зоны галитизации сильвинитов в пределах шахтных полей ОАО «Уралкалий»

Ныне действующие рудники ОАО «Уралкалий» занимают более 260 км^2 площади южной части Верхнекамского месторождения, в том числе БКПРУ-1 около 43,5, БКПРУ-2 – 67 и БКПРУ-4 – 150 км^2. По степени отработки сохраняется эта же последовательность, что определяется количеством пройденных подземных выработок и соответственно документацией. При исследовании и систематизации зон галитизации степень отработки, а, следовательно, и геологической изученности, имеет одно из решающих значений, т. к. позволяет наиболее полно расшифровать их внутреннюю тектоническую структуру и проследить закономерности изменения минералогического состава как вне, так и внутри этих зон. Вскрытые и изученные зоны галитизации на площади шахтных полей ОАО «Уралкалий» распределены неравномерно: максимально в пределах шахтного поля БКПРУ-2 и в наименьшей степени на площади БКПРУ-1. В этом порядке и рассмотрим особенности строения зон Р/З по шахтным полям БКПРУ-2, БКПРУ-4 и БКПРУ-1.

В пределах шахтного поля БКПРУ–2 вскрыто и задокументировано около 150 зон разубоживания (рис. 3.1). Наиболее крупные зоны расположены в западной половине шахтного поля, в районе 5–7 западных штреков (рис. 3.2) и на самом западе в районе скв. 117 г., но большее количество изученных зон приурочено к северо-восточной части шахтного поля, в районе 6–18 восточных штреков. Они имеют более мелкие размеры, чем в западной части шахтного поля, хотя по принятой нами классификации на 6–8 восточных штреках отмечаются и средние (рис. 3.3).

Внутреннее строение зон галитизации рассмотрим на примере зон, вскрытых в пределах 6–8 северо-восточных штреков БКПРУ-2 (рис. 3.4). Для сравнения на рис. 3.4 приведено и строение зоны, вскрытой на 1 западном блоке II ЮВП БКПРУ-4, имеющей совершенно аналогичные элементы внешней и внутренней структур.

В строении восточного склона выделяется полого воздымающаяся на запад (под углом 5–8°) линия, которая делит пласт сп. II на верхнюю (восточную) сильвинитовую и нижнюю (западную) галитизированную часть, резко различающиеся по структурному рисунку (рис. 3.4). При этом, если в восточной части рисунка нижняя граница сильвинитов непосредственно соприкасается со слоем 2, т. е.

расположена в подошве слоя 1, то в западной части эта граница непосредственно примыкает к подошве «коржа» пл. Кр. II, т. е. на протяжении 18 м полностью исчезают сильвиниты 1 слоя, имеющие в восточной части рисунка мощность 1,8 м. Эта восточная граница галитизации (именующаяся в дальнейшем «фронтом» разубоживания) фиксирует тектоническое несогласие без взаимного нарушения сплошности пород. Лишь на участке пересечения линии «фронта» галитизации с коржом пл. Кр. II наблюдаются разрывы и раздробление пород (рис. 3.4).

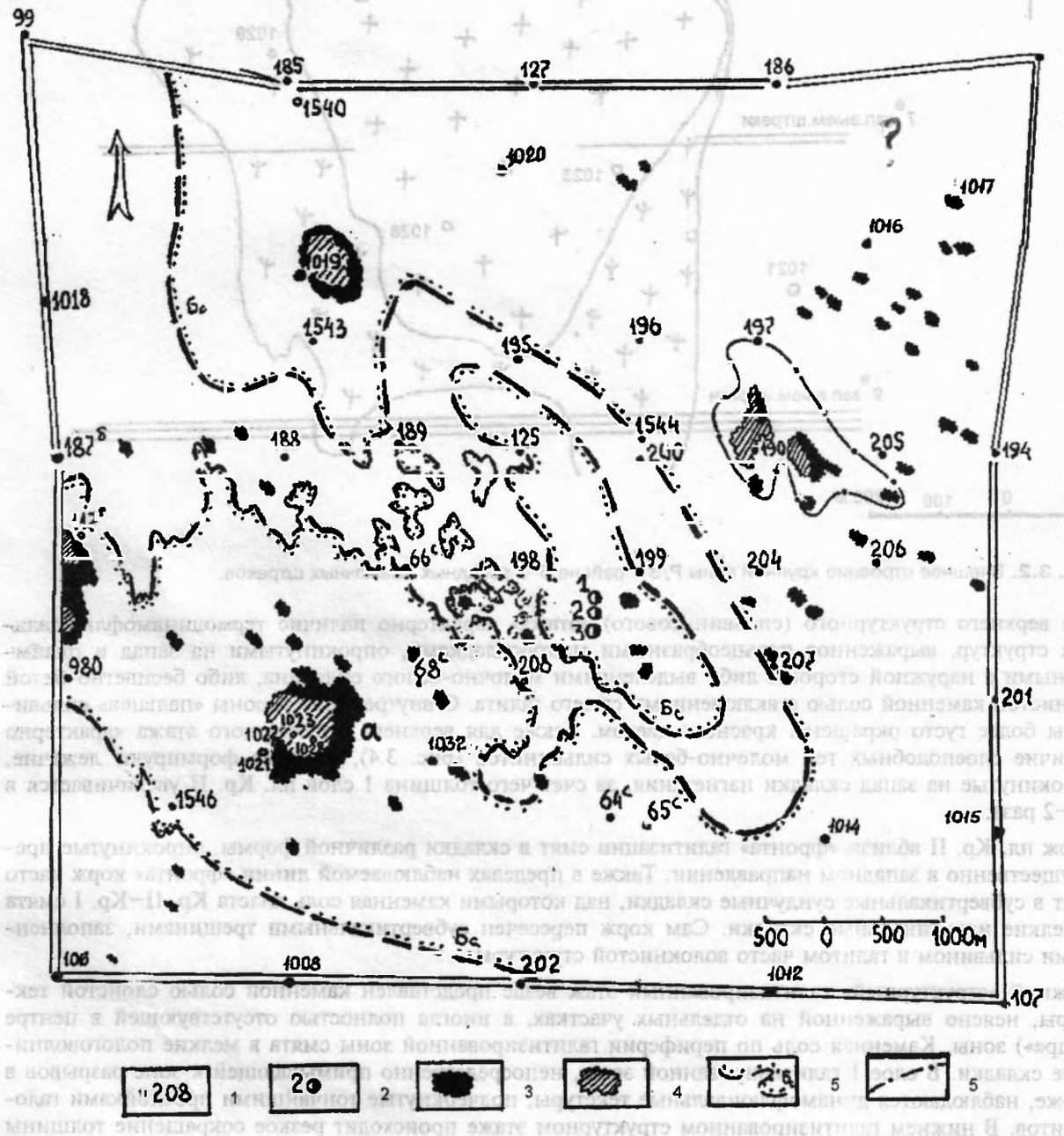


Рис. 3.1. Расположение зон Р/З в пределах шахтного поля БКПРУ-2.
1 – местоположение скважин; 2 – стволы; 3 – зоны разубоживания по пласту КР. II с размерами по длиннной оси более 30 м; 4 – разубоживание по пласту АБ; 5 – граница между пестрыми сильвинитами и смешанными солями пласта Б; 6 – контур предполагаемой галитизации пласта КР. IIIа.

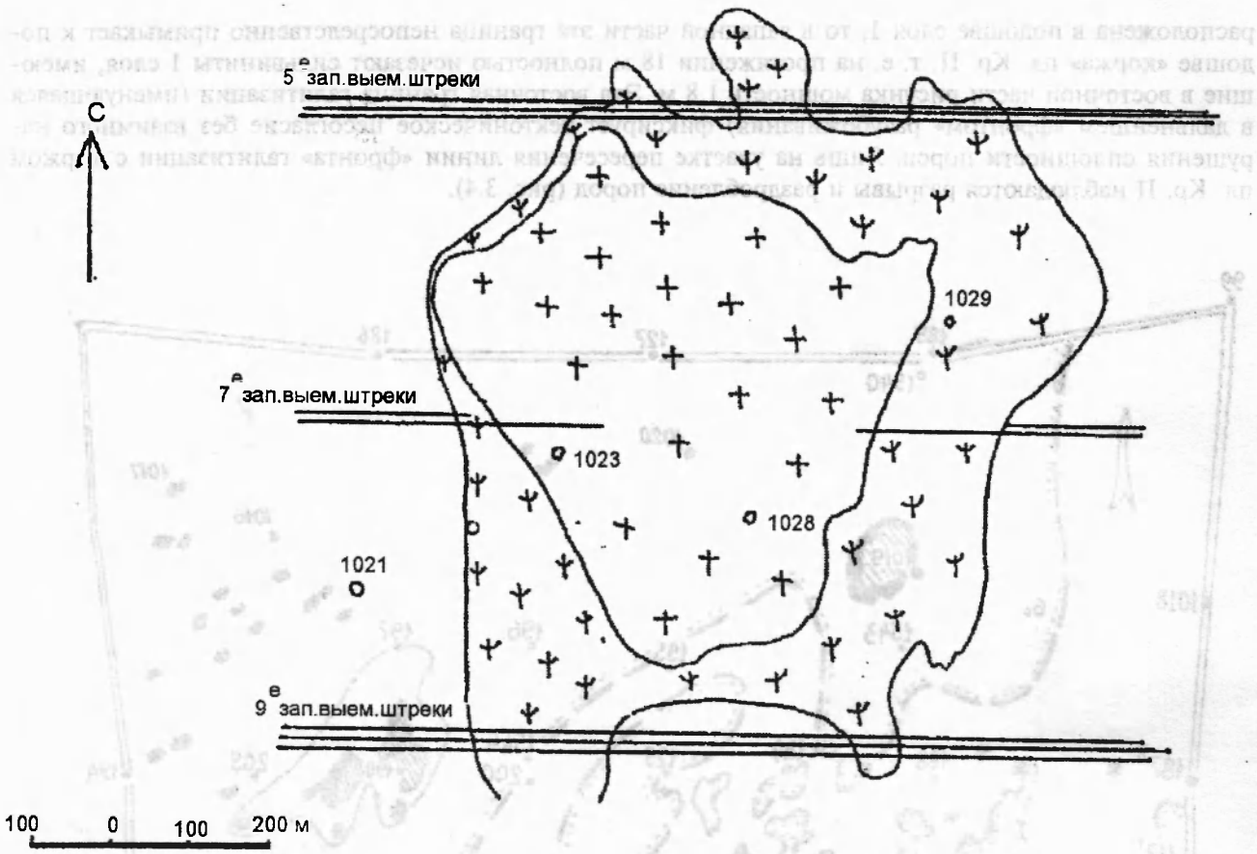


Рис. 3.2. Внешнее строение крупной зоны Р/З в районе 5–9 западных выемочных штреков.

Для верхнего структурного (сильвинитового) «этажа» характерно наличие термодинамофлюидальных структур, выраженное пальцеобразными микроскладками, опрокинутыми на запад и окаймленными с наружной стороны либо выделениями молочно-белого сильвина, либо бесцветно-белой зернистой каменной солью с включениями синего галита. С внутренней стороны «пальцев» сильвиниты более густо окрашены красным цветом. Также для верхнего структурного этажа характерно наличие слоеподобных тел молочно-белых сильвинитов (рис. 3.4), которые формируют лежачие, опрокинутые на запад складки нагнетания, за счет чего толщина 1 слоя пл. Кр. II увеличивается в 1,5–2 раза.

Корж пл. Кр. II вблизи «фронта» галитизации смят в складки различной формы, опрокинутые преимущественно в западном направлении. Также в пределах наблюдаемой линии «фронта» корж часто смят в субвертикальные сундучные складки, над которыми каменная соль пласта Кр. II–Кр. I смята в мелкие изоклинальные складки. Сам корж пересечен субвертикальными трещинами, заполненными сильвином и галитом часто волокнистой структуры.

Нижний «структурный» галитизированный этаж везде представлен каменной солью слоистой текстуры, неясно выраженной на отдельных участках, а иногда полностью отсутствующей в центре («ядре») зоны. Каменная соль по периферии галитизированной зоны смята в мелкие пологоволнистые складки. В слое 1 галитизированной зоны, непосредственно примыкающей к зоне разрывов в корже, наблюдаются динамофлюидальные текстуры, подчеркнутые тончайшими прослойками галопелитов. В нижнем галитизированном структурном этаже происходит резкое сокращение толщины первоначально сильвинитовых слоев (и соответственно всего пласта Кр. II), которое особенно хорошо отмечается в местах, где в стенке выработки наблюдается «корж» пласта Кр. II и полосчатая каменная соль, подстилающая пласт. Так, например, на 9-м восточном северном транспортном штреке, в 36 м к востоку от мт 3–20, толщина галитизированного пласта Кр. II составляет около 2 м (рис. 3.4), а за пределами зоны галитизации – 4,5–5 м. Такое значительное уменьшение толщины свидетельствует о доминанте выноса вещества при образовании зон галитизации.

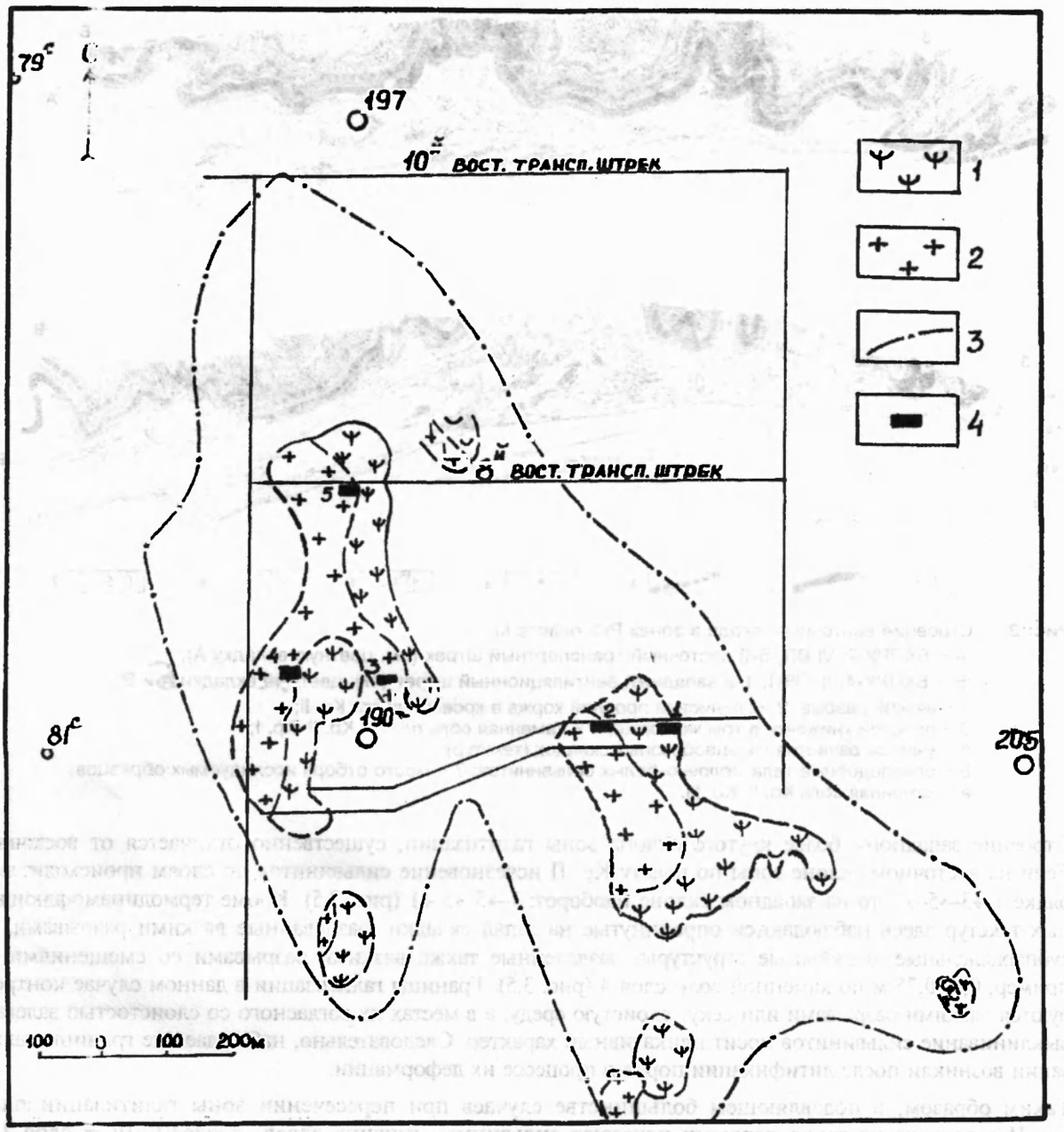


Рис. 3.3. Внешнее строение зоны Р/З в пределах 6–8 СВП БПКРУ-2.
1, 2 – зоны Р/З (1 – Кр. II; 2 – АБ); 3 – предполагаемый контуру зоны Р/З пл. Кр. IIIв;
4 – расположение разрезов, описанных в тексте.

Отмеченные выше особенности строения восточной части зоны галитизации указывают на то, что резко различающиеся между собой «структурные» этажи разделены поверхностью «вязкого» разрыва, вдоль которой верхний этаж перемещен субгоризонтально по отношению к нижнему. При этом верхний этаж пережил два этапа складчатости: один общий до образования разрыва и второй эпизодический, связанный с его перемещением. При его перемещении возникало встречное сопротивление со стороны автохтонного массива, что вызывало образование субвертикальных сундучных складок ближе к разрыву. «Вязкий» разрыв (по терминологии Е.И. Паталаха /1973/), описанный для солянокупольных областей /193/, возникает при пластичном состоянии соляных пород, обусловленном повышением термодинамических условий, которое (как будет показано ниже) несомненно, имело место при образовании зон галитизации.

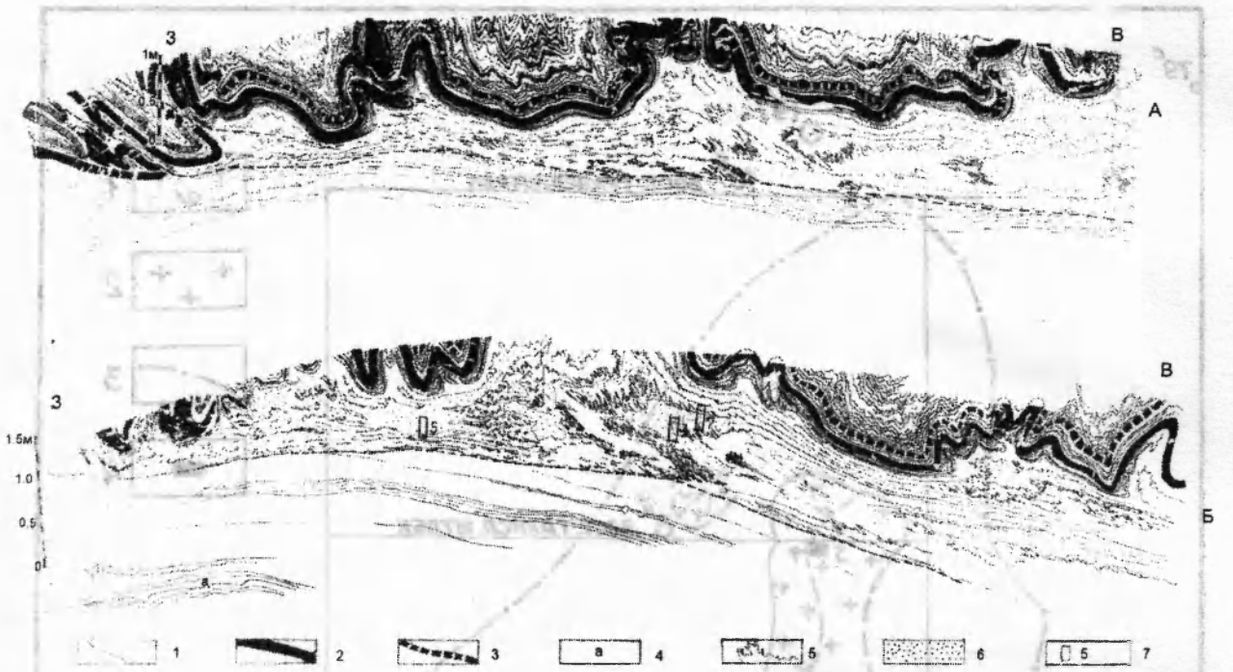


Рис. 3.4. Строение восточного входа в зонах Р/З пласта Кр. II.
А – БКПРУ-2, VI ВП, 6-й восточный транспортный штрек (см. цветную вкладку А);
Б – БКПРУ-4, II ЮВП, 1-й западный вентиляционный штрек (см. цветную вкладки Б и В).
1 – вязкий разрыв; 2 – глинистый прослой коржа в кровле пласта Кр. II;
3 – прослой книжечки в том же корже; 4 – каменная соль пласта Кр. II–Кр. I;
5 – участок развития пальцеобразных складок (текстур);
6 – слоеподобные тела молочно-белых сильвинитов; 7 – место отбора исследуемых образцов,
а – каменная соль Кр. II–Кр. III.

Строение западного, более крутого склона зоны галитизации, существенно отличается от восточного. Если на восточном склоне зоны по пласту Кр. II исчезновение сильвинитов по слоям происходит в порядке 1→3→5→7, то на западном склоне наоборот: 7→5→3→1 (рис. 3.5). Кроме термодинамофлюидальных текстур здесь наблюдаются опрокинутые на запад складки, разорванные вязкими разрывами, или субпараллельные чешуйчатые структуры, разделенные также вязкими разрывами со смещениями, например, 0,3–0,75 м по каменной соли слоя 4 (рис. 3.5). Границы галитизации в данном случае контролируются вязкими разрывами или секут слоистую среду, а в местах их согласного со слоистостью залегания выклинивание сильвинитов носит пликативный характер. Следовательно, наблюдаемые границы галитизации возникли после литификации пород в процессе их деформации.

Таким образом, в подавляющем большинстве случаев при пересечении зоны галитизации пласта Кр. II с востока на запад первыми исчезают сильвиниты нижних слоев, последними – слоя 1, их исчезновение контролируется полого воздымающейся на запад линией вязкого разрыва (фронт галитизации).

На западном склоне зоны галитизации первыми появляется сильвиниты нижних слоев, последними – слоя 1. Их появление контролируется не одной линией, а зоной, представленной серией опрокинутых на запад пликативных и разрывных нарушений. Это объясняет отмеченные выше особенности внешней формы зон галитизации и их западную вергентность. На основании изложенных отличий предлагается обозначить восточный пологий склон зон галитизации как «вход» в нее, а западный, более крутой – как «выход» из зоны галитизации.

В большинстве зон галитизации, в центральной их части, выделяются участки, характеризующиеся следующими признаками:

1. Слоистость нарушена или отсутствует вовсе (в том случае, если наблюдение ведется вкрест простирания галитизированной зоны).

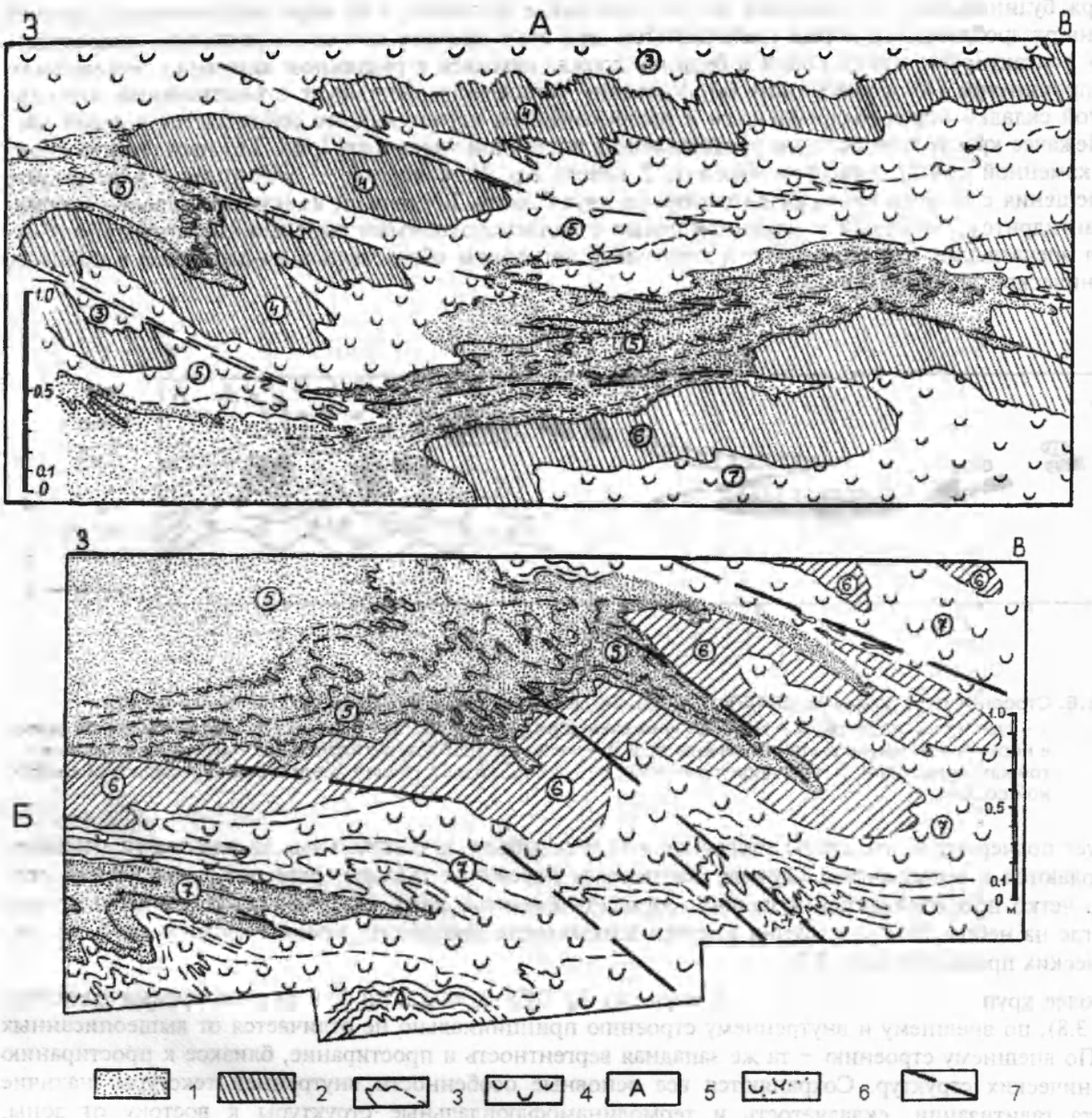


Рис. 3.5. Строение выхода из зон Р/З пласта Кр. II.
А – БКПРУ-2, VI СВП, 6-й восточный транспортный штрек (см. цветную вкладку Г);
Б – БКПРУ-4, II ЮВП, 1-й западный блоковый вентиляционный штрек (см. цветную вкладку Д).
1 – сильвинит красный; 2 –межслоевая каменная соль; 3 – прослойки галопелитов; 4 – каменная соль разубоживания; 5 – каменная соль Кр. III–Кр. II; 6 – граница рзубоживания; 7 – вязкий разрыв.
Цифры в кружках – индекс слоя.

2. Если наблюдается «корж» пласта, то он несет следы активной тектонической переработки, заключающиеся в следах микроразрывов, микронадвигов, отдельных элементов опрокинутых складок и т. д. (рис. 3.6).
3. Отмечается наличие желвакоподобных включений ангидритов, иногда целые блоки массивного ангидрита (рис. 3.6).
4. Как отмечалось выше, наблюдается значительное сокращение толщины галитизированной части разреза относительно стратиграфического аналога.

Строение ядра наиболее полно можно расшифровать только при условии, если присутствует корж пласта Кр. II, сложенный в нормальном разрезе внизу глинистым прослоем и выше – прослоем «книжечки». Такое ядро вскрыто в зоне на руднике БКПРУ-2 (рис. 3.6). Здесь в западной части яд-

ра корж будинирован, но находится еще в нормальном залегании, а по мере продвижения к востоку степень раздробленности коржа увеличивается, при этом прослои глины и «книжечки» непосредственно контактируют между собой в будинах коржа, находясь в различном залегании: нормальном (г), опрокинутом (б) и удвоенном (в). Удвоение «книжечки» фиксирует существование антиклинальной складки перед раздроблением и растаскиванием коржа (как это наблюдается в левой части). Лежачее крыло этой складки представлено в восточной части ядра (рис. 3.6) неотчетливо слоистой каменной солью, аналогом слоев 1, 2 пласта Кр. II, а висячее – уничтожено в результате перемещения с востока вдоль вязкого разрыва двух блоков. Восточный из них представлен массивным ангидритом, западный – каменной солью с желвакоподобными выделениями ангидрита. Создается впечатление, что массивные и желвачные ангидриты образовались из растворов в процессе тектонической переработки ядра.

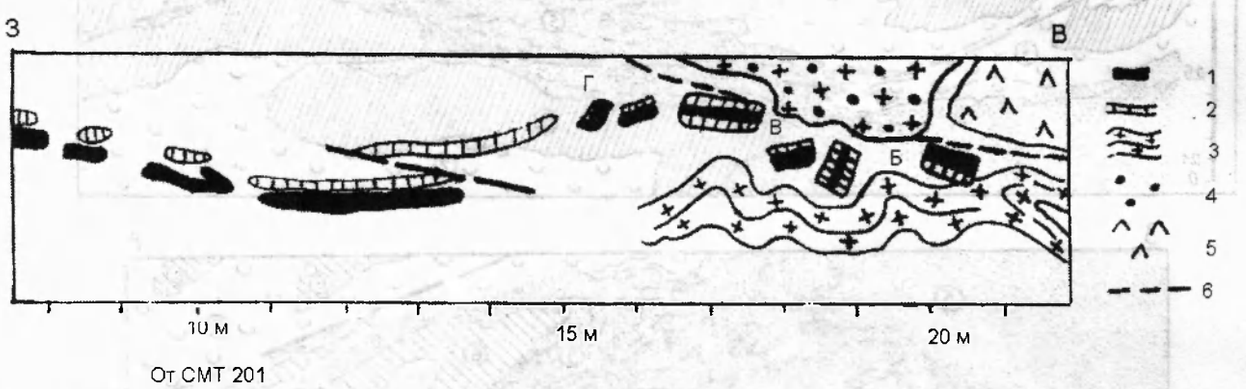


Рис. 3.6. Строение ядра зоны Р/З (БКПРУ-2, VI ВП, 8-й восточный конвейрный штрек, северная стенка).
1 – глинистый прослой; 2 – прослой книжечки коржа пласта Кр. II; 3 – реликт слоистой каменной соли в нормальном крыле лежачей синклинали; 4 – желвакоподобные ангидритовые выделения в неслоистой каменной соли; 5 – ангидритовое тело; 6 – вязкий разрыв (белое представлено неслоистой каменной солью).

Следует подчеркнуть, что следы тектонической переработки в центральных частях зон галитизации наблюдаются в большинстве случаев. Хаотически перемятые породы, разрывные нарушения особенно четко прослеживаются в мелких (согласно принятой нами классификации) зонах галитизации, где на небольшом расстоянии имеется возможность проследить полную картину влияния тектонических процессов (рис. 3.7).

Наиболее крупная зона галитизации в пределах БКПРУ-2, вскрытая 5–9 юго-западными панелями (рис. 3.8), по внешнему и внутреннему строению принципиально не отличается от вышеописанных зон. По внешнему строению – та же западная вергентность и простирание, близкое к простиранию тектонических структур. Сохраняются все основные особенности внутренней текстуры: наличие фронта галитизации, складчатость и термодинамофлюидальные структуры к востоку от зоны, складчатость и наличие мягких разрывов в западной части, и значительное сокращение толщины, нарушение слоистости и наличие ангидритовых желваков в ядре зоны галитизации. Отметим, что при изучении керна скв. 1028 (рис. 3.2) в мергелистых породах, в 20 м выше покровной каменной соли, была обнаружена трещина, выполненная кремнеземом с галитом, где иммерсионным методом определен бесцветный карналлит. Данный факт является свидетельством миграции снизу вверх хлористого магния, которая была вызвана геологическими процессами, ответственными за образование зон галитизации сильвинитов.

В пределах шахтного поля БКПРУ-4 количество вскрытых разведочными скважинами и горными выработками мелких и средних зон галитизации сильвинитов значительно меньше, чем, например, на шахтном поле БКПРУ-2 (рис. 3.1). Это связано, вероятно, как с общим геологическим строением участка, так и с меньшей эксплуатируемой площадью в пределах шахтного поля. Зоны галитизации, вскрытые скв. 473 и 482, могут быть оконтурены только приблизительно и имеют предположительно северо-восточное простирание, исходя из положения о взаимосвязи простирания зон галитизации и основного простирания тектонических структур ВКМКМС. Всего на БКПРУ-4 из занимаемой площади около 150 кв. км разрабатывается к настоящему времени около 34 кв. км в центральной части восточной половины шахтного поля.

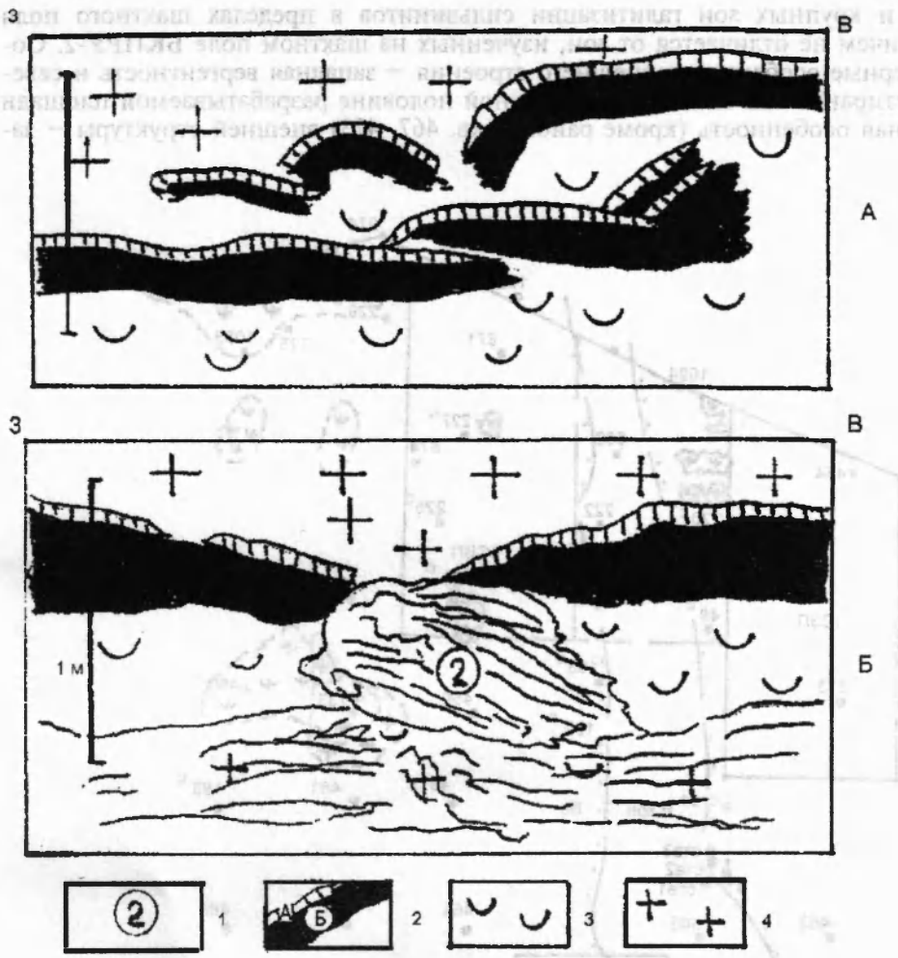


Рис. 3.7. Внутреннее тектоническое строение ядра зоны Р/З пласта Кр. II. 1 – ангизритовое «ядро», 2 – корж пласта Кр. II: на участках сжатия (А) и растяжения (Б): а – «книжечка», б – глинистая часть; 3 – каменная соль галитизированного слоя; 4 – межслоевая и межпластовая соль.

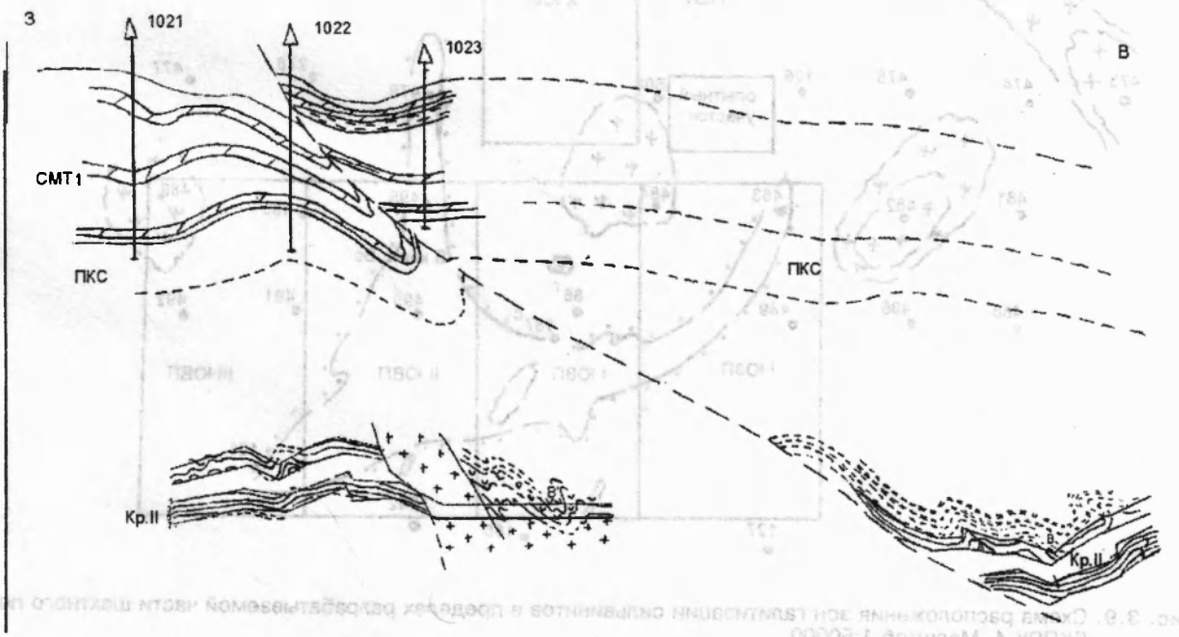


Рис. 3.8. Строение зоны Р/З на 7-м западном выемочном штреке БКПРУ-2.

Строение как мелких, так и крупных зон галитизации сильвинитов в пределах шахтного поля БКПРУ-4 принципиально ничем не отличается от зон, изученных на шахтном поле БКПРУ-2. Сохраняются основные характерные особенности внешнего строения – западная вергентность и северо-восточное, северное простирание зон галитизации в южной половине разрабатываемой площади (рис. 3.9). Сохраняется главная особенность (кроме района скв. 467, 473) внешней структуры – западная вергентность.

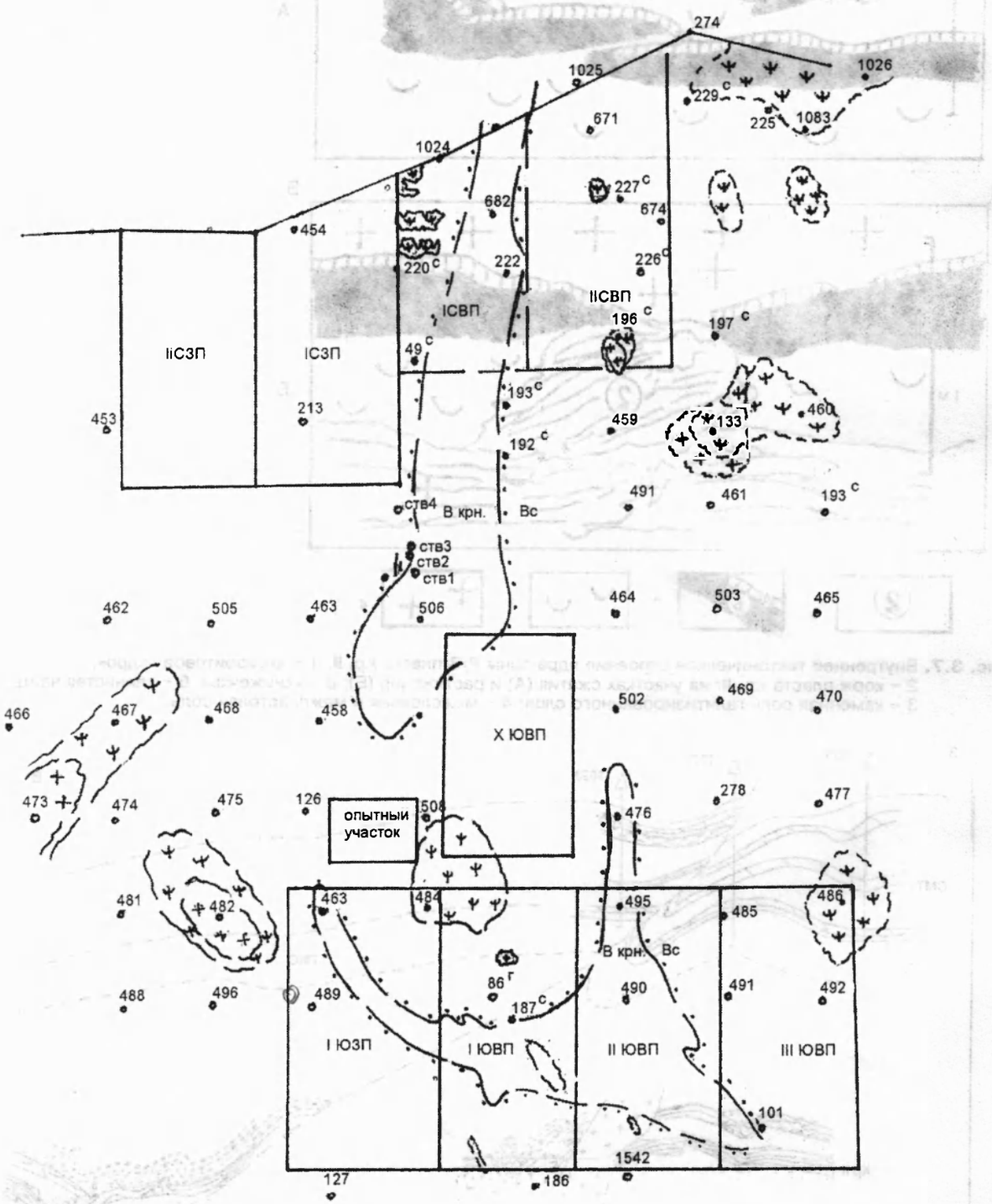


Рис. 3.9. Схема расположения зон галитизации сильвинитов в пределах разрабатываемой части шахтного поля БКПРУ-4. Масштаб 1:50000.
Условные обозначения см. рис. 3.3.

Внутреннее строение мелких и средних зон галитизации (например, зоны вскрытой на северном вентиляционном штреке 1 западного блока II ЮВП (рис. 3.9)) аналогично описанной на шахтном поле БКПРУ-2. Отличие во внешнем строении, подтверждающее положение о субпараллельности простирания зон галитизации сильвинитов и тектонических структур, заключается в том, что в северной части шахтного поля БКПРУ-4, примыкающей к Дуринскому прогибу, простирание зон изменяется на субширотное, как и простирание тектонических структур. Среди крупных зон галитизации сильвинитов подробно изучена зона в районе скв. 484 (рис. 3.9).

По особенностям строения внешней структуры данная зона аналогична всем описанным выше. Та же западная вергентность и северное простирание, близкое к простиранию окружающих тектонических структур. Отличие внутреннего строения от остальных изученных зон галитизации заключается в том, что галитизированы (представлены каменной солью) все пласты сильвинит-карналлитовой зоны.

Линия геологического профиля на рис. 3.10 проходит через главный юго-восточный конвейерный (правый) штрек, где пробуренная вниз подземная скв. 37 вскрыла шестикратное повторение маркирующего горизонта (МГ), залегающего в подстилающей каменной соли (ПдКС), при этом пятикратное повторение МГ имеет пликативную природу, а его появление в шестой раз на глуб. 23 м предваряет зона (толщиной 2–3 м) развития многочисленных зеркал скольжения по поверхностям скола в ангидритах и каменной соли. Пробуренная с поверхности скв. 1027 вскрыла эту зону на гл.385 м в каменной соли и показала, что она наклонена на восток под углом ~16° и вдоль зоны верхняя (восточная) часть разреза перемещена относительно нижней на расстояние до 40 м. Это перемещение сопровождалось в надвинутом аллохтонном крыле смятием МГ в опрокинутые на запад складки, а в поднадвиговом крыле – продольным растяжение и вертикальным раздавливанием этого горизонта. В ПдКС в районе скв. 1027 широко развиты термофлюидальные текстуры – микроскладки с погружением осевых поверхностей на восток и опрокидыванием на запад, т. е. эти текстуры отражают перемещение вещества тектоническим давлением с востока, связанное в данном случае с надвигообразованием. В одном из образцов каменной соли, расположенном на уровне пласта Кр. III (скв. 1027, инт. 321,5–321,6$_м$) наблюдались все виды динамического воздействия в последовательности от трансляционного скольжения (линии «Чернова-Людерса») до ротационной перекристаллизации и, наконец, образования системы субгоризонтальных трещин расслоения (см. гл. 3.3). Как видно из рис. 3.10, внешняя форма зоны разубоживания резко асимметрична. Зона разубоживания расположена непосредственно над зоной надвига, и как отмечалось, галитизированы все пласты сильвинитовой и сильвинит-карналлитовой зон.

В пределах шахтного поля БКПРУ-1 крупные зоны галитизации сильвинитов располагаются, как правило, в пределах западного склона Березниковского поднятия на северо-западе шахтного поля.

Наиболее полно была изучена зона галитизации, расположенная в северной части шахтного поля, в районе скв. 96 (рис. 3.11).

Зона галитизации сильвинитов, ядро которой расположено между разведочной скв. 96 и подземной скв. 655, имеет северо-западное простирание, ее ширина составляет 250–300 м, длина – более 700 м. В отличие от других изученных крупных зон галитизации, исследуемая зона характеризуется развитием псевдосильвинитов по пластам АБ и Кр. II. При рассмотрении соотношения простирания зоны галитизации и простирания основных структурных элементов пласта АБ (рис. 3.12), отмечается их линейность и субпараллельность.

Интерес к исследуемой зоне галитизации проявлен по двум причинам: во-первых она располагается под г. Березники и оценка опасности ВЗТ в данном участке приобретает чрезвычайно важное значение. Во-вторых, данная зона по литологическим особенностям слагающих ее пород отличается от ранее исследованных развитием «псевдосильвинитов», имеющих красно-розовую окраску и визуально почти неотличимых от сильвинитовой породы. «Псевдосильвинит» имеет четкий реликтовый характер, обусловленный сохранением в основной массе породы остаточных форм гидроокисных соединений железа во вновь образованном галите и в промежутках между его зернами, реликтовых (оплывших, корродированных) включений сильвина и редких скоплений и одиночных выделений зерен перистого галита.

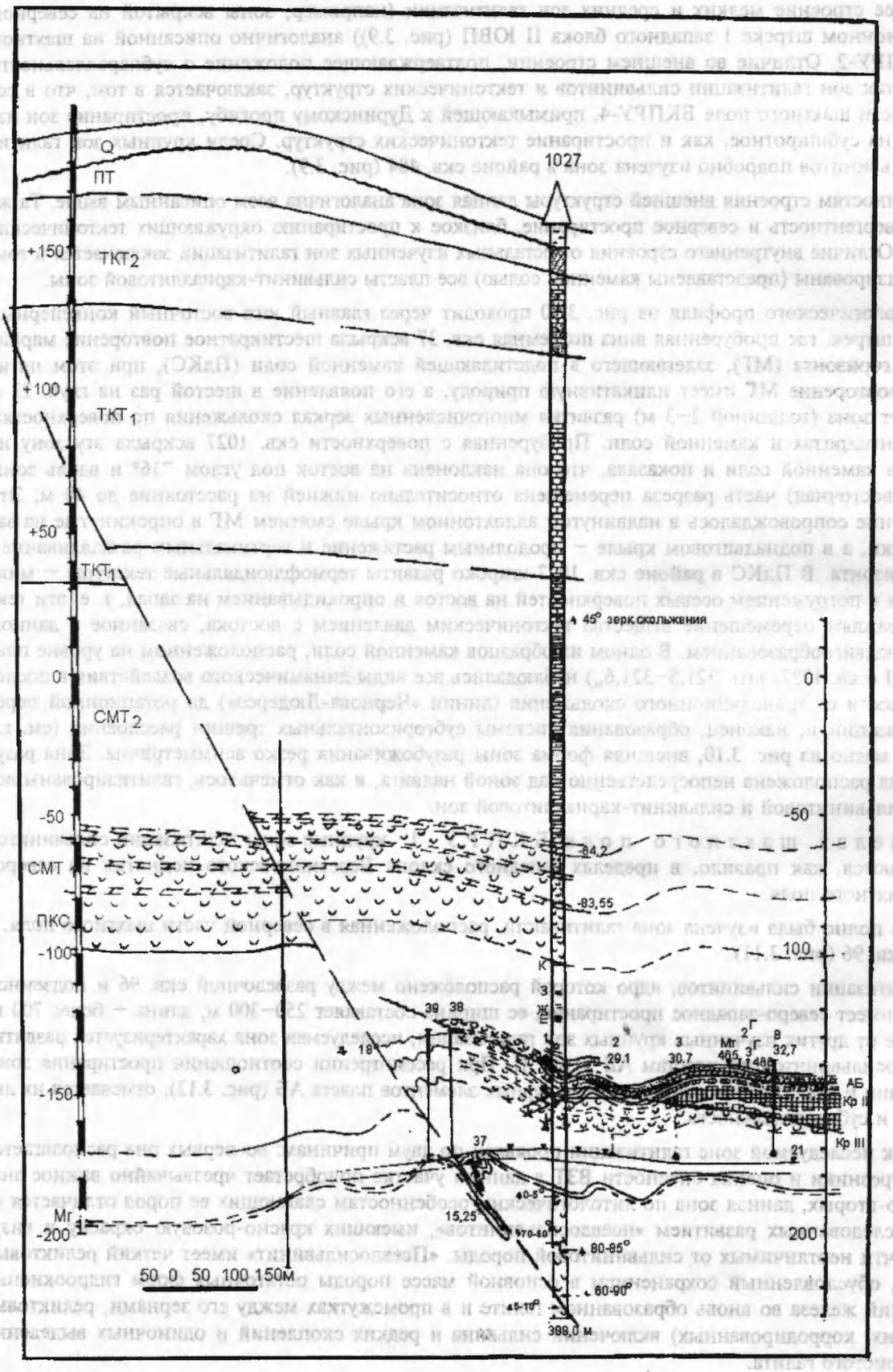


Рис. 3.10. Геологический профиль по главному юго-восточному штреку, БКПРУ-4. «Вход» в зону Р/З района скв. 484.

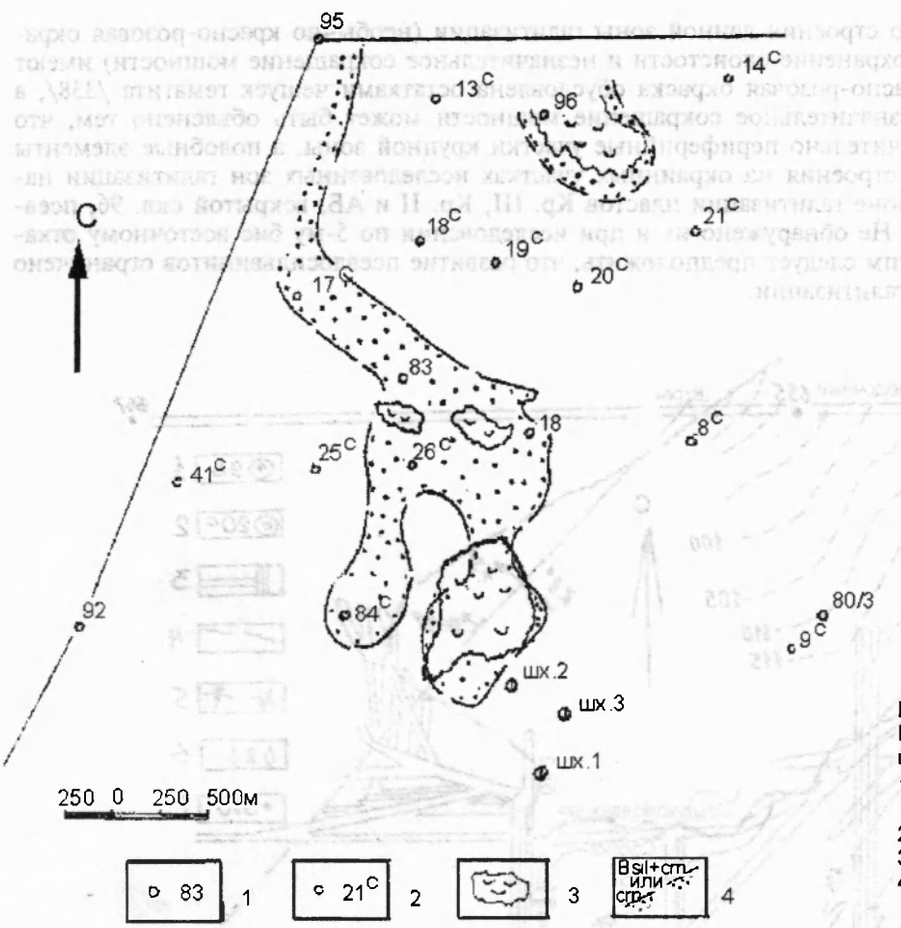


Рис. 3.11. Местоположение Р/З в северо-восточной части шахтного поля БКПРУ-1.

1 – поверхностные разведочные скважины;
2 – структурные скважины;
3 – контуры зон Р/З;
4 – границы развития пестрых сильвинитов пласта В.

Для выявления особенностей тектоники района распространения зоны галитизации в целом и ее внутреннего строения, кроме ромбоэдров скалывания, важными являются результаты подробного анализа строения скв. 96, пробуренной в западной части зоны разубоживания (рис. 3.12). Разрез скв. 96 характеризуется следующими особенностями:

1. Полной галитизацией пластов Кр. III, Кр. II, АБ;
2. Полным отсутствием карналлитовых пород в сильвинит-карналлитовой зоне и, наконец,
3. Наличием в разрезе выше пласта Е семи пластов вместо 4-х (Ж, З, И, К), представленных пестрыми сильвинитами (рис. 3.13).

Последняя особенность указывает на удвоение разреза между пластом Е и покровной каменной солью (ПКС), что предполагает наличие разрывно-складчатых дислокаций, расположенных вероятнее всего в самом ядре зоны галитизации. Как будет показано ниже, выявленные особенности внутренней структуры зоны галитизации сильвинитов (скв. 96), как и наличие синей каменной соли, являются важным моментом при рассмотрении вопроса о влияние тектонических процессов на образование исследуемых зон галитизации сильвинитов.

По воздухоподающей сбойке между выработками 1 и 2 блоков зона галитизации прослеживается лишь фрагментарно (рис. 3.12, 3.14, б), причем галитизирован в основном пласт А, что может свидетельствовать о наклоне «фронта» зоны галитизации в южном или юго-восточном направлениях. Пласт А в галитизированной части представлен красно-розовой каменной солью («асевдосильвинит»). В каменной соли междупластья Б–В над галитизированными участками изредка наблюдаются вкрапления белого крупнокристаллического сильвина с каемкой красного сильвина, что свидетельствует о выносе материала из галитизированной части разреза. Галитизированная часть пласта Б также представлена красно-розовой солью. Изредка в пласте Б нормального состава над галитизированным пластом А отмечаются «каналы», подобные вышеописанным, которые также выполнены перекристаллизованной каменной солью с белыми кристаллами сильвина, количество которых значительно больше, чем в «каналах» пл. Кр. II. Вероятно, подобные каналы представляли собой пути миграции вещества из галитизированных частей разреза. Следует отметить, что некото-

рые особенности внутреннего строения данной зоны галитизации (необычно красно-розовая окраска разубоженной породы, сохранение слоистости и незначительное сокращение мощности) имеют конкретные объяснения. Красно-розовая окраска обусловлена остатками чешуек гематита /338/, а сохранение слоистости и незначительное сокращение мощности может быть объяснено тем, что выработки вскрывают исключительно периферийные участки крупной зоны, а подобные элементы внутреннего тектонического строения на окраинных участках исследованных зон галитизации наблюдались и ранее /191/. В зоне галитизации пластов Кр. III, Кр. II и АБ, вскрытой скв. 96, псевдосильвиниты не встречены. Не обнаружено их и при исследовании по 5-му бис восточному откаточному штреку. В связи с этим следует предположить, что развитие псевдосильвинитов ограничено периферийной частью зоны галитизации.

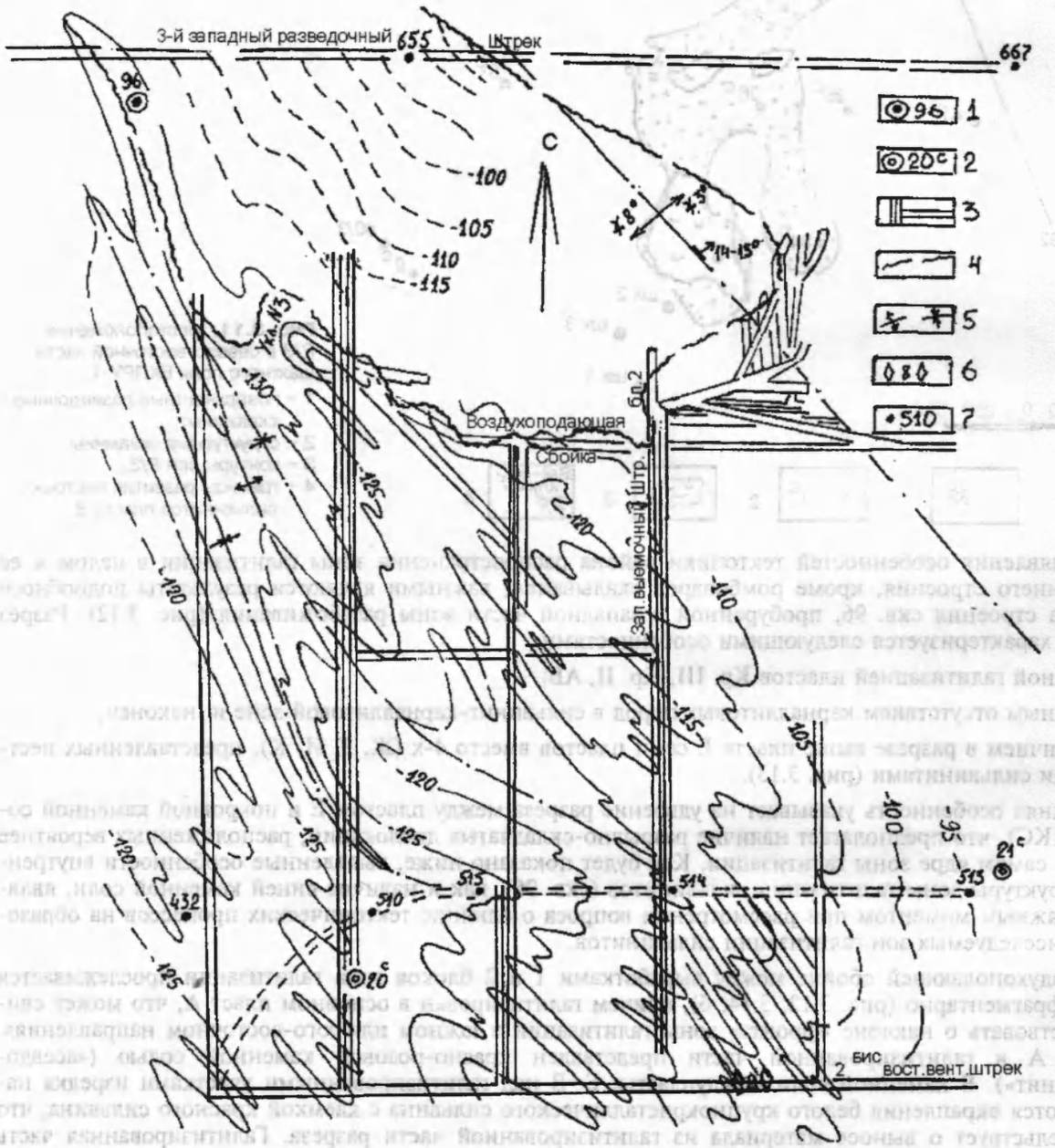


Рис. 3.12. Структурная схема поверхности пласта АБ, восточная панель, 4-й бис, БКПРУ-1 (построение Н.М. Джиноридзе, 1992).

1 – поверхностные разведочные скважины; 2 –структурные скважины; 3 – подземные выработки; 4 – граница зоны Р/З по пласту АБ; 5 – оси антиклинальной (а) и синклинальной (б) складок; 6 – местоположение «ромбоэдров скалывания»; 7 – подземные скважины.

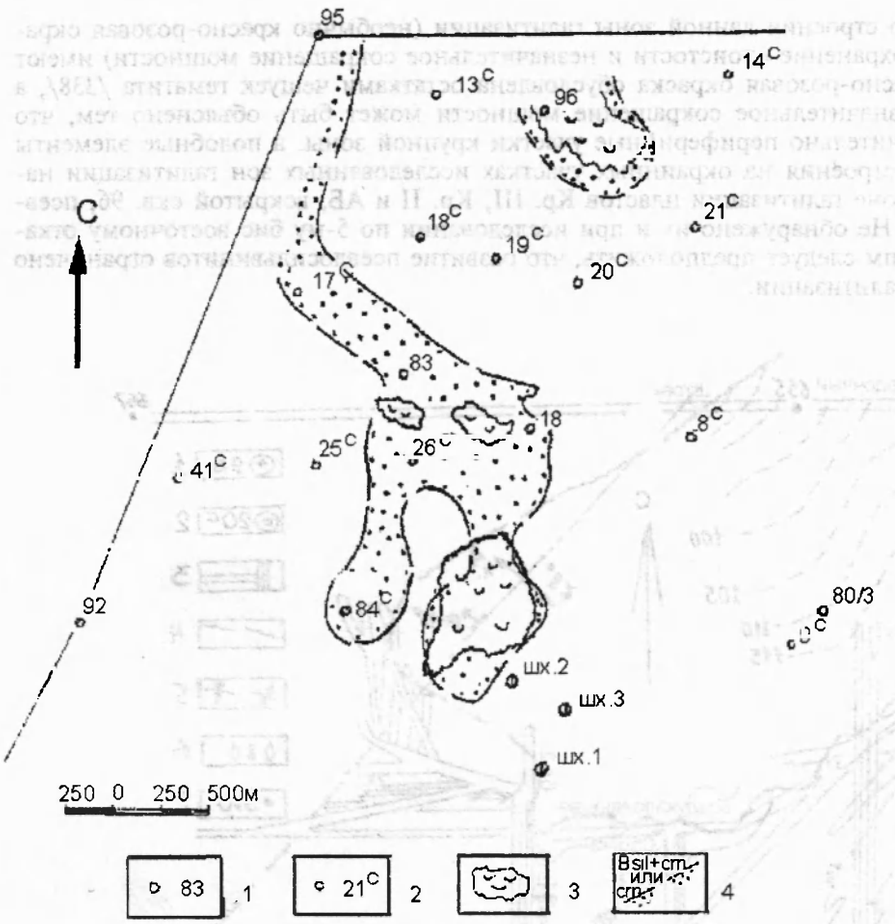


Рис. 3.11. Местоположение Р/З в северо-восточной части шахтного поля БКПРУ-1.

1 – поверхностные разведочные скважины;
2 – структурные скважины;
3 – контуры зон Р/З;
4 – границы развития пестрых сильвинитов пласта В.

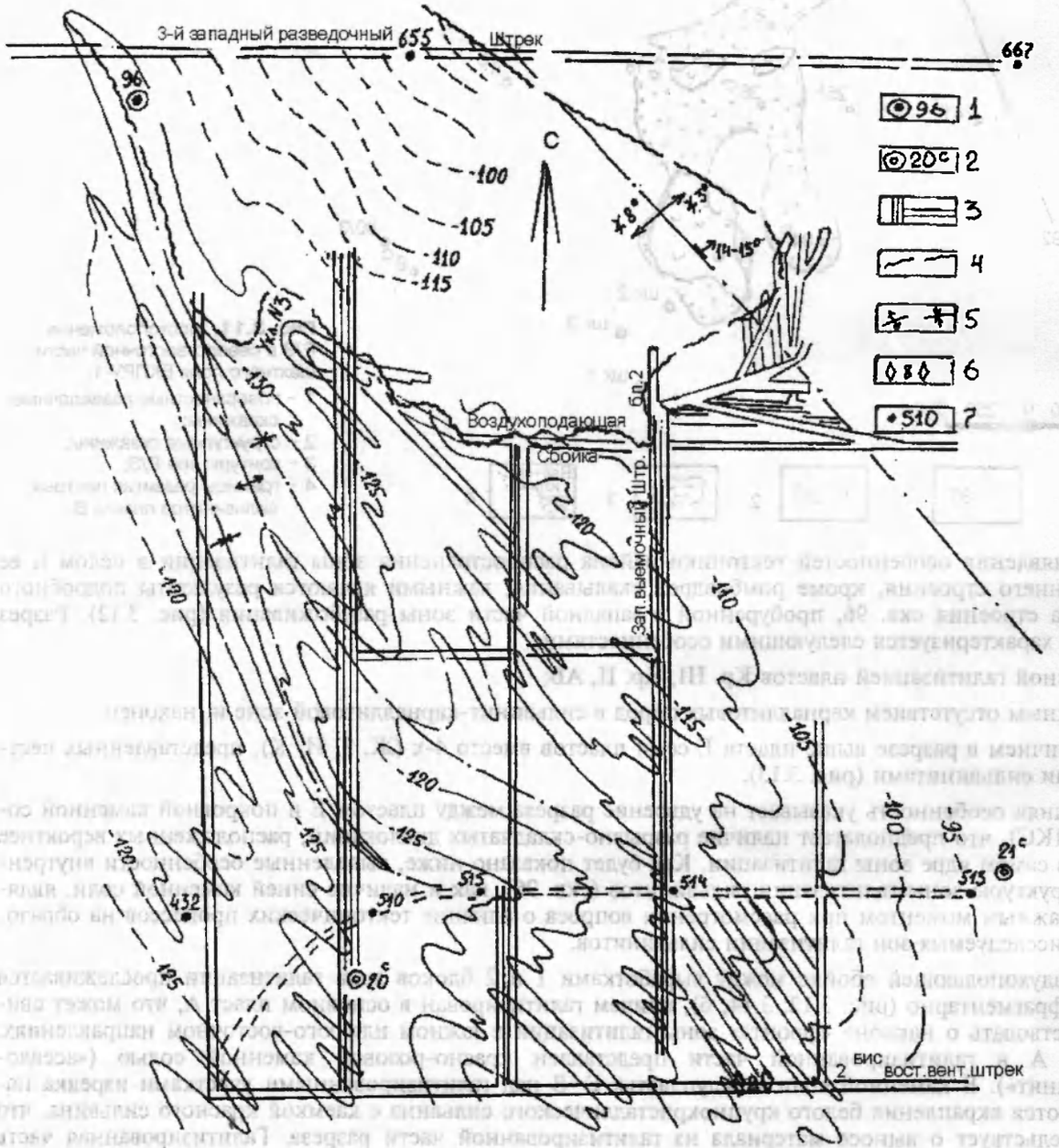
Для выявления особенностей тектоники района распространения зоны галитизации в целом и ее внутреннего строения, кроме ромбоэдров скалывания, важными являются результаты подробного анализа строения скв. 96, пробуренной в западной части зоны разубоживания (рис. 3.12). Разрез скв. 96 характеризуется следующими особенностями:

1. Полной галитизацией пластов Кр. III, Кр. II, АБ;
2. Полным отсутствием карналлитовых пород в сильвинит-карналлитовой зоне и, наконец,
3. Наличием в разрезе выше пласта Е семи пластов вместо 4-х (Ж, З, И, К), представленных пестрыми сильвинитами (рис. 3.13).

Последняя особенность указывает на удвоение разреза между пластом Е и покровной каменной солью (ПКС), что предполагает наличие разрывно-складчатых дислокаций, расположенных вероятнее всего в самом ядре зоны галитизации. Как будет показано ниже, выявленные особенности внутренней структуры зоны галитизации сильвинитов (скв. 96), как и наличие синей каменной соли, являются важным моментом при рассмотрении вопроса о влияние тектонических процессов на образование исследуемых зон галитизации сильвинитов.

По воздухоподающей сбойке между выработками 1 и 2 блоков зона галитизации прослеживается лишь фрагментарно (рис. 3.12, 3.14, б), причем галитизирован в основном пласт А, что может свидетельствовать о наклоне «фронта» зоны галитизации в южном или юго-восточном направлениях. Пласт А в галитизированной части представлен красно-розовой каменной солью («асевдосильвинит»). В каменной соли междупластья Б–В над галитизированными участками изредка наблюдаются вкрапления белого крупнокристаллического сильвина с каемкой красного сильвина, что свидетельствует о выносе материала из галитизированной части разреза. Галитизированная часть пласта Б также представлена красно-розовой солью. Изредка в пласте Б нормального состава над галитизированным пластом А отмечаются «каналы», подобные вышеописанным, которые также выполнены перекристаллизованной каменной солью с белыми кристаллами сильвина, количество которых значительно больше, чем в «каналах» пл. Кр. II. Вероятно, подобные каналы представляли собой пути миграции вещества из галитизированных частей разреза. Следует отметить, что некото-

рые особенности внутреннего строения данной зоны галитизации (необычно красно-розовая окраска разубоженной породы, сохранение слоистости и незначительное сокращение мощности) имеют конкретные объяснения. Красно-розовая окраска обусловлена остатками чешуек гематита /338/, а сохранение слоистости и незначительное сокращение мощности может быть объяснено тем, что выработки вскрывают исключительно периферийные участки крупной зоны, а подобные элементы внутреннего тектонического строения на окраинных участках исследованных зон галитизации наблюдались и ранее /191/. В зоне галитизации пластов Кр. III, Кр. II и АБ, вскрытой скв. 96, псевдосильвиниты не встречены. Не обнаружено их и при исследовании по 5-му бис восточному откаточному штреку. В связи с этим следует предположить, что развитие псевдосильвинитов ограничено периферийной частью зоны галитизации.


3-й западный разведочный
655
Штрек
667
96
С
-100
-105
-110
-115
-130
-120
-125
-135
-140
-145
-150
-155
-160
-165
-170
-175
-180
-185
-190
-195
-200
-205
-210
-215
-220
-225
-230
-235
-240
-245
-250
-255
-260
-265
-270
-275
-280
-285
-290
-295
-300
-305
-310
-315
-320
-325
-330
-335
-340
-345
-350
-355
-360
-365
-370
-375
-380
-385
-390
-395
-400
-405
-410
-415
-420
-425
-430
-435
-440
-445
-450
-455
-460
-465
-470
-475
-480
-485
-490
-495
-500
-505
-510
-515
-520
-525
-530
-535
-540
-545
-550
-555
-560
-565
-570
-575
-580
-585
-590
-595
-600
-605
-610
-615
-620
-625
-630
-635
-640
-645
-650
-655
-660
-665
-670
-675
-680
-685
-690
-695
-700
-705
-710
-715
-720
-725
-730
-735
-740
-745
-750
-755
-760
-765
-770
-775
-780
-785
-790
-795
-800
-805
-810
-815
-820
-825
-830
-835
-840
-845
-850
-855
-860
-865
-870
-875
-880
-885
-890
-895
-900
-905
-910
-915
-920
-925
-930
-935
-940
-945
-950
-955
-960
-965
-970
-975
-980
-985
-990
-995
-1000
-1005
-1010
-1015
-1020
-1025
-1030
-1035
-1040
-1045
-1050
-1055
-1060
-1065
-1070
-1075
-1080
-1085
-1090
-1095
-1100
-1105
-1110
-1115
-1120
-1125
-1130
-1135
-1140
-1145
-1150
-1155
-1160
-1165
-1170
-1175
-1180
-1185
-1190
-1195
-1200
-1205
-1210
-1215
-1220
-1225
-1230
-1235
-1240
-1245
-1250
-1255
-1260
-1265
-1270
-1275
-1280
-1285
-1290
-1295
-1300
-1305
-1310
-1315
-1320
-1325
-1330
-1335
-1340
-1345
-1350
-1355
-1360
-1365
-1370
-1375
-1380
-1385
-1390
-1395
-1400
-1405
-1410
-1415
-1420
-1425
-1430
-1435
-1440
-1445
-1450
-1455
-1460
-1465
-1470
-1475
-1480
-1485
-1490
-1495
-1500
-1505
-1510
-1515
-1520
-1525
-1530
-1535
-1540
-1545
-1550
-1555
-1560
-1565
-1570
-1575
-1580
-1585
-1590
-1595
-1600
-1605
-1610
-1615
-1620
-1625
-1630
-1635
-1640
-1645
-1650
-1655
-1660
-1665
-1670
-1675
-1680
-1685
-1690
-1695
-1700
-1705
-1710
-1715
-1720
-1725
-1730
-1735
-1740
-1745
-1750
-1755
-1760
-1765
-1770
-1775
-1780
-1785
-1790
-1795
-1800
-1805
-1810
-1815
-1820
-1825
-1830
-1835
-1840
-1845
-1850
-1855
-1860
-1865
-1870
-1875
-1880
-1885
-1890
-1895
-1900
-1905
-1910
-1915
-1920
-1925
-1930
-1935
-1940
-1945
-1950
-1955
-1960
-1965
-1970
-1975
-1980
-1985
-1990
-1995
-2000
-2005
-2010
-2015
-2020
-2025
-2030
-2035
-2040
-2045
-2050
-2055
-2060
-2065
-2070
-2075
-2080
-2085
-2090
-2095
-2100
-2105
-2110
-2115
-2120
-2125
-2130
-2135
-2140
-2145
-2150
-2155
-2160
-2165
-2170
-2175
-2180
-2185
-2190
-2195
-2200
-2205
-2210
-2215
-2220
-2225
-2230
-2235
-2240
-2245
-2250
-2255
-2260
-2265
-2270
-2275
-2280
-2285
-2290
-2295
-2300
-2305
-2310
-2315
-2320
-2325
-2330
-2335
-2340
-2345
-2350
-2355
-2360
-2365
-2370
-2375
-2380
-2385
-2390
-2395
-2400
-2405
-2410
-2415
-2420
-2425
-2430
-2435
-2440
-2445
-2450
-2455
-2460
-2465
-2470
-2475
-2480
-2485
-2490
-2495
-2500
-2505
-2510
-2515
-2520
-2525
-2530
-2535
-2540
-2545
-2550
-2555
-2560
-2565
-2570
-2575
-2580
-2585
-2590
-2595
-2600
-2605
-2610
-2615
-2620
-2625
-2630
-2635
-2640
-2645
-2650
-2655
-2660
-2665
-2670
-2675
-2680
-2685
-2690
-2695
-2700
-2705
-2710
-2715
-2720
-2725
-2730
-2735
-2740
-2745
-2750
-2755
-2760
-2765
-2770
-2775
-2780
-2785
-2790
-2795
-2800
-2805
-2810
-2815
-2820
-2825
-2830
-2835
-2840
-2845
-2850
-2855
-2860
-2865
-2870
-2875
-2880
-2885
-2890
-2895
-2900
-2905
-2910
-2915
-2920
-2925
-2930
-2935
-2940
-2945
-2950
-2955
-2960
-2965
-2970
-2975
-2980
-2985
-2990
-2995
-3000
-3005
-3010
-3015
-3020
-3025
-3030
-3035
-3040
-3045
-3050
-3055
-3060
-3065
-3070
-3075
-3080
-3085
-3090
-3095
-3100
-3105
-3110
-3115
-3120
-3125
-3130
-3135
-3140
-3145
-3150
-3155
-3160
-3165
-3170
-3175
-3180
-3185
-3190
-3195
-3200
-3205
-3210
-3215
-3220
-3225
-3230
-3235
-3240
-3245
-3250
-3255
-3260
-3265
-3270
-3275
-3280
-3285
-3290
-3295
-3300
-3305
-3310
-3315
-3320
-3325
-3330
-3335
-3340
-3345
-3350
-3355
-3360
-3365
-3370
-3375
-3380
-3385
-3390
-3395
-3400
-3405
-3410
-3415
-3420
-3425
-3430
-3435
-3440
-3445
-3450
-3455
-3460
-3465
-3470
-3475
-3480
-3485
-3490
-3495
-3500
-3505
-3510
-3515
-3520
-3525
-3530
-3535
-3540
-3545
-3550
-3555
-3560
-3565
-3570
-3575
-3580
-3585
-3590
-3595
-3600
-3605
-3610
-3615
-3620
-3625
-3630
-3635
-3640
-3645
-3650
-3655
-3660
-3665
-3670
-3675
-3680
-3685
-3690
-3695
-3700
-3705
-3710
-3715
-3720
-3725
-3730
-3735
-3740
-3745
-3750
-3755
-3760
-3765
-3770
-3775
-3780
-3785
-3790
-3795
-3800
-3805
-3810
-3815
-3820
-3825
-3830
-3835
-3840
-3845
-3850
-3855
-3860
-3865
-3870
-3875
-3880
-3885
-3890
-3895
-3900
-3905
-3910
-3915
-3920
-3925
-3930
-3935
-3940
-3945
-3950
-3955
-3960
-3965
-3970
-3975
-3980
-3985
-3990
-3995
-4000
-4005
-4010
-4015
-4020
-4025
-4030
-4035
-4040
-4045
-4050
-4055
-4060
-4065
-4070
-4075
-4080
-4085
-4090
-4095
-4100
-4105
-4110
-4115
-4120
-4125
-4130
-4135
-4140
-4145
-4150
-4155
-4160
-4165
-4170
-4175
-4180
-4185
-4190
-4195
-4200
-4205
-4210
-4215
-4220
-4225
-4230
-4235
-4240
-4245
-4250
-4255
-4260
-4265
-4270
-4275
-4280
-4285
-4290
-4295
-4300
-4305
-4310
-4315
-4320
-4325
-4330
-4335
-4340
-4345
-4350
-4355
-4360
-4365
-4370
-4375
-4380
-4385
-4390
-4395
-4400
-4405
-4410
-4415
-4420
-4425
-4430
-4435
-4440
-4445
-4450
-4455
-4460
-4465
-4470
-4475
-4480
-4485
-4490
-4495
-4500
-4505
-4510
-4515
-4520
-4525
-4530
-4535
-4540
-4545
-4550
-4555
-4560
-4565
-4570
-4575
-4580
-4585
-4590
-4595
-4600
-4605
-4610
-4615
-4620
-4625
-4630
-4635
-4640
-4645
-4650
-4655
-4660
-4665
-4670
-4675
-4680
-4685
-4690
-4695
-4700
-4705
-4710
-4715
-4720
-4725
-4730
-4735
-4740
-4745
-4750
-4755
-4760
-4765
-4770
-4775
-4780
-4785
-4790
-4795
-4800
-4805
-4810
-4815
-4820
-4825
-4830
-4835
-4840
-4845
-4850
-4855
-4860
-4865
-4870
-4875
-4880
-4885
-4890
-4895
-4900
-4905
-4910
-4915
-4920
-4925
-4930
-4935
-4940
-4945
-4950
-4955
-4960
-4965
-4970
-4975
-4980
-4985
-4990
-4995
-5000
-5005
-5010
-5015
-5020
-5025
-5030
-5035
-5040
-5045
-5050
-5055
-5060
-5065
-5070
-5075
-5080
-5085
-5090
-5095
-5100
-5105
-5110
-5115
-5120
-5125
-5130
-5135
-5140
-5145
-5150
-5155
-5160
-5165
-5170
-5175
-5180
-5185
-5190
-5195
-5200
-5205
-5210
-5215
-5220
-5225
-5230
-5235
-5240
-5245
-5250
-5255
-5260
-5265
-5270
-5275
-5280
-5285
-5290
-5295
-5300
-5305
-5310
-5315
-5320
-5325
-5330
-5335
-5340
-5345
-5350
-5355
-5360
-5365
-5370
-5375
-5380
-5385
-5390
-5395
-5400
-5405
-5410
-5415
-5420
-5425
-5430
-5435
-5440
-5445
-5450
-5455
-5460
-5465
-5470
-5475
-5480
-5485
-5490
-5495
-5500
-5505
-5510
-5515
-5520
-5525
-5530
-5535
-5540
-5545
-5550
-5555
-5560
-5565
-5570
-5575
-5580
-5585
-5590
-5595
-5600
-5605
-5610
-5615
-5620
-5625
-5630
-5635
-5640
-5645
-5650
-5655
-5660
-5665
-5670
-5675
-5680
-5685
-5690
-5695
-5700
-5705
-5710
-5715
-5720
-5725
-5730
-5735
-5740
-5745
-5750
-5755
-5760
-5765
-5770
-5775
-5780
-5785
-5790
-5795
-5800
-5805
-5810
-5815
-5820
-5825
-5830
-5835
-5840
-5845
-5850
-5855
-5860
-5865
-5870
-5875
-5880
-5885
-5890
-5895
-5900
-5905
-5910
-5915
-5920
-5925
-5930
-5935
-5940
-5945
-5950
-5955
-5960
-5965
-5970
-5975
-5980
-5985
-5990
-5995
-6000
-6005
-6010
-6015
-6020
-6025
-6030
-6035
-6040
-6045
-6050
-6055
-6060
-6065
-6070
-6075
-6080
-6085
-6090
-6095
-6100
-6105
-6110
-6115
-6120
-6125
-6130
-6135
-6140
-6145
-6150
-6155
-6160
-6165
-6170
-6175
-6180
-6185
-6190
-6195
-6200
-6205
-6210
-6215
-6220
-6225
-6230
-6235
-6240
-6245
-6250
-6255
-6260
-6265
-6270
-6275
-6280
-6285
-6290
-6295
-6300
-6305
-6310
-6315
-6320
-6325
-6330
-6335
-6340
-6345
-6350
-6355
-6360
-6365
-6370
-6375
-6380
-6385
-6390
-6395
-6400
-6405
-6410
-6415
-6420
-6425
-6430
-6435
-6440
-6445
-6450
-6455
-6460
-6465
-6470
-6475
-6480
-6485
-6490
-6495
-6500
-6505
-6510
-6515
-6520
-6525
-6530
-6535
-6540
-6545
-6550
-6555
-6560
-6565
-6570
-6575
-6580
-6585
-6590
-6595
-6600
-6605
-6610
-6615
-6620
-6625
-6630
-6635
-6640
-6645
-6650
-6655
-6660
-6665
-6670
-6675
-6680
-6685
-6690
-6695
-6700
-6705
-6710
-6715
-6720
-6725
-6730
-6735
-6740
-6745
-6750
-6755
-6760
-6765
-6770
-6775
-6780
-6785
-6790
-6795
-6800
-6805
-6810
-6815
-6820
-6825
-6830
-6835
-6840
-6845
-6850
-6855
-6860
-6865
-6870
-6875
-6880
-6885
-6890
-6895
-6900
-6905
-6910
-6915
-6920
-6925
-6930
-6935
-6940
-6945
-6950
-6955
-6960
-6965
-6970
-6975
-6980
-6985
-6990
-6995
-7000
-7005
-7010
-7015
-7020
-7025
-7030
-7035
-7040
-7045
-7050
-7055
-7060
-7065
-7070
-7075
-7080
-7085
-7090
-7095
-7100
-7105
-7110
-7115
-7120
-7125
-7130
-7135
-7140
-7145
-7150
-7155
-7160
-7165
-7170
-7175
-7180
-7185
-7190
-7195
-7200
-7205
-7210
-7215
-7220
-7225
-7230
-7235
-7240
-7245
-7250
-7255
-7260
-7265
-7270
-7275
-7280
-7285
-7290
-7295
-7300
-7305
-7310
-7315
-7320
-7325
-7330
-7335
-7340
-7345
-7350
-7355
-7360
-7365
-7370
-7375
-7380
-7385
-7390
-7395
-7400
-7405
-7410
-7415
-7420
-7425
-7430
-7435
-7440
-7445
-7450
-7455
-7460
-7465
-7470
-7475
-7480
-7485
-7490
-7495
-7500
-7505
-7510
-7515
-7520
-7525
-7530
-7535
-7540
-7545
-7550
-7555
-7560
-7565
-7570
-7575
-7580
-7585
-7590
-7595
-7600
-7605
-7610
-7615
-7620
-7625
-7630
-7635
-7640
-7645
-7650
-7655
-7660
-7665
-7670
-7675
-7680
-7685
-7690
-7695
-7700
-7705
-7710
-7715
-7720
-7725
-7730
-7735
-7740
-7745
-7750
-7755
-7760
-7765
-7770
-7775
-7780
-7785
-7790
-7795
-7800
-7805
-7810
-7815
-7820
-7825
-7830
-7835
-7840
-7845
-7850
-7855
-7860
-7865
-7870
-7875
-7880
-7885
-7890
-7895
-7900
-7905
-7910
-7915
-7920
-7925
-7930
-7935
-7940
-7945
-7950
-7955
-7960
-7965
-7970
-7975
-7980
-7985
-7990
-7995
-8000
-8005
-8010
-8015
-8020
-8025
-8030
-8035
-8040
-8045
-8050
-8055
-8060
-8065
-8070
-8075
-8080
-8085
-8090
-8095
-8100
-8105
-8110
-8115
-8120
-8125
-8130
-8135
-8140
-8145
-8150
-8155
-8160
-8165
-8170
-8175
-8180
-8185
-8190
-8195
-8200
-8205
-8210
-8215
-8220
-8225
-8230
-8235
-8240
-8245
-8250
-8255
-8260
-8265
-8270
-8275
-8280
-8285
-8290
-8295
-8300
-8305
-8310
-8315
-8320
-8325
-8330
-8335
-8340
-8345
-8350
-8355
-8360
-8365
-8370
-8375
-8380
-8385
-8390
-8395
-8400
-8405
-8410
-8415
-8420
-8425
-8430
-8435
-8440
-8445
-8450
-8455
-8460
-8465
-8470
-8475
-8480
-8485
-8490
-8495
-8500
-8505
-8510
-8515
-8520
-8525
-8530
-8535
-8540
-8545
-8550
-8555
-8560
-8565
-8570
-8575
-8580
-8585
-8590
-8595
-8600
-8605
-8610
-8615
-8620
-8625
-8630
-8635
-8640
-8645
-8650
-8655
-8660
-8665
-8670
-8675
-8680
-8685
-8690
-8695
-8700
-8705
-8710
-8715
-8720
-8725
-8730
-8735
-8740
-8745
-8750
-8755
-8760
-8765
-8770
-8775
-8780
-8785
-8790
-8795
-8800
-8805
-8810
-8815
-8820
-8825
-8830
-8835
-8840
-8845
-8850
-8855
-8860
-8865
-8870
-8875
-8880
-8885
-8890
-8895
-8900
-8905
-8910
-8915
-8920
-8925
-8930
-8935
-8940
-8945
-8950
-8955
-8960
-8965
-8970
-8975
-8980
-8985
-8990
-8995
-9000
-9005
-9010
-9015
-9020
-9025
-9030
-9035
-9040
-9045
-9050
-9055
-9060
-9065
-9070
-9075
-9080
-9085
-9090
-9095
-9100
-9105
-9110
-9115
-9120
-9125
-9130
-9135
-9140
-9145
-9150
-9155
-9160
-9165
-9170
-9175
-9180
-9185
-9190
-9195
-9200
-9205
-9210
-9215
-9220
-9225
-9230
-9235
-9240
-9245
-9250
-9255
-9260
-9265
-9270
-9275
-9280
-9285
-9290
-9295
-9300
-9305
-9310
-9315
-9320
-9325
-9330
-9335
-9340
-9345
-9350
-9355
-9360
-9365
-9370
-9375
-9380
-9385
-9390
-9395
-9400
-9405
-9410
-9415
-9420
-9425
-9430
-9435
-9440
-9445
-9450
-9455
-9460
-9465
-9470
-9475
-9480
-9485
-9490
-9495
-9500
-9505
-9510
-9515
-9520
-9525
-9530
-9535
-9540
-9545
-9550
-9555
-9560
-9565
-9570
-9575
-9580
-9585
-9590
-9595
-9600
-9605
-9610
-9615
-9620
-9625
-9630
-9635
-9640
-9645
-9650
-9655
-9660
-9665
-9670
-9675
-9680
-9685
-9690
-9695
-9700
-9705
-9710
-9715
-9720
-9725
-9730
-9735
-9740
-9745
-9750
-9755
-9760
-9765
-9770
-9775
-9780
-9785
-9790
-9795
-9800
-9805
-9810
-9815
-9820
-9825
-9830
-9835
-9840
-9845
-9850
-9855
-9860
-9865
-9870
-9875
-9880
-9885
-9890
-9895
-9900
-9905
-9910
-9915
-9920
-9925
-9930
-9935
-9940
-9945
-9950
-9955
-9960
-9965
-9970
-9975
-9980
-9985
-9990
-9995
-10000
-10005
-10010
-10015
-10020
-10025
-10030
-10035
-10040
-10045
-10050
-10055
-10060
-10065
-10070
-10075
-10080
-10085
-10090
-10095
-10100
-10105
-10110
-10115
-10120
-10125
-10130
-10135
-10140
-10145
-10150
-10155
-10160
-10165
-10170
-10175
-10180
-10185
-10190
-10195
-10200
-10205
-10210
-10215
-10220
-10225
-10230
-10235
-10240
-10245
-10250
-10255
-10260
-10265
-10270
-10275
-10280
-10285
-10290
-10295
-10300
-10305
-10310
-10315
-10320
-10325
-10330
-10335
-10340
-10345
-10350
-10355
-10360
-10365
-10370
-10375
-10380
-10385
-10390
-10395
-10400
-10405
-10410
-10415
-10420
-10425
-10430
-10435
-10440
-10445
-10450
-10455
-10460
-10465
-10470
-10475
-10480
-10485
-10490
-10495
-10500
-10505
-10510
-10515
-10520
-10525
-10530
-10535
-10540
-10545
-10550
-10555
-10560
-10565
-10570
-10575
-10580
-10585
-10590
-10595
-10600
-10605
-10610
-10615
-10620
-10625
-10630
-10635
-10640
-10645
-10650
-10655
-10660
-10665
-10670
-10675
-10680
-10685
-10690
-10695
-10700
-10705
-10710
-10715
-10720
-10725
-10730
-10735
-10740
-10745
-10750
-10755
-10760
-10765
-10770
-10775
-10780
-10785
-10790
-10795
-10800
-10805
-10810
-10815
-10820
-10825
-10830
-10835
-10840
-10845
-10850
-10855
-10860
-10865
-10870
-10875
-10880
-10885
-10890
-10895
-10900
-10905
-10910
-10915
-10920
-10925
-10930
-10935
-10940
-10945
-10950
-10955
-10960
-10965
-10970
-10975
-10980
-10985
-10990
-10995
-11000
-11005
-11010
-11015
-11020
-11025
-11030
-11035
-11040
-11045
-11050
-11055
-11060
-11065
-11070
-11075
-11080
-11085
-11090
-11095
-11100
-11105
-11110
-11115
-11120
-11125
-11130
-11135
-11140
-11145
-11150
-11155
-11160
-11165
-11170
-11175
-11180
-11185
-11190
-11195
-11200
-11205
-11210
-11215
-11220
-11225
-11230
-11235
-11240
-11245
-11250
-11255
-11260
-11265
-11270
-11275
-11280
-11285
-11290
-11295
-11300
-11305
-11310
-11315
-11320
-11325
-11330
-11335
-11340
-11345
-11350
-11355
-11360
-11365
-11370
-11375
-11380
-11385
-11390
-11395
-11400
-11405
-11410
-11415
-11420
-11425
-11430
-11435
-11440
-11445
-11450
-11455
-11460
-11465
-11470
-11475
-11480
-11485
-11490
-11495
-11500
-11505
-11510
-11515
-11520
-11525
-11530
-11535
-11540
-11545
-11550
-11555
-11560
-11565
-11570
-11575
-11580
-11585
-11590
-11595
-11600
-11605
-11610
-11615
-11620
-11625
-11630
-11635
-11640
-11645
-11650
-11655
-11660
-11665
-11670
-11675
-11680
-11685
-11690
-11695
-11700
-11705
-11710
-11715
-11720
-11725
-11730
-11735
-11740
-11745
-11750
-11755
-11760
-11765
-11770
-11775
-11780
-11785
-11790
-11795
-11800
-11805
-11810
-11815
-11820
-11825
-11830
-11835
-11840
-11845
-11850
-11855
-11860
-11865
-11870
-11875
-11880
-11885
-11890
-11895
-11900
-11905
-11910
-11915
-11920
-11925
-11930
-11935
-11940
-11945
-11950
-11955
-11960
-11965
-11970
-11975
-11980
-11985
-11990
-11995
-12000
-12005
-12010
-12015
-12020
-12025
-12030
-12035
-12040
-12045
-12050
-12055
-12060
-12065
-12070
-12075
-12080
-12085
-12090
-12095
-12100
-12105
-12110
-12115
-12120
-12125
-12130
-12135
-12140
-12145
-12150
-12155
-12160
-12165
-12170
-12175
-12180
-12185
-12190
-12195
-12200
-12205
-12210
-12215
-12220
-12225
-12230
-12235
-12240
-12245
-12250
-12255
-12260
-12265
-12270
-12275
-12280
-12285
-12290
-12295
-12300
-12305
-12310
-12315
-12320
-12325
-12330
-12335
-12340
-12345
-12350
-12355
-12360
-12365
-12370
-12375
-12380
-12385
-12390
-12395
-12400
-12405
-12410
-12415
-12420
-12425
-12430
-12435
-12440
-12445
-12450
-12455
-12460
-12465
-12470
-12475
-12480
-12485
-12490
-12495
-12500
-12505
-12510
-12515
-12520
-12525
-12530
-12535
-12540
-12545
-12550
-12555
-12560
-12565
-12570
-12575
-12580
-12585
-12590
-12595
-12600
-12605
-12610
-12615
-12620
-12625
-12630
-12635
-12640
-12645
-12650
-12655
-12660
-12665
-12670
-12675
-12680
-12685
-12690
-12695
-12700
-12705
-12710
-12715
-12720
-12725
-12730
-12735
-12740
-12745
-12750
-12755
-12760
-12765
-12770
-12775
-12780
-12785
-12790
-12795
-12800
-12805
-12810
-12815
-12820
-12825
-12830
-12835
-12840
-12845
-12850
-12855
-12860
-12865
-12870
-12875
-12880
-12885
-12890
-12895
-12900
-12905
-12910
-12915
-12920
-12925
-12930
-12935
-12940
-12945
-12950
-12955
-12960
-12965
-12970
-12975
-12980
-12985
-12990
-12995
-13000
-13005
-13010
-13015
-13020
-13025
-13030
-13035
-13040
-13045
-13050
-13055
-13060
-13065
-13070
-13075
-13080
-13085
-13090
-13095
-13100
-13105
-13110
-13115
-13120
-13125
-13130
-13135
-13140
-13145
-13150
-13155
-13160
-13165
-13170
-13175
-13180
-13185
-13190
-13195
-13200
-13205
-13210
-13215
-13220
-13225
-13230
-13235
-13240
-13245
-13250
-13255
-13260
-13265
-13270
-13275
-13280
-13285
-13290
-13295
-13300
-13305
-13310
-13315
-13320
-13325
-13330
-13335
-13340
-13345
-13350
-13355
-13360
-13365
-13370
-13375
-13380
-13385
-13390
-13395
-13400
-13405
-13410
-13415
-13420
-13425
-13430
-13435
-13440
-13445
-13450
-13455
-13460
-13465
-13470
-13475
-13480
-13485
-13490
-13495
-13500
-13505
-13510
-13515
-13520
-13525
-13530
-13535
-13540
-13545
-13550
-13555
-13560
-13565
-13570
-13575
-13580
-13585
-13590
-13595
-13600
-13605
-13610
-13615
-13620
-13625
-13630
-13635
-13640
-13645
-13650
-13655
-13660
-13665
-13670
-13675
-13680
-13685
-13690
-13695
-13700
-13705
-13710
-13715
-13720
-13725
-13730
-13735
-13740
-13745
-13750
-13755
-13760
-13765
-13770
-13775
-13780
-13785
-13790
-13795
-13800
-13805
-13810
-13815
-13820
-13825
-13830
-13835
-13840
-13845
-13850
-13855
-13860
-13865
-13870
-13875
-13880
-13885
-13890
-13895
-13900
-13905
-13910
-13915
-13920
-13925
-13930
-13935
-13940
-13945
-13950
-13955
-13960
-13965
-13970
-13975
-13980
-13985
-13990
-13995
-14000
-14005
-14010
-14015
-14020
-14025
-14030
-14035
-14040
-14045
-14050
-14055
-14060
-14065
-14070
-14075
-14080
-14085
-14090
-14095
-14100
-14105
-14110
-14115
-14120
-14125
-14130
-14135
-14140
-14145
-14150
-14155
-14160
-14165
-14170
-14175
-14180
-14185
-14190
-14195
-14200
-14205
-14210
-14215
-14220
-14225
-14230
-14235
-14240
-14245
-14250
-14255
-14260
-14265
-14270
-14275
-14280
-14285
-14290
-14295
-14300
-14305
-14310
-14315
-14320
-14325
-14330
-14335
-14340
-14345
-14350
-14355
-14360
-14365
-14370
-14375
-14380
-14385
-14390
-14395
-14400
-14405
-14410
-14415
-14420
-14425
-14430
-14435
-14440
-14445
-14450
-14455
-14460
-14465
-14470
-14475
-14480
-14485
-14490
-14495
-14500
-14505
-14510
-14515
-14520
-14525
-14530
-14535
-14540
-14545
-14550
-14555
-14560
-14565
-14570
-14575
-14580
-14585
-14590
-14595
-14600
-14605
-14610
-14615
-14620
-14625
-14630
-14635
-14640
-14645
-14650
-14655
-14660
-14665
-14670
-14675
-14680
-14685
-14690
-14695
-14700
-14705
-14710
-14715
-14720
-14725
-14730
-14735
-14740
-14745
-14750
-14755
-14760
-14765
-14770
-14775
-14780
-14785
-14790
-14795
-14800
-14805
-14810
-14815
-14820
-14825
-14830
-14835
-14840
-14845
-14850
-14855
-14860
-14865
-14870
-14875
-14880
-14885
-14890
-14895
-14900
-14905
-14910
-14915
-14920
-14925
-14930
-14935
-14940
-14945
-14950
-14955
-14960
-14965
-14970
-14975
-14980
-14985
-14990
-14995
-15000
-15005
-15010
-15015
-15020
-15025
-15030
-15035
-15040
-15045
-15050
-15055
-15060
-15065
-15070
-15075
-15080
-15085
-15090
-15095
-15100
-15105
-15110
-15115
-15120
-15125
-15130
-15135
-15140
-15145
-15150
-15155
-15160
-15165
-15170
-15175
-15180
-15185
-15190
-15195
-15200
-15205
-15210
-15215
-15220
-15225
-15230
-15235
-15240
-15245
-15250
-15255
-15260
-15265
-15270
-15275
-15280
-15285
-15290
-15295
-15300
-15305
-15310
-15315
-15320
-15325
-15330
-15335
-15340
-15345
-15350
-15355
-15360
-15365
-15370
-15375
-15380
-15385
-15390
-15395
-15400
-15405
-15410
-15415
-15420
-15425
-15430
-15435
-15440
-15445
-15450
-15455
-15460
-15465
-15470
-15475
-15480
-15485
-15490
-15495
-15500
-15505
-15510
-15515
-15520
-15525
-15530
-15535
-15540
-15545
-15550
-15555
-15560
-15565
-15570
-15575
-15580
-15585
-15590
-15595
-15600
-15605
-15610
-15615
-15620
-15625
-15630
-15635
-15640
-15645
-15650
-15655
-15660
-15665
-15670
-15675
-15680
-15685
-15690
-15695
-15700
-15705
-15710
-15715
-15720
-15725
-15730
-15735
-15740
-15745
-15750
-15755
-15760
-15765
-15770
-15775
-15780
-15785
-15790
-15795
-15800
-15805
-15810
-15815
-15820
-15825
-15830
-15835
-15840
-15845
-15850
-15855
-15860
-15865
-15870
-15875
-15880
-15885
-15890
-15895
-15900
-15905
-15910
-15915
-15920
-15925
-15930
-15935
-15940
-15945
-15950
-15955
-15960
-15965
-15970
-15975
-15980
-15985
-15990
-15995
-16000
-16005
-16010
-16015
-16020
-16025
-16030
-16035
-16040
-16045
-16050
-16055
-16060
-16065
-16070
-16075
-16080
-16085
-16090
-16095
-16100
-16105
-16110
-16115
-16120
-16125
-16130
-16135
-16140
-16145
-16150
-16155
-16160
-16165
-16170
-16175
-16180
-16185
-16190
-16195
-16200
-16205
-16210
-16215
-16220
-16225
-16230
-16235
-16240
-16245
-16250
-16255
-16260
-16265
-16270
-16275
-16280
-16285
-16290
-16295
-16300
-16305
-16310
-16315
-16320
-16325
-16330
-16335
-16340
-16345
-16350
-16355
-16360
-16365
-16370
-16375
-16380
-16385
-16390
-16395
-16400
-16405
-16410
-16415
-16420
-16425
-16430
-16435
-16440
-16445
-16450
-16455
-16460
-16465
-16470
-16475
-16480
-16485
-16490
-16495
-16500
-16505
-16510
-16515
-16520
-16525
-16530
-16535
-16540
-16545
-16550
-16555
-16560
-16565
-16570
-16575
-16580
-16585
-16590
-16595
-16600
-16605
-16610
-16615
-16620
-16625
-16630
-16635
-16640
-16645
-16650
-16655
-16660
-16665
-16670
-16675
-16680
-16685
-16690
-16695
-16700
-16705
-16710
-16715
-16720
-16725
-16730
-16735
-16740
-16745
-16750
-16755
-16760
-16765
-16770
-16775
-16780
-16785
-16790
-16795
-16800
-16805
-16810
-16815
-16820
-16825
-16830
-16835
-16840
-16845
-16850
-16855
-16860
-16865
-16870
-16875
-16880
-16885
-16890
-16895
-16900
-16905
-16910
-16915
-16920
-16925
-16930
-16935
-16940
-16945
-16950
-16955
-16960
-16965
-16970
-16975
-16980
-16985
-16990
-16995
-17000
-17005
-17010
-17015
-17020
-17025
-17030
-17035
-17040
-17045
-17050
-17055
-17060
-17065
-17070
-17075
-17080
-17085
-17090
-17095
-17100
-17105
-17110
-17115
-17120
-17125
-17130
-17135
-17140
-17145
-17150
-17155
-17160
-17165
-17170
-17175
-17180
-17185
-17190
-17195
-17200
-17205
-17210
-17215
-17220
-17225
-17230
-17235
-17240
-17245
-17250
-17255
-17260
-17265
-17270
-17275
-17280
-17285
-17290
-17295
-17300
-17305
-17310
-17315
-17320
-17325
-17330
-17335
-17340
-17345
-17350
-17355
-17360
-17365
-17370
-17375
-17380
-17385
-17390
-17395
-17400
-17405
-17410
-17415
-17420
-17425
-17430
-17435
-17440
-17445
-17450
-17455
-17460
-17465
-17470
-17475
-17480
-17485
-17490
-17495
-17500
-17505
-17510
-17515
-17520
-17525
-17530
-17535
-17540
-17545
-17550
-17555
-17560
-17565
-17570
-17575
-17580
-17585
-17590
-17595
-17600
-17605
-17610
-17615
-17620
-17625
-17630
-17635
-17640
-17645
-17650
-17655
-17660
-17665
-17670
-17675
-17680
-17685
-17690
-17695
-17700
-17705
-17710
-17715
-17720
-17725
-17730
-17735
-17740
-17745
-17750
-17755
-17760
-17765
-17770
-17775
-17780
-17785
-17790
-17795
-17800
-17805
-17810
-17815
-17820
-17825
-17830
-17835
-17840
-17845
-17850
-17855
-17860
-17865
-17870
-17875
-17880
-17885
-17890
-17895
-17900
-17905
-17910
-17915
-17920
-17925
-17930
-17935
-17940
-17945
-17950
-17955
-17960
-17965
-17970
-17975
-17980
-17985
-17990
-17995
-18000
-18005
-18010
-18015
-18020
-18025
-18030
-18035
-18040
-18045
-18050
-18055
-18060
-18065
-18070
-18075
-18080
-18085
-18090
-18095
-18100
-18105
-18110
-18115
-18120
-18125
-18130
-18135
-18140
-18145
-18150
-18155
-18160
-18165
-18170
-18175
-18180
-18185
-18190
-18195
-18200
-18205
-18210
-18215
-18220
-18225
-18230
-18235
-18240
-18245
-18250
-18255
-18260
-18265
-18270
-18275
-18280
-18285
-18290
-18295
-18300
-18305
-18310
-18315
-18320
-18325
-18330
-18335
-18340
-18345
-18350
-18355
-18360
-18365
-18370
-18375
-18380
-18385
-18390
-18395
-18400
-18405
-18410
-18415
-18420
-18425
-18430
-18435
-18440
-18445
-18450
-18455
-18460
-18465
-18470
-18475
-18480
-18485
-18490
-18495
-18500
-18505
-18510
-18515
-18520
-18525
-18530
-18535
-18540
-18545
-18550
-18555
-18560
-18565
-18570
-18575
-18580
-18585
-18590
-18595
-18600
-18605
-18610
-18615
-18620
-18625
-18630
-18635
-18640
-18645
-18650
-18655
-18660
-18665
-18670
-18675
-18680
-18685
-18690
-18695
-18700
-18705
-18710
-18715
-18720
-18725
-18730
-18735
-18740
-18745
-18750
-18755
-18760
-18765
-18770
-18775
-18780
-18785
-18790
-18795
-18800
-18805
-18810
-18815
-18820
-18825
-18830
-18835
-18840
-18845
-18850
-18855
-18860
-18865
-18870
-18875
-18880
-18885
-18890
-18895
-18900
-18905
-18910
-18915
-18920
-18925
-18930
-18935
-18940
-18945
-18950
-18955
-18960
-18965
-18970
-18975
-18980
-18985
-18990
-18995
-19000
-19005
-19010
-19015
-19020
-19025
-19030
-19035
-19040
-19045
-19050
-19055
-19060
-19065
-19070
-19075
-19080
-19085
-19090
-19095
-19100
-19105
-19110
-19115
-19120
-19125
-19130
-19135
-19140
-19145
-19150
-19155
-19160
-19165
-19170
-19175
-19180
-19185
-19190
-19195
-19200
-19205
-19210
-19215
-19220
-19225
-19230
-19235
-19240
-19245
-19250
-19255
-19260
-19265
-19270
-19275
-19280
-19285
-19290
-19295
-19300
-19305
-19310
-19315
-19320
-19325
-19330
-19335
-19340
-19345
-19350
-19355
-19360
-19365
-19370
-19375
-19380
-19385
-19390
-19395
-19400
-19405
-19410
-19415
-19420
-19425
-19430
-19435
-19440
-19445
-19450
-19455
-19460
-19465
-19470
-19475
-19480
-19485
-19490
-19495
-19500
-19505
-19510
-19515
-19520
-19525
-19530
-19535
-19540
-19545
-19550
-19555
-19560
-19565
-19570
-19575
-19580
-19585
-19590
-19595
-19600
-19605
-19610
-19615
-19620
-19625
-19630
-19635
-19640
-19645
-19650
-19655
-19660
-19665
-19670
-19675
-19680
-19685
-19690
-19695
-19700
-19705
-19710
-19715
-19720
-19725
-19730
-19735
-19740
-19745
-19750
-19755
-19760
-19765

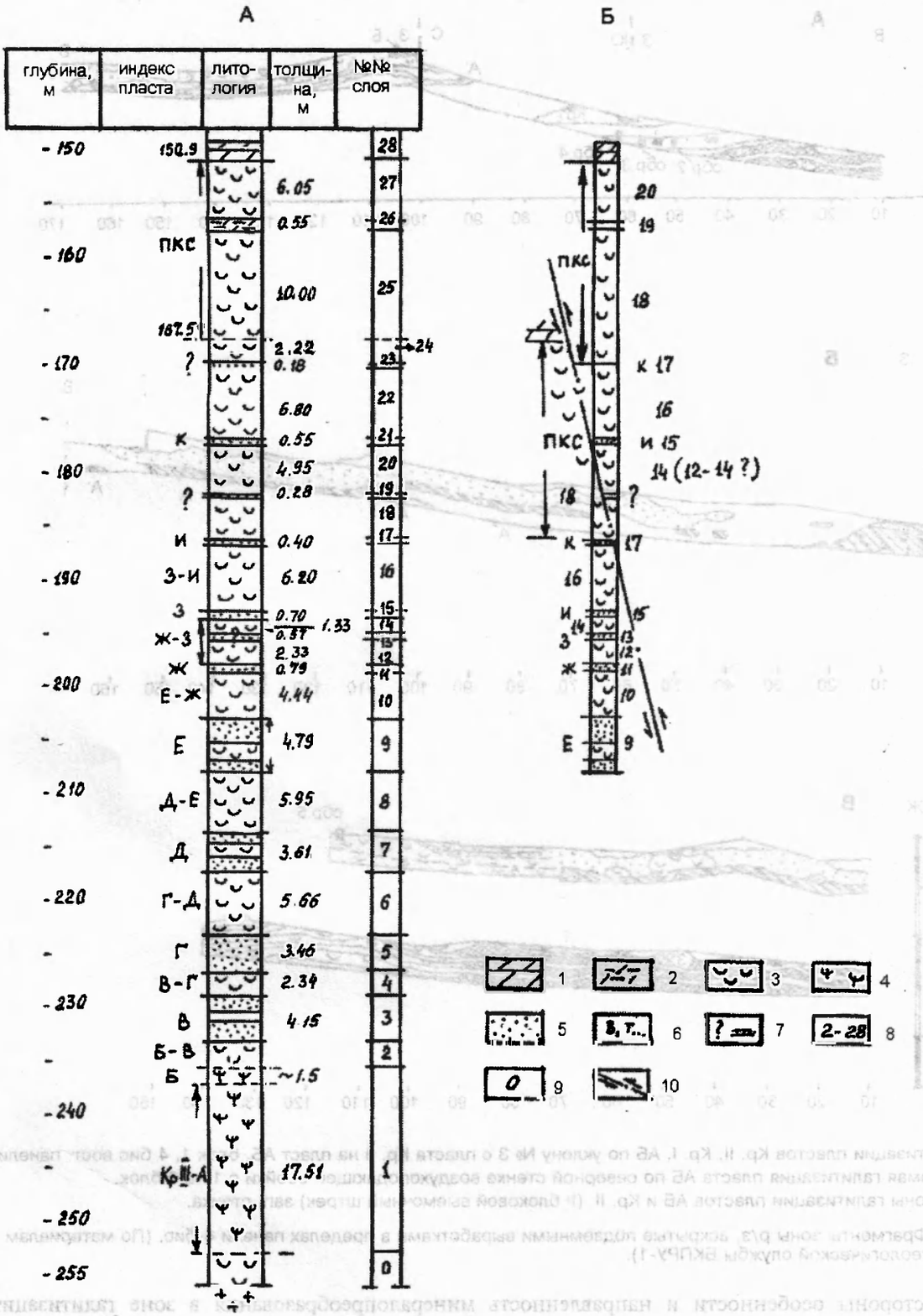
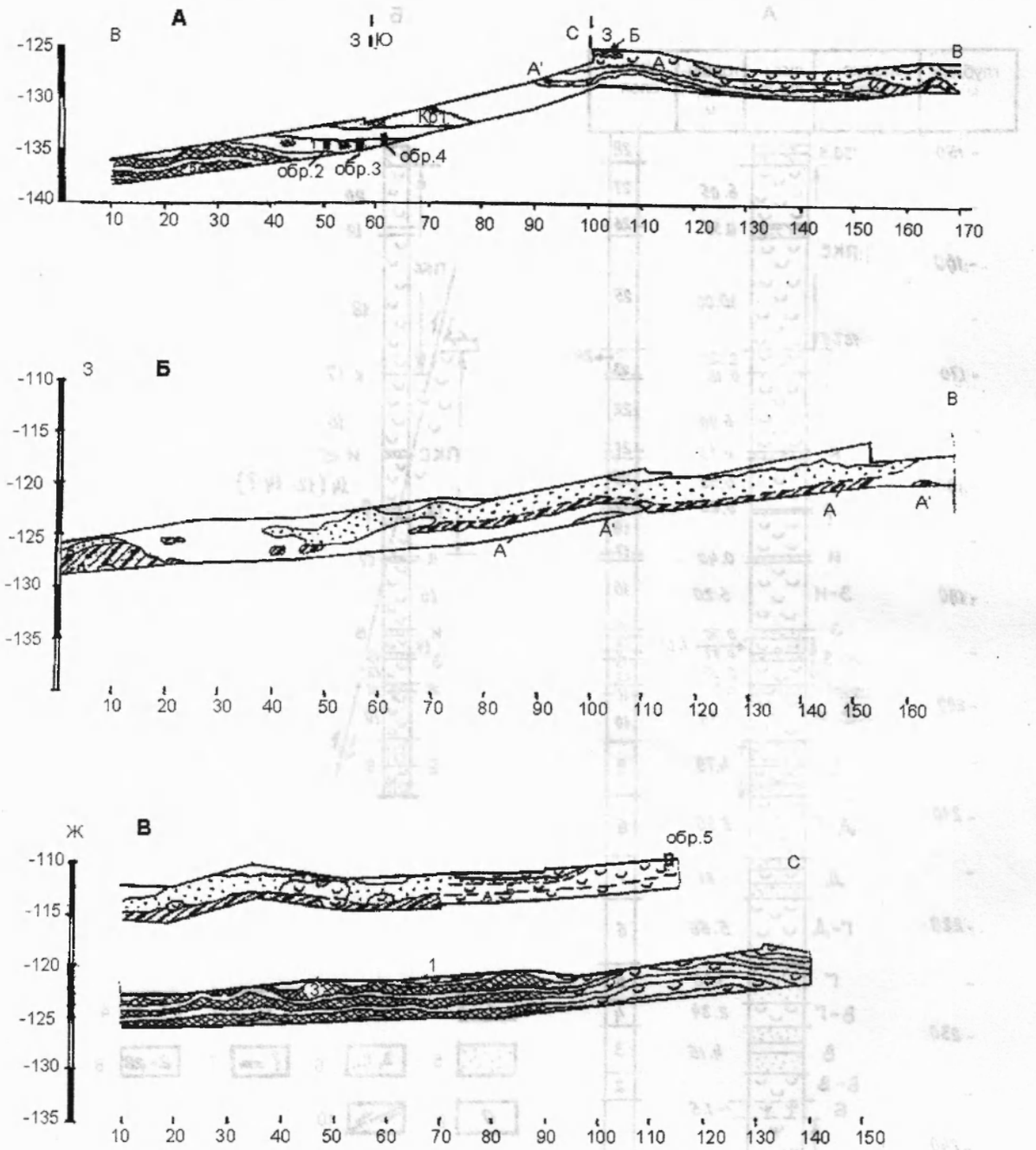


Рис. 3.13. Интерпретация разреза скважины № 96.
А – по данным Соликамской ГРП, Б- по данным авторов монографии.
1 – мергель; 2 – средний слой ПКС; 3 – каменная соль; 4 – зона разубоживания пл. Кр. III-АБ;
5 – пестрый сильвинит; 6 – индекс пласта; 7 – не индексированный пласт; 8 – номер слоя;
9 – подстилающая каменная соль; 10 – предполагаемая линия надвига.



А. зона галитизации пластов Кр. II, Кр. I, АБ по уклону № 3 с пласта Кр. II на пласт АБ, блок 1, 4 бис вост. панели.
Б. Наблюдаемая галитизация пласта АБ по северной стенке воздухоподающей сбойки с 1 на 2 блок.
В. Контакт зоны галитизации пластов АБ и Кр. II. (II блоковой выемочный штрек) зап. стенка.

Рис. 3.14. Фрагменты зоны р/з, вскрытые подземными выработками в пределах панели 4-бис. (По материалам геологической службы БКПРУ-1).

С другой стороны особенности и направленность минералопреобразования в зоне галитизации сильвинитов соответствует характеристикам процессов галитизации в уже исследованных зонах. Также наличие интенсивной складчатости к юго-востоку от исследуемой зоны (рис. 3.12) свидетельствует о несомненном влиянии тектонических процессов на ее формирование.

Исследуемая зона галитизации сильвинитов по пласту Кр. II вскрыта северными окончаниями выемочных штреков блоков 1 и 2 (рис. 3.12). Контакт зоны галитизации по пласту Кр. II с нормаль-

ным калийным разрезом на выемочном штреке 1 блока визуально не наблюдается, вследствие проведенной сухой закладки. В наблюдаемой части зоны по пласту Кр. II в северной части выемочного штрека слоистость сохраняется полностью. Окраска породы по сравнению с нормальным разрезом также почти не изменена, т. е. каменная соль имеет розовато-красный цвет.

Сокращение мощности разреза в зоне галитизации сильвинитов отмечается очень незначительное. Вероятно, сохранение слоистости и незначительное сокращение мощности объясняется тем, что выработками вскрыты только периферийные части зоны, имеющей (согласно принятой нами классификации) крупные размеры протяженностью по длиной оси более 1 км. Отметим, что в исследуемых выработках в пласте Кр. II встречаются субвертикальные участки («каналы»), выполненные перекристаллизованным шпатовым галитом с редкими вкраплениями синей каменной соли (рис. 3.15).

Далее исследуемая зона галитизации сильвинитов наблюдается на уклоне 3 (рис. 3.14, А) с выработкой по пласту Кр. II на воздухопадающую сбойку между выемочными штреками по пласту АБ (рис. 3.14, Б). На данном уклоне отмечается галитизация слоя 1 пласта Кр. II, Кр. I и АБ (рис. 3.14, А). Визуально контакт зоны определить трудно, т. к. и в этом случае (как и по пласту Кр. II) окраска породы почти не изменяется. Следует отметить, что в верхах слоя 1 и в глине коржа пласта Кр. II отмечаются линзочки ангидрита, а также ангидритовые желвачки. Также в 1-м слое пласта Кр. II, как и на севере выемочного штрека блока 1 по пласту Кр. II, встречаются «каналы» перекристаллизованного галита с редкими кристаллами белого сильвина и вкрапленностью синего галита. Контакт зоны галитизации по пластам Кр. II (слои 3, 5, 7) и АБ показан на рис. 3.14, В.

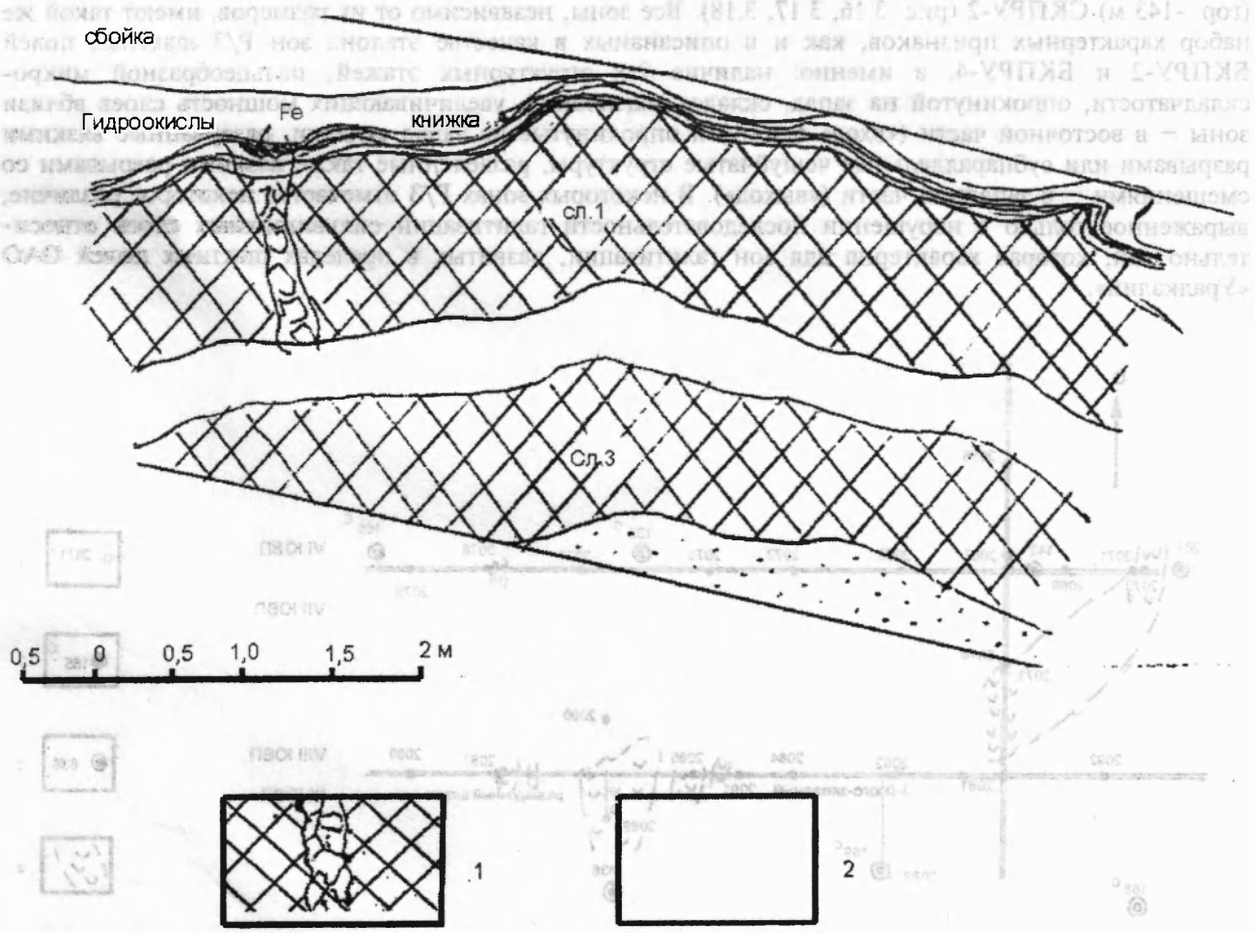


Рис. 3.15. Характер «каналов», выполненных перекристаллизованным шпатовым галитом с вкраплениями синей каменной соли. Расположены вблизи зоны Р/З на северных окончаниях выемочных штреков блоков 1 и 2 (см. рис. 3.12.).

1 – «каналы» в красных сильвинитах пласта Кр. II; 2 – межслоевая каменная соль.

3.1.1.2. Зоны галитизации сильвинитов шахтных полей ОАО «Сильвинит»

Рудники ОАО «Сильвинит» занимают около 180 кв.км центральной части ВКМКМС. Из них СКПРУ-1 и СКПРУ-2 примерно по 40 кв.км и СКПРУ-3 – около 100 кв. км. На территории СКПРУ-3 эксплуатируется или готовится к эксплуатации только северная половина шахтного поля (около 60 кв. км). Количество крупных зон галитизации сильвинитов распределено по шахтным полям равномерно, но за счет самой зоны крупной галитизации сильвинитов ВКМКМС, вскрытой подземными выработками СКПРУ-2 в центральной части северной половины шахтного поля (рис. 3.28). Процентное соотношение площадей развития зон галитизации сильвинитов к нормальным сильвинитам по шахтным полям СКПРУ-2, СКПРУ-1 и СКПРУ-3 составляет, соответственно, примерно по 13, 4 и 2%. Зона галитизации на шахтном поле СКПРУ-1 (в районе скв. 118 и 6) вскрыта давно (рудник эксплуатируется с 30-х годов), на площади ее развития произведена закладка и поэтому нами почти не исследовалась. В связи с этим подробнее остановимся на описании внешнего и внутреннего строения зон галитизации шахтных полей СКПРУ-2 и СКПРУ-3,

На руднике СКПРУ-2 упомянутая выше крупная зона галитизации сильвинитов имеет размеры по пласту Кр. II от 1 до 2 км в субширотном направлении и более 4 км – в субмеридиональном. По внешней форме строения данная зона Р/З располагается в пространстве согласно с простиранием окружающих тектонических структур (рис. 3.28). В центральной части (ядро) данной зоны нами отмечались все характерные элементы внутреннего строения: участки отсутствия слоистости, наличия ангидритовых включений и развития темной (почти черной) каменной соли и, наконец, четко фиксируемое уменьшение мощности галитизированных пластов (слоев). Аналогичные по внутреннему строению зоны галитизации сильвинитов были вскрыты разведочным штреком на VI и IX ЮВП (гор. -143 м) СКПРУ-2 (рис. 3.16, 3.17, 3.18). Все зоны, независимо от их размеров, имеют такой же набор характерных признаков, как и в описананых в качестве эталона зон Р/З шахтных полей БКПРУ-2 и БКПРУ-4, а именно: наличие 2-х структурных этажей, пальцеобразной микроскладчатости, опрокинутой на запад, складок нагнетания, увеличивающих мощность слоев вблизи зоны – в восточной части («вход» в зону) и опрокинутые на запад складки, разорванные вязкими разрывами или субпараллельные чешуйчатые структуры, разделенные также вязкими разрывами со смещениями – в западной части («выход»). В некоторых зонах Р/З отмечается некоторое различие, выраженное только в нарушении последовательности галитизации сильвинитовых слоев относительно той, которая характерна для зон галитизации, развитых в пределах шахтных полей ОАО «Уралкалий».

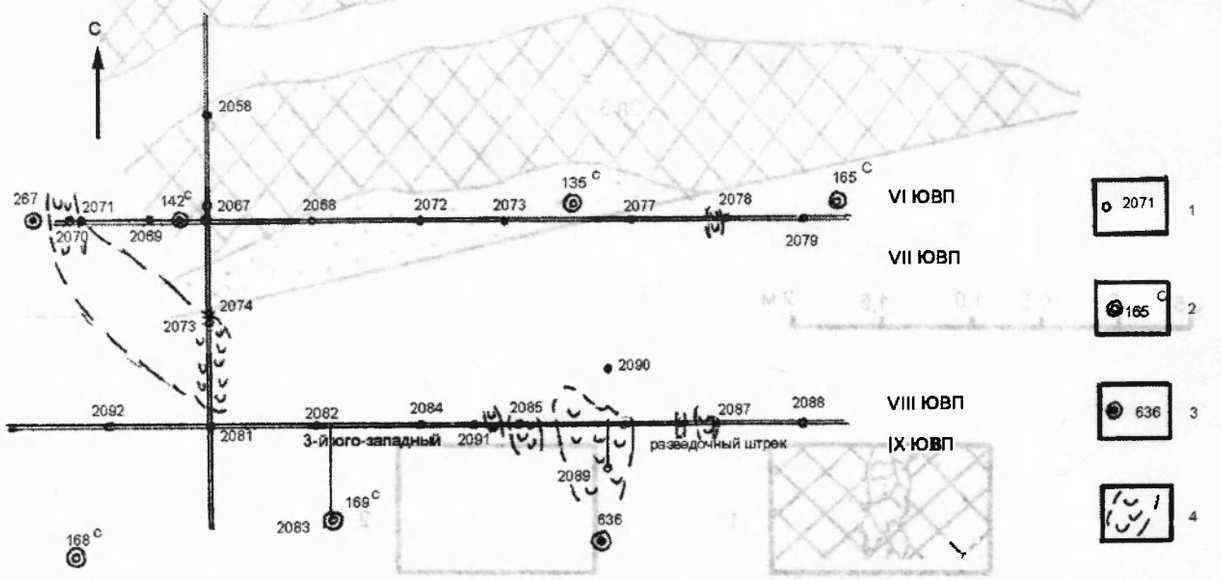


Рис. 3.16. План расположения зон галитизации сильвинитов в районе VI-IX ЮВП СКПРУ-2 (горизонт – 143 м).
1 – подземная скважина; 2 – структурная скважина; 3 – поверхностная разведочная скважина;
4 – зона галитизации сильвинитов.

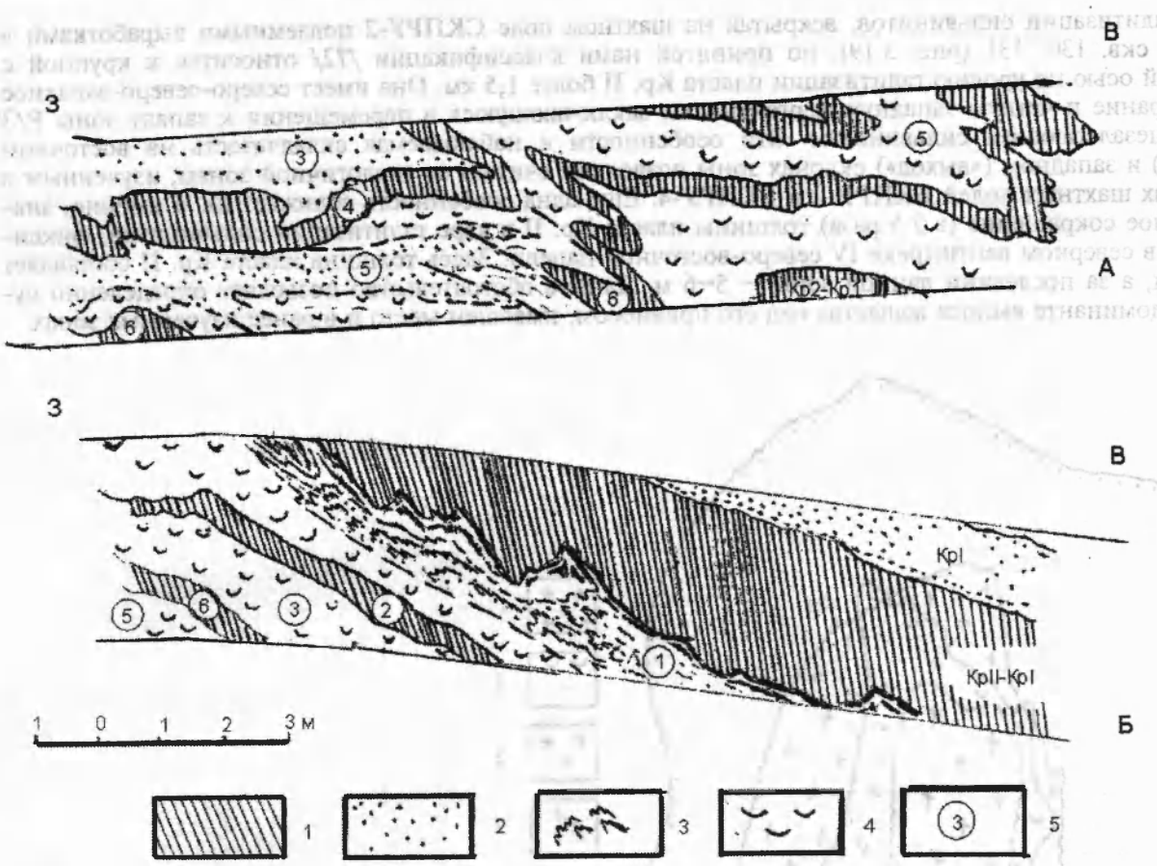


Рис. 3.17. Строение «выхода» (А) и «входа» (Б) зоны галитизации сильвинитов пласта Кр. II на IX ЮВП (гор. -143 м), СКПРУ-2, северная стенка.

1 – каменная соль; 2 –сильвинит; 3 – динамофлюидальные текстуры; 4 – галитизированные участки сильвинитовых пластов; 5 – номер слоя пласта Кр. II.

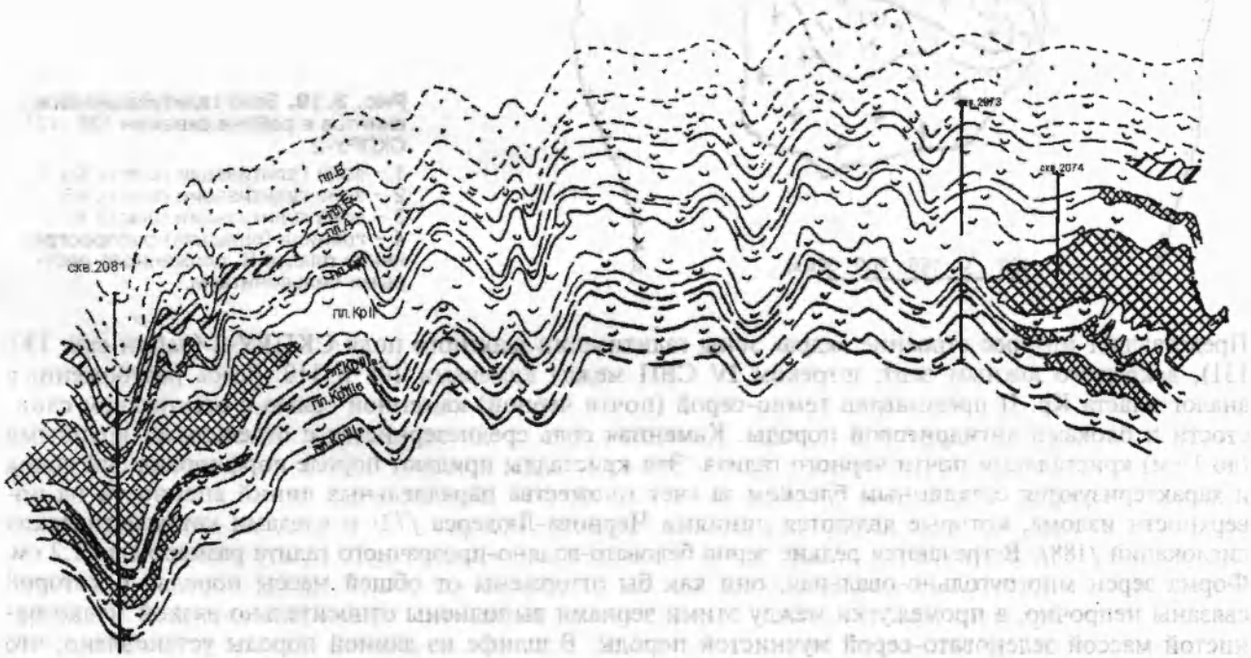


Рис. 3.18. Характер контакта зоны галитизации сильвинитов по простиранию (местоположение см. на рис. 3.17).

Зона галитизации сильвинитов, вскрытая на шахтном поле СКПРУ-2 подземными выработками в районе скв. 130, 131 (рис. 3.19), по принятой нами классификации /72/ относится к крупной с длинной осью по уровню галитизации пласта Кр. II более 1,5 км. Она имеет северо-северо-западное простирание и четкую западную вергентность, заключающуюся в перемещении к западу зоны Р/З по вышезалегающим сильвинитам. Эти особенности и наблюдаемая складчатость на восточном («вход») и западном («выход») склонах зоны позволяют считать ее аналогичной зонам, изученным в пределах шахтных полей БКПРУ-2 и БКПРУ-4. Еще одна особенность сближает их, а именно, значительное сокращение (в 2,5 раза) толщины пласта Кр. II в ядре галитизации сильвинитов, фиксируемое в северном вентштреке IV северо-восточной панели. Здесь толщина пласта Кр. II составляет 1,8–2 м, а за пределами данной зоны – 5–6 м. Данное обстоятельство позволяет определенно судить о доминанте выноса вещества над его привносом, имевшем место и в ранее изученных зонах.

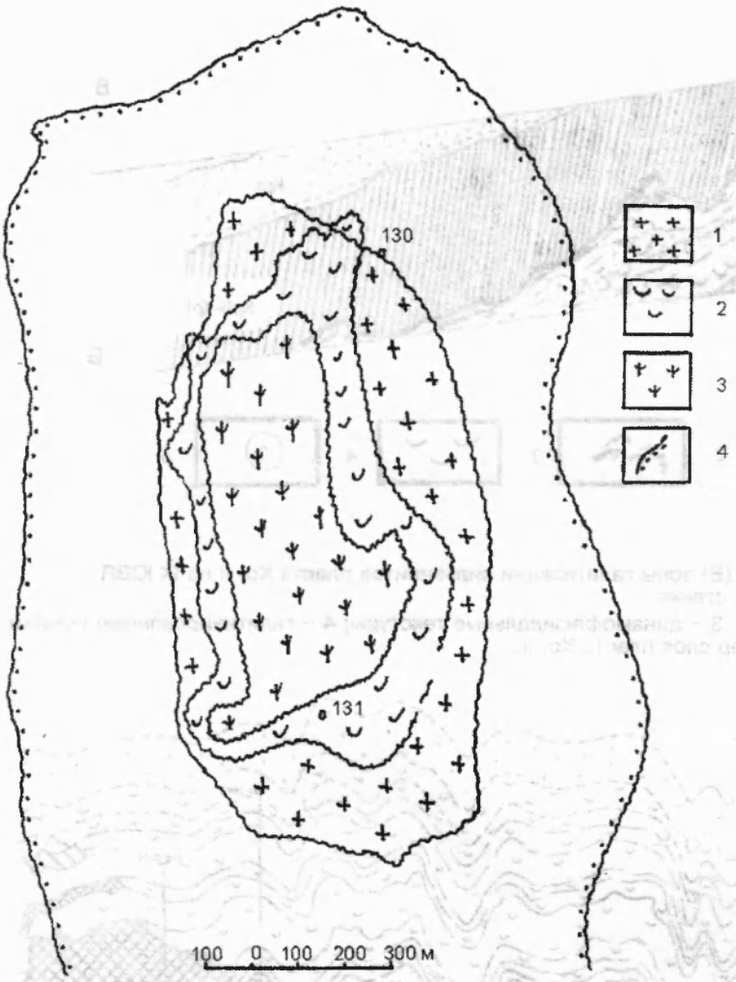


Рис. 3.19. Зона галитизации сильвинитов в районе скважин 130, 131, СКПРУ-2.

1 – зона галитизации пласта Кр. II;
2 – зона галитизации пласта АБ;
3 – зона галитизации пласта В;
4 – граница (внешняя) распространения пласта В, сложенного пестрыми сильвинитами.

Представляет интерес строение «ядра» зоны галитизации шахтного поля СКПРУ-2 (район скв. 130, 131), вскрытого южным вент. штреком IV СВП между камерами 108 и 110. Здесь разубоженный аналог пласта Кр. II представлен темно-серой (почти черной) каменной солью с отсутствием слоистости и блоками ангидритовой породы. Каменная соль среднезернистая с отдельными крупными (до 1 см) кристаллами почти черного галита. Эти кристаллы придают породе порфировидный облик и характеризуются стеклянным блеском за счет множества параллельных линий спайности на поверхности излома, которые являются линиями Чернова-Людерса /72/ и следами катакластических дислокаций /188/. Встречаются редкие зерна беловато-водяно-прозрачного галита размером до 1,2 см. Форма зерен многоугольно-овальная, они как бы отторжены от общей массы породы, с которой связаны непрочно, а промежутки между этими зернами выполнены относительно вязкой мелкозернистой массой зеленовато-серой мучнистой породы. В шлифе из данной породы установлено, что порфировые «выделения» (порфиробласты) галита представляют собой «окна» в галит-ангидритовой

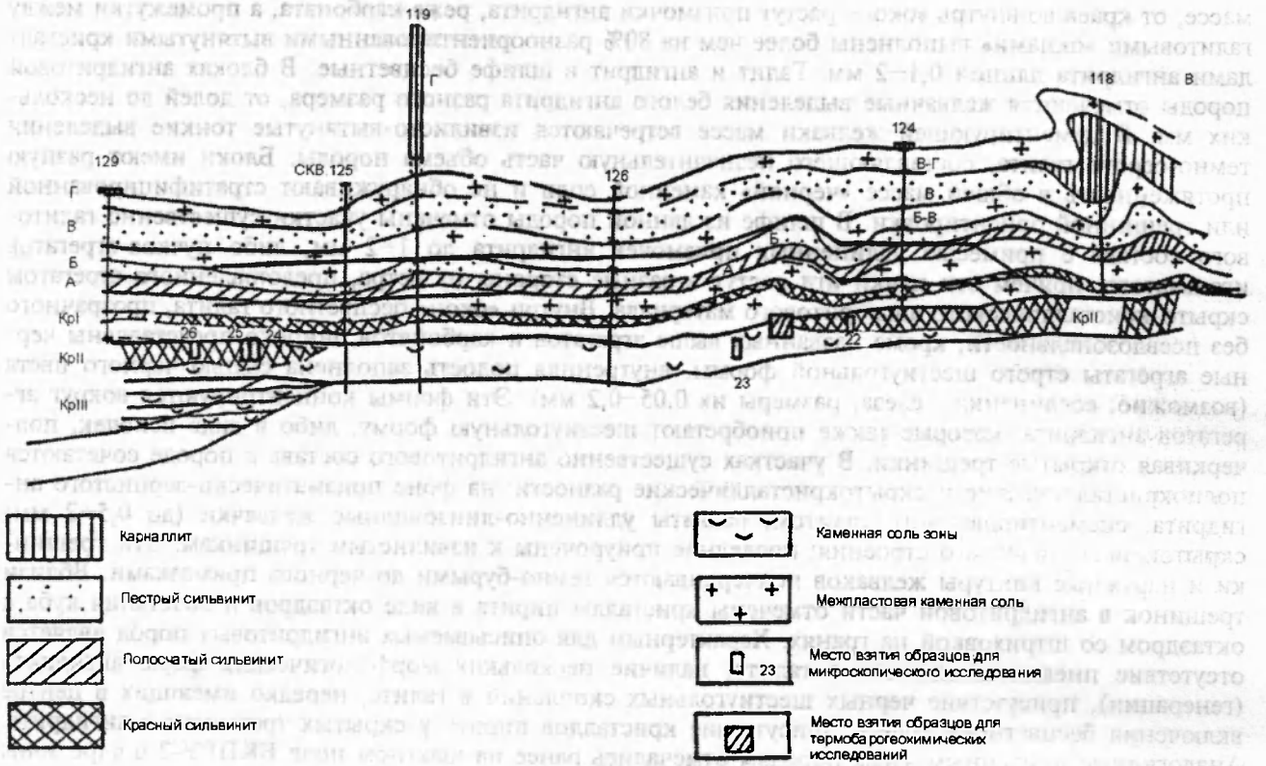
массе, от краев во внутрь «окон» растут призмочки ангидрита, реже карбоната, а промежутки между галитовыми «окнами» выполнены более чем на 80% разноориентированными вытянутыми кристаллами ангидрита длиной 0,1–2 мм. Галит и ангидрит в шлифе бесцветные. В блоках ангидритовой породы отмечаются желвачные выделения белого ангидрита разного размера, от долей до нескольких мм. В цементирующей желваки массе встречаются извилисто-вытянутые тонкие выделения темно-серого галита, составляющего незначительную часть объема породы. Блоки имеют разную протяженность в общей массе «черной» каменной соли и не обнаруживают стратифицированной или трещинной ориентировки. В шлифе из данной породы отмечены участки существенно галитового состава с примесью удлиненных призмочек ангидрита до 1–2 мм, либо пучков-агрегатов игольчатого, причем эти пучки игл растут в разные стороны от цетра, представленного агрегатом скрыто-кристаллического ангидритового материала. Внутри «окон» бесцветного галита, прозрачного без псевдозональности, кроме названных выше агрегатов и карбонатов, широко представлены черные агрегаты строго шестиугольной формы, внутренняя полость заполнена сыпью черного цвета (возможно, соединения железа, размеры их 0,05–0,2 мм). Эти формы концентрируются вокруг агрегатов ангидрита, которые также приобретают шестиугольную форму, либо в виде цепочек, подчеркивая открытые трещинки. В участках существенно ангидритового состава в породе сочетаются полнокристаллические и скрытокристаллические разности: на фоне призматически-зернистого ангидрита, сцементированного галитом, развиты удлиненно-линзовидные желвачки (до 0,5–2 мм) скрытокристаллического строения; последние приурочены к извилистым трещинкам. Эти трещинки и наружные контуры желваков подчеркиваются темно-бурыми до черного примазками. Вблизи трещинок в ангидритовой части отмечены кристаллы пирита в виде октаэдров и сочетания куба с октаэдром со штриховкой на гранях. Характерным для описываемых ангидритовых пород является отсутствие пневмозональности в галите, наличие нескольких морфологических форм ангидрита (генерации), присутствие черных шестиугольных скоплений в галите, нередко имеющих в центре включения бесцветного галита, присутствие кристаллов пирита у скрытых трещинок в ангидрите. Аналогичные описанным здесь породам отмечались ранее на шахтном поле БКПРУ-2 в ядре зоны галитизации (10-й восточный транспортный штрек).

Для объяснения особенностей механизма образования данной зоны галитизации (которое будет рассмотрено ниже), отметим, что к северо-востоку от нее на II СВП в пласте В выявлено несколько открытых трещин растяжения, залеченных местами деформированными волокнами галита, что указывает на смену растяжения скалыванием. Трещины и зоны галитизации, имеющие близкие простирания, расположены в пределах краевой части крупной флексурной складки волочения, которая относится к зоне разрывных и флексурно-складчатых дислокаций[3].

В пределах шахтного поля СКПРУ-3 нами были изучены две зоны Р/З. Одна из них, вскрытая в 7 блоке I панели (рис. 3.20), имеет ряд отличий. Здесь несколько мелких и средних субзон полной галитизации сильвинитов пласта Кр. II объединены в крупную зону по уровню разубоживания слоя 7 пласта Кр. II (рис. 3.28). Следует отметить, что по выработкам, вскрывшим эту зону, невозможно проследить ее строение вкрест простирания, в связи с чем мы не можем вполне достоверно судить о некоторых элементах внутренней структуры описываемой зоны. Ее строение, хотя подчиняется некоторым закономерностям, выявленным ранее для зон галитизации и изученным в пределах шахтных полей БКПРУ-2, БКПРУ-4 и СКПРУ-2 (район скв. 130, 131), но также имеет определенные отличия.

Общим, прежде всего, является северо-западное простирание зоны Р/З, затем более пологое залегание ее восточного склона, чем западного, что предполагает некоторую юго-западную вергентность ее строения. Отличие заключается в том, что если в ранее изученных зонах Р/З восточный и западный склоны погружены на восток, то здесь западный склон погружается на запад. Исследование данной зоны Р/З затруднено тем, что ни одна из выработок, прошедших через зону полной галитизации пласта Кр. II, не вскрывает его корж, строение которого, особенно на участке пересечений с линией «фронта» зоны галитизации, является одним из основных признаков, доказывающих тектоническую природу образования. Корж наблюдался только в северном блоковом вент. штреке блока 7 примерно в 100 м к юго-востоку от участка полной галитизации сильвинитов пласта Кр. II (но в зоне галитизации 7 слоя). Здесь корж залегает спокойно, но весь разбит субвертикальными трещинами, выполненными волокнистым красным сильвином.

[3] Отмеченные элементы внешнего и внутреннего строения данной зоны галитизации имеют принципиальное значение для объяснения особенностей процесса ее образования.



Мв 1:250
М 1:1000

Рис. 3.20. Блоковый выемочный штрек бл. № 7 СКПРУ-3.

Рассмотрим отличительные признаки исследуемой зоны галитизации от изученных ранее, имея в виду, что выработки пройдены примерно под углом 45° к простиранию зоны.

Во-первых, это более пологие углы воздымания восточного и западного склонов зоны галитизации, составляющих всего 1–1,5° по сравнению с 5–8°, наблюдаемыми в других изученных зонах галитизации. Во-вторых, обращает на себя внимание отсутствие складчатости как на «входе», так и на «выходе» из зоны. Отсутствуют также термодинамофлюидальные текстуры – «пальцеобразные» микроскладки.

Возможно, судя по строению разреза (рис. 3.20), складчатость и динамофлюидальные текстуры развиты к востоку от панельного вент. штрека. Большая (более 8 м) толщина пласта В, сложенного преимущественно карналлитом, вероятно, обусловлена флексурообразной складкой, ось которой наклонена к западу.

Третьим отличительным признаком исследуемой зоны является то, что не отмечается видимое сокращение толщины слоев в галитизированной части зоны Р/З, хотя во всех остальных изученных зонах, наблюдаемых вкрест простирания, сокращение толщины пласта в разубоженной части являлось одним из характернейших признаков. И, наконец, нарушен порядок исчезновения сильвинитовых слоев. Если в ранее изученных зонах галитизация сильвинита при «входе» начинается с нижнего слоя и заканчивается в верхнем, а при «выходе» наоборот, то в данном случае в восточной части зоны исчезновение сильвина в слоях происходит в порядке 5–1–3.

Вышеперечисленные отличия кажутся весьма существенными, но необходимо отметить, что все они (или часть) фиксировались и в других зонах Р/З, когда наблюдения велись по простиранию галитизации сильвинитов.

Еще одна примечательность развития исследуемой зоны галитизации выявляется в связи со вскрытием разреза осевым вент. штреком 5-й панели, где зафиксирована галитизация пластов А и Б. Здесь наблюдаются две субзоны, в первой из которых (южной) галитизация пластов А и Б наблюдается на расстоянии 90 м, во второй (северной) отмечается галитизация только пласта Б на расстоя-

нии около 200 м (см. рис. 3.28). Данная зона галитизации имеет те же общие и отличительные признаки внутреннего тектонического строения, что и вышеописанная, поэтому подробнее на них останавливаться не будем.

Очевидно, что эта зона галитизации является продолжением зоны, вскрытой в 7-м блоке 1-й панели и, следовательно, связана с ней парагенетически и пространственно, имея общие корни по пласту Кр. III. Если учесть при этом, что в скв. 109, расположенной в 0,6 км к северо-западу от I панели, галитизированы пласты Кр. III-Кр. I, то можно предположить наличие одной крупной зоны Р/З северо-западного простирания, протягивающейся более чем на 2,5 км (см. рис. 3.28).

Рассмотрим подробнее особенности и последовательность преобразования минерального состава пород вблизи и непосредственно в данной зоне галитизации.

Как уже отмечалось выше, при «входе» с северо-востока в данную зону галитизации по пласту Кр. II последним исчезает слой 3, который первым появляется на «выходе». В связи с этим было произведено специальное опробование именно этого слоя так, чтобы охарактеризовать все структурные элементы исследуемой зоны: «вход», «ядро» и «выход». Образец 22 отобран при «входе» в зону Р/З (рис. 3.20), в 2,5 м к востоку от места полной гаметизации слоя. В шлифе из данного образца (рис. 3.21) представлена деталь из слойков в почве 3 слоя, где в галопелитовом прослойке наблюдаются «окна» галита, переходящие вверх в кристаллы «очищенного» галита, между которыми «зажаты» скопления ангидрита часто с сильвиновым цементом красного цвета. Отдельные крупные зерна (до 2–3 мм) внедряются в залегающий выше сильвинит, имеющий панидиоморфнозернистую структуру со слабо удлиненной формой зерен размером 1–5 мм. Сильвин явно новообразованный, хотя и возник на основе существовавшего здесь прежде. Участки каменной соли в данном образце также интенсивно переработаны; проявляется это в перекристаллизации с укрупнением зерен. При этом происходит концентрация нерастворимых примесей в промежутках между крупными зернами галита. Итак, перекристаллизация сопровождается очищением от газово-жидких, а также твердых (после растворения) микровключений, которые в виде газово-жидкой фазы выходят из кристалла, и при этом между кристаллами выпадает ангидрит и часть галита, сцементированные сильвином.

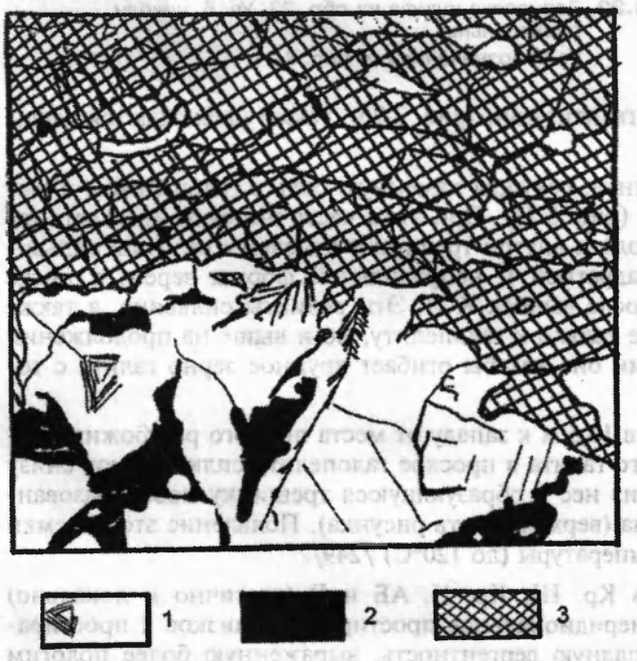


Рис. 3.21. Зарисовка шлифа из обр. 22. Ув. 5, николи параллельны.
1 – галит; 2 – ангидрит; 3 – сильвин.

Образец 23 отобран в зоне полной галитизации (рис. 3.20), в 5 м к западу от места взятия обр. 22 из этого же слоя пласта Кр. II. В шлифе из обр. 23 (рис. 3.22) представлен участок каменной соли с прослоем будинированного галопелита, отделившего участок м/з каменной соли с признаками динамофлюидального течения от к/з с реликтами сильвина. Прослой будинирован трещиной, в которой отмечается «вдавливание» материала снизу. В верхней части наблюдаются отдельные зерна

(реликты) сильвина, зажатые между «слойками» перистого и шпатового галита в ассоциации со скоплениями игольчатого ангидрита. Во многих участках обр. 23 встречаются уплощенные зерна и скопления зерен сильвина молочно-белого с красной каемкой в сопровождении прозрачных галитов с синей окраской в основном по контурам зерен. Установление молочно-белого сильвина имеет важное значение для объяснения механизма образования данной зоны галитизации, о чем будет сказано ниже.



Рис. 3.22. Зарисовка шлифа из обр. 23, Ув. 5, николи параллельны.
Усл.обозначения см. рис. 3.21.

В обр. 25 и 26, отобранных на «выходе» из зоны галитизации (рис. 3.20), также наблюдаются следы интенсивного преобразования пород.

В шлифе из обр.25 видна субвертикальная трещинка, секущая каменную соль с галопелитом и выполненная поперечно ориентированным галитом (рис. 3.23). При этом частично сюда «втекает» галит из нижележащего слойка. В зернах галита около и внутри трещинки отмечены реликты сильвина в виде бесцветных капельной, овальной, квадратной и неправильной формы зерен, а также желтооранжевые «тени» на галите, оставшиеся после выноса KCl. Эти реликты сильвина, а также рассеянные кристаллы карбонатов приурочены не только к галопелиту, но и выше на продолжении трещинки над галопелитом; в некотором удалении она как бы огибает крупное зерно галита с точечными включениями сильвина.

В шлифе из обр. 26, отобранного в почве слоя 3, в 10,5 м к западу от места полного разубоживания, отмечается как «врастающие» кристаллы перистого галита в прослое галопелита сплющивают снизу прослой каменной соли (рис. 3.24), выдавливая из нее в образующуюся трещинку новообразованные кристаллы галита с синей каемкой и сильвина (верхняя часть рисунка). Появление этой каемки является признаком воздействия повышенной температуры (до 120°С) /249/.

Крупная зона галитизации сильвинитов пластов Кр. III, Кр. II. АБ и В (частично и локально) вскрыта на IV панели СКПРУ-3. Она имеет субмеридиональное простирание, близкое к простиранию окружающих тектонических структур, и западную вергентность, выраженную более пологим восточным склоном зоны относительно западного.

Наличие северо-западной вергентности также подтверждает положение контура площади развития пласта В сильвинитового состава (рис. 3.25). Площадь данной зоны составляет на уровне пласта АБ более 0,8 кв. км (1,3×0,65 км). В кровле галитизированной части разреза залегают пестрые сильвиниты пласта В, а начиная с пласта Г (местами – пласт В) и выше залегают пласты карналлитового состава.



Рис. 3.23. Зарисовка шлифа из обр. 25, Ув. 5, николи параллельны.
1 – галит; 2 – ангидрит; 3 – сильвин.



Рис. 3.24. Зарисовка шлифа из обр. 26, Ув. 5, николи параллельны.
Усл. обозначения см. рис. 3.21.

В заключение следует отметить, что крупная зона галитизации в районе скв. 632 (СКПРУ-3) и очень крупная зона на юге ОАО «Сильвинит» (см. рис. 3.28) оконтурены с учетом данных глубокого бурения и материалов сейсморазведки МОГТ. При оконтуривании зоны галитизации района скв. 632 использовались сейсмопрофили 108206 и 108220 АО «Пермьнефтегеофизика», в южной части шахтных полей сейсмопрофили 1197С1 и 1197С2 ГИ УрО РАН и в районе скв. 270–108208 и 108210.

3.1.2. О парагенезисе и единстве процессов галитизации сильвинитов и сильвинитизации карналлитов на ВКМКМС

А.Е. Ходьков /291/ впервые в 1956 г. рассмотрел галитизацию сильвинитов и образование пестрых сильвинитов как единый процесс, происходящий в результате миграции через толщу калийно-магниевых солей хлорнатриевых седиментационних рассолов, которые отжимались вверх при уплотнении (диагенез) подстилающей каменной соли, растворяя красные сильвиниты и осаждая галит. При дальнейшем развитии этого процесса растворы, обогащенные хлористым калием, достигали первых пластов карналлитовых пород, производя частичное выщелачивание карналлита с выносом хлористого магния и одновременным отложением сильвина и галита, составляющих основу пестрых сильвинитов. Позже до 1987 г. никому не удалось связать эти два явления в единый процесс, хотя существовало достаточно много фактического материала о пространственной связи между зонами Р/З и сильвинитизации карналлитов пластов Б (рис. 3.1) и В (рис. 3.28).

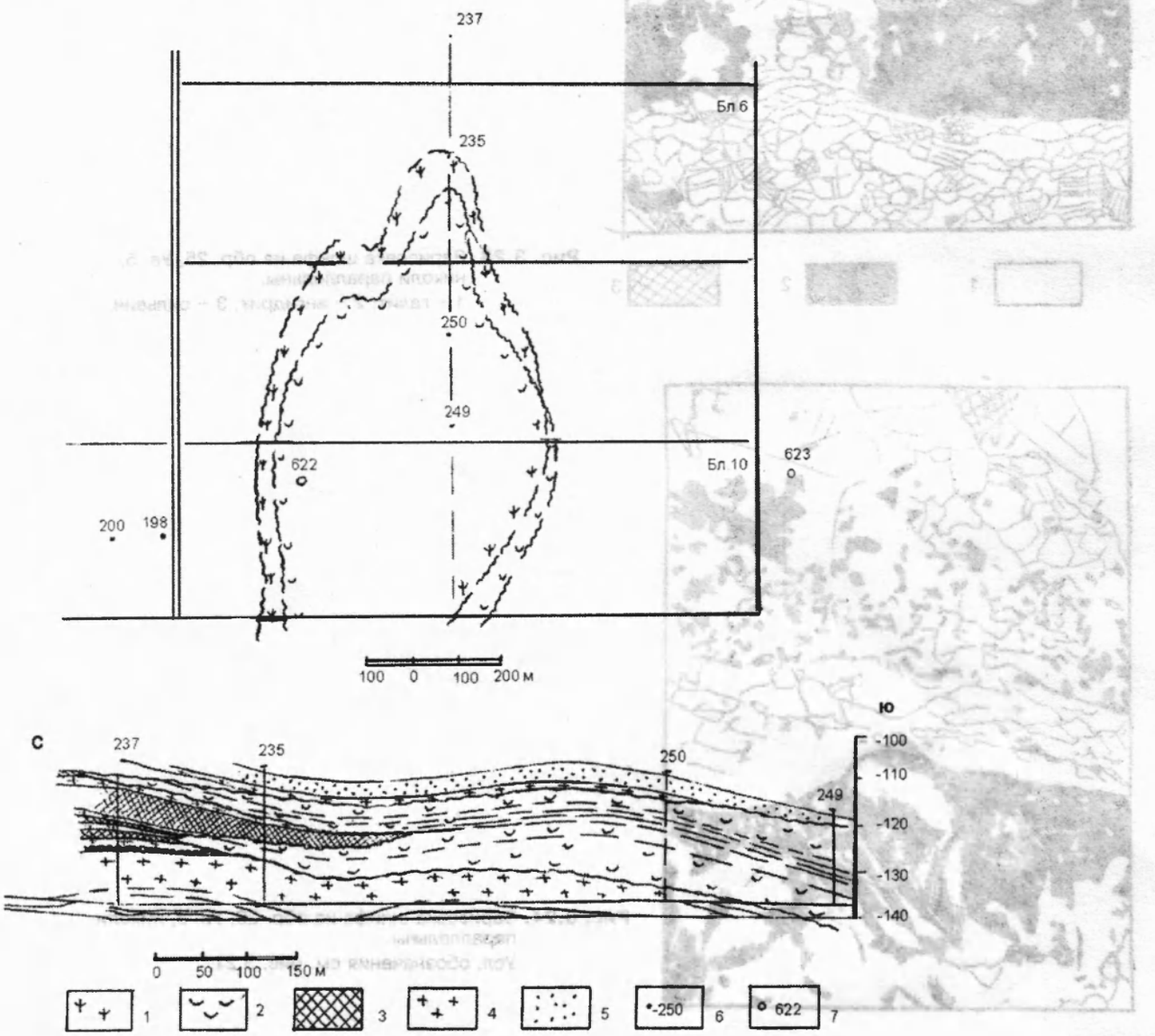


Рис. 3.25. Внешняя форма зоны Р/З на IV ЮВП шахтного поля СКПРУ-3. Геологический профиль по простиранию зоны.
1 – контур галитизации сильвинитов пласта Кр. II; 2 – контур галитизации пласта АБ. Зона галитизации на геологическом профиле: 3 – красный сильвинит; 4 – межпластовая каменная соль; 5 – пестрый сильвинит пласта В; 6 – подземные скважины; 7 – поверхностные разведочные скважины.

Вместе с тем, пространственную связь между этими зонами и единство процесса их образования легко объяснить с позиции термодинамометаморфизма, если привлечь тектонику, влияние которой А.Е. Ходьков (также как и А.А. Иванов) отрицал. Он считал, что только Предуральский прогиб и блоковые структуры осадочного чехла ВКМКМС относятся к тектоническим образованиям, а структуры более низших порядков, наблюдаемые в подземных горных выработках, формировались «при существенном участии флюидогеодинамических (ФГД) процессов, зарождающихся в осадочных сериях, расположенных над кристаллическим фундаментом» (с. 177 /288/). С позиции ФГД все трещины в складчатых структурах классифицируются как гидроразрывы в слаболитифицированнной в породе, а минералопреобразующие процессы осуществляются только растворением и переотложением под воздействием диагенетических растворов.

Сравнение внутренней структуры зон галитизации сильвинитов (см. гл. 3.1.1) с морфологией складчатых и разрывных дислокаций продольного сжатия литифицированных пород соляной толщи ВКМКМС указывает на их идентичность, выраженную их западной вергентностью и наличием вязких разрывов. Последние местами подчеркивают чешуйчатое строение зон Р/З. Следовательно, тектоническое сжатие является причиной образования зон Р/З. Одновременно с этим термобарогеохимические исследования, проведенные В.М. Ковалевичем (ИГиГГИ АН Украины, г. Львов), «указывают на формирование рассматриваемых зон в условиях повышенных температуры и давления. Минералообразующие растворы отличались высокой газонасыщенностью и резкими изменениями химического состава даже на небольших расстояниях» (171 /72/), что могло иметь место при термодинамометаморфизме соляных пород.

М.П. Фивег /277/ справедливо указал на перекристаллизацию подстилающей каменной соли в твердом состоянии в результате возрастания температуры и давления и сделал вывод о том, что при этом « имел место бластез, т. е. здесь образуются структуры и текстуры, вполне схожие с теми, которые на значительно больших глубинах возникают в метаморфических породах» (с. 249). Вместе с тем, по его мнению, «описанные структуры отображают ход явлений, происходящих при погружении соляной толщи и указывают на то, что достаточно интенсивное течение соли в платформенных условиях может осуществляться уже на глубинах 700–900 м» (с. 250, там же), т. е. под воздействием литостатического давления на стадии катагенеза.

Данный вывод М.П. Фивега и представление А.Е. Ходькова об образовании трещин гидроразрыва в нелитифицированных породах были опровергнуты В.А. Вахрамеевой /27/, которая на поверхностях кристаллов галита любого горизонта Соликамского рудника (СКПРУ-1, ОАО «Сильвинит») наблюдала «линии Чернова-Людерса» – параллельные тончайшие трещинки, относимые ею к следам скольжения (трансляционного) частей кристалла относительно друг друга, предшествующее пластическому течению. В самих карналлитовых породах В.А. Вахрамеевой была выявлена система диагональных трещин скалывания, биссектриса острого угла которой указывала, по ее мнению, на направление тангенциальных сил с востока на запад.

Недавние экспериментальные работы /333, 356, 336/ показали, что при возрастании температуры и давления, связанном с деформацией соляных пород, происходит динамическая перекристаллизация твердых фаз, которая высвобождает микровключенные в соляные минералы флюиды, выдавливая их в межзерновое пространство. Генерируясь на месте, флюиды создают высокие давления и способствуют резкому возрастанию проницаемости соляных пород, что, обеспечивает их движение снизу вверх. Динамическая перекристаллизация – процесс создания новой зернистой структуры в ходе пластической деформации соляных пород, происходящий либо перемещением соседних зерен относительно друг друга («миграционная» перекристаллизация), либо вращением («ротационная») без миграции /333/.

При температуре 42°С и более начинает растворяться ангидрит, переходя в водную фазу /344/, при 100°С и более растворяется доломит /332/. Проницаемость глинистых пород возрастает с повышением минерализации контактирующих с ними растворов и температуры, особенно контрастно в интервале 40–90°С, что связано с интенсивностью разрушения в данном температурном интервале структуры «рыхлосвязанной воды», заключенной в них /59/.

Вопрос о парагенезисе сильвинитизации карналлитов и галитизации красных сильвинитов, а также о факторе, вызывающем эти процессы, будет рассмотрен ниже, а пока покажем совершенно определенную пространственную связь между данными двумя типами пород – сильвинитовой и сильвинит-карналлитовой частей разреза, широко развитыми в пределах ВКМКМС.

Пространственная взаимосвязь хотя бы с пестрыми сильвинитами пласта В хорошо прослеживается при рассмотрении любой карты состава пород как ОАО «Уралкалий», так и ОАО «Сильвинит» (например, см. рис. 3.19).

Наиболее показательными являются следующие примеры:

1. В пределах шахтного поля БКПРУ-1 – зона сильвинитизации карналлитов пласта В на площади развития зон галитизации сильвинитов в районе скв. 64, 83, 18 (рис. 3.11).
2. Зона сильвинитизации в районе галитизации красных сильвинитов у скв. 96, имеющая свою особенность – сильвинитизированы все слои карналитовой зоны, расположенной над зоной галитизации красных сильвинитов (см. рис. 2.21). Это отличает ее от других зон, в большей части которых, как правило, над зоной галитизации (с некоторой вергентностью к западу) залегают пестрые сильвиниты, а затем пласты карналлитовых пород, относящиеся к различным горизонтам.

В пределах шахтного поля БКПРУ-4 зона сильвинитизации оконтуривает уникальную зону галитизации в районе скв. 484, где галитизированы все слои как сильвинитовой, так и карналлитовой частей разреза. Такие же варианты прослеживаются и вокруг зон галитизации р-на скв. 482, 483 и 473, 467.

Аналогичная картина наблюдается и на шахтных полях ОАО «Сильвинит».

Так, например, подобная пространственная взаимосвязь хорошо прослеживается в районе зон галитизации 1 и У панелей СКПРУ-3, где изменение минерального состава пласта В в направлении пестрый сильвинит – пестрый сильвинит + карналлит (смешанная соль) – карналлит имеет северо-западное простирание (такое же как и цепь галитизированных участков) и некоторую западную вергентность (рис. 3.28). Аналогичная ситуация наблюдается в районе зоны галитизации на северо-востоке шахтного поля СКПРУ-2 в районе скв. 130, 131 (рис. 3.19).

Так же у самой крупной зоны галитизации промышленных пластов в районе шахтных стволов рудника СКПРУ-2 отмечается изменение состава пород пласта В – пестрый сильвинит – смешанная соль – карналлит (рис. 3.28).

При рассмотрении всех представленных материалов, с учетом расположения всех мелких, средних и крупных зон галитизации промышленных пластов, в большинстве случаев границы изменения минерального состава пласта В от пестрого сильвинита до карналлита имеют некоторую западную, северо-западную вергентность и определенную приуроченность к районам развития зон галитизации.

Данные факты позволяют не согласиться с представлениями об отсутствии связи между зонами галитизации промышленных пластов и зон «сильвинитизации» карналлитов на основании того, что пестрые сильвиниты над зонами галитизации наблюдаются только в двух-трех нижних пластах карналлитового горизонта, а в более верхних – только через промежуточные пласты, сложенные карналлитом или смешанной солью /101/. Эти доводы были бы справедливы при вертикальной миграции растворов. Но, как будет показано ниже, по нашей гипотезе растворы, преобразующие минеральный состав пород, перемещались по восстающим на запад направлениям, имеющим различные углы наклона, вследствие чего пласты пестрых сильвинитов в карналлитовом горизонте могут встречаться гораздо западнее (северо-западнее) зон галитизации промышленных пластов, влияющих на преобразование карналлита. Следовательно, с одной стороны, пласты, сложенные пестрым сильвинитом, могут быть расположены между пластами и выше пластов карналлитового состава. С другой стороны, если скважина с поверхности вскрыла пестрые сильвиниты в карналлитовой зоне (при нормальном составе пород промышленных пластов), то зона галитизации может располагаться к востоку (северо- и юго-востоку) от разреза скважины.

3.1.3. Типизация зон галитизации сильвинитовых пластов и закономерности их размещения

Как было указано выше, процесс галитизации сильвинитов и сильвинитизации карналлитов является процессом, обусловленным единым фактором, и оба эти минералогические преобразования являются парагенетическими. В связи с этим, зоны галитизации подразделяются на экранированный, открытый и сквозной типы.

Экранированный тип. К данному типу относится большинство изученных зон галитизации. Характерным является то, что непосредственно над зоной галитизации промышленных пластов залегает один или несколько пластов карналлитовой зоны, сложенных пестрыми сильвинитами. При этом чаще всего соблюдаются признаки, характерные для зон галитизации: некоторая вергентность в западном (северо-северо-западном) направлении, более крутой западный склон сильвинитизированной зоны карналлитов и др. К этому типу относятся зоны как мелких и средних, так и крупных размеров. Например, это все известные зоны галитизации, вскрытые в пределах шахтного поля БКПРУ-2, зоны, вскрытые в районе 1 СЗП БКПРУ-1; мелкие и средние по размерам зоны шахтного поля БКПРУ-4; зона в районе скв. 130, 131 СКПРУ-2, зона, вскрытая в районе скв. 622 СКПРУ-3 и многие другие (рис. 3.26, А). Характерной особенностью данных зон является то, что пласты карналлитовых пород, относящиеся к различным горизонтам, являются экраном для проникающих (по нашей гипотезе) снизу растворов, преобразующих минеральный состав пород. О влиянии растворов на минералопреобразование могут свидетельствовать несколько примеров, например, в скв. 1028 (БКПРУ-2) в мергелистых породах, в 20 м выше покровной каменной соли была обнаружена трещина, выполненная кремнеземом с галитом, где иммерсионным методом определен бесцветный карналлит.

Открытый тип. Главной особенностью данного типа является исключительно сильвинитовый состав всех пластов карналлитовой зоны, расположенных над зоной (с некоторой западной вергентностью) галитизации промышленных пластов (рис. 3.27). Примером данного типа является крупная зона галитизации и сильвинитизации промышленных пластов карналлитовой зоны, расположенная на севере шахтного поля БКПРУ-1, в районе скв. 96, вскрытая 3 западным разведочным штреком и северными выработками 4-бис западной панели (см. рис. 3.12), а также крупная зона центральной части шахтного поля СКПРУ-2, где в северо-западной ее части скважиной 234С вскрыт пласт И, представленный пестрым сильвинитом.

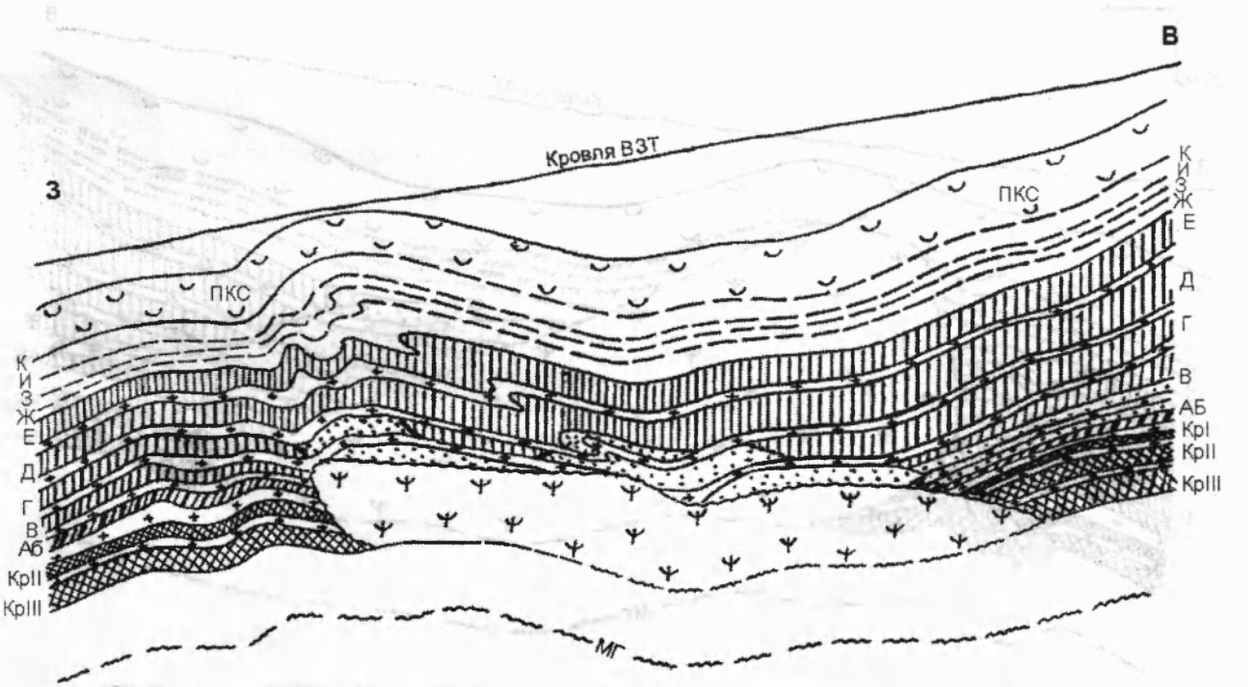


Рис. 3.26.А. Принципиальная схема строения зоны Р/З экранированного типа (эталон – 4-я панель, СКПРУ-3).



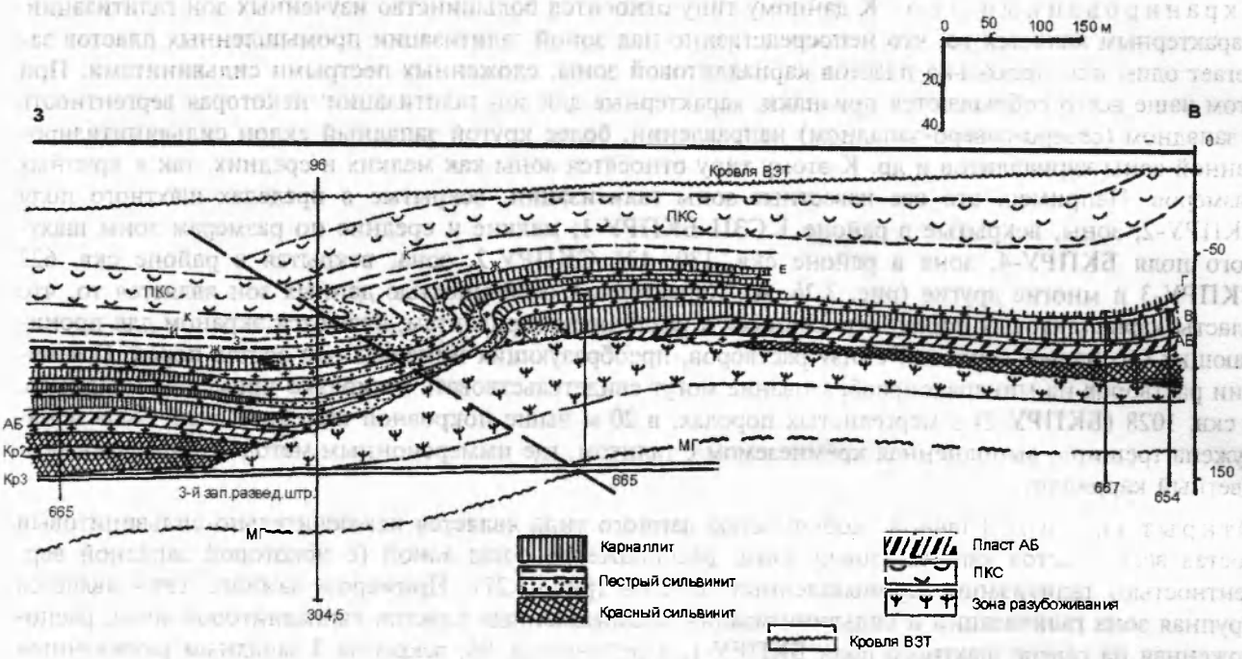


Рис. 3.27.А. Строение зоны Р/З открытого типа (БКПРУ-1, панель 4-бис).

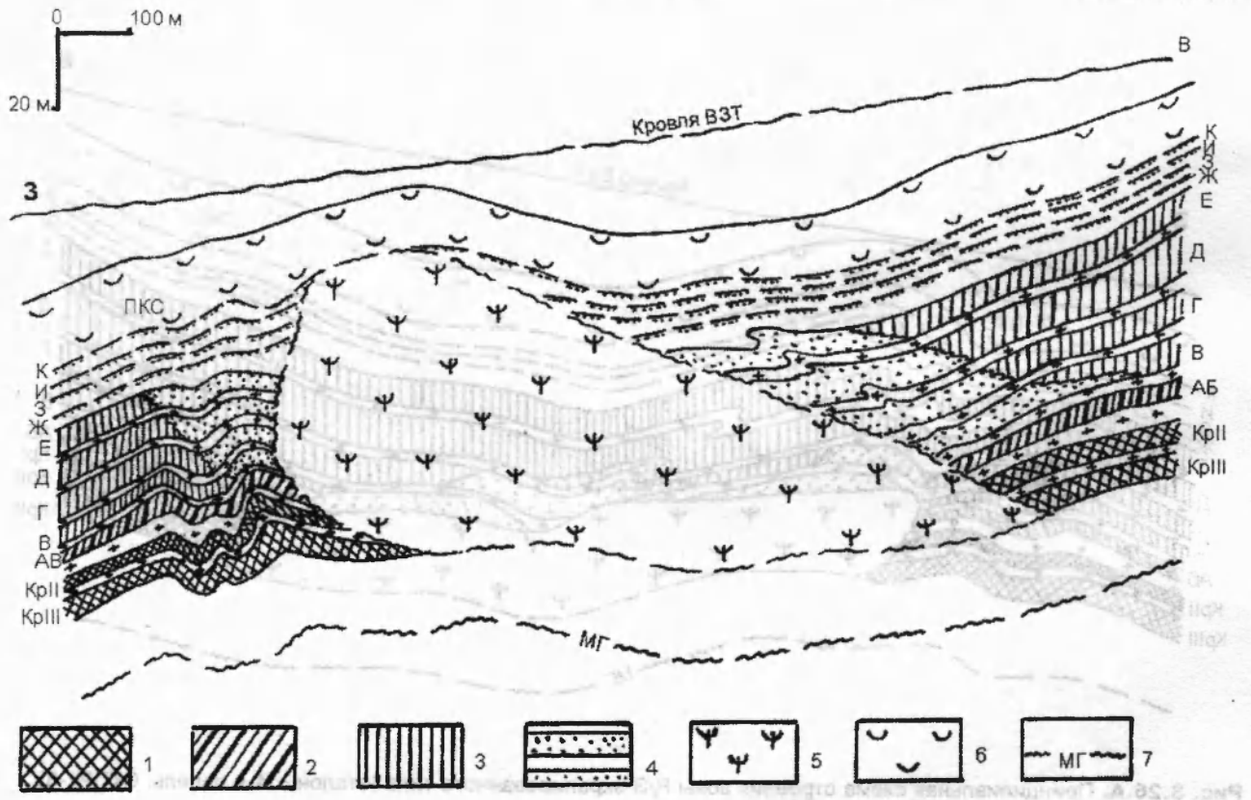


Рис. 3.27.Б. Принципиальная схема строения зоны Р/З сквозного типа (эталон – север 1 ЮВП и 1 ЮЗП, БКПРУ-4).

Сквозной тип. Характеризуется галитизацией всех пластов сильвинитовой и карналлитовой зон при полноте их разреза (присутствует покровная каменная соль и маркирующий горизонт в подстилающей каменной соли) (см. рис. 3.10, 3.26, Б). Примером является крупная зона галитиза-

ции в районе скв. 484 на руднике БКПРУ-4. По особенностям строения внешней структуры данная зона аналогична всем описанным выше – та же западная вергентность и северное простирание, близкое к простиранию окружающих тектонических структур (рис. 3.28). Отличие внутреннего строения от остальных изученных зон галитизации заключается в том, что галитизированы (представлены каменной солью) все пласты сильвинит-карналлитовой зоны.

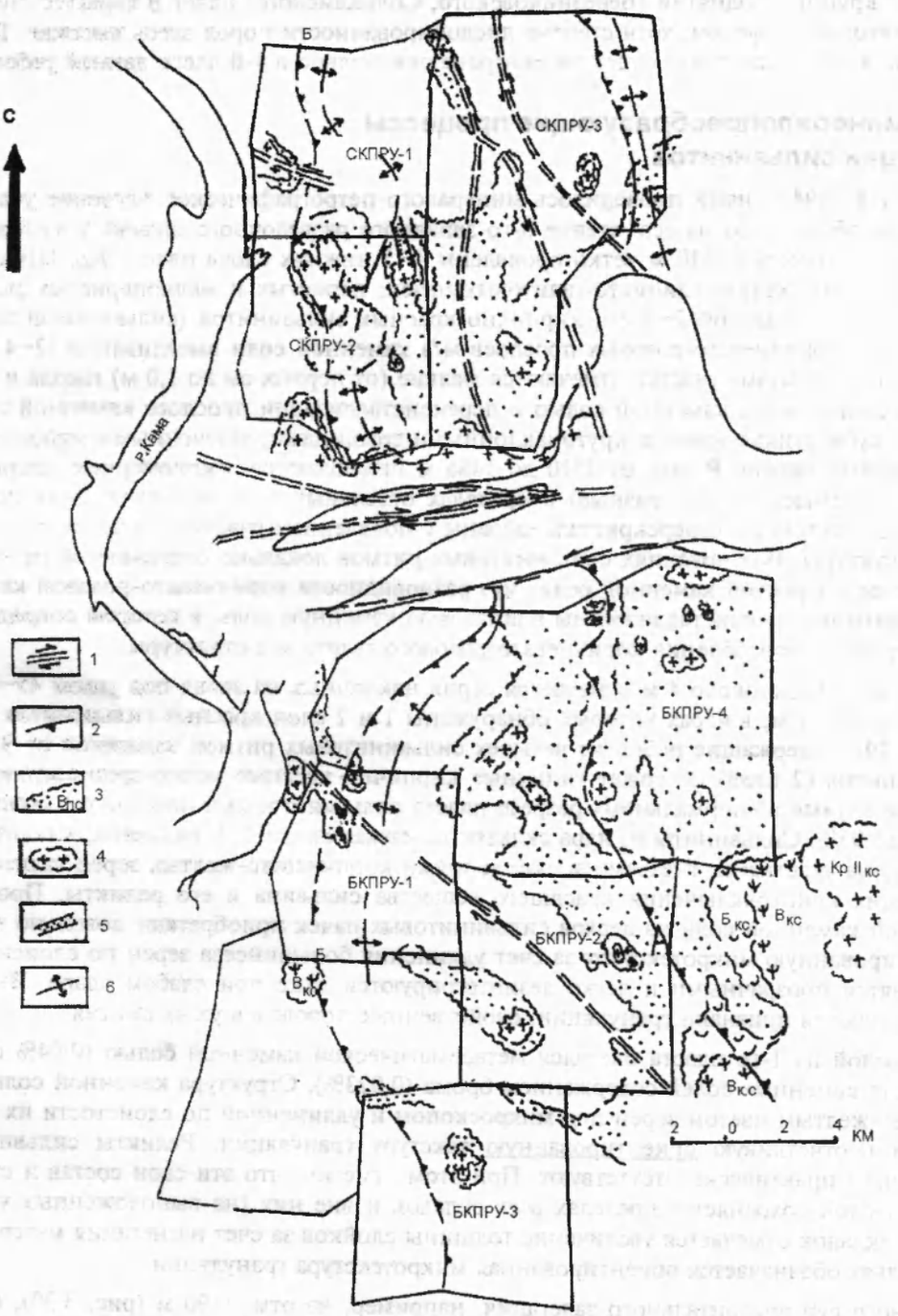


Рис. 3.28. Размещение зон Р/З и сильвинитизация карналлита пласта В в центральной и южной частях ВКМКМС.
1 – сдвиг; 2 – надвиг: А – Троицкий, Б – Соликамский; 3 – граница сильвинитизации карналлита В;
4 – зона Р/З; 5 –листрический сброс; 6 – ось крупных антиклинальных структур; 7 – каменная соль.

Исходя из вышеизложенного, следует, что внешняя и внутренняя структуры всех зон галитизации принципиально не отличаются друг от друга, что свидетельствует о едином геологическом процессе, ответственном за их образование.

Рис. 3.28 иллюстрирует ту общую закономерность, которая заключается в расположении зон галитизации сильвинитов внутри контуров распространения границ полной сильвинитизации карналлитовых пород пласта В. На этом же рисунке схематично показано пространственное положение основных разрывных дислокаций (на уровне поверхности ПКС), которые, в целом, контролируют региональные зоны сильвинитизации карналлитов. При этом обращает на себя внимание тот факт, что в сводовых частях крупных поднятий (Березниковского, Соликамского) пласт В характеризуется практически карналлитовым разрезом, хотя степень дислоцированности пород здесь высокая. Причина этого, на первый взгляд, парадокса будет рассмотрена специально в 4-й части данной работы.

3.1.4. Основные минералопреобразующие процессы в зонах галитизации сильвинитов

На руднике БКПРУ-1 в 1994 г. нами проводилось минералого-петрографическое изучение участка Р/З пласта Кр. IIIв по обнажению на сев. стенке 3-го западного разведочного штрека в интервале отметок 1480–1600 м. До отметки 1510 м четко проявлены 4–5 нижних слоев пласта Кр. IIIв с характерными наборами в их составе глинисто-галитовых пачек, пористых и мелкопористых разновидностей каменной соли толщиной 2–7 см, кирпично-красных сильвинитов (сильвиновой породы) толщиной 4–6 см и коричневато-розовых прослоев м/з каменной соли высаливания (2–4 см). Однако уже на этом «нормальном» участке отмечаются мелкие (от первых см до 1,0 м) гнезда и участки локального Р/З сильвинитов каменной солью и перекристаллизации прослоев каменной соли, часто сопряженные с субвертикальными и крутонаклонными трещинами, залеченными зернистыми и столбчатыми агрегатами галита. В инт. от 1510 до 1486 м наблюдаются закономерные прерывистые (очаговые, линзовидные, гнездообразные) в пределах отдельных прослоев изменения пород: прослои каменной соли интенсивно перекристаллизованы с появлением участков гигантозернистой блочно-шпатовой структуры. В основаниях сильвинитовых ритмов локально сохраняются реликтовые фрагменты прослоев пористой каменной соли, м/з разновидности коричневато-розовой каменной соли из верхов ритмов перекристаллизованы в шпатовую каменную соль, в которой спорадически сохраняются островные обособления коричневато-розового галита м/з структуры.

На отметке 1488 м в интервале около 4 м отмечается серия наклонных на запад под углом 45–60°– складок амплитудой около 1 м, в ядрах которых обнаружены 1 и 2 слои красных сильвинитов пласта Кр. IIIв (рис. 3. 29), содержащие набор из четырех сильвинитовых ритмов толщиной от 9,5 до 30 см. Нижние три ритма (2 слой) содержат типичные кирпично-красные мелко-среднезернистые сильвиниты, представленные в «нормальном» разрезе пласта сильвинитовыми породами с содержаниями сильвина более 95%. Сильвиниты из ядра складки содержат около 78% сильвина, а галитовая фаза в них представлена участками, гнездами и скоплениями коричневато-желтых зерен галита м/з структуры, содержащих криптовключения красящего вещества сильвина и его реликты. Прослои желтовато-коричневой каменной соли из верхов сильвинитовых пачек приобретают довольно четко выраженную ориентированную микротекстуру за счет удлинения большинства зерен по слоистости. Зерна галита становятся прозрачными и легко дезинтегрируются даже при слабом ударе. Иными словами, в ней проявляются признаки грануляции, свойственные породам в узлах сжатия.

Блекло-красный прослой из 1-го пласта оказался метасоматической каменной солью (0,04% сильвина) с типичным для каменных солей содержанием брома (0,023%). Структура каменной соли м/з с характерным винно-желтым цветом зерен под микроскопом и удлиненной по слоистости их формой, обозначающей неотчетливую ориентированную текстуру грануляции. Реликты сильвина и примесные компоненты практически отсутствуют. При этом отметим, что эти свои состав и структурные признаки прослой сохраняет в пределах всех складок и вне них (на выположенных участках), лишь в замках складок отмечается увеличение толщины слойков за счет нагнетания материала, а в замках и на крыльях обозначается ориентированная микротекстура грануляции.

В условиях спокойного субгоризонтального залегания, например, на отм. 1190 м (рис. 3.30), отмечаются чередующиеся по напластованию пород на протяжении 4–5 м участки локальных преобразований, представленные латеральными и субвертикальными зонками. Латеральные преобразования обусловлены преимущественно метасоматозом и перекристаллизацией пород, субвертикальные – переотложением, перекристаллизацией и спорадическим метасоматозом. При этом четко проявлена вертикальная зональность в чередовании метасоматических пород: в «сильвинитовых» пачках второго слоя псевдосильвиниты представлены желто-оранжевой м/з генерацией, в кровле этого слоя и

в первом слое – м/з коричнево-вишневой генерацией. В первой из них криптовключенная фаза гидроокислов железа распределена в породе равномерно и в зернах галита, образовавшегося по сильвину, и в промежутках между ними и представлена гематитом; во второй – основная масса вишнево-красных хлопьевидных, комковатых гидроокисных соединений железа локализована на стыках зерен новообразованного галита и внутри спайных трещин в них. Она представлена минералами гетитом и гематитом.

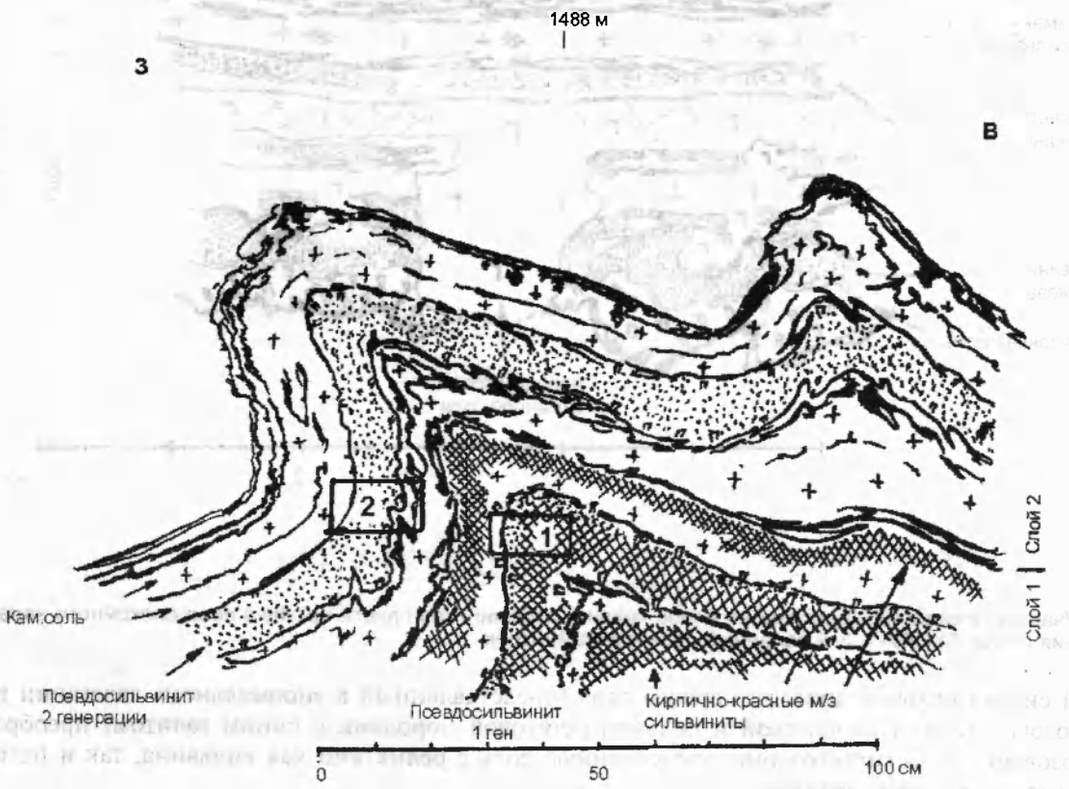


Рис. 3.29. Участок псевдосильвинитизации сильвинитов пласта Кр. IIIв в зоне развития наклонных на запад складок. БКПРУ-1, 3-й западный разведочный штрек.

Если вспомнить известные /75, 91/ данные о петрографических особенностях сильвинитовых слоев пласта Кр. IIIв, то можно установить определенную связь этих данных со сменой двух генераций псевдосильвинитов в условиях изученной зоны. Нижний (второй) слой пласта Кр. IIIв в «нормальных» условиях сложен мелко-среднезернистой разновидностью сильвинита кирпично-красного цвета с характерной ориентированной микротекстурой, типичной для красных сильвинитов не только ВКМКМС /138, 139/. Характеры и исключительная мономинеральность сильвинита и низкие содержания брома.

Верхний слой в своем составе содержит сильвинит полосчатой текстуры /75/, обусловленной переслаиванием полос пятнисто-розовой (пятнисто-красной) галит-сильвиновой породы и полос сильвин-галитовой породы с обильным синим галитом. В качестве окрашивающих сильвинит минералов отмечены гетит и гематит.

Возвращаясь к петроструктурной характеристике пород в условиях зоны псевдосильвинитизации, отметим еще следующие ее особенности:

1. Глинисто-галитовый корж пласта мелко разорван и рассечен субвертикальными и наклонными зонами, гнездами вторичного гигантозернистого галита.
2. Каменная соль м/з структуры и розового цвета (в исходных породах) шпатизирована с сохранением локальных линз изначального строения.

сильвинитов. Знаменательно, что в полу выработки обнажена брекчия подстилающей каменной соли. Все это указывает на образование зоны шпатизации и сопутствующих явлений (будинаж, брекчирование и т. д.) после псевдосильвинитов, которые формируются на начальной стадии галитизации сильвинитов.

Таким образом, достаточно протяженное западное крыло (около 30–35 м) зоны галитизации сильвинитов пласта Кр. IIIв характеризуется следующим набором специфических признаков:

1. Внутри зоны все сильвинитовые прослои представлены псевдосильвинитами двух генераций: коричнево-вишневыми и желто-оранжевыми.
2. По всей зоне развития псевдосильвинитов отмечаются локальные участки (от нескольких десятков см до 3–4 м) субвертикальной литологической их неоднородности, обусловленной разного масштаба (от первых см до 0,7–1,2 м) зонами субвертикального переотложения гигантозернистого и шпатового галита, а также слоевидными согласными телами шпатового галита, приуроченными к верхам слоев.
3. Локальные зоны развития шпатового галита создают специфический текстурный облик вмещающих их пород. Это линзовидные, линзовидно-полосчатые, пятнистые, вкрапленные, гнездовидные и островные текстуры, часто нарушающие слоистые элементы пласта.
4. В коржевых породах пласта отмечаются многочисленные разрывы галопелитовых прослоев, смещение и перемещение их материала под влиянием перекристаллизации вмещающих их каменных солей и субвертикальных зон переотложенного шпатового галита.
5. Первым псевдосильвинитизации подвергся верхний сильвинитовый слой пласта, последними – нижние прослои второго слоя.

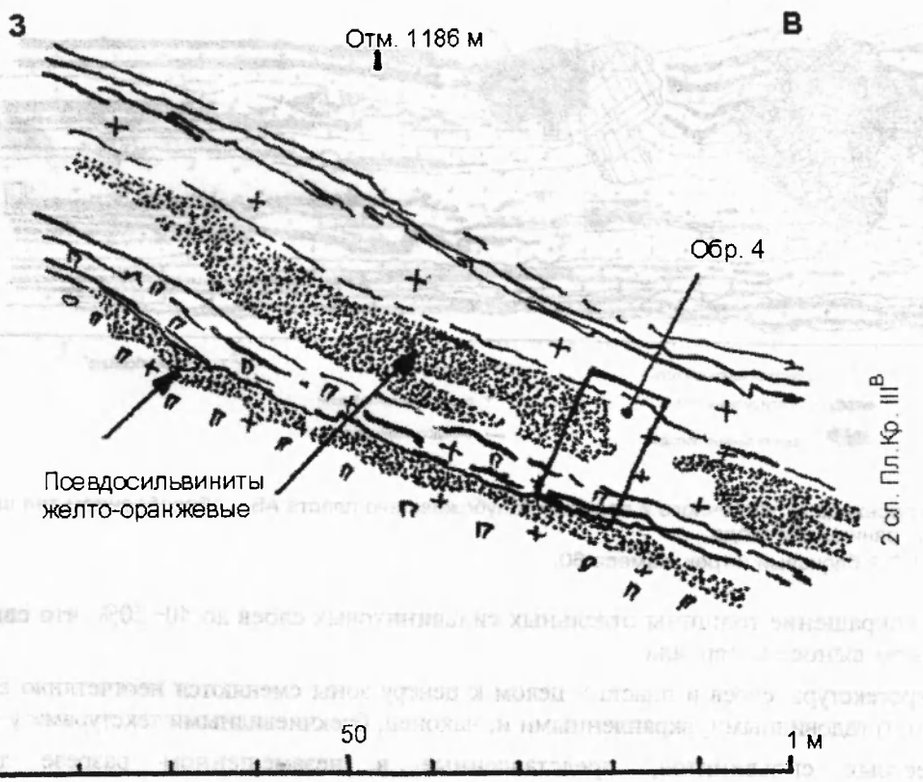


Рис. 3.31. Участок полного замещения пласта Кр. IIIв каменной солью: сохраняются псевдосильвинитовые полосы, линзы, участки лишь в пределах 2-го слоя пласта.

Весь облик пород, их состав, взаимоотношения различных литотипов, в них участвующих, по нашему млению, свидетелвствует о формировании их в два этапа. Первый этап связан с медленным

латеральным пропитыванием сильвинитов хлоридно-натриевыми растворами и метасоматическим замещением их псевдосильвинитами. Об этом свидетельствуют и м/з структуры псевдосильвинитов. Второй этап переработки пород характеризовался преобладающим массовым переносом вещества по субвертикальным зонам неоднородности. Он, видимо, был кратковременным в геологическом смысле этого слова, и именно этим обусловлен достаточно крутой наклон пород к ядру зоны Р/З и брекчиевидные текстуры соли ПдКС. Нечто похожее мы наблюдали на Старобинском месторождении при изучении зон замещения сильвинитов каменной солью у тектонических нарушений/358/. Есть основание полагать, что пусковым механизмом медленных субгоризонтальных преобразований сильвинитов в псевдосильвиниты на начальнюм этапе послужило боковое давление с востока, а зоны шпатизации и будинаж, возникшие на втором этапе – явления, обусловленные растворением.

Зона псевдосильвинитизации пестрых сильвинитов пласта АБ отмечена на руднике БКПРУ-1 на втором блоковом штреке по камере 60, где протяженность ее от «нормального» разреза до полной галитизаци, составляет около 50 м. За пределами этого ореола на удалении до 55 м отмечаются предваряющие зону участки линзовидного, гнездовидного замещения прослоев пласта каменной солью. В пределах внутренней зоны псевдосильвинитизации локальные участки ее с полной галитизацией сильвинитов имеют протяженность от 3 до 13 м, причем, мелкие участки приурочены к низам пласта Б, крупные – распространяются на всю его толщину, захватывая и верхи пласта А.

Рисунок 3.32 иллюстрирует участок перехода от частичного к полному разубоживанию пласта Б протяженностью около 6 м. В ореоле зоны полного разубоживания отмечены два крупных (0,8–1,1 м) гнездовидных тела шпатовой каменной соли и сопряженное частичное разубоживание сильвинитов 1–3 слоев пласта А. Общий характер нарастания разубоживания пласта от периферии зоны к центру выражен следующим набором признаков:

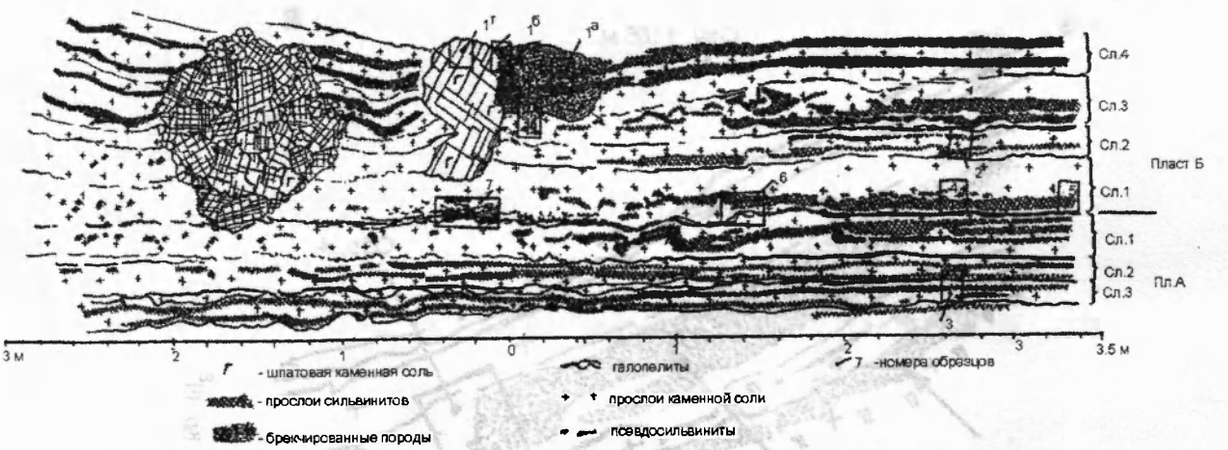


Рис 3.32. Участок перехода от частичного к полному разубоживанию пласта АБ с обособлением тел шпатового галита у границы перехода.
БКПРУ-1 2-й блоковый штрек, камера 60.

1. Наблюдается сокращение толщины отдельных сильвинитовых слоев до 40–50%, что свидетельствует о частичном выносе материала.
2. Слоистые макротекстуры слоев и пласта в целом к центру зоны сменяются неотчетливо слоистыми, линзовидными, гнездовидными, вкрапленными и, наконец, брекчиевидными текстурами у ядра зоны.
3. Прослои пестрых сильвинитов, представленные в незамещенном разрезе то галит-сильвиновыми, то сильвин-галитовыми породами весьма-крупнозернистой – гигантозернистой структуры (от 5–6 до 15–30 мм в поперечнике зерен), формируют две генерации метасоматитов: псевдосильвинитовые линзовидные, линзовидно-полосчатые выделения пятнистой коричневато-розовой окраски и контактирующие с ними или сопровождающие их по простиранию также линзовидные, полосчатые и гнездовидные обособления сахаровидной каменной соли (рис. 3.33).

Псевдосильвиниты характеризуются м/з структурой и практически нацело сложены галитом. В некоторых из них, удаленных от зоны галитизации, сохранены реликты пестрых сильвинитов островного или линзовидного характера с явно корродированной формой зерен сильвина. Вблизи зоны Р/З отмечаются лишь вкрапленные реликты сильвина и скопления остаточных форм (комки, полосы, пятна) гидроокисных соединений железа, а также цепочечные выделения замутненных сильвиновых зерен, переотложенных в промежутках между зернами галита в процессе «переработки» породы.

Сахаровидной каменной соли свойственна ср/з структура (до 4–5 мм), она сложена прозрачными, почти лишенными примеси, зернами галита изометричной формы с характерными прямоугольными их очертаниями. В нормальном разрезе сахаровидной соли соответствуют прослои р/з сильвин-галитовой породы с бросающейся в глаза равномерно голубой окраской, что и определило наличие остаточной вкрапленности сильвина в сахаровидной соли в виде оплывших, корродированных зерен в основной галитовой массе породы. Порода легко рассыпается при ударе, что свидетельствует о кристаллизации ее в условиях сжатия и об определенной степени ее гранулирования.

У центра зоны галитизации сахаровидная каменная соль приобретает подавляющее развитие (рис. 3.34), и часто ее зерна в узлах напряжения (скольжения?) приобретают удлиненную ($К_у$ = до 2–5) ориентацию, не обязательно согласную со слоистостью (ориентированная текстура грануляции). Псевдосильвинитовые прослои практически исчезают, на их месте образуется ср/з каменная соль с обильными реликтовыми выделениями гидроокислов железа в виде каемок внутри зерен галита и в виде «рубашек», шнурков, комков между ними. В этой же соли, относящейся ко 2-й стадии галитизации, возникают гнезда перекристаллизованного прозрачного галита с резкой сеткой спайных трещин («Гв» на рис. 3.34).

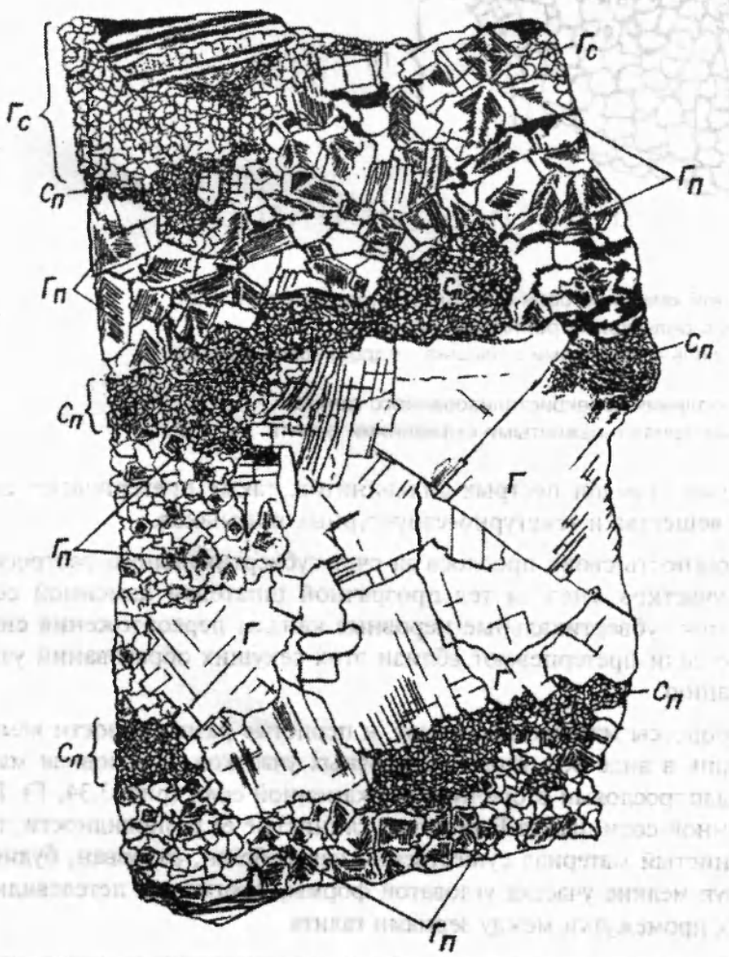


Рис. 3.33. Гнездовидное тело шпатового галита (Г), рассекающее слоистые элементы пачки, содержащей прослои реликтовой пористой каменной соли (Гп), сахаровидной соли (Гс), БКПРУ-1–2-й блоковый штрек. Натуральная величина.



Рис. 3.34. Контакт неотчетливо брекчиевидной каменной соли с телом шпатового галита (Гш).
Гс – сахаровидная каменная соль с оплывшими реликтами сильвина;
Гв – апосильвинитовая каменная соль с реликтами сильвина, гидроокислов железа и игольчатого ангидрита;
Г – гнездовидные и глазковые скопления перекристализованного галита;
Черное-глинисто-ангидритовый материал с сажистыми стяжениями пирита. Ув. 1,2×.

4. Прослои каменной соли, разделяющие прослои пестрых сильвинитов, также претерпевают специфическую перестройку самого их вещества и текстурно-структурных признаков.

   Перистая каменная соль теряет сплошность своих прослоев за счет субвертикального растрескивания пород с образованием жил, участков, гнезд и тел прозрачной шпатовой каменной соли (как на рис. 3.31). Нередко отмечаются субвертикальные неровные каналы переотложения сильвина. Кроме того прослои каменной соли претерпевают вблизи этих секущих образований узловую спорадическую перекристаллизацию.

   В направлении к центру зоны Р/З процессы массово нарастают, и перистые разновидности каменной соли в породах сохраняются лишь в виде реликтовых островных участков, а основная масса породы представлена нечеткими псевдопрослоями вторичной р/з каменной соли (рис. 3.34, Г). Поскольку для прослоев перистой каменной соли пласта Б типичны глинистые ее разновидности, то в центральной части зоны Р/З их глинистый материал существенно переработан, разорван, будинирован, а будины перемещены, образуя мелкие участка угловатой формы, фрагменты петелевидных и комковатых прослоев, занимающих промежутки между зернами галита.

5. Все описанные разновидности пород, имеющие свое стратиграфическое положение на удалении от центра зоны галитизации, в самом центре ее с характерными телами шпатовой соли (см. рис. 3.32)

теряют свой изначальный состав и текстурно-структурный облик, сохраняя локально реликтовые участки с нечетким слоистым строением. Основная масса пород в этих условиях представляет собой сложнопостроенную систему, состоящую из участков всех разновидностей каменной соли, прихотливо, неотчетливо сочетающихся друг с другом и содержащих в себе неравномерно распределенные скопления карбонатно-глинистого материала в виде примазок, комков, шнуровидных выделений, угловатых или неправильной формы участков, в значительной мере неравномерно сульфатизированных с проявлением обильных желваков глинистого ангидрита.

Все это позволяет сделать вывод о том, что текстура пород центра зоны разубоживания является брекчиевидной.

6. Характерными спутниками узлов грануляции солей в центральной части зоны являются широко развитые в каменных солях этих зон системы трещин спайности, часто ориентированных под углами 40–60° к слоистости (см. рис. 3.32, 3.33). Наиболее четко эти трещины (разноориентированные) проявлены в галитовых телах (см. рис. 3.32) центральной части зоны галитизации. На контактах этих тел с вмещающими породами отмечается мелко-среднезернистая галитовая оторочка, выполненная округленными зернами галита также с обильной спайной трещиноватостью, а сами вмещающие породы интенсивно катаклазированы.
7. Характерной чертой пород зоны псевдосильвинитизации является их интенсивная ангидритизация, особенно вдоль контактов псевдосильвинитов с галопелитами и с прослоями сахаровидной каменной соли. Галопелитовые примазки, комки, шнурки в псевдосильвинитах густо обрастают длиннопризматическими, игольчатыми (Ку = до 14–17) агрегатами кристаллов ангидрита. Постоянными спутниками ангидрита в этом процессе являются ромбоэдрические кристаллы доломита. Вблизи центра в брекчиевидной части зоны галитизации обособляются также скопления желваков и линзовидных стяжений (до 3–4 см) глинистого ангидрита.
8. Парагенетическим спутником ангидритизации (и нарастания ее к центру замещения) является пиритизация включений галопелитов и ржаво-бурых скоплений в глинистых галит-ангидритовых породах остаточных гидроокисных соединений железа.

Таким образом, общими чертами, характеризующими условия формирования пород зон псевдосильвинитизации, можно считать:

1. Сравнительно небольшой масштаб зон (60–110 м).
2. Наличие остаточной (реликтовой) слоистости даже в условиях центра зон.
3. Двухэтапное формирование вещественного состава пород:
   - Латеральный метасоматоз, приведший к образованию псевдосильвинитов и прослоев сахаровидной каменной соли.
   - Субвертикальное преобразование пород, в котором главными процессами были переотложение, перекристаллизация при подчиненной роли метасоматоза в условиях растяжения.
4. Макротекстурный фон зон псевдосильвинитизации (1-я стадия) составляет развитие линзовидных прерывистых и локальных текстур, нарастающих к центру галитизации, которые преобразовываются во вторую стадию этого процесса в секущие текстуры (трещины, гнезда, крупные галитовые тела и т. д.). Площадь зоны метасоматоза представляла собой «решето» с размерами «отверстий», увеличивающимися к центру ее.
5. Можно предположить, что метасоматическая фаза жизни зоны Р/З связана с началом воздействия на толщу тектоники сжатия, раскрывающего пути движения растворов по латерали. При этом процесс метасоматоза с образованием псевдосильвинитов и выноса части компонентов был весьма замедленным, по принципу «промокания» /122/ с преобладанием ионнообменных реакций. Нарастание этих процессов со временем создало по латерали (в условиях интенсивности тектоники и неравномерности самого процесса массопереноса) узлы текстурной неоднородности.

Изложенные выше результаты исследования касаются галитизации красных сильвинитов, ниже перейдем к рассмотрению материалов, связанных с галитизацией пестрых сильвинитов.

В 1990 г. нами проводилось минералого-петрографическое изучение зоны Р/З, затронувшей пласты от Кр. II до В включительно, вскрытой на гор. -143 м шахтного поля СКПРУ-2 камерой 19 на I ЮВП и камерой 120 на IV СВП.

В «нормальном» разрезе пласт Б толщинай 1,8 м представлен обычным нечетким переслаиванием прослойков р/з (с элементами перистой структуры), м/з желтоватой каменной соли высаливания, пестрых сильвинитов и галопелитов, разорванных и частично будинированных. Текстурный облик пласта в направлении от периферии зоны Р/З к ее центру претерпевает изменение в сторону усиления реликтовости ее характера, хотя наиболее типичными элементами изменчивости текстуры пласта являются латеральные локальные зоны его переработки, обозначенные активной системой трещинных текстур, гнезд, линз перекристаллизации и переотложения материала по субвертикальным и субгоризонтальным зонам – каналам (ориентированные вкрапленные текстуры). На этих участках практически исчезают галопелитовые прослои и перистые разновидности каменной соли, уступая место участкам развития перекристаллизованных до гигантозернистых и шпатовых каменных солей, которые рассечены субвертикальными трещинами (шириной 2–7 см), залеченными столбчатыми и зернистыми агрегатами галита и сильвина.

Существенные изменения претерпевает вещественный состав пород. Весьма показательны в этом отношении переходы различных типов пестрых сильвинитов в каменную соль. Густо-красные (каемчатые) сильвиниты преобразуются в каменную соль высаливания м/з структуры (рис. 3.25, справа вверху-точки), которая перекристаллизуется в шпатовую соль с исчезновением элементов слоистой текстуры. В ореолах переходов от настоящих пестрых сильвинитов к шпатовой каменной соли возникают участки реликтового характера, содержащие неравномерную вкрапленность остаточных оплывших, корродированных зерен сильвина или реликты сильвиновых участков островного типа среди вторичной прозрачной каменной соли. В основной массе «прослоев» перекристаллизованного галита отмечаются субгоризонтальные зоны, обозначенные четковидными выделениями молочно-белого сильвина.

В условиях тектонического напряжения эти породы приобретают специфическую текстуру грануляции (рис. 3.36). На рисунке хорошо видна ориентированная (Ку = 1,3 – 6,0) текстура основной массы гранулированной каменной соли и линзовидно-островной характер распределений в ней зерен густо-красного сильвина, вблизи которых каменная соль представлена м/з галитом высаливания. Распространение этих текстур и структур по латерали зоны Р/З неравномерное, прерывистое. Характерна послойная смена текстур грануляции массивными текстурами каменной соли высаливания, ее перекристаллизованных аналогов или пестрых сильвинитов.

Прослои пятнисто-голубых сильвин-галитовых пород (рис. 3.35), в которых исходно сильвин является реликтовым и резко подчинен количественно галиту, в условиях узлов замещения переходят в гигантозернистые или шпатовые их разновидности, сохраняя реликты сильвина и теряя свою голубую окраску. Как и в предыдущем случае, в условиях тектонического сжатия микротекстура этих прослоев становится ориентированно-гранулированной.

Все перечисленные разновидности каменной соли, возникшие при галитизации пестрых сильвинитов и голубых сильвин-галитовых пород пласта Б, рассечены неравномерно по латерали и более интенсивно вблизи центра зоны Р/З субвертикальными и крутонаклонными (в сторону центра замещения) трещиноподобными выделениями сильвина шестоватой (растяжение) или ориентированной (сжатие) по простиранию трещин структурой. Часты трещины (до 6–7 см протяженностью), вдоль зальбандов которых отложились зернистые агрегаты галита, а средняя часть трещины заполнена орентированными параллельно стенкам удлиненными зернами молочно-белого сильвина. Таким образом, очевидны, с одной стороны, многоактность трещинообразования и, с другой – вынос жидкой фазы, обогащенной хлористым калием, в условиях как растяжения, так и сжатия.

Сплошная галитизация пласта Б на уровне его верхних слоев отмечена в 17–20 м от центра зоны Р/З, далее уровень галитизации постепенно понижается и переходит на пл. А вблизи центра, где толщина разубоженного пласта Б составляет 0,8 м. В самом центре полностью галитизирован также пласт А (толщиной 0,9 м). Здесь в зоне Р/З по пласту АБ отмечается псевдослоистая текстура, образованная в результате сближения реликтовых участков бывших галопелитовых прослоев, разорванных, растащенных, мелко смятых, с гнездами перекристаллизованной гигантозернистой, шпатовой каменной соли.

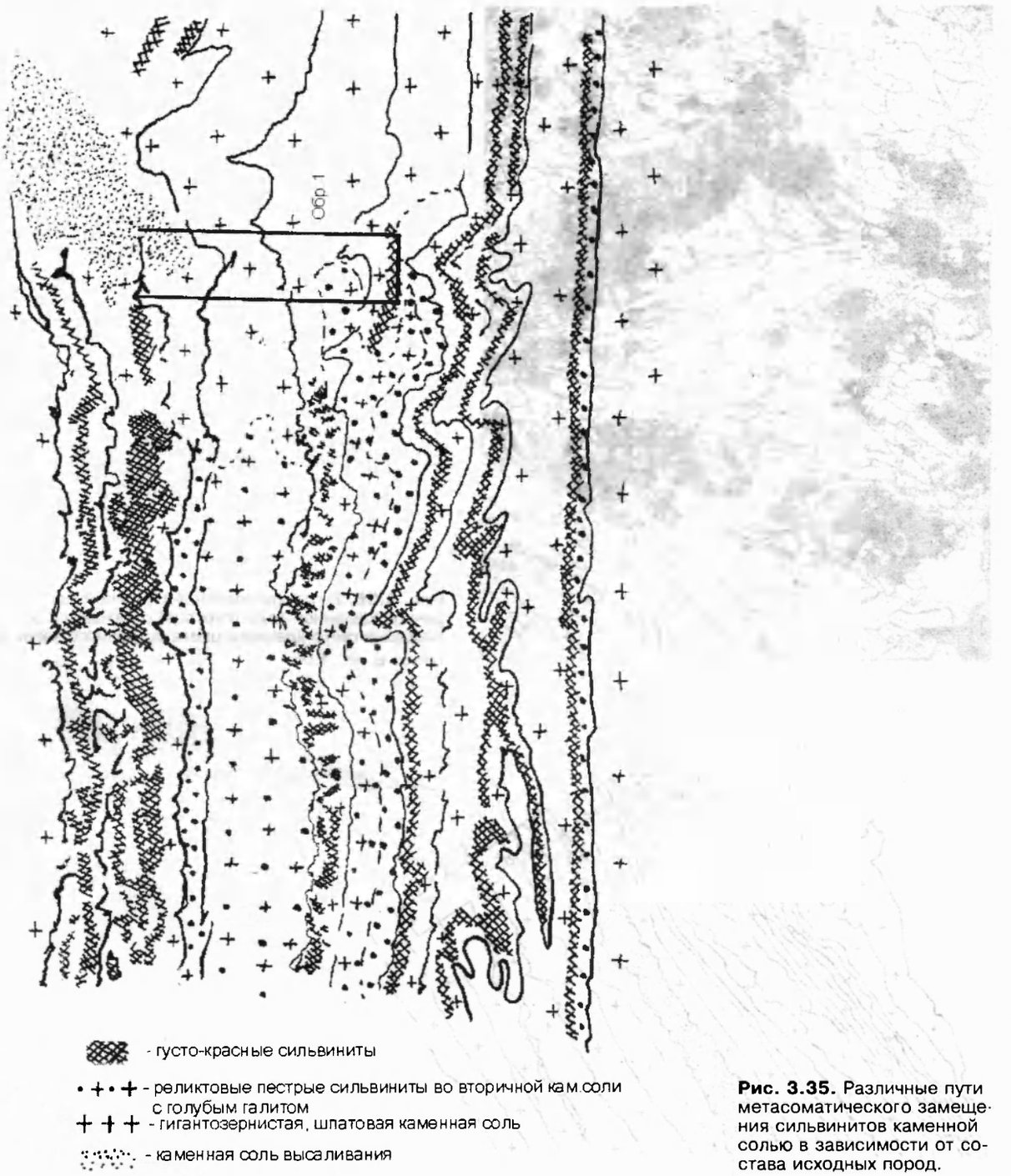


Рис. 3.35. Различные пути метасоматического замещения сильвинитов каменной солью в зависимости от состава исходных пород.

Резюмируя приведенные выше материалы по зоне галитизации пласта АБ, можно заметить ее очевидное сходство с зонами псевдосильвинитизации, которое выражено:

- в латеральном характере метасоматического преобразования пестрых сильвинитов в различного рода каменную соль с усилением этого процесса к центру зоны.
- в развитии текстур метасоматоза – массивной, линзовидной, вкрапленной, ориентированно-гранулированной. Структуры метасоматитов представлены м/з (высаливания), разнозернистыми, гигантозернистыми и шпатовыми разновидностями.

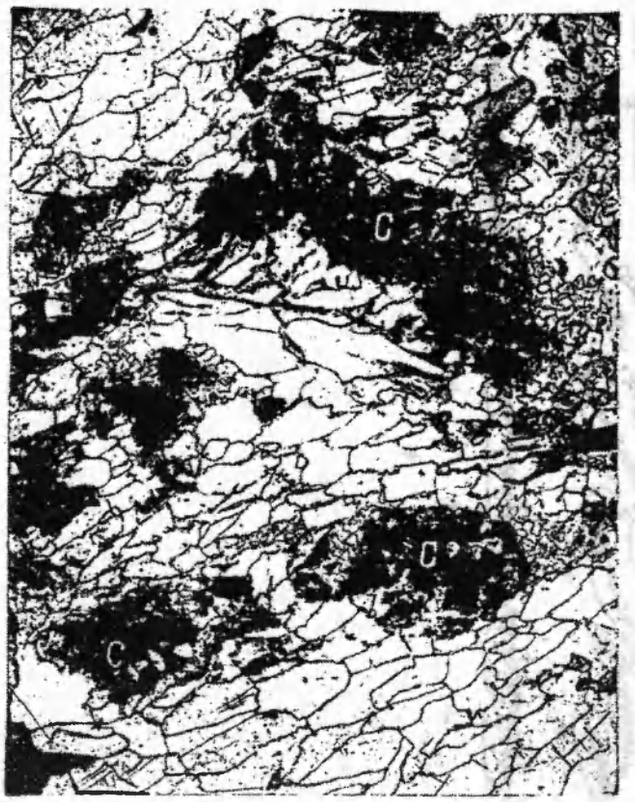


Рис. 3.36. В гранулированной основной массе вторичной каменной соли (светлое) отмечаются реликты сильвина густо-красного цвета островного характера. Пласт Б, ув. 4,5[x]

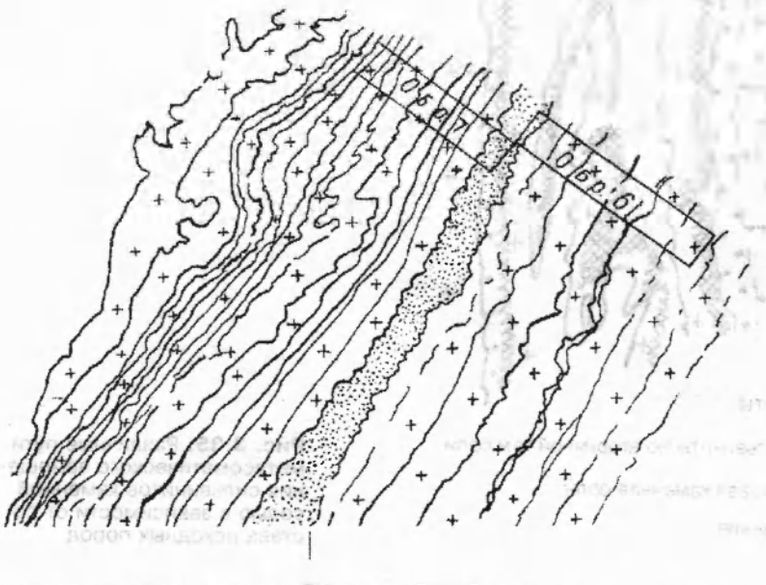


Рис 3.37. Полное замещение пласта АБ каменной солью (крестики-перекристаллизованный, точки – мелкозернистый галит), СКПРУ-1, 1 ЮВП, гор. -143 м, камера 19

«Ядро» вышеописанной зоны Р/З расположено в зоне галитизации, изученной нами в кам. 19 1-й ЮВП (гор. −143 м) на руднике СПКРУ-2. Выработкой вскрыта нижняя часть пласта Кр. II (слои 4−7) и пачка каменной соли Кр. III−Кр. II, которая насчитывает в своем составе пять маркирующих прослоев белой перистой каменной соли, разделенных глинисто-ангидритовыми прослоями (рис. 3.38). На расстоянии 25−30 м от ядра зоны строение пласта Кр. II выглядит внешне «нормальным». Однако детальное мине-

ралого-петрографическое исследование пород показало, что и на этом расстоянии породы претерпели достаточно глубокую перестройку с точки зрения их вещественного состава и текстурно-структурной основы. Уже в интервале отметок от 20,3 до 16,8 м маркирующая пачка перистых каменных солей пласта Кр. III–Кр. II интенсивно смята, разорвана и нарушена системой субвертикальных и крутонаклонных трещин, залеченных то столбчатыми, то зернистыми агрегатами зерен галита.

Далее к центру зоны (до отметки 7 м) происходит уменьшение количества маркирующих прослоев, утрачивается четкость их слоистых элементов за счет спорадической перекристаллизации (гнездовидной, линзовидной) каменной соли, рассечения прослоев гнездам и жилами галита, залечивающими трещины. Нередко отмечаются смещения прослоев по трещинам. Глинистые прослои маркирующей пачки приобретают прерывистый характер распределения в породах с постепенным исчезновением глинистого материала к ядру зоны, начиная с нижних прослоев пачки.

В инт. от 7 до 6 м отмечается достаточно крутое (до субвертикального) падение прослоев пачки вниз к почве выработки.

Далее, вплоть до забоя камеры, обнаружена ядерная часть зоны Р/З, выполненная пестрораспределенными в ее объеме, прихотливо очерченными и пятнисто-окрашенными участками, гнездами, блоками р/з глинистой, шпатовой, гигантозернистой (размерами до 1,2×0,5 м) каменной соли, в основной массе которой неравномерно, с нечеткими границами распределены участки интенсивной ангидритизации пород, среди которых выделяются серые, черно-серые участки каменной соли и ржаво-бурые, розовато-серые участки глинистых сильвин-ангидритовых пород с густо-черными зонками их пиритизации. Текстура пород ядерной части пятнистая, гнездовидная, брекчиевидная.

Макротекстурный облик пород пласта Кр. II (4–7 слои) обусловлен специфической сменой в разрезе его окраски прослоев и наличием мелкой (от 0,15 до 1,0 м) складчатости, интенсивно проявленной во внешней зоне замещения (интервал 13–22 м).

В целом в разрезе пласта отмечаются три уровня развития голубой (синей) каменной соли, связанные с подошвой 7,6 и 4 слоев, голубая соль в основании 7 слоя прослеживается вплоть до соляного тела ядра замещения, два других «прослоя» этой соли исчезают на расстоянии 6–9 м от ядра. Переслаивание прослоев красных сильвинитов, перистой (реликтовой) каменной соли и прослоев голубой и прозрачной каменной соли между собой создают нетипичную для пласта тонколинзовидно-полосчатую макротекстуру, осложненную мелкими лежачими (с опрокидыванием на запад) складками. При этом типичным элементом текстуры пласта является прерывистый, линзовидный характер всех без исключения прослоев с усилением этого признака к ядру зоны.

7-й слой пласта Кр. II исчезает в зоне галитизации на отметке около 15 м к западу от центра «ядра»; 6-й – вблизи контакта с «ядром»; 4-й, напротив, становится более выдержанным, приобретает полосчатую текстуру и субгоризонталвное залегание непосредственно над породами ядра. Реликтовые участки 7-го слоя вновь обнаруживаются над маркирующей пачкой пласта Кр. III–Кр. II в непосредственном ореоле ядра на участке, за котором породы маркирующей пачки круто уходят вниз, в почву выработки.

Галопелитовые прослои в составе слоев пласта разорваны, будинированы или смяты в мелкогофрированные складки и в большинстве своем практически исчезают уже на отметке около 17 м, сохраняются галопелитовые прослои лишь на уровне 4-го слоя.

Теперь обратимся к петрографическим особенностям пород, вскрытых выработкой пластов:

1. «Годичные» ритмы как маркирующей пачки, так и самого пласта на всем протяжении внешней зоны замещения представлены наборами, в которых исходные породы представлены исключительно реликтовыми формами (рис. 3.36). Характерна порфировидная обломочная микротекстура бывшей перистой каменной соли, обусловленная наличием в цементирующей массе вторичного прозрачного галита разноориентированных обломков (то изометричных, то угловатых) перистой каменной соли. Размеры их достигают 7–9 мм, а размеры цементирующего галита колеблются от 0,3 до 2,5 мм. Большинство прослоев глинистых перистых солей разбито многочисленными субвертикальными жилами галита малой протяженности, создающими в прослоях эффект их будинажа.
2. В сильвинитовых слоях развиты сублатеральные метасоматические зоны разной протяженности, представленные вторичной каменной солью Кр/з структуры (1,7–7,0 мм) и ориентированной гранулированной текстуры (как на рис. 3.36). Основная масса породы выполнена удлиненными

или изометричными зернами прозрачного с частыми пятнами синей окраски галита, лишенными примеси. Длинные оси зерен ориентированы то согласно со «слоистостью», то под углом к ней. В подошве таких «прослоев» каменной соли часто сохраняются реликтовые линзовидные участки красного сильвинита, также имеющего ориентированную микротекстуру. По простиранию прослои этой каменной соли через различные интервалы переходят в красные сильвиниты с обильной вкрапленностью сильвина в зонах переходов. Часты сильвинитовые прослои, в которых верхи их замещены каменной солью (полосчато или линзовидно), а низы вполне сохраняют седиментационный облик.

Среди «прослоев» вторичных каменных солей часты включения зерен молочно-белого сильвина с красными оторочками, образующими субгоризонтальные и субвертикальные цепочечные выделения.

Особенно четкий гранулированный облик получают ориентированные микротекстуры вторичных каменных солей и связанных с ними красных сильвинитов в ядрах складок и на их крыльях. На участках растяжения зерна галита этих солей приобретают исключительно изометричную форму (сахаровидная соль), хотя при ударе также легко рассыпаются на отдельные зерна.

3. Прослои красных сильвинитов отличаются примерно равным соотношением в них галита и сильвина, хотя по простиранию эти соотношения могут быстро и резко меняться. Для основной массы прослоев типична изометричная форма зерен обоих минералов и размеры, изменяющиеся в пределах от 0,3 до 2,5 мм. По составу эти красные сильвиниты резко отличаются от «нормальных» их аналогов, в которых доля сильвина превышает 80%. При этом прозрачные и ярко-синие галитовые зерна в составе сильвинитов лишены нерастворимой примеси и содержат реликтовую вкрапленность сильвина, что свидетельствует о их метасоматической природе.

   Таким образом, микротекстура прослоев преимущественно массивная, однако по простиранию пород отмечаются переходы сильвинитов с этой текстурой к их аналогам с ориентированной текстурой грануляции. Это узлы мелкоскладчатых макротекстур и зон сжатия. Они отличаются и определенным «посинением» галитовых выделений.

4. В направлении к ядру зоны Р/З развитие метасоматических текстур и структур заметно усиливается: появляются типичные участки развития трещинных, линзовидных, гнездовидно-реликтовых и вкрапленных текстур. Каменные соли пласта приобретают четкий порфировидный и брекчиевидный облик, а в самом «ядре» они представлены линзовидными или крупногнездовидными блоками перекристаллизованной каменной соли массивной, пятнистой или неотчетливопетельчатой текстуры.

5. Вынос хлористого калия из зоны Р/З и его частичное переотложение по пути миграции сопровождались уменьшением толщины вскрытой части пласта от 1,6 м на периферии зоны до 0,9–1,0 м в непосредственной близости к «ядру».

6. Зоны контактов метасоматических каменных солей (прозрачной сахаровидной или голубой) в сильвинитах и между обломками пористой и вторичной порфировидной каменной соли интенсивно инкрустированы игольчатыми, звездчатыми, сноповидными, радиально-лучистыми агрегатами кристаллов ангидрита, которые щеткой обрастают также зальбанды трещин, пересекающих прослои пористых разновидностей каменной соли. Зачастую участки ангидритизации оторочены черными дендритовидными, шаровидными, игольчато-шаровидными агрегатами пирита.

7. «Ядро» зоны представлено пестрыми по составу и расцветке породами. Основная масса их сложена р/з массивными, пятнистыми разновидностями в различной степени ангидритизированной каменной соли, в которой неравномерно распределены блоки-тела шпатового прозрачного и розового галита разнообразных форм и размером до 20–35 см в поперечнике. По всей ядерной части зоны субгоризонтально цепочечно расположены крупные (до 1,25×0,6 м) и мелкие (до нескольких см) линзовидные, изометричные или неправильные блоки молочно-белого сильвина, содержащие участки шпатового синего галита и отороченные красными каемками гидроокислов железа. Контакты блоков с вмещающими породами резко неровные, угловатые, фиордообразные. В центре ядра выделяется зона темно-серых с ржаво-бурыми пятнами галит-ангидритовых пород, в которых отмечается обильная вкрапленность и сливные участки, выполненные черносажистыми и соломенно-желтыми агрегатами пирита, а также желвачными скоплениями голубоватого ангидрита. Среди пород ядра зоны наиболее распространены:

- мелко- и равномерно зернистые ангидрит-галитовые породы, в которых галит играет роль цемента для обильных, густо пронизывающих всю галитовую массу, агрегатов призматических, игольчатых кристаллов ангидрита и дендритовидных скоплений пирита. Окраска породы темно-серая до черной;
- гигантозернистые вплоть до шпатовых гнездовидные участки каменной соли, заключенные среди участков первого типа и также содержащие выделения пирита, но лишенные ангидритовой примеси.

Обе разновидности произвольно и неотчетливо сочетаются друг с другом, образуя самые разнообразные по форме и размерам участки.

Среди обеих разновидностей отмечаются неравномерно распределенные в них участки бурокрасного цвета, сложенные сильвином, густо пронизанным войлокоподобными агрегатами кристаллов ангидрита, внутри них, в свою очередь, отмечаются пятна (1,5х5,0 см) серых ангидрит-галитовых пород, насыщенных округленными и дендритовидными агрегатами пирита.

8. Все перечисленные типы пород ядра зоны в существенной степени трещиноваты:
   - обильные микротрещины, залеченные шестоватыми агрегатами сильвина;
   - вертикальные, наклонные и субгоризонтальные трещины-зоны, выполненные зернистыми или удлиненными по направлению трещин зернами сильвина и галита (ориентированная микротекстура заполнения трещин, рис. 3.100, см. гл. 3.4, 2.1);
   - субгоризонтальные трещины осложнены частыми трещинами ответвления клиновидной формы, порой дугообразно изгибающимися и также заполненными удлиненными зернами галита и сильвина.
9. В самом центре ядра зоны выделяется неправильной формы тело с крайне извилистыми очертаниями, сложенное галитом и пиритом, в центре тела образующим сливной участок-агрегат золотисто-желтого цвета. Текстура породы, обусловленная расположением в ней пиритовой фазы, ячеистая или дендритовидная. Кроме пирита в основной массе породы отмечаются скопления кристаллов ангидрита и карбонатов. И этот участок пород ядра зоны рассечен разноориентированными трещинами, заполненными шестоватыми или удлиненными вдоль стенок трещин зернами галита.
10. На окраине пород ядра зоны среди отмеченных выше их разновидностей можно наблюдать участки с реликтовой слоистой текстурой исходных пород, но совершенно преобразованных с точки зрения их вещественного состава и текстуры, слоистость здесь «проглядывает» сквозь общий вторичный облик породы благодаря реликтам галопелитовых прослоев и прослоев глинистой перистой каменной соли. Ее выразительность подчеркнута благодаря интенсивной пиритизации глинисто-ангидритового материала галопелитов. От сильвинитов здесь сохранились реликты красных зерен и выделения молочно-белого сильвина. Первые, как правило, густо обрастают ангидритовыми щетками.

Отличительными литолого-петрографическими признаками зон Р/З с краями «вход-выход» (на востоке и западе, соответственно) являются оперяющие зону с востока (вход) и с запада (выход) мелкоскладчатые структуры, проявленные в виде системы узких стрелковидных лежачих «складок» (опрокинутых на запад) с особым характером их заполнения веществом солей и их текстурного и структурного облика. Складчатые участки, оперяющие зону полного разубоживания, несут на себе типичные текстурные черты латеральной смены участков сжатия с характерным набором текстур будинажа, утонения и утолщения прослоев, разлинзования их, вдавливания участков одних пород в другие и развитием систем трещиноватых текстур, четко проявленных в породах, покрывающих замки складок, и на участках растяжения с залечиванием их вторичным селенитовидным галитом и молочно-белым сильвином.

Особенностью зон Р/З с краями «вход-выход» является наличие двух различных структурных этажей в их строении, из которых нижний представлен телом вторичной каменной соли (с реликтовой ли слоистостью в ней или ангидритовым ядром) со сравнительно спокойным залеганием пород, верхний, предваряющий тело каменной соли на востоке (вход), покрывающий его и оконтуривающий с запада (выход), осложнен опрокинутыми на запад стреловидными микроскладками, сопровождаемыми утонениями прослоев, разрывами, будинажем, нагнетанием материала в ядра складок и трещинообразованием. Типичными породами зоны контакта этажей являются молочно-белый сильвинит с блоками прозрачного и синего галита, а также пятнисто-голубая каменная соль шпатовой структуры. Обе породы образуют слоеподобные тела, ланцетовидные обособления, линзы и гнезда (см. рис. 3.39).

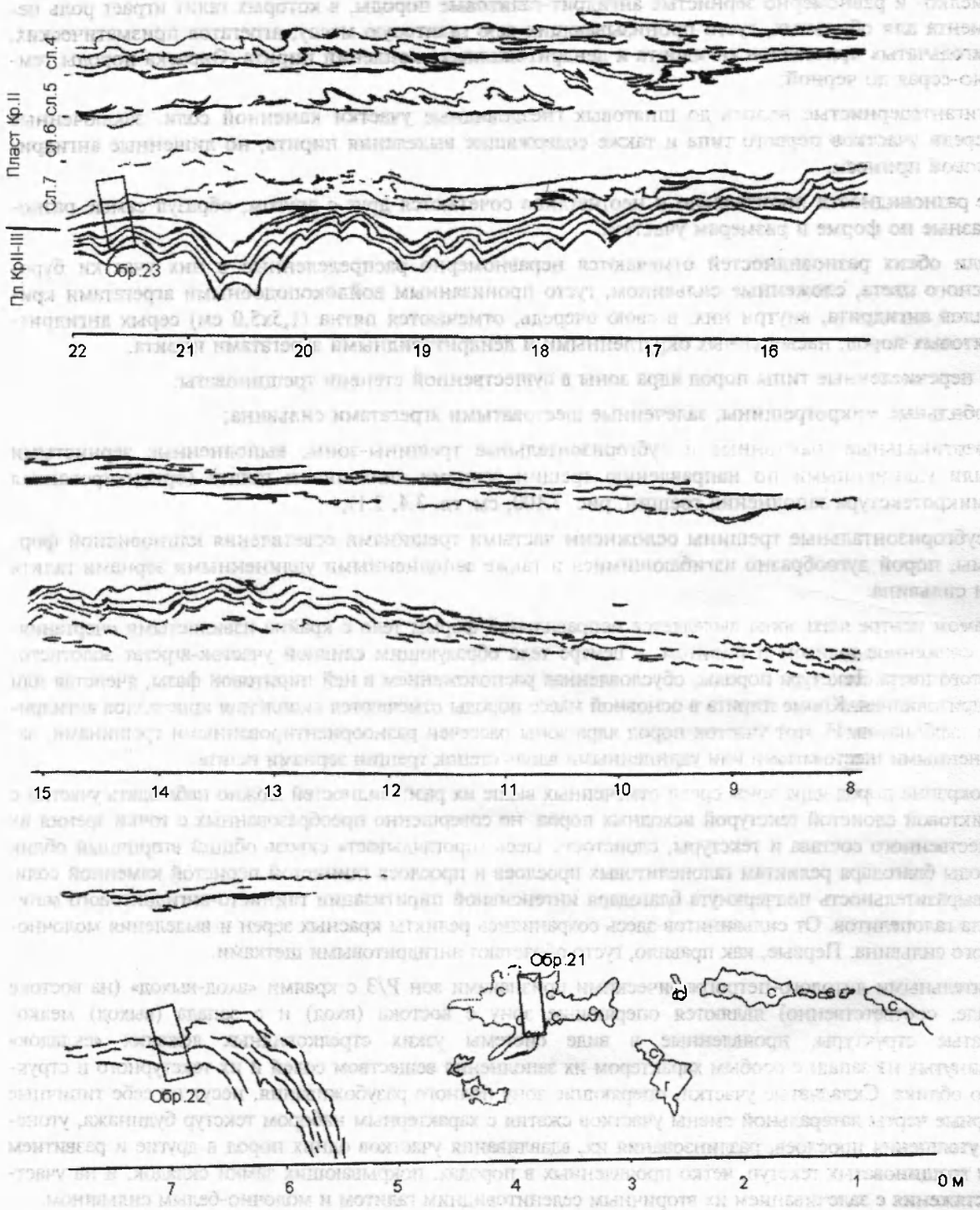


Рис. 3.38. Характер изменения пород пласта Кр. II у ядра и в ядре зоны Р/З. СКПРУ-2, 1 СВП, камера 19.

Минералого-петрографическое изучение пород пласта Кр. II (слои 1–3) в условиях ореолов входа и выхода зоны Р/З на БКПРУ-4 (2 ЮВП, 1-й блоковый вент.штрек, см. рис. 3.4) показало следующие ее особенности:

1. В нормальном разрезе красные сильвиниты представлены своей ср/з разновидностью ориентированной (седиментационной) микротекстуры. Розовые сильвиниты кр/з структуры представлены на различных участках (по латерали) то массивными, то ориентированными разновидностями. Первые при содержании в них хлорида калия более 30% имеют низкое содержание брома, вторые при таких же содержаниях сильвина имеют бромхлорные отношения, достигающие 3,4.

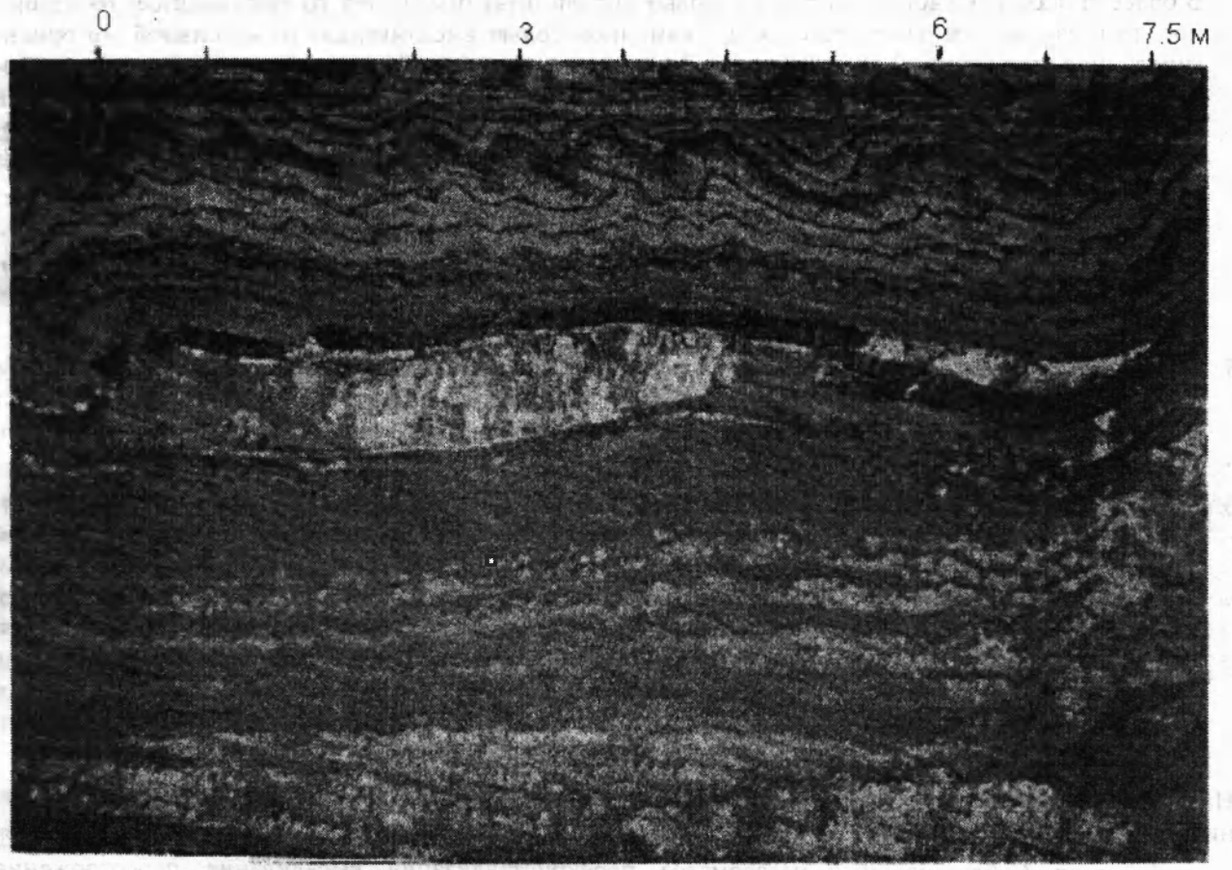


Рис. 3.39. Слоеподобные тела молочно-белого сильвина в коржевой части В–Г пласта В (БКПРУ-4, блок 3, ОЭУ).

2. Примерно в 12 м от полного замещения отмечено (в слоях 2 и 3) послойное замещение (матесоматоз) верхних частей розовых сильвинитов р/з прозрачной каменной солью, в основной массе которой сохраняются вытянутые по слоистости реликты зерен сильвина при том, что основная эта масса сложена изометричными или, угловатыми зернами галита. В подошве прослоев сохраняются линзовидные, полосчатые реликтовые участки розового сильвинита исходной ориентированной микротекстуры. На участках, содержащих прослои розовых сильвинитов с массивной микротекстурой в условиях частичного замещения внутри вторичных каменных солей также сохраняются реликтовые участки розовых сильвинитов островного типа с их изначальной изометричной формой. Во вмещающих породах при этом развита активная система трещин, рассекающих галопелиты, и интенсивная пиритизация глинисто-ангидритового материала вблизи трещин.
3. На крыльях складок в прослое красного сильвинита 1-го слоя (под самым коржом) отмечена его флюидальная микротекстура. При этом слойки каменной соли коржа гнездовидно перекристаллизованы и содержат субвертикальные зоны переотложенного молочно-белого сильвина, а в глинистой части коржа и в галопелитовых его прослоях отмечены их инкрустация сростками

кристаллов, розеткевидными агрегатами кристаллов доломита и включения желваков (до 1,5 мм) ангидрита. На контакте с каменными солями галопелиты пиритизированы с образованием цепочек дендритовидных сростков пирита.

4. На участке более интенсивно проявленной складчатости (от 8 до 3 м от центра зоны Р/З) отмечаются линзовидные переходы красных и розовых сильвинитов в молочно-белые, приуроченные к ядерным частям «складок»[4]: крылья сложены розовым (красным) сильвинитом, ядро – молочно-белым. Вокруг сильвинитов, обрамляющих «складку», наблюдается интенсивное пиритизирование галопелитов.

   В более спокойных частях участка в розовых сильвинитах отмечается то линзовидное, то сплошное, то гнездовидное замещение их м/з каменной солью высаливания, то массивной, то ориентированной (грануляция) микротекстур. Здесь же отмечаются обильные охристые остатки гидроокислов железа, масса кристаллов и сростков кристаллов доломита, игольчатые агрегаты и сажистые пиритовые скопления. Очевидно именно с этих участков вышелоченный сильвин поступал в ядра «складок», давая отложения молочно-белого сильвина, который легко рассыпается на блоки при ударе.

   В ряде складок вместе с молочно-белым сильвином, покрывая его, формируется зона кр/з прозрачной каменное соли с голубой пятнистой окраской, реликтами сильвина и хлопьями гидроокислов железа. И молочно-белым сильвинам, и реликтовым (частично замещенным) розовым сильвинитам свойственно очень высокое содержание брома.

5. Типичным текстурным признаком складчатого участка является интенсивное смятие, разрывы со смешениями, будинаж галопелитовых слойкой с выжиманием отдельных участков сильвинитов в соседние прослои. Голубоватые каменные соли на этих участках характеризуются ориентированной микротекстурой.

6. Каменные соли полного разубоживания сильвинитов характеризуются темно-серым, серым, пятнисто-серым цветом, неотчетливой слоистой макротекстурой, гнездовидными или неправильной формы участками перекристаллизации с сохранением среди них реликтовых фрагментов прослоев перистой каменной соли. Отдельные участки «прослоев» каменной соли имеют ориентированную микротекстуру. Весьма часты гнездовидные выделения шпатовой каменной соли, секущие слоистость. В основной массе соли обильны глинисто-ангидритовые включения, комки, обрывки прослоев галопелитов с желваками голубого ангидрита; отмечены примесь игольчатых, тонкопризматических кристаллов ангидрита и неравномерно очаговая пиритизация ангидрит-глинистого материала.

На основании структурно-текстурного анализа пород в зонах Р/З показано двухэтапное формирование этих зон:

- 1-й этап. Сублатеральный метасоматоз, перекристаллизация, высаливание, переотложение, вынос вещества.
- 2-й этап. Субвертикальная миграция флюидов с сопутствующими локальными ореолами метасоматоза, переотложения, высаливания, перекристаллизации вещества и залечивания трещин и каналов столбчатыми и зернистыми агрегатами минералов.

Для 1-го этапа характерны полосчатые, линзовидно-полосчатые, линзовидные и вкрапленные микротекстуры. Участкам полного метасоматического замещения солей при их перекристаллизации свойственна массивная микротекстура. Во 2-м этапе формировались гнездовидные, трещинные текстуры и гигантозернистые, шпатовые структуры. В ореолах их развития также возникают линзовидные, гнездовидные и вкрапленные текстуры. Текстуры 2-го этапа, как правило, секут текстуры 1-то этапа, т. е. являются более поздними образованиями.

В тектоническом отношении, возможно, что эти два этапа соответствуют сжатию (1-й этап) и растяжению (2-й этап).

[4] Линзоподобное тело, осложненное в ядре молочно-белым сильвинитом, обрамленным розовом сильвинитом. В западном направлении и вверх по восстанию это тело заостряется и становится «стрелкоподобным», представляющим собой типичную структуру термодинамофлюидального течения. Поэтому подчеркнутое нами положение относится к представлениям автора данного раздела. Н. Дж.

В центральных частях (ядра) зоны Р/З породы представлены исключительно каменной солью, в одних случаях сохраняющей реликтовые следы слоистости, в других – полностью их утрачивающей. В первом случае слоистость отражена в ориентированном субпараллельном расположении реликтов (по сути дела – нерастворимых остатков) галопелитовых прослоев в основной массе резкоразнозернистой глинистой каменной соли, преимущественно пятнистой, участками обломочной брекчиевидной текстуры, содержащей обломки – реликты перистой каменной соли и гнездовидные участки прозрачного шпатового галита. Во втором случае формируется сложная брекчия пород, в которых основным породообразующим компонентом также является галит. На периферии блоков-ядер отмечаются реликтовые участки исходного слоистого строения, также обозначенные глинистыми прослоями и перистыми фрагментами каменной соли. Породы в целом интенсивно и неравномерно ангидритизированы, особенно в участках красновато-серого цвета, содержащих реликтовые вкрапления красного сильвина, псевдосильвиновые (красные) зерна галита и обильные скопления бурых гидроокислов железа. Вся эта масса густо пронизана игольчатыми войлоковидными кристаллами ангидрита, а в ближайшем окружении этих участков в галопелитовых комках, шнурках и фрагментах бывших прослоев – обильные желвачные выделения голубого ангидрита. Пестроту окраски и текстуры в ядре зон Р/З создают частые, неравномерные и различные по размерам гнезда, блоки, участки, тела перекристаллизованного гигантозернистого, шпатового галита, лишенного примеси, и блоки, участки молочно-белого сильвина с включениями гнезд синего галита. Те и другие отличаются интенсивно проявленной спайной трещиноватостью.

Наконец, в «сердцевине» зон Р/З часто наблюдаются различных размеров и формы брекчии-блоки, являющиеся по составу глинистыми галит-ангидритовыми породами с содержанием ангидрита от 30 до 96%. В них отмечается несколько генераций ангидрита:

1. Вся масса породы пронизана игольчатыми агрегатами, длиннопризматическими кристаллами ангидрита.
2. По всей породе то рассеянно, то в виде сгустков распределены голубоватые желваки ангидрита с микрозернистой внутренней структурой.
3. Вблизи центров ангидритовых блоков отмечаются участки голубовато-серых сливных микрокристаллических ангидритовых пород.

Обращает на себя внимание тот факт, что в ангидритовых блоках содержатся пиритовые выделения в виде сажистых скоплений, шестиугольных пластинчатых кристаллов и их сростков, скоплений кубических и кубооктаэдрических кристаллов и, наконец, соломенно- желтых сливных обособлений от нескольких до 10–15 см в поперечнике. Местами глинисто-ангидритовые прослои нацело замещены сажистыми, глобулярными и дендритовидными агрегатами пирита. Пиритизация отмечена также вдоль зальбандов секущих породу трещин. Пиритизация сопровождается одновременным развитием кристаллических выделений доломита, инкрустирующих, галопелитовые прослои, «рубашки» вокруг галитовых зерен, глинистые включения в солях и занимающих промежутки между зернами солевых минералов. Очень характерна инкрустация пиритизированных галопелитов кристаллами доломита и магнезита. Можно указать и на зоны доломитизации прикоржевых пород пластов Кр. II, АБ и В (БКПРУ-4), также сопровождаемых пиритизацией галопелитов. Более детально эти явления, сопутствующие формированию зон Р/З, будут рассмотрены позже в специальном разделе.

По содержанию брома породы зон Р/З и другие, подвергшиеся воздействию эпигенеза, характеризуются широким спектром распределения этого элемента.

1. Низкие содержания брома в пестрых сильвинитах всех пластов составляют общий фон, который в отдельных точках нарушается участками с «нормальным» содержанием этого компонента. Подавляющее большинство пестрых сильвинитов содержит от 60 до 80% того количества брома, которое соответствует седиментационной кристаллизации сильвина /267/.
2. Все разновидности молочно-белых и пятнисто-розовых сильвинитов содержат от 93 до 111% того брома, который они должны содержать при кристаллизации в седиментогенезе. Сопутствующие им голубые (пятнистые) каменные соли и шпатовые галитовые образования содержат от 50 до 63% необходимого брома.

3. Глинистые разновидности перекристаллизованной каменной соли, гиг/з линзы, гнезда, участки прозрачного галита и переотложенные его разновидности из ядер зон разубоживания имеют низкие (0,11–0,20) бромхлорные отношения. Породы, сохранившие реликты первичных структур и текстур, содержат бром в количестве, близком к нормальному.

3.1.5. Поведение силикатов, сульфатов, карбонатов и минералов железа при формировании зон разубоживания – замещения

Силикаты, сульфаты и карбонаты являются основными составляющими галопелитов и рассеянного «галопелитового материала» соляных пород. Количественные соотношения между ними закономерно изменяется по площади месторождения: в направлении с севера на юг и юго-восток относительное содержание сульфата кальция уменьшается, а силикатов, преобладающих в составе терригенного материала, и отчасти карбонатов, напротив, возрастает. Косвенной мерой оценки этой тенденции, отражающей роль морского и континентального питания бассейна, может служить отношение $CaSO_4$/Н.О., определенное по данным анализа водных вытяжек, куда в случае соляных пород переходит большая часть сульфата кальция. В центральной части месторождения (Соликамский район) средние значения этого отношения, рассчитанные В.И. Копниным для пластов сильвинитовой пачки, колеблются от 1,00 до 1,91, в южной (Березниковский район) – от 0,30 до 0,61 /135/. Этим же исследователем было отмечено, что при переходе к сильвинито-карналлитовой пачке значение $CaSO_4$/Н.О. также заметно уменьшается, в основном за счет возрастания содержания Н.О., в котором сосредоточены все карбонаты и терригенный материал.

Значительные, но более локальные вариации в количественных соотношениях рассматриваемых минеральных групп могут быть связаны и с постседиментационными процессами. Активное участие в них нередко принимают и минералы железа, хотя их количество в Н.О. обычно не превышает нескольких процентов.

3.1.5.1. Силикаты

Силикатный материал в соляных породах и галопелитах Верхнекамского месторождения по условиям образования подразделяется на 3 группы: собственно обломочный или аллотигенный, аутигенный и аутигенно-аллотигенний, т. е. смешанного происхождения.

Обломочный материал, концентрирующийся в песчаных и алевритовых фракциях, составляет от долей процента до 15–20% Н.О. пород, причем его роль возрастает в краевой юго-восточной части месторождения. По существующим классификационным схемам он относится к граувакковому типу с такими содержаниями основных компонентов: кварц – 15–35, полевые шпаты – 30–40, литокласты – 20–40% /217/. Полевые шпаты, которые за пределами калийной залежи представлены в основном альбитом с примесью более основных плагиоклазов и микроклина, в продуктивной толще замещаются калиевым полевым шпатом (КПШ). Эти новообразования будут рассмотрены ниже. Что касается собственно обломочного материала, то каких-либо изменений в его составе или содержании при переходе к зонам Р/З не обнаружено.

Аутигенные калиевые полевые шпаты. Ю.В. Морачевский /175/ первым обратил внимание на высокое содержание полевых шпатов в Н.О. пород калийной залежи. Е.А. Яржемская /313/ показала, что ведущая роль здесь принадлежит именно КПШ, хотя отнесены они были к обломочным составляющим. Аутигенная природа минерала была доказана В.Н. Аполлоновым и др. /5/, которые первыми отметили хорошую огранку его кристаллов.

Более детальное изучение аутигенных КПШ /215, 217, 218/ показало, что они замещают обломочный плагиоклаз, образуют на нем каемки нарастания и, наконец, присутствуют в виде мелких идиоморфных кристаллов, не содержащих обломочных ядер. Было установлено также, что по своим структурным параметрам аутигенные КПШ занимают промежуточное положение между ортоклазом и санидином, а это позволяет надежно отличать их от обломочного микроклина. В отличие от последнего область распространения аутигенных КПШ в соляной толще ограничена калийной залежью и примыкающими к ней (не более 10 м, часто еще меньше) пластами покровной и подстилающей каменной соли. Это свидетельствует о том, что КПШ формировались при участии растворов с минерализацией, соответствующей или близкой к стадии кристаллизации калийных солей, и о том, что при значительных рассолонениях процессы калишпатизации быстро затухали.

Если после всего сказанного встать на позиции седиментационного или раннедиагенетического (в фазу открытого бассейна) происхождение зон Р/З, особенно крупных, измеряемых сотнями метров или даже километрами в поперечнике и десятками метров по вертикали, то можно ожидать, что по крайней мере во внутренних их частях КПШ исчезнут и сменятся альбитом, как это всегда происходит почти сразу же за пределами калийной залежи. Однако материалы, полученные при изучении зон Р/З во ВНИИГалургии, пока не дали ни одного примера такого перехода. Таким образом, данные по полевым шпатам в большей степени соответствуют представлениям о вторичном происхождении зон Р/З, в которых КПШ могут рассматриваться как унаследованные минералы.

Аутигенный кварц давно описывается в числе характерных новообразований галогенных пород /313 и др./. В породах калийной залежи Верхнекамского месторождения его содержание сравнительно невелико. Например, в песчано-алевритовых фракциях Н.О., где этот минерал диагностируется достаточно надежно (по форме), при общем содержании кварца в 15–35% доля его аутигенных выделений редко превышает 1%. Более высокие концентрации аутигенного кварца устанавливаются в двух случаях – у контактов солей с многолетними прослоями галопелитов и в породах, связанных с зонами Р/З, в частности, в пестрых сильвинитах /213/. Авторами упомянутой работы данное явление связывалось с хорошо известным фактом уменьшения растворимости кремнезема при росте минерализации раствора. Именно этим можно объяснить увеличение количества новообразований кремнезема в породах, испытавших регрессивные преобразования (замещение карналлита сильвином, а последнего галитом или просто их выщелачивание в зоне гипергенеза), которые всегда сопровождаются возрастанием минерализации воздействующего раствора. С чисто седиментационных позиций отмеченную закономерность объяснить значительно сложнее.

Глинистые минералы, то есть (слоистые, реже ленточно-слоистые силикаты, концентрирующиеся в пелитовых (мельче 0,005 мм) фракциях, составляют в сумме около 50% их массы. Поскольку сами пелитовые фракции в большинстве галогенных пород и галопелитов слагают от 20 до 60% их Н.О., то содержание глинистых минералов в последнем обычно колеблется от 10 до 30%, несколько возрастает в юго-восточном направлении.

Вопросами минералогии глинистых составляющих пород Верхнекамского месторождения в разные годы занимались Е.А. Яржемская /313/, Ю.А. Третьяков и др. /265, 267, 271/, А.И. Поликарпов и др. /164/, В.И. Поляковский и др. /220–223/ А.Г. Иванов /108/ и др. В конечном счете, вопреки сложившимся ранее представлениям о существенно гидрослюдистом составе глинистых фракций /265, 271, 313 и др./, было установлено, что на Верхнекамском месторождении во всех типах пород развита ассоциация гидрослюдисто-хлоритовая /219–223/ с варьирующими соотношениями основных минералов (таблица 3.1).Было установлено также, что и гидрослюда, и хлорит в основной своей массе имеют аллотигенное происхождение /219, 271/. Однако заметное увеличение роли хлорита в породах сильвините-карналлитовой пачки (см. табл. 3.1) свидетельствует о том, что часть хлорита образуется и на месте, то есть является аутигенной. К числу безусловно аутигенных и богатых магнием глинистых минералов относятся амезит, обнаруженный в породах этой же части разреза /220, 223/, а также тальк и сепиолит, о которых речь пойдет ниже. Таким образом, глинистые минералы пород Верхнекамского месторождения по своему происхождению являются смешанными аллотигенно-аутигенными образованиями, что, в принципе, позволяет использовать их для определеяия условий формирования самих пород.

Практически единственным исследователем, осуществившим попытку использовать глинистые минералы для определения условий образования зон Р/З, был Ю.А. Третьяков /265, 267 и др./. Его выводы базируются на трех основных положениях:

1. доминирующим глинистым минералом в породах зон Р/З и нормального разреза является гидрослюда;
2. в «гидрослюде» из зон Р/З окисного железа (3,91–6,56%) больше, чем закисного (3,23–4,12%), а в том же минерале из нормального разреза (по данным Е.А. Яржемской /313/) закисное железо (1,33–10,02%) преобладает над окисным (1,23–4,67%);
3. содержание окиси магния в «гидрослюде» пород зон Р/З более низкое (5,4–5,96%), чем в соответствующих образовниях нормального разреза (7,17–13,32%, по данным /313/.

Таблица 3.1. Минеральный состав пелитовых (мельче 0,005 мм) фракций галопелитов маркирующего горизонта и «коржевых» глин пластов Кр. I–Кр. II и В–Г

Наименование горизонта (пласта)	Кол-во анализов	Содержание минералов, масс.%						
		Гидрослюда	Хлорит	Кварц	Калиевый полевой шпат	Альбит	Доломит	Магнезит
Маркирующий горизонт подстилающей каменной соли	7	24–40 / 31	10–25 / 20	9–21 / 15	–	9–18 / 14	10–28 / 19	–
Кр. I–Кр. II	8	23–40 / 31	13–25 / 21	5–12 / 7	25–32 / 28	–	0–25 / 13	–
В–Г	4	10–24 / 17	22–32 / 28	12–17 / 14	24–31 / 28	–	–	6–17 / 12

Примечания

1. В числителе – пределы колебаний, в знаменателе – среднее.
2. Анализы выполнены В.Я. Поляковским на рентгеновском дифрактометре ДРОН-3.

Пониженные содержания магния, по мнению Ю.А. Третьякова, свидетельствуют о формировании «гидрослюд» из зон Р/З в условиях более низкой минерализации рапы, соответствующей галитовой стадии соленакопления, а преобладание окисного железа над записным об окислительной обстановке минералообразования. На этом основании Ю.А. Третьяковым делается вывод о первично-седиментационной природе зон разубоживания 1 типа, которые, по его мнению, могли формироваться на приподнятых участках дна бассейна, то есть там, где на процессы минералообразования большее влияние оказывали воды поверхностного стока.

Нужно заметить, что аналитические данные по зонам Р/З, полученные самим Ю.А. Третьяковым никаких сомнений не вызывают. Но он сравнивает их с материалами Е.А. Яржемской /313/, и здесь сразу же возникают проблемы. Из шести приведенных Е.А. Яржемской анализов окисное железо отмечено только в двух, в остальных оно вообще не определялось /313, стр. 312/. Судя по сумме анализов, близкой к 100%, все железо в этих пробах было представлено в закисной форме. Что касается тех двух анализов, где окисное и закисное железо были определены раздельно, то в одном (обр. 320) закисное железо (7,68%) преобладает над окисным (1,23%),в другом (обр. 23) – окисное (4,67%) над закисным (1,33%). Таким образом, выводы Ю.А. Третьякова, основанные на использовании «гидрослюд» в качестве индикаторов окислительно-восстановительных условий минералообразования, в данном случае представляются не вполне не корректными и уж во всяком случае не универсальными. На последнее указывают результаты химических анализов глинистых фракций, которые были выделены все тем же Ю.А. Третьяновым /271/ из Н.О. «нормальных» сильвинитов, представляющих пласты Кр. III, Кр. II, Кр. I, А и Б в юго-восточной (включающей участки БПКРУ-2 и 3) части месторождения. Во всех случаях окисное железо (4,68–9,59%) здесь достаточно резко преобладает над закисным (1,21–3,51%), что Ю.А. Третьяков тоже отмечает, но оставляет без каких-либо комментариев.

Проблему поведения магния Ю.А. Третьяков также решает несколько односторонне, поскольку полученные им же самим аналитические данные вступают в явное противоречие с его исходными генетическими позициями. Например, в уже упомянутой работе /271/, кроме анализов глинистых фракций, выделенных из Н.О. сильвинитов, имеются соответствующие материалы по межпластовой каменной соли и многолетним прослоям глины. Содержания окиси магния в глинистых фракциях пород трех сравниваемых групп варьирует в таких пределах: сильвиниты – 5,45–7,82 (в среднем,

около 6,5%), каменная соль – 6,35–7,45 (около 7%), глина – 7,99–9,54% (8,7%). Нетрудно заметить, что самая высокая магнезиальность глинистых фракций в данном случае устанавливается в глинах, а самая низкая – в сильвинитах, то есть здесь она вообще не обнаруживает прямой связи с уровнем минерализации рапы.

Все вышеизложенное означает, что о масштабах и общей направленности тех или иных изменений желательно судить не но отдельным группам анализов, а по материалам изучения конкретных профилей, пересекающих как нормальный разрез, так и замещенную зону. В качестве примера приведем данные, характеризующие изменение состава пелитовых фракций галопелитов из кровли пласта В, вскрытого скважинами подземного полигона в южном выемочном штреке 6-го западного блока 1 СВП рудника БКПРУ-4 (табл. 3.2). В скв. 273 пласт имеет существенно карналлитовый состав, в скв. 263 пестрые сильвиниты появляются только в первом (нижнем) его слое, а в скв. 268 и 269 пестрыми сильвинитами сложен уже весь пласт. Во всех четырех случаях хлорит преобладает над гидрослюдой, что вообще характерно для пород сильвинито-карналлитовой зоны, но в галопелитах из карналлитового разреза (скв. 273 и 263) величина отношения хлорит/гидрослюда составляет 2,2–2,3, а в сильвинитовом – лишь около 1,2. Таким образом, магнезиальность глин, если связывать ее с хлоритом, действительно уменьшается в замещенном разрезе. Не обсуждая уже рассмотренные седиментационные и близкие к ним диагенетически версии, мы может предположить, что при образовании пестрых сильвинитов за счет карналлитовых пород одновременно с выносом хлористого магния происходила и деградация хлорита, имеющая, в принципе, ту же направленность. При этом часть высвободившихся компонентов могла перемещаться вслед за продвижением фронта замещения. О деградации хлорита свидетельствует появление хлорит-монтмориллонита, довольно редкого в породах нормального калиеносного разреза. Что касается латерального перемещения компонентов, то в данном случае его можно лишь предполагать, объясняя этим очень резкий рост отношения хлорит/гидрослюда при переходе к нормальному разрезу. Имеются, впрочем, и другие признаки подобных процессов.

Таблица 3.2. *Состав пелитовых (мельче 0,005 мм) фракций галопелитов из кровли пласта В, вскрытого подземными скважинами №№ 237 263, 268 и 269*

№ скважины	Расстояние от устья, м	№ образца	Содержание минералов, масс. %						
			Гидрослюда	Хлорит	Хлорит-монтмориллонит	Кварц	Калиевый полевой шпат	Магнезит	Пирит
273	10,90	18	9	20	–	16,5	32	16,5	5
263	6,50	4/1п	14	32	–	17	31	6	–
268	3,20	6	23	28	3	11	24	9	2
269	6,40	2	17	20	–	13,5	28	14,5	6

Примечания:

1. Рентгенографические анализы выполнены на дифрактометре ДРОН-3. Аналитик В.Я. Поляковский.
2. В образцах 18 и 2 установлено 21 и 18% ангидрита, соответственно. Эти анализы пересчитаны на бессульфатное вещество.

На Верхнекамском месторождении Ю.А. Третьяков, по-видимому, первым отметил выделения талька, которые были установлены им в сильвините пласта Кр. II во внешнем обрамлении одной из зон Р/З. Позже тальк (до 5% фракции мельче 0,005 мм) и ассоциирующие с ним сепиолит (3–4% и хлорит-монтмориилонит (3–5%) были обнаружены нами в «прикоржевых» глинах пласта Кр. II, также во внешнем обрамлении зоны Р/З, но уже другой, относящейся к «сквозному» типу и вскрытой в районе скв. 484 и 1027 рудника БКПРУ-4. Тальк – и сепиолитсодержащие глины были установлены только в северо-западном обрамлении данной зоны (на опытном участке рудника), причем появление обоих минералов было явно связано с процессами доломитизации глин, перекрывающих пла-

сты Кр. II, АБ и В. В других ситуациях ни тальк, ни сепиолит в таких количествах просто не отмечались. Приуроченность магнезиальных минералов именно к экзоконтактному ореолу позволяет связывать их формирование с выносом магния из замещаемых пластов. Объяснить все это с позиций седиментационного образования зон Р/З едва ли возможно, поскольку в трактовке, например, Ю.А. Третьякова увеличение магнезиальности глин – это просто переход к обычному их составу, характерному для нормального разреза, И, естественно, в этом случае все признаки высокой магнезиальности, включая присутствие в породах талька и сепиолита, должны наблюдаться не в сравнительно узком внешнем ореоле зон Р/З, а повсеместно за их пределами.

Сопряженность процессов, связанная с выносом компонентов из одних участков и перемещением их в другие, является наиболее убедительным доводом в пользу метасоматической природы преобразований. Имеющийся материал показывает, что признаки таких сопряженных процессов наблюдаются и в случае аутигенного глинообразования, связанного с зонами Р/З. К сожалению, достоверных данных, иллюстрирующих подобные явления, получено не очень много, поскольку после Ю.А. Третьякова целенаправленного изучения глинистых минералов в зонах Р/З почти не проводилось.

3.1.5.2. Сульфаты и карбонаты

Сведений о закономерностях изменения количественных соотношений между сульфатами и карбонатами по площади месторождения сравнительно немного. Ю.А. Третьяков /271/ отметил, что в краевой юго-восточной части месторождения карбонаты в Н.О. пород сильвинитовой пачки всегда преобладают над сульфатами, тогда как в центральной его части между ними наблюдаются обратные соотношения. А.И. Кудряшов и Н.С. Молоштанова /147/ обратили внимание на уменьшение в юго-восточном направлении содержания ангидрита в «книжечке» (с 62,9 до 49,2%) при одновременном росте содержания терригенного материала (с 2,8 до 17,7%). Однако каких-либо закономерностей в изменении содержания доломита ими установлено не было. Материалы изучения Н.О. соляных пород, проводившегося во ВНИИГалургии, также свидетельствуют, что величины отношения сульфаты/карбонаты в юго-восточном направлении уменьшаются, но количественно оценить эту тенденцию не представляется возможным.

С у л ь ф а т ы. В породах продуктивной толщи достоверно установлены ангидрит, гипс, целестин и барит. В гипссодержащих породах иногда отмечается бассанит, а в «коржевых» глинах и «книжечке» изредка появляются ромбовидные псевдоморфозы по минералу, похожему по форме на глауберит.

Многие исследователи отмечают, что роль ангидрита, всегда преобладающего среди сульфатов, при переходе к зонам Р/З заметно возрастает. В.Н. Дубинина писала, например, что «при прослеживании разреза сильвинитов пласта Кр. III (по направлению к зоне РЗ.–А.П.) в сильвинитовых прослойках появляется очень большое количество белого ангидрита – то единичных скоплений, то собирающихся в сплошные группы» /88, стр. 114/. В.Н. Дубинина, как и Я.Я. Яржемский /315/, считали, что смена сильвинитов каменной солью связана с поступлением в бассейн опресненных вод, содержавших также соединения кальция. В результате этого садка сильвина прекращалась, а в осаждавшемся галите возрастали содержания ангидрита и, в меньшей степени, карбонатов.

Аналитически вывод об увеличении содержания сульфата кальция в зонах разубоживания 1 типа и, судя по описанию, простого строения, то есть не содержащих крупных ангидрито-галитовых обособлений, был подтвержден Ю.А. Третьяковым, который обобщил данные многочисленных химических анализов бороздовых проб /266/. Средние содержания сульфата кальция и Н.О., рассчитанные Ю.А. Третьяковым, приведены в таблице 3.3, куда уже нами добавлены и значения $CaSO_4$/Н.О. Из таблицы видно, что содержания сульфата кальция в водных вытяжках пород зон Р/З действительно возрастают примерно на 35–40%, обычно более значительно в нечетных слоях и менее – в четных, хотя здесь имеются и исключениям. В несколько большей степени увеличиваются и содержания Н.О., из-за чего величины $CaSO_4$/Н.О. в породах зон Р/З обычно оказываются более низкими, чем в соответствующих слоях и пластах нормального разреза. Все эти данные, в принципе, согласуются с известными представлениями Ю.А. Третьякова о том, что зоны разубоживания 1 типа образуются в фазу открытого бассейна на мелководьях (поднятиях дна), где разбавляющее влияние вод поверхностного стока проявляется более интенсивно. Для подтверждения своих взглядов Ю.А. Третьяков сравнивает толщину отдельных слоев пласта Кр. II в сильвинитовом и разубоженном разрезах (таблица 3.4) и отмечает, что «одновременное уменьшение мощности и содержания

хлористого калия в зонах разубоживания указывает на седиментационный характер формирования каменной соли в этих зонах» /266, стр. 34/.

Таблица 3.3. *Содержания сульфата кальция и нерастворимого остатка в породах сильвинитовой зоны (по /266/ с добавлениями)*

Пласты и слои	Количество проб		Среднее взвешенное содержание,%				$CaSO_4$ / Н.О.	
	1	2	$CaSO_4$		Н.О.			
			1	2	1	2	1	2
А	37	4	1,77	2,06	1,44	1,87	1,23	1,21
Кр. I	95	5	1,26	2,15	1,42	2,68	0,89	0,80
Кр. II, слой 1	58	4	1,70	2,47	2,35	4,94	0,72	0,50
« 2	60	4	2,29	2,24	3,36	4,40	0,68	0,51
« 3	60	4	1,87	2,31	0,97	2,45	1,75	0,94
« 4	60	14	2,17	2,55	2,36	3,71	0,92	0,69
« 5	60	12	1,20	1,73	0,96	1,53	1,25	1,13
« 6	59	20	1,30	2,74	2,71	4,14	0,48	0,66
« 7	59	18	1,49	2,12	0,85	1,97	1,75	1,08
Кр. IIIа	186	9	1,87	3,06	1,38	3,19	1,36	0,95
Кр. IIIб	186	14	1,92	2,04	1,32	1,92	1,45	1,06
Кр. IIIв	186	4	1,48	2,42	1,55	2,00	0,95	1,21

Примечание:
1 – сильвинитовый разрез; 2 – зона разубоживания.

Таблица 3.4. *Средняя толщина слоев пласта Кр. II в сильвинитовом разрезе и зонах разубоживания /266/*

Слои пласта Кр. II	Толщина слоев, м	
	Сильвинитовый разрез	Зона разубоживания
1	1,57	1,08
2	0,34	0,29
3	1,02	0,58
4	0,41	0,41
5	1,24	0,74
6	0,33	0,26
7	1,42	0,75

Однако сторонники метасоматических моделей, оперируя практически теми же цифровыми данными, предлагают свой вариант решения: обогащение пород сульфатом кальция является следствием уменьшения толщины и объема замещаемых слоев за счет выноса из них хлоридов калия и/или магния при сохранении основной массы менее растворимых компонентов. Чисто математически это позиция была обоснована В.И. Раевским /238/ на примере перехода карналлитовых пород в пестрые сильвиниты. Но если снова вернуться к таблицам 3.3 и 3.4, то можно заметить, что при разубоживании красных сильвинитов наблюдается примерно такая же картина: увеличение содержаний сульфата кальция и Н.О., особенно в породах нечетных слоев, происходит почти пропорционально уменьшению их толщины. С метасоматический позиций не так уж сложно объяснить и уменьшение в породах зон Р/З значений $CaSO_4$/Н.О. Н.О., в котором обычно преобладают силикаты и карбона-

ты, действительно должен почти целиком оставаться в породе, а сульфат кальция все же способен частично растворяться и выноситься вместе с хлоридами.

Все вышеизложенное показывает, что сопоставление только аналитических данных однозначной генетической интерпретации не поддается, особенно если их сравнение проводится только по значениям средних.

В.И. Раевский /238/ заметил, что величина стандартного отклонения для содержаний сульфата кальция В пестрых сильвинитах выше, чем в исходных карналлитовых породах. Позже сходная картина была установлена нами и в зонах Р/З сильвинитов пласта Кр. II. Однако, в отличие от В.И. Раевского, который в случае пестрых сильвинитов объяснял данное явление возможным привносом некоторого количества сульфата кальция, нами оно связывалось в основном с его перераспределением в пределах самих зон Р/З. Доводами в пользу этого заключения послужили два обстоятельства: во-первых, то что при близости средних содержаний (приведенных к исходной толщине пласта) едва ли можно вообще говорить о каком-либо привносе сульфата кальция, а во-вторых, то, что явные признаки его перераспределения, проявляющиеся в образовании желваков и сплошных масс ангидрита, действительно отмечаются большинством геологов, вне зависимости от их взглядов на происхождение самих зон. Представляется, что именно перераспределение сульфата кальция является наиболее характерной и более общей чертой его поведения, присущей большинству зон Р/З.

Из других сульфатов, перечисленных в начале раздела, только барит, по-видимому, совершенно не связан с зонами Р/З. Как акцессорный аутигенный минерал он почти постоянно отмечается в Н.О. пород продуктивной толщи, особенно в южной (юго-восточной) части месторождения /271/.

В породах, окружающих некоторые зоны Р/З, и в перекрывающих их надсоляных отложениях иногда отмечаются значительные скопления новообразованного целестина. Они будут рассмотрены в разделах, освещающих общие закономерности поведения стронция в зонах Р/З. Отметим только, что в породах нормального разреза целестин отмечается лишь как акцессорный минерал, но несколько чаще, чем барит.

Небольшое количество гипса довольно часто устанавливается в многолетних галопелитовых прослоях и в соляных породах, обогащенных глинистым материалом. Породы зон Р/З в этом отношении не составляют исключения, но здесь он иногда появляется и как промежуточная фаза при карбонатизации ангидрита – процессе, характерном именно для этих зон. Как уже отмечалось, в гипссодержащих породах изредка устанавливается и бассанит (полугидрат), но он легко образуется даже в процессе изготовления шлифов (при нагревании), так что природа этого минерала не всегда ясна.

Все, правда, довольно немногочисленные находки псевдоморфоз по глауберите (?) в продуктивной толще и подстилающей камеиной соли действительно тяготеют к зонам Р/З, вскрытым на участках БКПРУ-1, 2, 4 и СКПРУ-2. Однако и основные объемы работ были сосредоточены в этих зонах, так что мы просто не знаем, насколько широко прослои с псевдоморфозами распространены в нормальном разрезе. Во всяком случае, в СМТ, где эти прослои встречаются намного чаще /215/, какой-либо их связи с зонами Р/З обнаружить не удалось. Мы можем лишь заключить, что «подпитка» поровых или иных растворов избыточнам сульфат-ионом в зонах Р/З теоретически возможна. Она может быть связана, например, и с уже упомянутыми процессами карбонатизации ангидрита.

К а р б о н а т ы присутствуют практически во всех породох продуктивной толщи. Основные закономерности изменения их состава и морфологии в отложениях нормального разреза были установлены В.Н. Дубининой /88/. С теми уточнениями, которые были сделаны в последующие годы /105, 267, 271/, общая картина распределения минералов данной группы может быть представлена в следующем виде:

1. в области распространения красных сильвинитов в породах преобладают доломит и/или близкие к нему члены доломит-анкеритового ряда, с которыми могут ассоциировать магнезит и/или кальцит. В межпластово каменной соли степень доломитности[5] карбонатов несколько ниже, чем в сильвинитах;

[5] Степень доломитности (доломитизации) – отношение содержания карбоната магния к сумме карбонатов магния и кальция. У доломита этот коэффициент равен 45,7.

2. начиная с пласта А, где еще широко распространены карбонаты, близкие к доломиту, в породах возрастает количество магнезита и/или близких к нему членов магнезит-брейнеритового ряда, которые в сильвинито-карналлитовой пачке обычно становятся преобладающими;
3. в породах одноименных пластов степень доломитности карбонатов уменьшается в направлении от центральной части месторождения к его юго-восточной окраине, где даже в сильвинитах преобладают известково-доломитовые ассоциации;
4. основная часть карбонатов в соляных породах нормального разреза присутствует в виде идиоморфных кристаллов (размер до 0,5–1 мм) преимущественно ромбоэдрической формы у доломита, пинакоидально-ромбоэдрической (псевдооктаэдрической) у членов доломит-анкеритового ряда и ромбоэдрически – пинакоидальной у магнезита;
5. характерна крайняя «неравновесность» карбонатных ассоциаций, проявляющаяся в изменчивости состава карбонатов, относящихся к одному ряду, присутствии зональных кристаллов и др.;
6. в породах нормального разреза очень редко наблюдаются реакционные взаимоотношения между ангидритом и карбонатами. Последние «очень часто встречаются в одних участках с ангидритом, но всегда обособленно от него» – отмечает В.Н. Дубинина /88, с. 30/.

В.Н. Дубинина не заметила существенных изменений в составе карбонатных ассоциаций при переходе от сильвинитов к разубоженным участкам и от карналлитовых пород к пестрым сильвинитам. Она даже подчеркнула, что в обоих случаях в одноименных пластах присутствуют карбонаты с очень близкими оптическими свойствами /75, стр. 31–32/. Это означает, что основная масса карбонатов образует здесь «сквозные» ассоциации, не зависящие от современного состава того или иного пласта.

С другой стороны, Ю.А. Третьяков приводит веские доводы, свидетельствующие о том, что состав карбонатов при переходе к зонам Р/З все же изменяется. При разубоживании пластов красных сильвинитов в породах вместо существенно доломитовых появляются известково-доломитовые ассоциации, а при разубоживании пластов А и Б – доломитовые и магнезито-доломитовые вместо доломито-магнезитовых /265, 267/. Ю.А. Третьяков показал также, что в межпластовой каменной соли состав карбонатов почти не меняется, и, в частности, в междупластьях красных сильвинитов в обоих типах разреза преобладают известково-доломитовые ассоциации /265/.

Естественно, что все эти данные Ю.А. Третьяков использовал для подтверждения своих представлений о первично-седиментационном происхождении зон разубоживания 1 типа. И нужно заметить, что приводимые им доводы выглядят достаточно убедительно. Пожалуй, единственным их недостатком является то, что в них мало внимания уделяется структурным особенностям и взаимоотношениям карбонатов. Ю.А. Третьяков пользовался в основном нормативным (вычисленным) их составом, который всегда является усредненным и не вполне соответствует реальному. Напомним, что В.Н. Дубинина, изучавшая относительно крупные фракции, установила в них «сквозные» (магнезито-доломитовые и др.) ассоциации карбонатов, свойственные породам как нормального, так и разубоженного разрезов. Что касается кальцита зон разубоживания, то он, по данным самого Ю.А. Третьякова, «как правило, встречается в пелитоморфном виде» /265, стр. 89/, т. е. его появление происходит как бы независимо от «сквозных» ассоциаций.

Рассмотрим формы выделения карбонатов в зонах Р/З более подробно. В.Н. Дубинина, также являющаяся сторонником седиментационного образования этих зон, пишет, в частности, что «в сильвинитовых пластах, представленных галитом («замещенных»), очень часто (подчеркнуто нами, А.П.) встречаются сноповидные, радиально-лучистого строения агрегаты карбонатов» /88, стр. 31/, Но ведь ничего этого не отмечалось ею в нормальных разрезах Подобные формы более характерны для тех зон где наблюдаются признаки выщелачивания соли. Мы сталкивались с ними и в зонах Р/З в той ситуации, которая впервые была описана также В.Н. Дубининой. «В зоне перехода красных сильвинитов в каменную соль «книжечка» сложена преимущественно микрозернистой карбонатной породой... – пишет она. – Эта же самая -книжечка» в зоне обычных сильвинитов, находясь в точно том же стратиграфическом положении, сложена перемежаемостью прослоев доломитовой и ангидритовой пород» /88, стр. 115/. В.Н. Дубинина описывает этот случай как пример «фациальных переходов в одних и тех же слоях», хотя никто из сторонников подобных взглядов не отмечал уменьшения роли сульфата кальция в зонах Р/З. Чаще говорилось о противоположной тенденции. Не совсем понятно и то, почему данное явление наблюдается именно в переходной зоне.

Нами «книжечка» существенно доломитого состава была описана в уже упоминавшихся ореолах доломитизации во внешнем обрамлении «сквозной» зоны Р/З на опытном участке рудника БКПРУ-4. При переходе от нормального разреза к этим ореолам содержание карбонатов в «книжечке», отмытой от соли. возрастает от «фоновых» значений (7–11%) до 92%. Полная доломитизация книжечки (92% доломита) наблюдается над локальным участком разубоживания верхней части пласта Кр. II (рис. 3.40). Ритмично-слоистое строение «книжечки» здесь сохраняется, и темноокрашенные прослои почти не меняют свой глинисто-карбонатный состав, но светлые, в нормальном разрезе сложенные галитом и ангидритом, почти целиком замещаются радиально-лучистыми агрегатами доломита, которые находятся в галитовой массе и очень напоминают образования, описанные В.Н. Дубининой. Вторичная природа доломита здесь не вызывает сомнений, поскольку такие же его агрегаты нарастают и на обрывки глинисто-карбонатных прослоев с образованием здесь типичных крустификационных структур. Ангидрит в рассматриваемых породах практически отсутствует, но о том, что доломит развивался именно по нему свидетельствуют включения гипса в полностью доломитизированных участках, а также весь спектр промежуточных ангидрито-доломитовых образований в переходных зонах. Подтверждением этого могут служить также и многочисленные желваки ангидрита, которые появляются в каменной соли II коржа точно над областью полной доломитизации «книжечки» (см. рис. 3.40). Все эти явления сопровождаются и частичным выщелачиванием галита. Признаки выщелачивания можно видеть непосредственно в доломитизированных породах и, по-видимому, именно с этим процессом связано уменьшение толщины II коржа, отображенное на зарисовке.

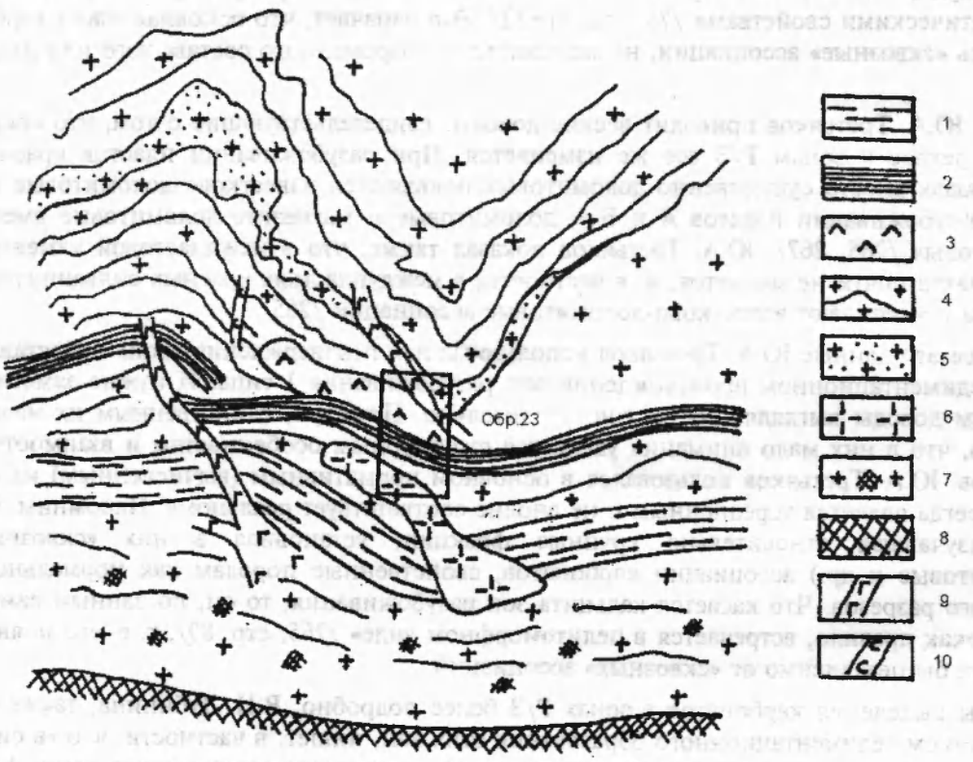


Рис. 3.40. Участок контакта пластов Кр. II и Кр. I–Кр. II в зоне доломитизации и «окремнения» (опытно-эксплуатационный участок БКПРУ-4, северный вентиляционный штрек 2-го блока, северная стенка, 30 м к востоку от МТВ-4).

1 – глины; 2 – «книжка»; 3 – каменная соль с обособлениями ангидрита; 4 – каменная соль перекристаллизованная, разнозернистая; 5 – каменная соль глинистая; 6 – каменная соль гигантозернистая; 7 – каменная соль с реликтами сильвина (разубоженная часть пласта Кр. II); 8 – сильвинит; 9 – жилы галита; 10 – прожилки сильвина. (С зарисовки А.Л. Протопопова).

Приведенные данные показывают, что в породах зон Р/З, наряду с первичными карбонатами, сохранившимися в виде реликтов, появляются явно вторичные их формы. Именно здесь устанавливаются и реакционные взаимоотношения между ангидритом и карбонатами, совершенно не характерные для пород нормальных разрезов.

Образование кальцита по гипсу и/или ангидриту (обычно через промежуточную стадию его огипсования) часто является следствием взаимодействия сульфатов кальция с органическим веществом /257/. Эти процессы приводят к редукции сульфат-иона и образованию сероводорода (биогенная или абиогенная сульфатредукция). Некоторый избыток кальцита, появляющийся в зонах РЗ, возможно, связан именно с такими преобразованиями, хотя при наличии подвижных форм магния сульфаты могут замещаться и доломитом, Реальность подобного развития процесса могут подтвердить следы сероводорода в замещенных породах или сульфиды, образующиеся при его взаимодействии с железосодержащими минералами.

3.1.5.3. Минералы железа

Характерная красная или буро-красная окраска, присущая калийным породам нормальных разрезов, всегда связана с присутствием в сильвине и карналлите тонкодисперсных окисных соединений железа. Не углубляясь в генетические проблемы, отметим наиболее характерные и практически общепризнанные особенности состава и распределения красящего пигмента в тех породах и минералах, которые большинством исследователей считаются первичными /88, 89, 105 и др./:

1. на Верхнекамском месторождении в составе красящего пигмента солей достоверно установлены два минерала – гематит и гетит. причем в сильвине красных сильвинитов преобладают мельчайшие пластинки гематита, а в карналлите – иглы гетита, обычно ассоциирующие с тем или иным количеством относительно крупных чешуек гематита;
2. и в сильвине, и в карналлите, если они не обнаруживают признаков перекристаллизации, нередко проявляется сингенетичная зональность в распределении красящего пигмента, соответствующая граням растущих кристаллов, причем центральные их части обычно окрашиваются гуще, чем периферические;
3. в галите, присутствующем в собственно калийных породах, и в чередующихся с ними слоях каменной соли красящий пигмент практически отсутствует.

Почти таким же бесспорным фактом является и то, что при разубоживании или замещении сильвинитов и карналлитовых пород другими солям присущая им красная окраска, за редкими исключениями («псевдосильвиниты» и др.), утрачивается. Иногда это происходит достаточно резко, чаще – через некоторую переходную зону, где красящий пигмент перераспределяется и концентрируется уже не в центре зерен, а в их периферических частях и в межзерновом пространстве. Эта особенность почти постоянно отмечается при описании переходов и карналлитовых пород в пестрые сильвиниты, и красных сильвинитов в каменную соль /26, 88, 89, 105, 191 и др./.

Сторонники седиментационного образования зон Р/З рассматривают исчезновение красящего пигмента как закономерное следствие смены фации – каменная соль, например, и не должна быть красной. Но игнорировать изменение самого характера окраски в переходных зонах было просто невозможно, и В.Н. Дубинина в связи с этим замечает, что «красная окраска сильвина в пестром сильвините не является следствием очистительной перекристаллизации, а появляется обычно в результате затеков гидроокислов железа в зерна сильвина на контакте их с соляной глиной» /88, стр. 13/. Иными словами, красящий пигмент уже не является здесь сингенетичным, как в карналлитах или красных сильвинитах, а имеет явно вторичную природу. По поводу перехода красного сильвинита в каменную соль ею же отмечено: «можно предполагать, что поступавшие... опресненные рассолы приводили к частичному растворению выпавшего ранее сильвина» /88, стр. 114/. Это уже близко к «диагенетической концепции» А.А. Иванова и М.Л. Вороновой /105/. Еще большие затруднения пришлось преодолеть Ю.А. Третьякову и Л.Н. Морозову /269/, когда они попытались доказать, что «псевдосильвиниты» не являются продуктом замещения сильвинитов, и предложили для этого очень сложный механизм вторичного окрашивания галитовых зерен. Резюмируя все вышеизложенное, можно заключить, что сторонникам седиментационного образования зон Р/З так и не удалось объяснить, почему явно сингенетичный красящий пигмент в калийных солях нормальных разрезов приобретает столь же явный вторичный характер в переходных зонах.

Сторонники эпигенетического (вторичного) образования зон Р/З рассматривают поведение красящего пигмента как следствие растворения, замещения и «очистительной перекристаллизации» исходных калийных минералов. Поэтому их в большей степени занимал вопрос, куда и почему этот пигмент в конечном счете вообще исчезает. На Карлсбадском месторождении (США), например, было замечено, что серая окраска глинистого материала в рудном пласте становится коричневой в разубоженных его участках, и это явление было определенно связано с перемещением гематита из

красного сильвина в глину /340/ Сходная картина, но уже в галопелитах, перекрывающих замещаемые калийные породы, наблюдалась и на Старобинском месторождении, и здесь она, по-видимому, впервые была зафиксирована и инструментально, с помощью спектрофотометра /200/.

На Верхнекамском месторождении «покраснение» пород, перекрывающих разубоженные пласты, также отмечалось /282/, однако здесь подобные явления все же редки. Авторами данного раздела было изучено большое колишество образцов «книжечки» и «коржевых» глин, отобранных и в нормальном, и в разубоженном разрезах, но закономерного изменения их окраски установлено не было. Связано это с тем, что на Верхнекамском месторождении переходы и карналлитовых пород в пестрые сильвиниты, и красных сильвинитов в каменную соль сопровождаются не столько выносом железа. скольио трансформацией окисных его форм в сульфидные с образованием пирита или мельниковит-пирита. Эта тенденция отмечается сторонниками различных взглядов на происхождение зон Р/З, хотя она явно противоречит тем версиям седиментационного или раннедиагенетического их образования, которые предполагают окислительную обстановку процессов минералообразования /265, 267/. Возможно, поэтому проблеме перехода окисных форм железа в сульфидные большее внимание уделяли сторонники эпигенетического образования зон Р/З, Очень интересна в этом отношении зона Р/З, вскрытая на севере восточной панели 4-бис рудника БКПРУ-1 и характеризующаяся появлением «псевдосильвинитов» в ее краевой части. На примере пласта Кр. II М.С. Рогова показала здесь разные стадии перераспределения окисных форм железа – концентрацию их сначала в периферических частях зерен, затем в «скорлуповатых» трещинах, возникающих при дроблении пород, наконец, частичный их вынос и переотложение в верхней части «книжечки». Дальнейшая эволюция соединений железа была прослежена уже в пласте АБ А.Л. Протопоповым, который отметил здесь пиритизацию остаточных окислов железа и включений галопелитов, связав эти явления с общей сульфатизацией пород. Отмеченная им и многими другими исследователями /31, 191, 257 и др./ связь новообразований пирита с ангидритом свидетельствует о том, что последний и был основным источником восстановленных форм серы.

В конце предыдущего раздела было отмечено, что если карбонатизация ангидрита действительно связана с редукцией сульфат-иона, то одним из следствий этого процесса может быть и пиритизация ангидритовых агрегатов. Приведенные материалы это как-будто бы подтверждают.

Заключение по разделу 3.1.5

1. При переходе от карналлитовых пород к пестрым сильвинитам и от сильвинитов (красных, полосчатых) к каменной соли содержания сульфата кальция и Н.О. в одноименных слоях и пластах, как правило, возрастают Однако в зонх Р/З простого строения, не содержащих крупных ангидрито-галитовых и других обособлений, это происходит почти пропорционально уменьшению толщины соответствующего слоя и может быть связано с уменьшением его объема за счет выноса хлоридов калия и/или магния при сохранении в породе основной массы более устойчивых минералов.
2. В несоляной части пород, связанных с зонами Р/З, выделяются:
   - минералы и их ассоциации, состав и содержание которых в одноименных пластах при переходе от нормального разреза к зоне Р/З практически не изменяется («сквозные»);
   - минералы и минеральные ассоциации, являющиеся «сквозными» в своей основе, но претерпевающие определенные изменения при переходе к зонам Р/З;
   - минералы и их ассоциации, которые формируются преимущественно в зонах Р/З и связанных с ними породах,
3. К числу собственно «сквозных» относятся обломочные (аллотигенные) минералы и аутигенные калиевые полевые шпаты. На Верхнекамском месторождении последние формировались только в условиях, близких к стадии кристаллизации калийных солей, и поэтому их присутствие в зонах Р/З (особенно крупных) может служить доводом в пользу вторичного образования этих зон.
4. Наиболее типичными представителями второй группы минеральных образований являются карбонаты и глинистые минералы, магнезиальность которых заметно уменьшается в зонах Р/З. В случае карбонатов это проявляется в уменьшении степени их доломитности и иногда в появлении (в пластах красных сильвинитов) избыточного кальцита; в случае глинистых минералов – в уменьшении величины отношения хлорит/гидрослюда. Однако эти явления могут быть объяс-

нены не только локальном рассолонением рапы в бассейне, то есть с позиций седиментационного образования зон Р/З. В случае глинистых минералов это может быть связано с деградацией хлорита, которая приводит к появлению хлорит-монтмориллонита в самих зонах и новообразованных богатых магнием силикатов (талька, сепиолита) – в их внешнем обрамлении. Уменьшению степени доломитности карбонатов и появлению кальцита в зонах Р/З иногда сопутствуют процессы доломитизации пород, которые также проявляются во внешнем обрамлении этих зон. Подобная сопряженность явлений, связанная с выносом компонентов из одних участков и перемещением их в другие, безусловно говорит в пользу вторичного, метасоматического образования зон Р/З.

5. Характерной чертой поведения сульфата кальция при переходе к зонам Р/З и в самих этих зонах является перераспределение рассеянных его форм с образованием желваков и иных обособлений ангидрита. Однако этим его роль не ограничивается. Присутствие сульфата кальция во многом определяет появление в зонах Р/З пирита – минерала, совершенно не характерного для калиеносных пород нормальных разрезов, где именно окисные соединения железа являются красящим пигментом сильвина (в основном гематит) и карналлита (гетит и гематит). Трансформации окисных соединений железа в пирит всегда предшествует перераспределение красящего пигмента и концентрация его в периферических частях зерен и межзерновом пространстве. Но в случае соляных пород, именно здесь концентрируется основная масса ангидрита и других минералов Н.О. Тем самым, создаются благоприятные условия для дальнейшей эволюции соединений железа, связанной с биогенной или абиогенной сульфат-редукцией, образованием сероводорода, взаимодействием его с железосодержащими минералами и формированием пирита. Эти процессы обычно сопровождаются частичной карбонатизацией ангидрита, что позволяет предполагать участие в этих реакциях органического вещества и объясняет появление в зонах Р/З избыточного кальцита с позиций эпигенетического образования как его, так и самих зон.

В заключение отметим, что в зонах Р/З простого строения пиритизация и связанные с ней другие процессы, из-за дисперсности минералов Н.О., изучены несколько фрагментарно. Значительно более ярко они выражены в участках концентрации карбонатного и ангидритового материала, которые отмечаются в некоторых зонах Р/З и рассматриваются ниже.

3.1.6. Ангидрито-галитовые и другие обособления в зонах разубоживания/замещения

В предыдущем разделе уже говорилось и об увеличении роли сульфата кальция в зонах Р/З, и о его склонности к сегрегации. О крупных обособлениях или линзах ангидрито-галитовых пород речь там не шла, хотя известны они были давно. Во-всяком случае, на участке БКПРУ-1 две такие линзы еще в 1969 г. были описаны Ю.А. Третьяковым[6], который считал их, как и зоны Р/З, седиментационными образованиями. Следует отметить, что большого значения им, по-видимому, не придавалось, и до конца 80-х годов в публикациях они практически не упоминаются.

Ситуация изменилась с появлением нескольких статей С.А. Филиппова /279, 280, 282 и др./, в которых обосновывалась идея о генетическом многообразии зон Р/З и, в частности, в флюидогеодинамическом гидрометаморфическом их типе выделялся катагенетический фильтрационно-метасоматический подтип. Отличительной его чертой является наличие ядра, сложенного брекчированной каменной солью с линзами, гнездами и неправильной формы блоками глинистой каменной соли, ангидрито-галитовой или глинисто-ангидрито-галитовой породы. Время и механизм образования данного подтипа зон Р/З обозначены в самом его названии. Развивая взгляды А.Е. Ходькова /291/, автор рассматривает ангидрито-галитовые породы «ядра», как внутреннюю часть метасоматического ореола, который образуется в уже литифицированных породах под воздействием растворов, поступавших из подстилающих отложений и обогащенных не только хлористым натрием, но и сульфатом кальция. Практически такое же значение ангидрито-галитовым «ядрам» придается и в «термодинамометаморфической» модели образования зон Р/З, в которой Н.М. Джинoридзе и его сотрудники /72, 191 и др./ большую роль отводят тектоническому фактору.

Таким образом, к началу 90-х годов сложились два взгляда на происхождение ангидрито-галитовых и других обособлений: одни исследователи, как и в случае самих зон Р/З, считают их первично-

[6] Третьяков Ю.А. и др. Изучить закономерности распределения и образования замещенных зон в толще калийных солей на Верхнекамском месторождении /Отчет по теме 67-А, этап 1//Березники, БНИЛ ВНИИГ, 1969–100 с.

седиментационными, другие – постседиментационными, преимущественно – метасоматическими образованиями. Эти два взгляда сосуществуют как бы независимо друг от друга, поскольку в первом случае рассматриваются в основном линзовидные и пластообразные обособления (в дальнейшем – просто «линзы»), во втором – брекчиевидные «ядра» и гнездово-блочные тела (в дальнейшем – «ядра»). В последующих разделах мы попытаемся осветить два вопроса: во-первых, существует ли что-то общее между этими двумя типами обособлений или они принципиально отличаются друг от друга; во-вторых, действительно ли зоны Р/З сложного строения (с «обособлениями») представляют собой совершенно самостоятельный генотип, принципиально отличающийся от «простых» зон.

3.1.6.1. Особенности локализации, морфологические типы и внутреннее строение обособлений

Материалы, приводимые большинством исследователей, свидетельствуют, что и «ядра», и «линзы» чаще всего встречаются в мелких и средних, редко крупных зонах Р/З с размерами от 10×20 до 100х200 м и, намного реже, более значительными /138, 269, 280, 282/. По восстанию в зонах Р/З, содержащих «ядра» или «линзы», собственно разубоживание обычно охватывает сильвинитовую пачку и один (Б) или несколько (Б, В, изредка и Г) пластов сильвинито-карналлитового разреза /138, 280, 282/. В типичных «сквозных» зонах Р/З эти образования не были обнаружены, но зато отмечались в некоторых «бескорневых», очень мелких зонах. Одна из них (в пласте Кр. II) диаметром чуть больше метра была зарисована А.А. Протопоповым в камере 22 южного полублока 5-го западного блока 1 СВП рудника БКПРУ-4. В самих зонах Р/З и «линзы», и «ядра» обычно локализуются в пределах разубоженных калийных пластов и часто вообще не захватывают межпластовую каменную соль /138, 282/. «Линзы» при этом обнаруживают еще большую «предрасположенность» – в пласте Кр. II, например, они чаще отмечаются именно в нечетных слоях /269/.

Таким образом, зоны Р/З, содержащие «линзы» и «ядра», объединяют сравнительно небольшие (преимущественно) размеры, ограниченное распространение по восстанию и приуроченность самих обособлений к разубоженным калийным пластам. Заметим, что фациальные переходы типа «сильвинит – каменная соль – ангидрит» логичнее было бы ожидать в обширных по площади зонах Р/З, а метасоматические ореолы с примерно такой же зональностью – в «сквозных».

По морфологии, как уже отмечалось, выделяются два основных типа обособлений. К ним можно добавить еще один, включающий «родственные», но несколько отличные диапирообразные обособления. Расположим их в следующем порядке:

I тип – линзы и пластообразные тела («линзы»), то есть обособления, обнаруживающие явные признаки стратификации;

II тип – фрагментарно-брекчиевидные (гнездово-блочные) тела («ядра»);

III тип – диапирообразные тела.

Обособления I типа, по-видимому, не имеют широкого распространения. Во всяком случае, детально они описаны только на участках БКПРУ-1 и 2. Представление об их строении может дать характеристика линз карбонатно-глинисто-галитового состава, обнаруженных Ю.А. Третьяковым и Л.Н. Морозовым на участках БКПРУ-2 (точной привязки нет) в зоне разубоживания пластов Кр. III и Кр. II малого размера /269/. Наиболее крупные линзы имеют длину до нескольких десятков метров при толщине 50–70 см. Они занимают центральную часть зоны Р/З и залегают строго послойно, располагаясь друг над другом и чередуясь в разрезе с прослоями каменной соли. В пласте Кр. II верхние границы линз обычно совпадают с кровлями 1, 3 и 7-го слоев, некоторые находятся в нижней половине 4-го слоя. В пласте Кр. III скопления карбонатов также приурочены к его кровле. Сами линзы сложены чередующимися прослоями каменной соли и галопелитов. Усредненный их состав: галит – 48,9, карбонаты – 16,9, ангидрит – 0,8, Н.О. – 25,5%, остальное – примеси и вода. По простиранию линзы переходят в обычную каменную соль с вкрапленностью ангидрита и карбонатов. Приведенные фотографии подтверждают, что данные обособления действительно имеют вид линз или разбитых трещинами будинированных пропластков. Однако местами, как пишут авторы, под действием нагрузки и тектонических сил каменная соль выдавливается на периферию, и линзы сближаются или даже сливаются друг с другом, образуя единое тело.

По чисто внешним признакам сходную форму имеет и «строматолитоподобное» тело, описанное В.И. Копниным /138/. Оно приурочено к зоне Р/З, вскрытой камерой 369 4-й западной панели того же рудника. Сама зона имеет размеры 55×60 м по пласту Кр. II и 30×30 м по пласту АБ, причем ее

контуры по этим пластам полностью разобщены. В центральной части зоны пласты Кр. IIIа и Кр. II образуют куполообразную структуру длиной 13–15 м (по почве камеры) и высотой 2 м, в пределах которой и находится описываемое тело. Характерной особенностью его внутреннего строения является тонкая, прерывистая, пологоволнистая слоистость, обусловленная чередованием прослоев ангидрита (7–8 мм) и глинисто-карбонатной (0,1–1,5 мм) породы, содержащей рассеянные кристаллы галита.

Таким образом, для образований, отнесенных нами к 1 типу, характерны согласное с напластованием залегание или, по крайней мере, согласное положение кровли и более или менее отчетливая внутренняя слоистость. Структурно-текстурные особенности самих пород в работе /269/ практически не рассматриваются. В.И. Копнин /138/, в подтверждение своих представлений о биогенно-хемогенной природе строматолитоподобного тела, описывает дендритовые выделения глинистого материала в ангидритовой массе и рассматривает их как реликты дихотомирующих нитевидных водорослей, на которые и налипали глинистые частицы. Позже, но тоже в седиментационную стадию промежутки между ними заполнялись хемогенным ангидритом. Микрофотографии, иллюстрирующие подобные структуры, авторам данного отчета известны только по рукописным материалам В.И. Копнина. В связи с этим мы не можем их как-то комментировать.

Обособления («ядра») II типа распространены, по-видимому, намного шире и изучены более детально, хотя: особенности строения вмещающих их зон Р/З подробно рассмотрены лишь в работах С.А. Филиппова и Р.П. Наймушиной /282/ и В.И. Копнина /138/. В качестве примера можно привести зону Р/З, вскрытую в 3-м блоке 8-й восточной панели рудника БКПРУ-2 и описанную в обеих работах. В центральной части этой зоны, имеющей размер 100×140 м, на уровне пластов Кр. II и Кр. III залегает «ядро замещения» диаметром 40–50 м. Оно имеет вид «крупной брекчии», сложенной линзами и неправильной формы блоками преимущественно неслоистой каменной соли с включениями и гнездами ангидрита (до 15–20% от общего объема породы). «Ядро» окаймляется зоной замещения простого строения шириной около 30–40 м. Контакт между ними может быть резким или относительно постепенным /138/. В первом случае, более характерном для западной части ядра, слоистая каменная соль замещения достаточно резко сменяется фрагментарно-брекчиевидной. Во втором – еще в слоистой каменной соли появляется вкрапленность мелких желваков ангидритам, а сама слоистость постепенно нарушается за счет выклинивания отдельных сезонных слоев и появления линз шпатового галита. Отметим, что по данным С.А. Филиппова вкрапления мелкожелвачного ангидрита появляется в «книжечке» еще за 20 м до начала замещения.

Если сравнить эти данные с характеристикой замещенных интервалов, приведенной в работе В.Н. Дубининой /88/, то нельзя не заметить явного сходства между ними но крайней мере в тех частях, которые относятся к периферии зон. В обоих случаях отмечается выклинивание отдельных слоев при сохранении других слоевых элементов и – отметим это особо – появление многочисленных желваков ангидрита (в «книжечке» или в самом сильвините) еще на подходе к зоне Р/З.

Внутреннее строение участков с гнездами и включениями ангидрита в обособлениях II типа («ядрах») наиболее подробно описано в работах /138, 191/, а также в ряде отчетов геологической лаборатории ВНИИГалургии. Несмотря на то, что в них отражены различные взгляды на происхождение и «ядер», и самих зон Р/З, приводимые характеристики пород во многих случаях практически совпадают. Главной особенностью описываемых участков является неоднородная, оваловидно-порфировидная текстура пород, обусловленная неравномерным распределением в существенно галитовой массе желваков ангидрита размером от 0,5 до 20–30 мм. Наиболее крупные желваки нередко имеют сложное строение и состоят из нескольких более мелких, а последние также обнаруживают неоднородную, сгустковую микротекстуру. Раскристаллизованность ангидрита обычно возрастает от центра к периферии желваков, а сами они нередко окаймляются радиальным или беспорядочным агрегатом более крупных игольчатых кристаллов ангидрита. Все эти сложные сооружения заключены в перекристаллизованную крупно-гигантозернистую или шпатовую каменную соль. В последнем случае монокристаллы галита часто заключают в себе целую серию желваков или их скоплений (пойкилитовал структура).

В.И. Копнин /138/ предлагает довольно своеобразный механизм образования этих пород. По его мнению, на стадии диагенеза в центральную часть седиментационных «галитоб» внедрялся раствор, содержащий взвесь ангидритовых желваков. Он растворял часть каменной соли, насыщался хлористым натрием, что и создавало условия для кристаллизации шпатового галита, который «запечатывал» внедренные ангидритовые желваки. Представить все это довольно трудно, особенно

если учесть широкое латеральное распространение желваков, их склонность к образованию агрегатов и особенности внутреннего строения, характерные для многих конкреционных образований. Все это безусловно свидетельствует о том, что желваки и их агрегаты формировались там, где они сейчас и находятся. Об этом же говорит и укрупнение зерен ангидрита от центра к периферии желваков. Оно связано с уменьшением степени пересыщения минералообразующих растворов теми компонентами, которые постепенно переходили в твердую фазу. Сходная картина наблюдается, например, и в жеодах.

Таким образом, в рассматриваемых образованиях («ядрах») наблюдаются, с одной стороны, возрастание содержаний несоляных составляющих, преимущественно ангидрита, по сравнению с вмещающими породами (как и в обособлениях I типа), с другой – явная тенденция к перераспределению этого материала и его концентрация в виде желваков и других конкреционных агрегатов. Эта тенденция отмечалась и в «простых» зонах Р/З. Следует также заметить, что, хотя обособления I и II типов достаточно существенно отличаются друг от друга по формам залегания, тем не менее в «ядрах» II типа иногда все же улавливаются признаки стратификации. Это проявляется в том, что фрагменты ангидритсодержащих пород (в частности, «ангидритизированных сильвинитов»), нередко имеют вид линз, которые располагаются цепочками и, по-видимому, наследуют какие-то элементы напластования. О некоторой «стратифицированности» блоков ангидритсодержащих пород говорит и их преимущественная локализация в пределах разубоженных сильвинитовых пластов, что уже отмечалось ранее и отчасти нашло отражение на схеме строения одной из зон Р/З (рис. 3.41), к которой мы позже еще вернемся.

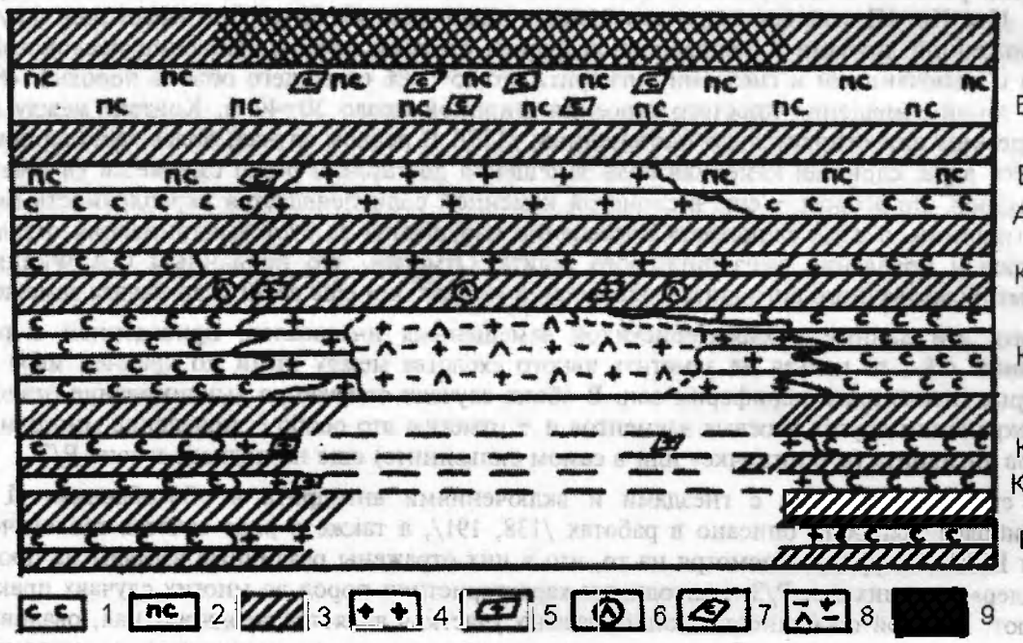


Рис. 3.41. Схема строения зоны замещения сильвинитов каменной солью по пластам Кр. III-В в районе камер 19 и 21 горизонта – 143 м шахтного поля СКПРУ-2 /282/.
1 – красный и полосчатый сильвинит; 2 – пестрый сильвинит; 3 – межпластовая каменная соль; 4 – каменная соль замещения; 5 – включения шпатового галита; 6 – включения ангидрита; 7 – включения и линзы молочно-белого вторичного сильвина; 8 – породы ядра зоны замещения; 9 – межпластовая каменная соль ярко-красной окраски над зоной замещения.

В обособлениях III типа никаких элементов стратификации вообще не наблюдается. В качестве самостоятельного типа эти образования под названием «диапироподобных ядер» были выделены нами в 1997 г. Однако первые сведения о них были получены в 1993–95 гг., когда горными выработками 4–6-го восточных блоков 2-ой ЮВП рудника БКПРУ-4 были вскрыты крупные обособления «глинистого» материала, имеющие резкие секущие контакты с вмещающими их породами пластов Кр. I-А, А и Б (рис. 3.42). В плане они располагаются почти на одной линии и образуют прерывистую зону с общим северо-северо-западным простиранием. Если обратиться к зарисовкам,

то можно заметить, что во всех трех случаях соляные пласты в местах расположения обособлений образуют малоамплитудную (1–2 м) флексурообразную структуру, осложненную разрывами и более мелкими пликативными нарушениями. Не исключено, что ослабленная зона, возникшая на участке перегиба пластов, как раз и определила линейное расположение «глинистых» обособлений.

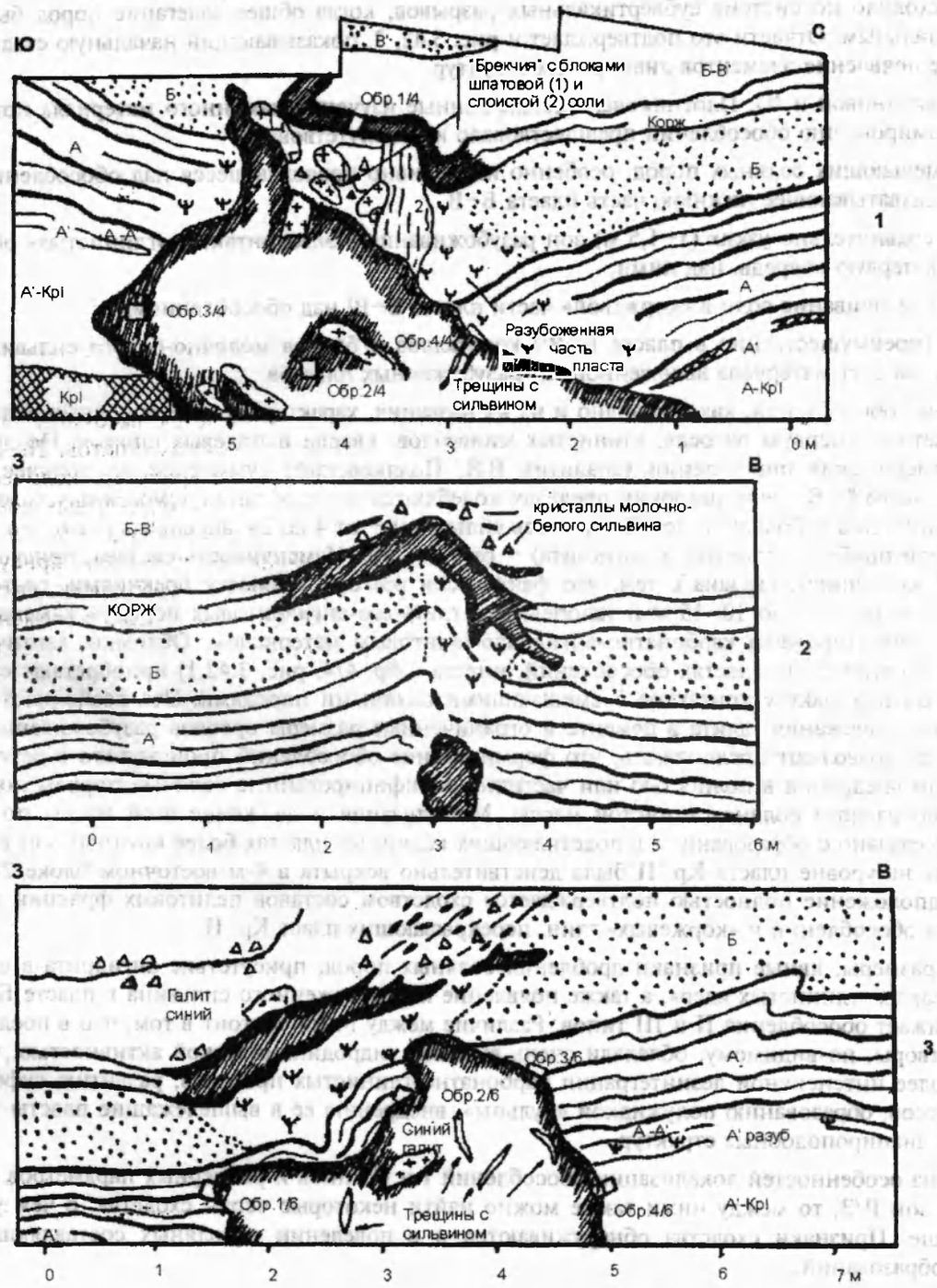


Рис. 3.42. Обособления глинистого материала в пластах А-Кр. I и АБ в районе 2-й ЮВП БКПРУ-4 (с зарисовок уч.геолога Г. Чуклиновой).

1. Камера 4 (левый ход) 4-го восточного блока; 2. Северный вентиляционный штрек 5-го восточного блока (15 м к востоку от МТ 51СВ-8); 3. Южный вентиляционный штрек 6-го восточного блока (19 м к востоку от МТ 6ВЮ-8).

В разрезе обособления имеют сложную конфигурацию, но в общем случае сужающуюся кверху форму: при ширине до 4–5 м в основании они, как правило, выклиниваются в нижней части пласта Б. Можно также заметить, что при варьирующих углах падения относительно протяженных участков границ «глинистых» обособлений, последние пересекают слоевые элементы калийных пластов и междупластий под углами, близкими к 90°. Можно предположить, что «внедрение» материала обособлений происходило по системе субвертикальных разрывов, когда общее залегание пород было еще субгоризонтальным. Отчасти это подтверждает и рис. 3.42, 2, показывающий начальную стадию процесса и даже появление элементов диапировых структур.

Зарисовки Г. Чуклиновой и Ю. Плотникова, а также данные изучения каменного материала показывают, что формированию обособлений предшествовало или сопутствовало:

- дробление вмещающих соляных пород, особенно интенсивно проявляющееся над обособлениями и иногда захватывающее нижнюю часть пласта Б–В,
- образование сравнительно узких (1–1,5 м) зон разубоживания в экзоконтактах «глинистых» обособлений и, в первую очередь, над ними;
- частичное выщелачивание соли в «коржевой» части пласта Б–В^{I} над обособлениями;
- образование (преимущественно в пласте Б–В^{I}) кристаллов и блоков молочно-белого сильвина, по-видимому, за счет материала вынесенного из разубоженных пластов.

Сами «глинистые» обособления, как это видно и из их названия, характеризуются высокими содержаниями силикатов, в первую очередь, глинистых минералов, кварца и полевых шпатов. По данным рентгенографических определений (аналитик В.Я. Поляковский) суммарное их количество варьирует от 21 до 68%. В очень широких пределах колеблются и содержания хемогенных компонентов: галита (иногда с небольшой, до 2%, примесь сильвина) – от 4 до 26, ангидрита – от 7 до 40, доломита (в одной пробе – доломита и магнезита) – от 8 до 20%. Изменчивость состава, присущая «глинистым» обособлениям, связана с тем, что фактически все они являются брекчиями, состоящими из обломков (от 1–2 до 10–15 мм) галопелитов, глинисто-ангидритовых пород и каменной соли, которые сцементированы карбонатно-ангидрито-галитовым материалом. Обломки, хаотично расположенные во внутренних частях обособлений, иногда (обр. 4/4, рис. 3.42,1) приобретают субпараллельную ориентировку у контактов с вмещающими соляными породами. Эта особенность а также небольшие содержания галита в цементе и ограниченные размеры ореолов разубоживания в калийных пластах позволяют предполагать, что формирование обособлений происходило в результате прорыва или внедрения в полностью или частично литифицированные соляные породы полужидкой (пульпообразной) соляно-глинистой массы. Мобилизация и движение этой массы почти наверняка было связано с образованием в подстилающих калийных пластах более крупных зон Р/З, одна из которых на уровне пласта Кр. II была действительно вскрыта в 4-м восточном блоке 2-ой ЮВП. Это предположение полностью подтверждается сходством составов пелитовых фракции пород «глинистых» обособлений и «коржевых» глин, перекрывающих пласт Кр. II.

Ограниченные размеры, явные признаки дробления соляных пород, присутствие ангидрита в связующей массе самих «глинистых ядер», а также появление переотложенного сильвина в пласте Б-В^{I} безусловно сближает обособления II и III типов. Различие между ними состоит в том, что в последнем случае растворы, по-видимому, обладали очень высокой гидродинамической активностью, что приводило к более интенсивной дезинтеграции карбонатно-глинистых прослоев, развитию суффозионных процессов, образованию полужидкой «пульпы», внедрению ее в вышележащие пласты и к формированию диапироподобных структур.

Если исходить из особенностей локализации обособлений I и II типов и размерных параметров соответствующих зон Р/З, то между ними также можно найти некоторые черты сходства, о чем уже говорилось выше. Признаки сходства обнаруживаются и в поведении несоляных составляющих сравниваемых образований.

3.1.6.2. Состав и взаимоотношения минералов несоляной части обособлений

Состав несоляной части обособлений I, II и III типов в пересчете на 3 «компонента» – ангидрит – карбонаты – силикаты и другие минералы Н.О. – показаны на диаграмме (рис. 3.43), которая наглядно свидетельствует, что и проведенная типизация, и некоторые генетические выводы не лишены оснований:

1. фигуративные точки, соответствующие каждому из этих типов обособлений, группируются в пределах отдельных полей, хотя при большем количестве данных эти поля, возможно, будут перекрываться;
2. несоляная часть обособлений II типа является наименее «глинистой», то есть существенно карбонатно-ангидритовой, что вполне объяснимо, если принять предположение об их «конкреционной» природе;
3. несоляная часть обособлений III типа является «в среднем» наиболее «глинистой», что также вполне объяснимо, если принять предложенный в предыдущем разделе механизм их образования;
4. фигуративные точки состава несоляной части обособлений I типа занимают промежуточное положение между полями обособленний II и III типов;
5. соотношения ангидрита и карбонатов во всех трех типах обособлений варьируют в очень широких пределах, но крайних значений достигают только в обособлениях II типа.

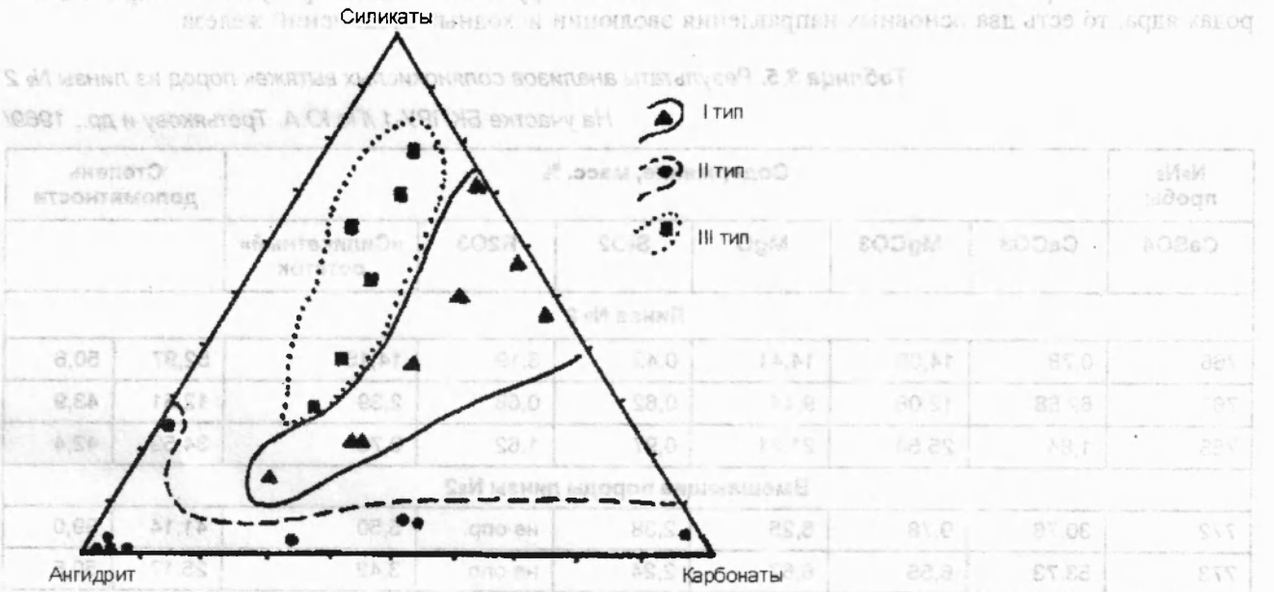


Рис. 3.43. Состав несоляной части обособлений I, II и III типов.

Если сравнить средние составы несоляной части линз (обособлений I типа), изученных Ю.А. Третьяковым и др. на участках БКПРУ-1 (ангидрит – 28,5, карбонаты – 33,1, силикаты и др. – 38,4%) и БКПРУ-2 (ангидрит – 1,9, карбонаты – 39,1, силикаты и др. – 59,0%, то можно заметить, что в «предкраевой» юго-восточной части месторождения, в полном соответствии с седиментационной версией образования зон Р/З, содержания силикатов и карбонатов возрастают, а ангидрита – уменьшаются. Понижаются (с 17,3–50,6 до 8) и значения степени доломитности карбонатов, что также соответствует взглядам Ю.А. Третьякова и его соавторов. Однако при более внимательном ознакомлении с приведенными ими материалами картина оказывается значительно более сложной.

Возьмем, например, данные по одной из уже упоминавшихся линз, которые были обнаружены Ю.А. Третьяковым и др. в слое 4 пласта Кр. II на участке БКПРУ-1 (таблица 3.5, рис. 3.44). Они показывают, что существенно ангидритовый состав Н.О. линзы имеют только во внутренней своей части, а к краям содержания сульфата кальция резко уменьшаются, и состав Н.О. становится карбонатно-глинистым», почти таким же, как и в линзах из зон Р/З на участке БКПРУ-2. Отметим, что карбонатами обогащаются именно края линзы, а не ее внутренняя часть, как это можно было бы ожидать в случае фациальных переходов. Однако более существенным является то, что уменьшение содержания ангидрита и возрастание роли карбонатов с обеих сторон линзы сопровождается и ростом содержаний полуторных окислов. Глинозем в таких количествах в солянокислые вытяжки никогда не переходит, так что отмеченное явление может связываться только с железом. Откуда оно могло появиться, если свободных его окислов в зонах Р/З почти нет, а содержание «силикатов» в краях линзы не уменьшается, а напротив, увеличивается? Поскольку данные по фазовому составу

отсутствуют, мы можем лишь предполагать, что рост содержаний полуторных окислов связан с появлением в породах сульфидов железа, которые частично разлагаются кислотой и в результатах рядовых химических анализов (без определения серы) всегда представляются в окисной форме. Оставшаяся часть сульфидов, естественно, будет концентрироваться в нерастворимом «силикатном» остатке. Если это действительно так, то все становится на свои места – как и в «простых» зонах Р/З, мы имеем здесь дело с процессами редукции сульфат-иона, которые сопровождаются карбонатизацией ангидрита и образованием пирита. Во всяком случае, таким способом объяснить резкую смену минерального состава в периферических частях линзы, на наш взгляд, намного легче.

Обратимся к обособлениям («ядрам») II типа. Почти классическим их примером может служить внутренняя часть зоны Р/З, описанной С.А. Филипповым и Р.П. Наймушиной в камерах 19 и 21 1-ой СВП (горизонт – 143 м) рудника СКПРУ-2 /282/. Сама зона (схема ее строения была показана на рис. 3.38) имеет средние размеры и захватывает калийные пласты до Б включительно. Брекчиевидное ангидрито-галитовое ядро устанавливается только в пласте Кр. II. Из других особенностей, имеющих прямое отношение к теме данного раздела, отмечены красная окраска каменной соли В–Г непосредственно над зоной и «книжечки» вокруг нее, а также присутствие пирита в породах ядра, то есть два основных направления эволюции исходных соединений железа.

Таблица 3.5. *Результаты анализов солянокислых вытяжек пород из линзы № 2*

На участке БКПРУ-1 /По Ю.А. Третьякову и др., 1969/

№№ пробы	Содержание, масс. %						Степень доломитности	
CaSO4	CaCO3	MgCO3	MgO	SiO2	R2O3	«Силикатный» остаток		
Линза № 2								
766	0,78	14,08	14,41	0,42	3,19	14,15	52,97	50,6
767	62,68	12,08	9,44	0,62	0,68	2,39	12,51	43,9
768	1,84	25,54	21,71	0,97	1,62	9,73	34,59	42,4
Вмещающие породы линзы №2								
772	30,76	9,78	6,25	2,38	не опр.	5,50	41,14	39,0
773	53,73	6,55	6,67	2,24	не опр.	3,42	25,17	50,5

Примечание

В линзе № 1 распределение компонентов имеет сходный характер, но она более асимметрична, и с одной из ее сторон обратные соотношения ангидрита и карбонатов проявлены менее резко.

Периферическая часть этой же зоны и самого «ядра» (в камере 19, рис. 3.45) позже была детально изучена А.Л. Протопоповым. Особый интерес в этой работе представляет описание всего спектра переходных образований – сульфатизировнных сильвинитов, ангидритизированных галито-сильвиновых и ангидрито-галитовых пород. Как видно из зарисовки, они образуют линзовидные тела и явно подчиняются каким-то элементам первичного напластования. Характерной особенностью самих пород является их пятнистая окраска, связанная с нахождением среди ржаво-красных сильвинсодержаших пород светло-серых участков ангидрито-галитового состава. Основная масса пород в обоих случаях густо пронизала игольчатыми агрегатами ангидрита и содержит скопления мелкозернистых карбонатов. Судя по описанию, эти образования близки к некоторым разновидностям «псевдосильвинитов» /269/. Однако, в отличие от последних, здесь значительно большее распространение имеет пирит, скрытокристаллические агрегаты которого обычно тяготеют к светлоокрашенным участкам породы и почти всегда развиваются здесь по ангидриту. К линзовидным выделениям ангидритизированных пород приурочена и находящееся здесь крупное (до 30–40 см) «бескорневое» обособление пирита, ставшее позже объектом специальных геохимических исследований. Для установления характера изменений состава пород по мере приближения к этому обособлению отобранный А.Л. Протопоповым монолит был разделен на ряд секционных проб (см. рис. 3.45), в которых определились фазовый и элементный составы. В сокращенном виде результаты анализов воспроизведены в таблице 3.6, которая достаточно наглядно показывает, что пиритизация и здесь сопровождается образованием доломита, который, в конечном счете, полностью вытесняет ангидрит.

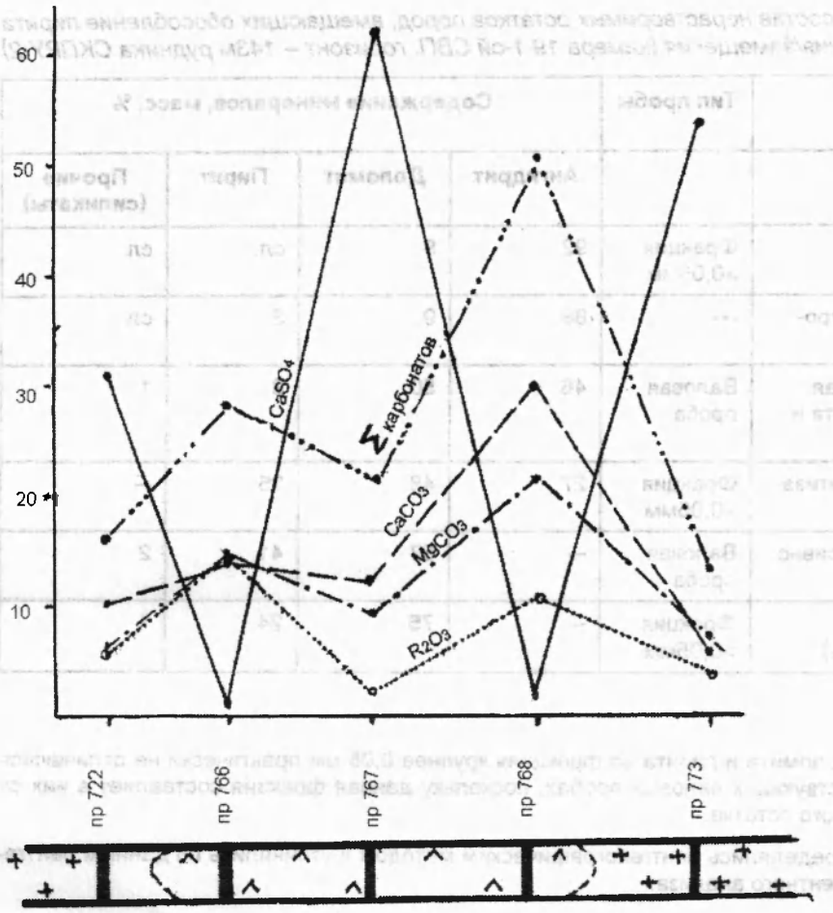


Рис. 3.44. Схематический разрез ангидритовой линзы № 2 (участок БКПРУ-1) и диаграмма изменения ее состава (по Ю.А. Третьякову и др., 1969, с дополнениями).

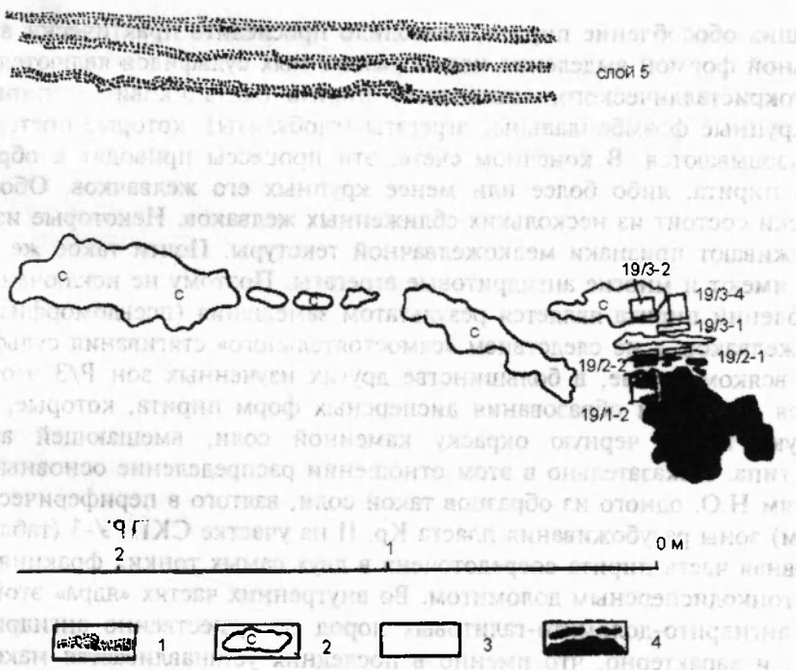


Рис. 3.45. Участок ядра зоны разубоживания с обособлением пирита и местоположение секционных проб 19/3-4–19/1-2 (фрагмент зарисовки стенки камеры 19 на 1ЮВП рудника СКПРУ-2 (зарисовка А.Л. Протопопова).

1 – сильвиниты красные; 2 – сильвиниты ангидритизированные; 3 – каменная соль; 4 – обособление пирита.

Таблица 3.6. Минеральный состав нерастворимых остатков пород, вмещающих обособление пирита в «ядре» зоны разубоживания/замещения (камера 19 1-ой СВП, горизонт – 143м рудника СКПРУ-2)

№ пробы	Исходная порода	Тип пробы	Содержание минералов, масс. %			
			Ангидрит	Доломит	Пирит	Прочие (силикаты)
19/3-4	Доломито-ангидрито-галитовая порода	Фракция >0,05мм	92	8	сл.	сл.
19/3-2	Сильвинит ангидритизированный	-»-	88	9	3	сл.
19/3-1	Каменная соль шпатовая с включениями доломита и ангидрита	Валовая проба	46	50	3	1
19/2-1	То же с участками пиритизации включений	Фракция >0,05мм	27	48	25	–
19/2-2	Крупный желвак интенсивно пиритизированный	Валовая проба	–	57	41	2
19/1-2	Обособление пирита (периферическая часть)	Фракция >0,05мм	–	75	24	1

Примечания:

1. Соотношения ангидрита, доломита и пирита во фракциях крупнее 0,05 мм практически не отличаются от этих величин в соответствующих валовых пробах, поскольку данная фракция составляет в них от 90–92 до 98% нерастворимого остатка.
2. Содержания минералов определялись рентгенографическим методом и уточнялись по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа.

Аналитик В.Я. Поляковский.

Изучение пород, окружающих обособление пирита, позволило проследить практически все стадии его формирования. Начальной формой выделения новообразованных сульфидов являются рассеянные глобули почти скрытокристаллического, «сажистого» пирита (мельниковит – пирита). Они сливаются затем в более крупные фрамбоидальные агрегаты (глобулиты), которые постепенно укрупняются и раскристаллизовываются. В конечном счете, эти процессы приводят к образованию либо сростков кристаллов пирита, либо более или менее крупных его желвачков. Обособление, описанное выше, фактически состоит из нескольких сближенных желваков. Некоторые из них также неоднородны и обнаруживают признаки мелкожелвачной текстуры. Почти такое же строение, как уже отмечалось выше, имеют и многие ангидритовые агрегаты. Поэтому не исключено, что образований крупных обособлений пирита является результатом замещения (псевдоморфизации) более ранних ангидритовых желваков, а не следствием «самостоятельного» стягивания сульфидообразуюших компонентов. Во всяком случае, в большинстве других изученных зон Р/З этот процесс чаше всего останавливается на стадии образования дисперсных форм пирита, которые, кстати, и обусловливают характерную, почти черную окраску каменной соли, вмещающей ангидрито-галитовые обособления II типа. Показательно в этом отношении распределение основных минералов по размерным фракциям Н.О. одного из образцов такой соли, взятого в периферической части «ядра» небольшой (20–30 м) зоны разубоживания пласта Кр. II на участке СКПРУ-3 (табл. 3.7). Нетрудно заметить, что основная часть пирита сосредоточена в двух самых тонких фракциях, и ассоциирует здесь с таким же тонкодисперсным доломитом. Во внутренних частях «ядра» этой же зоны Р/З имеется весь спектр ангидрито-доломито-галитовых пород от существенно ангидритовых до почти чисто доломитовых, и характерно, что именно в последних устанавливается максимальное содержание пирита (5% в валовой пробе Н.О.).

Таким образом, для обособлений II типа характерно не только присутствие пирита, но и то, что он практически всегда ассоциирует с новообразованными карбонатами (преимущественно доломитом),

причем появление этой ассоциации всегда приводит к уменьшению содержания ангидрита, вплоть до полного его исчерпывания.

В обособлениях III типа также устанавливаются все минералы «триады» – ангидрит, доломит и пирит, однако большое количество глинистого материала не только затрудняет изучение взаимоотношений между ними, но, скорее всего, несколько затормаживает и развитие самих вторичных процессов. Об этом же говорят и небольшие размеры ореолов разубоживания, окружающих диапирообразные «ядра».

***Таблица 3.7.** Минеральный состав размерных фракций нерастворимого остатка каменной соли из «ядра» зоны разубоживания/замещения*

(СКПРУ-3, 4-я панель, 9-й блок, камера 4, образец 6)

Фракции, мм	Содержание минералов, масс. %			
	Ангидрит	Доломит	Пирит	Прочие
> 0,5	99	–	сл.	–
0,25-0,5	95	4	1	–
0,05-0,25	91	8	1	–
0,005-0,05	–	36	22	42
< 0,005	–	13	24	63

В заключение еще раз подчеркнем, что три ранее выделенных типа обособлений достаточно существенно отличаются друг от друга по составу несоляной части пород и, прежде всего, по соотношению хемогенных, кристаллизующихся из растворов (ангидрит, доломит), и терригелных составляющих. Объединяет их то, что во всех трех типах обособлений содержания и соотношения ангидрита и карбонатов варьируют в очень широких пределах. По крайней мере, в некоторых случаях это связано с общностью протекающих здесь вторичных процессов – редукцией сульфат-иона, карбонатизацией ангидрита и образованием пирита. Эти же процессы отмечались и в простых зонах Р/З.

Заключение по разделу 3.1.6.

1. Помимо зон Р/З «простого строения», образование которых не сопровождалось значительным увеличением общей массы несоляных составляющих пород, на Верхнекамском месторождении выявлены зоны, в которых этот фактор играл существенную роль и приводил к образованию более или менее обособленных участков («обособлений") каменной соли, резко обогащенных ангидритом, карбонатами или глинистым материалом.
2. Выделяются три морфологических типа обособлений: I тип – линзы и пластообразные тела («линзы»); II – фрагментарно-брекчиевидные (гнездово-блочные) тела («ядра»), III – диапирообразные тела.
3. Обособления всех трех типов чаще всего встречаются в мелких и средних зонах Р/З, охватывающих сильвинитовую пачку и один (Б) или несколько (до В, изредка Г) пластов сильвинито-карналлитового разреза при размерах, редко превышающих 100–200 м в поперечнике. Обособления не были выявлены в «сквозных» зонах Р/З, но иногда (II тип) отмечались в очень мелких, «бескорневых» разубоженных участках.
4. Обособления I и II типов обычно локализуются в пределах разубоженных калийных пластов (и даже слоев) и часто вообще не захватывают межпластовую каменную соль. Диапирообразные обособления III типа имеют резкие секущие контакты со всеми вмещающими пластами.
5. Обособления I, II и III типов отличаются друг от друга по внутреннему строению, а также по соотношению ангидрита, карбонатов и силикатов (точнее, минералов, составляющих нерастворимый в кислоте остаток). Обособления III типа являются, в среднем, наиболее, а II типа – наименее «глинистыми», тогда как обособления I типа в этом соотношении занимают промежуточное положение.

6. Состав, мелкообломочная структура и секущие контакты обособлений III типа позволяют говорить о том, что их образование связано с внедрением полужидкой «пульпы», обогащенной алевропелитовым материалом, который был захвачен из нижележащих галопелитовых прослоев. Существенно хемогенный состав обособлений II типа и концентрация ангидрита и/или карбонатов в виде желваков и других конкреционных агрегатов свидетельствуют о том, что в данном случае основная часть компонентов поступала в форме раствора, а затем этот материал перераспределялся и стягивался к определенным центрам. Между обособлениями I и II типа существуют некоторые промежуточные формы, что не позволяет безоговорочно принимать чисто седиментационные версии образования обособлений I типа.
7. Общей особенностью обособлений I, II и III типов являются варьирующие соотношения ангидрита и карбонатов. В обособлениях II типа эти вариации в основном обусловлены вторичными процессами и связаны с редукцией сульфат-иона, которая сопровождается карбонатизацией ангидрита и образованием пирита. Достаточно очевидные признаки этих процессов устанавливаются (по литературным данным) и в некоторых обособлениях I типа. С учетом материалов, приведенных в предыдущих разделах, мы можем заключить, что на Верхнекамском месторождении именно зоны Р/З, вне зависимости от их размеров и особенностей строения, были основными областями интенсивного развития таких процессов.

3.1.7. Геохимические признаки эпигенетического образования зон разубоживания /замещения

Материал предыдущих разделов показывает, что формирование зон Р/З сопровождалось глубокими минеральными и структурными преобразованиями, в которых участвовали не только относительно «подвижные» соляные минералы, но и значительно более устойчивые силикаты, карбонаты, сульфаты, окислы и сульфиды железа. Это, в принципе, не отрицают и сторонники седиментационного происхождения зон Р/З. Ведь, фактически, реакционные взаимоотношения между отдельными минералами свидетельствуют только о том, что в какой-то части системы соответствующий процесс действительно имел место, но почти не дают информации ни о степени открытости этой системы, ни о времени самого процесса. Временные оценки обычно даются только по отношению к стадиям литогенеза – метагенеза или просто привязываются к тем или иным этапам диагенеза – катагенеза (до, в процессе или после литификации осадков) без указания хотя бы приблизительных глубин, на которых эти процессы могли осуществляться.

Развитие представлений о генетической связи процессов сильвинитизации карналлитов и разубоживания (галитизации сильвинитов) безусловно расширило и временной диапазон, и саму область преобразований /72, 191, 291 и др./, хотя и не вывело их за границы продуктивной толщи. Не был получен ответ и на вопрос, поставленный еще Ю.В. Морачевским /175/, – куда в таком случае переместились хлориды магния? Этот и некоторые другие вопросы были решены в процессе комплексных геохимических исследований, которые были начаты во ВНИИГалургии после аварии на руднике БКПРУ-3 и проводились в тесной связи с проблемой сквозных тектонических структур, то есть таких зон, которые могли связывать промышленные пласты с кровлей ВЗТ. Именно тогда были выявлены сначала признаки хлоридно-калиевых ореолов, затем более контрастные ореолы хлоридно-магниевые, а еще позже – стронциевые.

3.1.7.1. Ореолы вторичного хлоридно-магниевого засолонения в надсоляном комплексе

В изучении хлоридно-магниевых ореолов, которое проводилось почти исключительно сотрудниками геологических подразделений ВНИИГа и Березниковской лаборатории Уральского филиала (БНИЛ УФ), можно наметить три этапа:

I этап – выявление ореолов, оценка их достоверности, разработка способов регистрации и генетическая интерпретация – 1987–1989 гг.;

II этап – обработка материалов гидрогеохимического опробования скважин по всей площади месторождения, составление карт хлоридно-магниевых ореолов – 1990–1991 гг.;

III этап – разработка рекомендаций и нормативных документов по использованию ореолов для оценки состояния ВЗТ, практическая реализация рекомендаций на отдельных участках месторождения – 1991–1995 гг.

Необычный состав ионно-солевого комплекса надсоляных пород СМТ над некоторыми зонами Р/З впервые привлек внимание в 1987 г. при проведении комплексных работ, связанных с установлени-

ем природы зон повышенной электропроводности (геофизических аномалий) в ВЗТ на участках БКПРУ-2 (скв. 1023, 1029 и 1032) и БКПРУ-4 (скв. 1027, 1033 и 1037). Гидрогеохимическую «аномальность» упомянутых разрезов определяют следующие признаки:

1. наличие интервалов и отдельных проб с очень высокими (до 4%) содержаниями хлористого магния. Насколько они отличаются от обычных значений можно судить, сравнив таблицы 3.8 и 3.9, первая из которых характеризует солевой состав пород в упомянутых пробах, а вторая показывает распределение содержаний хлористого магния в породах СМТ по данным гидрогеохимического опробования 250 скважин. Нетрудно подсчитать, что содержания, близкие к приведенным в первой таблице, обнаруживаются лишь в 2,3% проб;
2. присутствие во многих пробах хлористого кальция, который определяет принадлежность вытяжек (и поровых растворов) к хлоридному химическому типу. В нормальных разрезах растворы этого типа распространены в породах, залегающих ниже поверхности соляного зеркала, тогда как в надсоляном комплексе, даже в зоне сильного засолонения пород (в т. н. «хлоридной» гидрогеохимической зоне), растворы практически всегда относятся к сульфатному типу /293, 295 и др./;
3. отсутствие какой-либо связи между содержаниями хлоридов магния и натрия, что свидетельствует о различных источниках этих компонентов. В нормальных разрезах высокая засоленность надсоляных пород (например, в «хлоридной» зоне) определяется в основном увеличением содержаний хлористого натрия;
4. повышенные (до 0,03–0,04% против обычных 0,001–0,005%) содержания брома, связанные практически прямой зависимостью с содержаниями хлористого магния, – особенность, позволяющая говорить о генетической связи и едином источнике этих компонентов.

Пространственная связь выявленных «гидрогеохимических аномалий» с зонами Р/З, а также отмеченные выше особенности их состава практически не оставляют сомнений в том, что эти «аномалии» являются фрагментами ореолов вторичного засолонения, которые возникли при выносе из замещаемых пластов хлорида калия, магния, а также некоторых других компонентов. Резко выраженная хлоридно-магниевая специализация, наблюдаемая в некоторых пробах, очевидно связана с потерей растворами (высаливанием) большей части хлоридов калия и натрия при возрастании концентрации хлористого магния. Понятно, что при такой интерпретации рассматриваемые ореолы приобретают значение доказательного признака эпигенетического образования зон Р/З, указывающего также на значительную (не менее 150 м) глубину их формирования и на наличие в прошлом сквозной связи между замещаемыми пластами и надсоляным комплексом.

Для проверки достоверности «аномалий» рассматривалась возможность появления ошибок, связанных с засорением проб, погрешностями самих анализов и условностью их пересчета на солевой (нормативный) состав. Первый вариант практически исключался, поскольку упомянутые скважины опробовались задолго до вскрытия продуктивных горизонтов и Б отсутствии других потенциальных источников загрязнения. Два других варианта, связанных с самими анализами, были также исключены благодаря параллельному использованию независимых аналитических методов, в частности, прямого рентгенографического определения фазового (минерального) состава сухих остатков водных вытяжек. Эти определения полностью подтвердили и хлоридно-магниевую специализацию, и другие особенности солевого состава рассматриваемых пород (подробнее – в работе /214/).

Достоверность самой связи ореолов вторичного хлоридно-магниевого засолонения с зонами Р/З могла быть оценена только на основе анализа данных по пространственному размещению сравниваемых объектов на всей площади месторождениям. По инициативе Н.М. Джиноридзе такая работа была выполнена инженером БНИЛ УФ ВНИИГ В.В. Ковальской, которая обобщила соответствующую часть материалов гидрогеохимического опробования скважин, проводившегося, начиная с середины 70-х годов, Институтом земной коры ЛГУ, Соликамской ГРП и БНИЛ УФ ВНИИГалургии. Результатами этой работы стали карты гидрогеохимического опробования масштаба 1:50000 и схематические карты хлоридно-магниевых ореолов масштаба 1:100000, где среди прочих были выделены скважины, в которых имелась хотя бы одна проба с «повышенными» (0,1–0,5%) или «аномальными» (более 0,5%) содержаниями хлористого магния. На основе этих материалов В.В. Ковальской был сделан вывод о том, что «пространственно скважины с хлоридно-магниевыми ореолами тяготеют к зонам Р/З в калийной залежи и связанным с ними полям пестрых сильвинитов в ее сильвинито-карналитовой пачке. Таким образом, исследования В.В.Ковальской подтвердили, во-первых, сам факт существования хлоридно-магниевых ореолов, а во-вторых, их тесную связь

с зонами Р/З. Поскольку в качестве исходного материала ею были использованы данные, полученные по несколько иной методике, другими исследователями и, как правило, намного раньше обнаружения самих ореолов, то эту работу можно рассматривать и как независимую экспертизу сделанных ранее выводов, подтвердившую их достоверность.

Таблица 3.8. *Солевой состав пород соляно-мергельной толщи в зонах вторичного хлоридно-магниевого засоления (по (214), с добавлениями)*

№ скважины	Глубина отбора пробы	Порода	Вероятный солевой состав, масс. %							H_2O, масс %	Н.О., масс. %
			NaCl	KCl	$MgCl_2$	$CaCl_2$	$MgSO_4$	$CaSO_4$	Br		
1022	170,0	Глина	1,65	0,57	0,31	0,30	-----	1,16	0,0037	Не опр.	95,76*
1029	226,9	-»-	1,07	0,19	0,82	0,22	-----	0,75	0,0098	2,74	93,75
1032	209,0	Карбонатно-глинисто-гипсовая порода	0,35	0,29	1,29	----	0,08	13,,62	0,0115	15,96	68,06
1027	145,7	Глина	0,23	0,21	1,02	0,47	----	2,81	0,0123	2,41	92,53
-»-	153,4	-»-	0,13	0,27	4,03	0,22	----	2,27	0,0374	10,08.	82,66
-»-	221,3	Мергель	1,80	0,19	1,72	0,25	----	2,62	0,0169	Не опр.	93,7*
1033	136,0	Брекчия карбонатно-глинистая	0,08	0,23	0,31	----	0,14	7,78	0,0018	2,61	88,26
1037	133,3	-»-	0,10	0,21	0,74	0,08	----	5,88	0,0051	2,77	90,26

* Вместе с потерей при прокаливании

Примечание

В таблице в качестве примера приведены анализы только некоторых аномальных проб из каждой скважины.

Таблица 3.9. *Распределение гидрогеохимических проб по содержанию в них хлористого магния (надсоляная часть соляно-мергельной толщи)*

Интервалы содержаний хлористого магния, масс. %	Количество проб по участкам										ВСЕГО	
	БКПРУ-1	БКПРУ-2	БКПРУ-3	БКПРУ-4	Талицкий	Усть-Яйвинский	Палашерский	СКПРУ-1, 2	СКПРУ-3	Боровско-Половодовский	Кол-во проб	%
0,0–0,1	146	218	43	356	166	26	212	255	179	180	1781	91,6
0,1--0,2	10	7	9	16	4	--	17	6	5	11	85	4,4
0,2–0,3	2	5	1	11	1	1	6	2	4	1	34	1,7
0,3–0,4	--	3	1	8	1	1	--	1	2	--	17	0,9
0,4--0,5	--	--	1	2	--	--	1	2	--	--	6	0,3
0,5--0,6	1	3	--	--	--	--	--	--	--	1	5	0,3
>0,6	--	1	1	8	3	1	--	2	2	2	16	0,8
Всего	159	237	56	401	175	29	236	268	190	193	1944	100,0

Примечание

Составлено В.В. Ковальской (БНИЛ УФ ВНИИГ) с использованием материалов гидрогеохимического опробования скважин, проводившегося Институтом земной коры ЛГУ, Соликамской ГРП Пермской ГРЭ и БНИЛ УФ ВНИИГ.

В дальнейшем карты, составленные В.В. Ковальской, дополнились и уточнялись, но наиболее существенные изменения были связаны лишь с определением границ «ореольных», («повышенных») и собственно аномальных содержаний хлористого магния. За первую из них в разные периоды принимались значения от 0,1 до 0,3, а за вторую – от 0,5 до 0,75%. Причины этих колебаний были связаны с разными объемами выборок, с использованием несколько различных аналитических данных и с разным подходом к оценке самих граничных значений. Общая картина расположения ореолов при этом, естественно, не менялась, но, в конечном счете, было признано целесообразным принять за границу ореола 0,2% хлористого магния (4% от всех проб), сохранив значения, превышающие 0,5% (около 1% от всех проб) в качестве аномальных для самих ореолов. Фрагмент карты хлоридно-магниевых ореолов, относящийся в основном к площадям действующих рудников, с отмеченными выше изменениями и некоторыми дополнениями воспроизведен на рис. 3.46.

В.В. Ковальская отметила также, что повышенные и аномальные содержания хлористого магния могут быть встречены в любой части СМТ (выше они вообще не были установлены), но чаще – в нижней части ее надсоляного разреза и/или в пределах VIII-IX ритмопачек, то есть там, где они и были впервые зарегистрированы. Эти два максимума разделяются областью с относительно редкими проявлениями «сверхфоновой» хлоридно-магниевой минерализации. Наличие этого минимума, отмеченного еще в первых «аномальных скважинах» и приуроченного к наиболее промытой части первоначально соленосного разреза СМТ, позволяет говорить о реликтовом характере ореолов, то есть об их образовании до проявления основной фазы гипергенных процессов. Условия для сохранения ореолов в нижней части надсоляного разреза были более благоприятными, поскольку нижний максимум совпадает со слабо промытой «хлоридной» зоной. Что касается VIII–IX ритмопачек, то здесь, из-за преобладания доломитов и слабоглинистых мергелей, циркуляция подземных вод осуществлялась в основном по системам трещин, в удалении от которых и преимущественно в глинах также могли сохраниться участки с реликтовой засоленностью.

Более подробно причины сохранения аномалий в верхней части СМТ рассмотрены в работе /214/. Но сам факт их нахождения здесь свидетельствует о том, что и зоны Р/З, и связанные с ними ореолы хлоридно-магниевого засолонения не могли формироваться ранее соликамского времени и на глубинах, меньших, чем суммарная толщина перекрывающей части калийной залежи, ПКС и СМТ.

Большинство ореолов было выявлено при опробовании одиночных скважин, и поэтому сведения об их конфигурации крайне фрагментарные. Имеются лишь три участка, изученных более или менее детально:

1. Район 1-ой и южной части 10-й ЮВП рудника БКПРУ-4. Горными выработками и скважинами здесь вскрыты две зоны Р/З – крупная, «сквозная» – на севере (скв. 484, 1027) и меньшая по размеру, не выходящая за пределы пласта Кр. II – на юге (южнее скв. 1033 и 1037). Имеется также несколько более мелких «зон-сателлитов». В надсоляной части СМТ, вскрытой скважинами 1027, 1033, 1037, выявлены интервалы с повышенными и аномальными содержаниями хлористого магния и/или хлоридным типом растворов в вытяжках. В плане они картируются в виде единого ореола, который перекрывает обе зоны Р/З, но образует явный «пережим» между ними, поскольку в скв.86 содержания хлористого магния ненамного превышают фоновые значения, а хлористый кальций вообще не устанавливается (рис.3.47). Отметим также, что пространственно «пережим» совпадает с областью распространения пласта В карналлитового и смешанного составов. С востока ореол резко ограничивают скв. 190с, 187с, 1541 и др. с почти нулевыми содержаниями хлористого магния в СМТ. С запада имеется лишь одна такая скважина (189с), но и она находится недалеко от ближайшего «аномального разреза» (скв. 1037). Максимальное содержание хлористого магния (4,03%) установлено в скв. 1027 (см. табл. 3.8) непосредственно над «сквозной» зоной Р/З, в пределах контура разубоживания пластов Кр. II и АБ. Вблизи второй (южной) зоны Р/З самое высокое (0,74%) содержание компонента выявлено в скв. 1037, находящейся несколько севернее контура разубоживания пласта Кр. II. Однако и расположение максимумов, и общая конфигурация ореола свидетельствуют о том, что хлоридно-магниевое засолонение надсоляных пород СМТ в данном случае пространственно и генетически связано с обеими зонами Р/З, хотя по своим классификациионным параметрам они могут быть отнесены к различным типам.

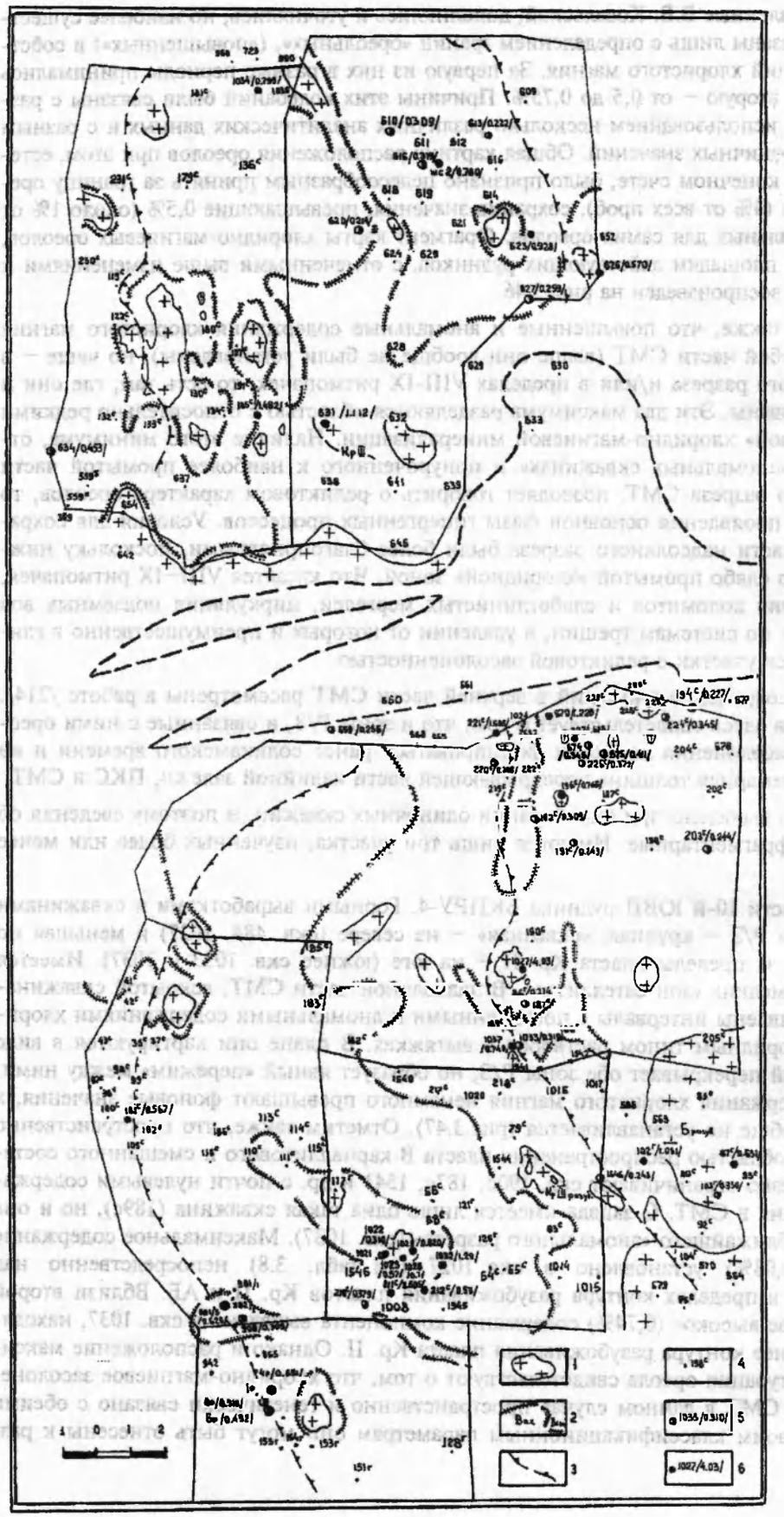


Рис.3.46. Схема распределения хлоридно-магниевой минерализации в породах соляно-мергельной толщи Верхнекамского месторождения (по данным анализов водных вытяжек).

1 – зона разубоживания на уровне пласта Кр. II (на уровне пластов Кр. III и Б границы показаны только для отдельных зон);

2 – границы распространения пласта В сильвинитового ($В_{пс}$), смешанного и карналитового ($В_{см}$).

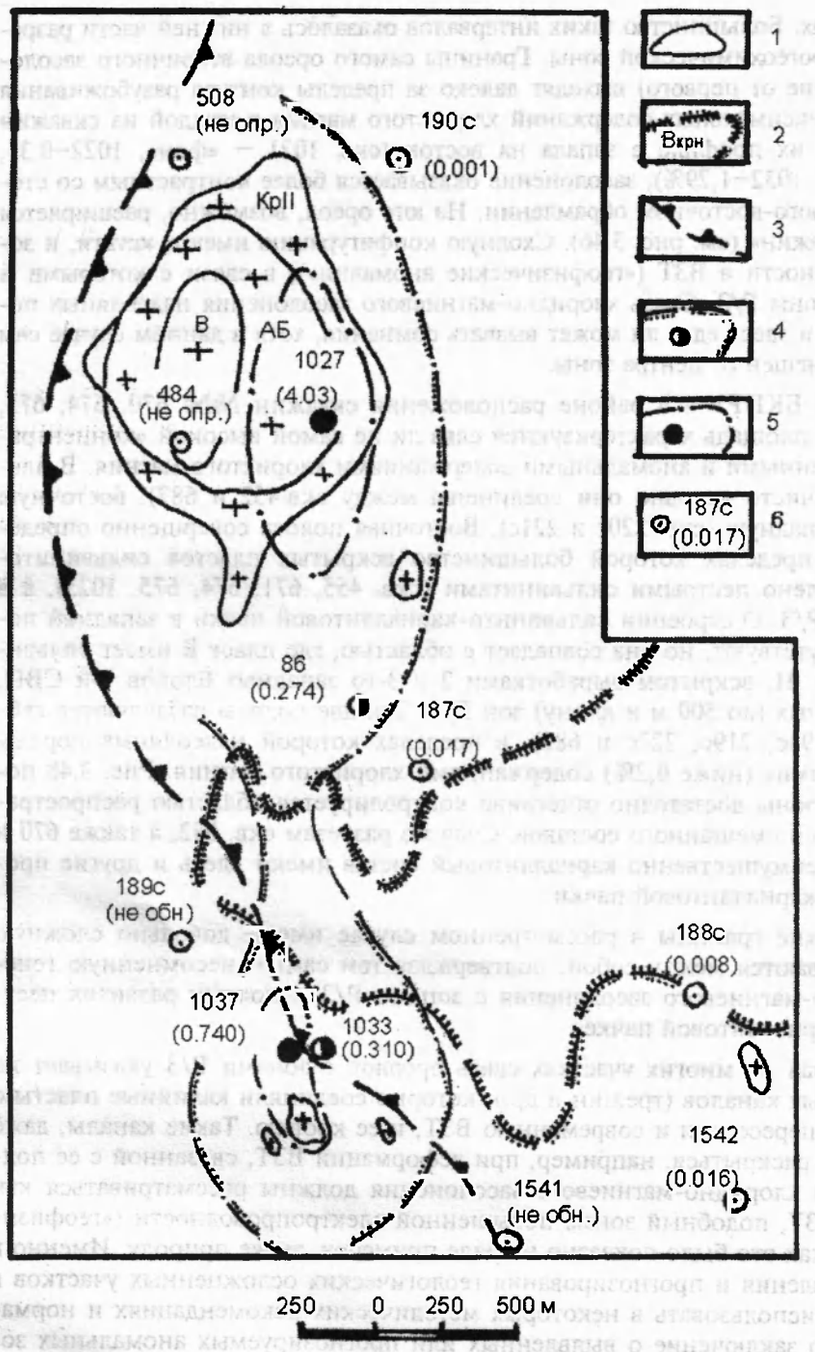


Рис. 3.47. Схематическая литогеохимическая карта района 1 ЮВП БКПРУ-4.

1 – зоны разубоживания; 2 – граница распространения пласта В смешанного и карналлитового составов; 3 – местоположение Троицкой зоны РСФД на уровне кровли ВЗТ; 4 – граница распространения хлоридно-магниевых ореолов и скважины с «повышенными» (0,2–0,5%) содержаниями хлористого магния в СМТ; 5 – границы областей и скважины с аномальными (более 0,5%) содержаниями хлористого магния в СМТ; 6 – скважины, их номера и максимальные содержания хлористого магния в СМТ (в скобках).

2. Район скв. 1021–1023, 1028, 1029 и 1032 в юго-западной части шахтного поля БКПРУ-2. Подземными горными выработками и скв. 1028 здесь вскрыта крупная зона Р/З, в которой разубоживание достигает пласта В и которую одни исследователи относят к первично-седиментационным образованиям, а другие – к типичным проявлениям «термодинамического разубоживания» в его экранированном варианте /72/. Всеми перечисленными скважинами (кроме 1021) в надсоляной части СМТ были вскрыты интервалы с повышенными содержаниями хлористого магния и/или хлорид-

ным типом растворов в вытяжках. Большинство таких интервалов оказалось в нижней части разреза, в пределах «хлоридной» гидрогеохимической зоны. Границы самого ореола вторичного засолонения в данном случае (в отличие от первого) выходят далеко за пределы контура разубоживания пластов. Поскольку значения максимальных содержаний хлористого магния в каждой из скважин последовательно возрастают на их профиле с запада на восток (скв. 1021 – «фон», 1022–0,31, 1023–0,57, 1028–0,70, 1029–0,82, 1032–1,29%), засолонение оказывается более контрастным со стороны «входа» в зону Р/З и в ее юго-восточном обрамлении. На юге ореол, возможно, расширяется за счет других «аномальных скважин» (см. рис. 3.46). Сходную конфигурацию имеют, кстати, и зоны повышенной электропроводности в ВЗТ («геофизические аномалии»), в связи с которыми и проводилось изучение данной зоны Р/З. Связь хлоридно-магниевого засолонения надсоляных пород с рассмотренной зоной Р/З и здесь едва ли может вызвать сомнения, хотя в данном случае сам ореол несколько «размазан» и смещен от центра зоны.

3. Северная часть шахтного поля БКПРУ-4 в районе расположения скважин №№ 670, 674, 675, 219с–221с и др. (рис. 3.48). Эта площадь характеризуются едва ли не самой высокой «концентрацией» разрезов $СМТ_2$ с повышенными и аномальными содержаниями хлористого магния. В плане они образуют две полосы (чисто условно они соединены между скв.452 и 682): восточную (скв. 670, 227с, 196с и др.) и западную (скв. 220с и 221с). Восточная полоса совершенно определенно связана с областью, в пределах которой большинство вскрытых пластов сильвинито-карналлитовой пачки представлено пестрыми сильвинитами (скв. 455, 671, 674, 675, 1025), а в пласте Кр. II имеются и зоны Р/З. О строении сильвинито-карналлитовой пачки в западной полосе сведения практически отсутствуют, но она совпадает с областью, где пласт В имеет сильвинитовый состав, а в пласте Кр. II, вскрытом выработками 2 и 3-го западных блоков 1-й СВП, выявлена серия довольно крупных (до 500 м и длину) зон Р/З. Эти две полосы разделяются субмеридианальной зоной (скв. 193с, 219с, 222с и 682), в пределах которой надсоляные породы СМТ характеризуются «фоновыми» (ниже 0,2%) содержаниями хлористого магния. Рис. 3.48 показывает, что положение этой зоны достаточно отчетливо контролируется областью распространения пласта В карналлитового и смешанного составов. Судя по разрезам скв. 682, а также 670 и 452, находящихся севернее, преимущественно карналлитовый состав имеют здесь и другие продуктивные пласты сильвинито-карналлитовой пачки.

И литологические, и геохимические границы в рассмотренном случае имеют довольно сложную конфигурацию, но хорошо увязываются между собой, подтверждая тем самым несомненную генетическую связь ореолов хлоридно-магниевого засолонения с зонами Р/З и полями развития пестрых сильвинитов в сильвинито-карналлитовой пачке.

Как уже отмечалось, установленная на многих участках связь ореолов с зонами Р/З указывает на существование в прошлом сквозных каналов (трещин и др.), которые соединяли калийные пласты с надсоляным комплексом, то есть пересекали и современную ВЗТ, и ее кровлю. Такие каналы, даже будучи залеченными, могут вновь раскрыться, например, при деформации ВЗТ, связанной с ее подработкой. В этом смысле ореолы хлоридно-магниевого засолонения должны рассматриваться как признак аномального строения ВЗТ, подобный зонам повышенной электропроводности («геофизическим аномалиям»), имеющим, как это было показано на ряде примеров, ту же природу. Именно в таком значении, то есть для выявления и прогнозирования геологических осложненных участков в ВЗТ, эти ореолы и предлагалось использовать в некоторых методических рекомендациях и нормативных документах. Понятно, что заключение о выявленных или прогнозируемых аномальных зонах должно составляться с учетом всех имеющихся материалов (геологических, геофизических, гидрогеологических и др.).

Ореолы хлоридно-магниевого засолонения устанавливаются не над всеми зонами Р/З. Можно выделить три группы причин, объясняющих их отсутствие:

1. ореолы не были обнаружены из-за того, что скважина или отобранные пробы оказались за контурами их распространения;
2. ореолов вообще не было и даже не могло быть, поскольку данная зона Р/З образовалась в иных условиях или другим способом. Забегая вперед отметим, что над зонами Р/З с ангидрито-галитовыми обособлениями достоверных ореолов выявлено не было;
3. ореолы существовали в прошлом, но были смещены или размыты (уничтожены) в результате гипергенных процессов.

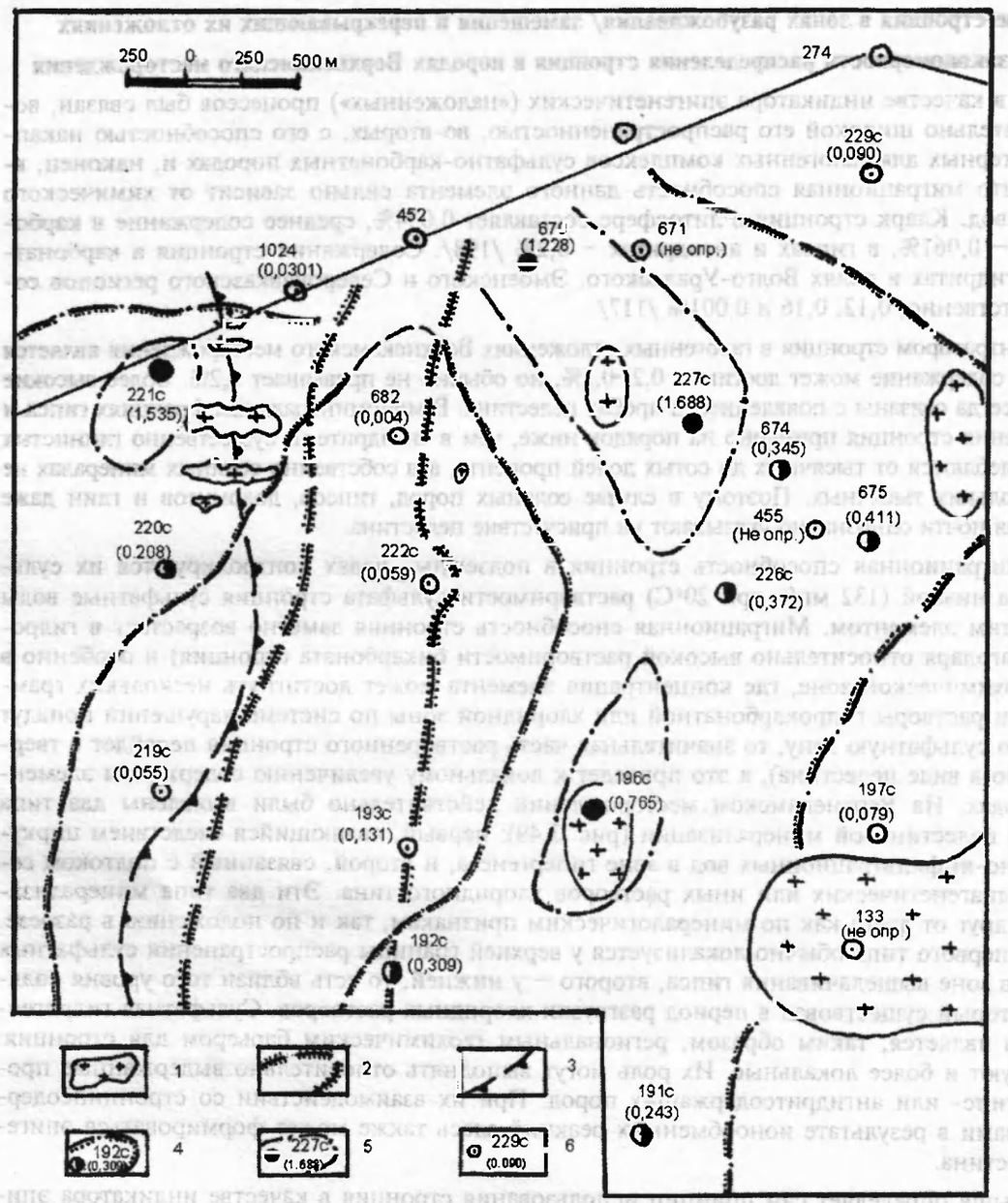


Рис. 3.48. Схематическая литогеохимическая карта района 1-II СВП БКПРУ-4.
Условные обозначения те же, что и на рис. 3.47.

С последним вариантом приходится сталкиваться чаще, чем с другими. Если обратиться к карте (см. рис. 3.46), то можно заметить, что большинство выявленных ореолов тяготеет к относительно погруженным частям Соликамской впадины. В пределах положительных структур, например, на участкам БКПРУ-1 и СКПРУ-1, 2 проявления вторичной хлоридно-магниевой минерализации в надсоляной части СМТ единичны, а их связь с зонами Р/З не всегда очевидна. В относительно приподнятой центральной части месторождения (АО «Сильвинит») даже в синклинальных структурах хлоридно-магниевые ореолы и аномалии зачастую имеют «точечный» характер. Напротив, в южной части месторождения (АО «Уралкалий») в таких же или подобных структурах ореолы образуют достаточно обширные поля, которые, как мы видели на трех примерах, устанавливаются по многим скважинам.

Отмеченный «недостаток» хлоридно-магниевых ореолов безусловно ограничивает возможность их применения для решения и генетических, и чисто прикладных вопросов. Это явилось одной из причин расширения сферы геохимических исследований с использованием и других индикаторных элементов.

3.1.7.2. Поведение стронция в зонах разубоживания/ замещения и перекрывающих их отложениях

3.1.7.2.1. Общие закономерности распределения стронция в породах Верхнекамского месторождения

Выбор стронция в качестве индикатора эпигенетических («наложенных») процессов был связан, во-первых, с относительно широкой его распространенностью, во-вторых, с его способностью накапливаться в характерных для галогенных комплексов сульфатно-карбонатных породах и, наконец, в-третьих, с тем, что миграционная способность данного элемента сильно зависит от химического типа подземных вод. Кларк стронция в литосфере составляет 0,034%, среднее содержание в карбонатных породах – 0,061%, в гипсах и ангидритах – 0,2% /198/. Содержания стронция в карбонатных породах, ангидритах и солях Волго-Уральского, Эмбенского и Северокавказского регионов составляют, соответственно, 0,12, 0,16 и 0,001% /117/.

Основным концентратором стронция в галогенных отложениях Верхнекамского месторождения является ангидрит, где его содержание может достигать 0,2–0,3%, но обычно не превышает 0,2%. Более высокие значения почти всегда связаны с появлением в пробах целестина. В мономинеральных фракциях гипса и доломита содержания стронция примерно на порядок ниже, чем в ангидрите. В существенно глинистых фракциях они колеблются от тысячных до сотых долей процента, а в собственно соляных минералах не превышают нескольких тысячных. Поэтому в случае соляных пород, гипсов, доломитов и глин даже 0,1–0,2% стронция почти однозначно указывают на присутствие целестина.

Содержание и миграционная способность стронция в подземных водах контролируются их сульфатностью. Из-за низкой (132 мг/л при 20°С) растворимости сульфата стронция сульфатные воды обычно бедны этим элементом. Миграционная способность стронция заметно возрастает в гидрокарбонатной (благодаря относительно высокой растворимости бикарбоната стронция) и особенно в хлоридной гидрохимической зоне, где концентрация элемента может достигнуть нескольких граммов в литре. Если растворы гидрокарбонатной или хлоридной зоны по системе нарушений попадут в промежуточную сульфатную зону, то значительная часть растворенного стронция перейдет в твердую фазу (обычно в виде целестина), а это приведет к локальному увеличению содержания элемента в самих породах. На Верхнекамском месторождении действительно были выявлены два типа эпигенетической целестиновой минерализации (рис. 3.49): первый, являющийся следствием циркуляции атмосферно-инфильтрационных вод в зоне гипергенеза, и второй, связанный с подтоком седиментационно-диагенетических или иных растворов хлоридного тина. Эти два типа минерализации отличаются друг от друга как по минералогическим признакам, так и по положению в разрезе. Минерализация первого типа обычно локализуется у верхней границы распространения сульфатных вод, чаще всего в зоне выщелачивания гипса, второго – у нижней, то есть вблизи того уровня соляного зеркала, который существовал в период разгрузки хлоридных растворов. Сульфатная гидрогеохимическая зона является, таким образом, региональным геохимическим барьером для стронция. Однако существуют и более локальные. Их роль могут выполнять относительно выдержанные прослои и пласты гипс- или ангидритсодержащих пород. При их взаимодействии со стронцийсодержащими растворами в результате ионообменных реакций здесь также может формироваться эпигенетический целестина.

Все сказанное выше определяет сам принцип использования стронция в качестве индикатора эпигенетических процессов, связанных с движением подземных вод по системам нарушений. Если на одном или нескольких уровнях интересующей нас зоны будет выявлена эпигенетическая целестиновая минерализация I или II типа, то она не только подтвердит сам факт движения растворов, но и укажет его направление (нисходящее или восходящее). Необходимо определить лишь критерии. по которым эта минерализация будет устанавливаться. Это можно сделать с помощью обычного комплекса минералого-петрографических методов, но еще более объективным показателем будет превышение минимально-аномальных содержаний элемента, рассчитанных для пород соответствующих уровней. Понятно, что в случае зон Р/З речь может идти в основном о восходящем движении растворов, минерализации II типа и ангидритсодержащих породах в качестве потенциальных концентраторов стронция. В связи с этим нами были определены параметры распределения и минимально-аномальные содержания стронция в ангидритсодержащих породах маркирующего горизонта подстилающей каменной соли (МГ), в собственно соляных породах и «книжечке» калийной залежи, а также в ангидритсодержащих породах соленосной части СМТ ($СМТ_1$). В выборки включались пробы, не содержащие явных проявлений эпигенетической целестиновой минерализации, и преимущественно из нормальных разрезов. Поскольку галит и другие соляные минералы с тысячными долями процента стронция в них оказывают лишь «разбавляющее влияние», все пробы отмы-

вались от соли и содержание элемента определялось в Н.О., который в большинстве случаев представлял из себя существенно ангидритовый или карбонатно-ангидритовый концентрат. Полученные параметры приведены в таблице 3.11. В качестве дополнительного показателя было использовано также отношение стронций/сера (для проб, не содержащих большого количества пирита), которое связывает содержание стронция с общим количеством сульфатов.

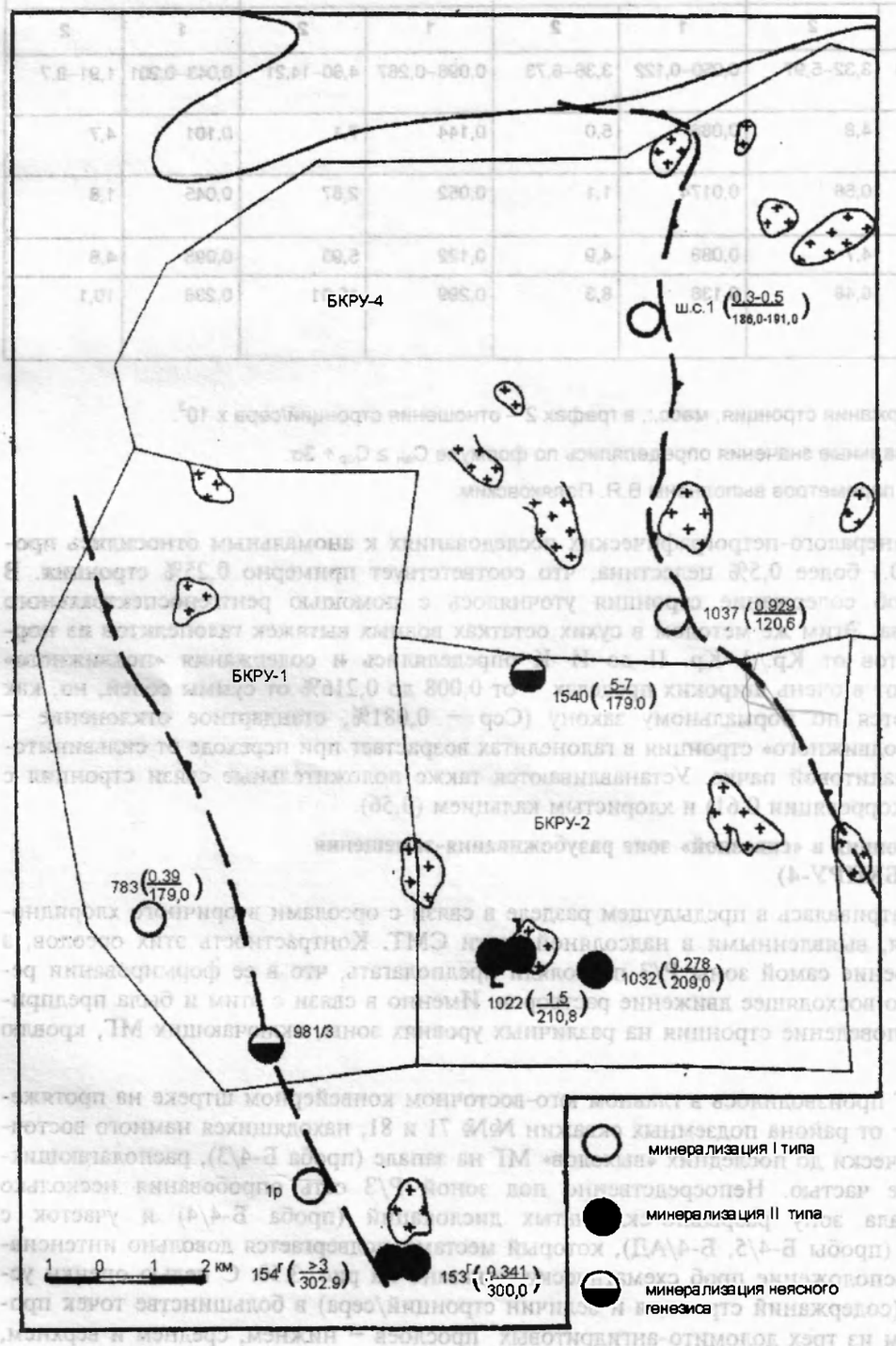


Рис. 3.49. Схема расположения установленных проявлений целестиновой минерализации в соляно-мергельной толще южной части Верхнекамского месторождения.
Цифры означают номер скважины (перед дробью), содержание стронция (в числителе) и глубину (в знаменателе).

Таблица 3.10. *Параметры распределения содержаний стронция и величин стронций/сера в нерастворимых остатках пород Верхнекамского месторождения*

Параметры	Ангидритовые прослои МГ (20 проб)		Соляные породы калийной залежи (14 проб)		«Книжечка» (18 проб)		Ангидритовые прослои и желваки из $СМТ_1$ (11 проб)	
	1	2	1	2	1	2	1	2
Пределы колебаний	0,071–0,134	3,32–5,97	0,050–0,122	3,36–6,73	0,096–0,267	4,60–14,21	0,043–0,201	1,91–8,7
Среднее арифметическое ($С_{ср}$)	0,105	4,8	0,086	5,0	0,144	7,1	0,101	4,7
Стандартное отклонение (σ)	0,0151	0,56	0,0174	1,1	0,052	2,67	0,045	1,8
Медиана	0,108	4,7	0,088	4,9	0,122	5,93	0,095	4,6
Минимально-аномальное значение	0,150	6,48	0,138	8,3	0,299	15,91	0,236	10,1

Примечания:

1. В графах 1 – содержания стронция, масс.:, в графах 2 – отношения стронций/сера х 10^3.
2. Минимально-аномальные значения определялись по формуле $С_{ан} \geq С_{ср} + 3\sigma$.
3. Анализы и расчет параметров выполнены В.Я. Поляковским.

При более массовых минералого-петрографических исследованиях к аномальным относились пробы, содержащие (в Н.О.) более 0,5% целестина, что соответствует примерно 0,25% стронция. В большинстве таких проб содержание стронция уточнялось с помощью рентгеноспектрального флуоресцентного анализа. Этим же методом в сухих остатках водных вытяжек галопелитов из нормальных разрезов пластов от Кр. I–Кр. II до И–К определялись и содержания «подвижного» стронция. Они варьируют в очень широких пределах – от 0,008 до 0,216% от суммы солей, но, как и в Н.О., распределяются по нормальному закону (Сср – 0,081%, стандартное отклонение – 0,053%). Содержание «подвижного» стронция в галонелитах возрастает при переходе от сильвинитовый к сильвинито-карналитовой пачке. Устанавливаются также положительные связи стронция с бромом (коэффициент корреляции 0,61) и хлористым кальцием (0,56).

3.1.7.2.2. Поведение стронция в «сквозной» зоне разубоживания-замещения (район 1 и 10-ой ЮВП БКПРУ-4)

Данная зона уже рассматривалась в предыдущем разделе в связи с ореолами вторичного хлоридно-магниевого засолонения, выявленными в надсоляной части СМТ. Контрастность этих ореолов, а также масштабы и строение самой зоны Р/З позволяли предполагать, что в ее формировании решающее значение имело восходящее движение растворов. Именно в связи с этим и была предпринята попытка оценить поведение стронция на различных уровнях зоны, включающих МГ, кровлю пласта Кр. II и $СМТ_2$.

Опробование пород МГ производилось в главном юго-восточном конвейерном штреке на протяжении примерно 2800 м – от района подземных скважин №№ 71 и 81, находящихся намного восточнее зоны Р/З, и практически до последних «выходов» МГ на западе (проба Б-4/3), располагающихся под центральной ее частью. Непосредственно под зоной Р/З сеть опробования несколько сгущалась и захватывала зону разрывно-складчатых дислокаций (проба Б-4/4) и участок с «блочным» ангидритом (пробы Б-4/5, Б-4/АД), который местами подвергается довольно интенсивной доломитизации. Расположение проб схематически показано на рис. 3.50. С целью оценки устойчивости признаков (содержаний стронция и величин стронций/сера) в большинстве точек пробы отбирались в каждом из трех доломито-ангидритовых прослоев – нижнем, среднем и верхнем, обозначенных в номерах проб буквами Н. С или В. Содержания стронция определялись также в участках доломитизации и в отдельных кристаллах доломита, развивающихся по ангидриту. В сокращенном виде результаты анализов воспроизведены в таблице 3.11.

Таблица 3.11. *Содержания стронция и величины стронций/сера в доломито-ангидритовых породах маркирующего горизонта*

№ Пробы	Местонахождение	Характер пробы	Содержание стронция, масс.%	$Sr/S \cdot 10^3$
1	2	3	4	5
Нормальный резерв				
Б-4/1 н	У скв. № 71	Ангидритовые желваки	0,102	4,35
Б-4/1 в	-«-	Доломито-ангидритовый прослой	0,093	4,69
Б-4/2 н	У скв. № 81	Ангидритовые желваки	0,109	4,72
Б-4/2 с	-«-	-«-	0,104	4,45
Б-4/2 в	-«-	-«-	0,120	5,35
«Вход» в зону складчатости				
1027/347	поверхностная скв. 1027, глуб. 347 м	Нижняя часть МГ, прослой ангидрита	0,098	4,27
Зона складчатости				
Б-4/4 н	280 м к западу от СМТ-70	Доломито-ангидритовый прослой	0,106	5,36
Б-4/4 с	-«-	-«-	0,097	5,21
Б-4/4 в	-«-	Ангидритовые желваки	0,120	5,24
Зона «блочного» ангидрита				
Б-4/5 н	390 м к западу от СМТ-70	Ангидритовые желваки	0,120	5,14
Б-4/5 с	-«-	-«-	0,115	4,91
Б-4/5 в	-«-	-«-	0,110	4,74
Б-4/5 д	-«-	Доломитизированная (?) часть верхнего прослоя 93% доломита)	0,039	—
Б-4/АД	У скв.№ 39	Участок доломито-ангидритовой породы, не затронутый оломитизацией	0,111	4,74
Б-4/Д	-«-	Метакристаллы доломита из доломито-ангидритовой породы	0,115	—
«Выход» из зоны складчатости				
Б-4 3с	550 м к западу от СМТ-70	Ангидритовые желваки	0,108	4,70
Б-4/3 в	-«-	Ангидритовый прослой	0,114	5,08

Примечание

По данным рентгенографических определений (дифрактометр ДРОН-3, аналитик В.Я. Поляковский) содержание ангидрита в желваках и ангидритовых прослоях колеблется от 95 до 99,5%, в доломито-ангидритовых породах – от 80 до 84%. Содержания стронция и серы определялись с помощью рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (аналитик В.Я. Поляковский). Отбор проб производился Ю.А. Плотниковым и А.Н. Павленским.

Приведенные данные показывают что в пределах изученного профиля содержания стронция в однотипных породах остаются практически неизменными и не выходят за пределы нормальных значений для МГ (см. табл. 3.10). Как очень слабо проявленную тенденцию можно отметить возрастание величин стронций/сера в зоне разрывно-складчатых дислокаций. При постоянном содержании стронция

это может быть связало только с уменьшением содержания серы скорее всего, за счет частичного огипсования ангидрита, поскольку доломитизация здесь практически не проявляется. Однако в зоне «блочного» ангидрита и несколько западнее (проба Б-4/АД и др.) где это явление имеет место наблюдается значительное уменьшение содержания стронция в карбонатизированных участках. В ближайшем окружении признаков переотложения элемента не зафиксировано, и поэтому можно предполагать, что он переходит здесь в раствор. Иными словами, процессы карбонатизации ангидрита в данном случае создают дополнительный источник «подвижного» стронция, способного мигрировать вместе с другими элементами и самим раствором. Масштабы карбонатизации, кстати, не так уж и малы. Близкие по характеру процессы были зафиксированы и севернее рассматриевой зоны Р/З, в исследовательском штреке № 15 10-й панели, где уменьшение содержаний стронция связано с развитием по ангидриту кальцита. Таким образом, на уровне МГ накопления стронция не происходит, но появляются признаки его мобилизации и перехода в «подвижную» форму.

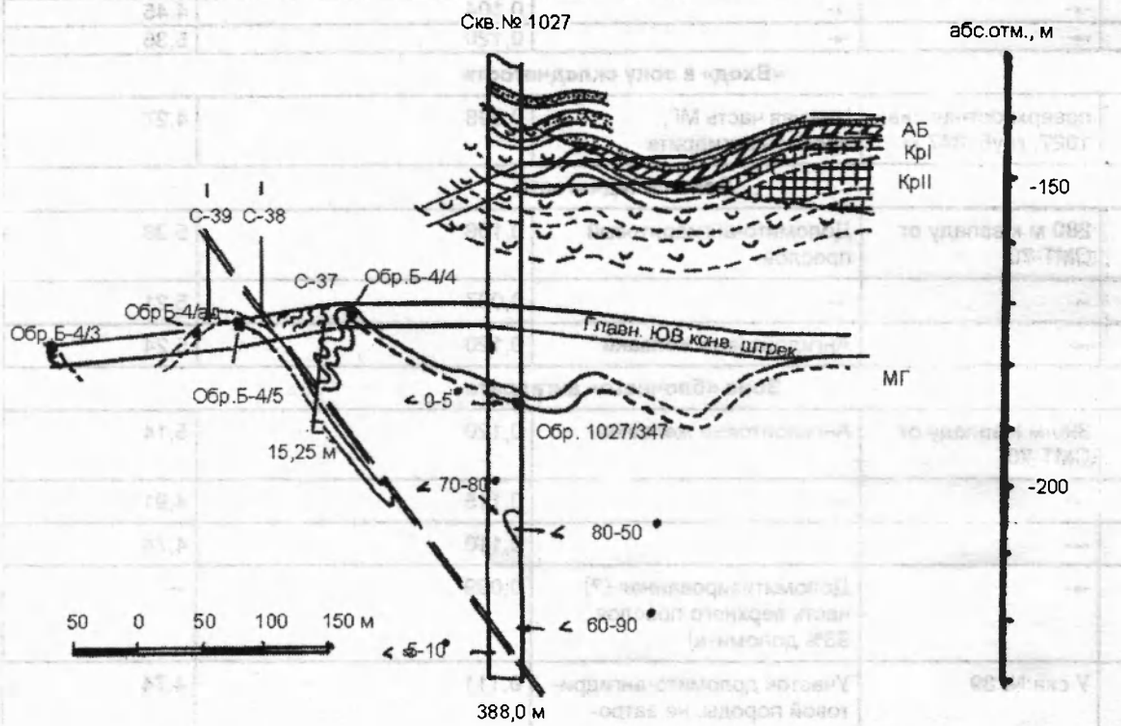


Рис. 3.50. Фрагмент геологического разреза через Главный юго-восточный конвейерный штрек и скважину № 1027 (участок БКПРУ-4) с местами отбора геохимических проб.

Для оценки поведения стронция на уровне кровли пласта Кр. II были отобраны три пары образцов представляющих слой 1, «книжечку» и каменную соль 1 «коржа» в зоне Р/З и непосредственно за ее пределами. Образцы 1, 2, (слой 1) и 26, 27 («книжечка») относятся к сквозной зоне, а 38 и 39 (каменная соль «коржа» с «книжечкой») характеризует небольшую находящуюся рядом небольшую зону Р/З, которая, по-видимому, связана с первой общими корнями. Кроме того, было отобрано несколько проб «коржевых» глин из нормального разреза и на более значительном удалении от обеих зон. Пробы отмывались от соли и для анализов использовались как валовые пробы Н.О., так и естественные карбонатно-ангидритовые обособления (желваки, прослои и др.), попадающие во фракции крупнее 0,05 мм. Места отбора проб показаны на рис. 3.51, а результаты анализов приведены в таблице 3.12. При обработке этих материалов были выявлены следующие закономерности:

1. во всех трех сериях проб содержания стронция и величины стронций/сера, характеризующие породы в зонах Р/З, оказались более низкими, чем соответствующие показатели пород из экзоконтактных областей;
2. содержания стронция в Н.О. всех типов пород из зон Р/З варьируют в сравнительно узких пределах и не выходят за границы нормальных (фоновых) показателей, хотя и превышают средние значения для соответствующих образований (соляных пород и «книжечки»);

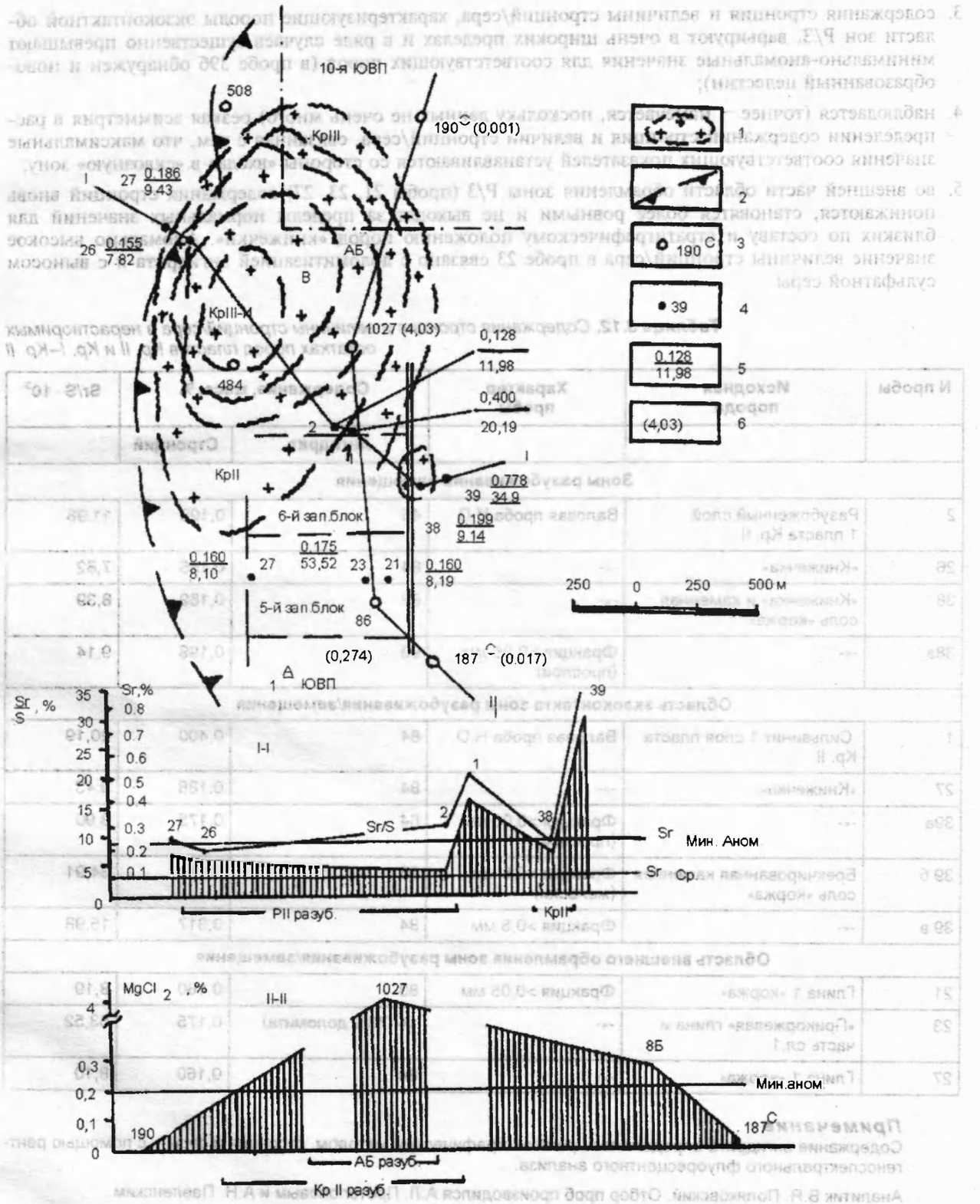


Рис. 3.51. Распределение стронция, величин стронций/сера (пласты Кр. II и Кр. I–Кр. II) и хлористого магния (CMT_2) в породах сквозной зоны разубоживания и ее обрамления (БКПРУ-4).

1 – разубоженные пласты; 2 – зона РФСД на уровне кровли ВЗТ; 3 – поверхностные скважины; 4 – пробы, отобранные в пластах Кр. II и Кр. I–Кр. II; 5 – содержание стронция, % (числитель) и величина стронций/сера x 10^3 (знаменатель); 6 – максимальное содержание хлористого магния, %.

3. содержания стронция и величины стронций/сера, характеризующие породы экзоконтактной области зон Р/З, варьируют в очень широких пределах и в ряде случаев существенно превышают минимально-аномальные значения для соответствующих пород (в пробе 39б обнаружен и новообразованный целестин);
4. наблюдается (точнее – намечается, поскольку данных не очень много) резкая асимметрия в распределении содержаний стронция и величин стронций/сера, связанная с тем, что максимальные значения соответствующих показателей устанавливаются со стороны «входа» в «сквозную» зону;
5. во внешней части области обрамления зоны Р/З (пробы 21, 23, 27) содержания стронций вновь понижаются, становятся более ровными и не выходят за пределы нормальных значений для близких по составу и стратиграфическому положению пород «книжечки». Аномально высокое значение величины стронций/сера в пробе 23 связано с доломитизацией ангидрита и с выносом сульфатной серы.

Таблица 3.12. *Содержания стронция и величины стронций/сера в нерастворимых остатках пород пластов Кр. II и Кр. I–Кр. II*

N пробы	Исходная порода	Характер пробы	Содержание, масс. %		$Sr/S \cdot 10^3$
			Ангидрит	Стронций	
Зоны разубоживания-замещения					
2	Разубоженный слой 1 пласта Кр. II	Валовая проба Н.О	45	0,128	11,98
26	«Книжечка»	-«-	84	0,155	7,82
38	«Книжечка» и каменная соль «коржа»	-«-	82	0,162	8,39
38а	-«-	Фракция >0,05 мм (прослои)	93	0,199	9,14
Область экзоконтакта зоны разубоживания/замещения					
1	Сильвинит 1 слоя пласта Кр. II	Валовая проба Н.О.	84	0,400	20,19
27	«Книжечка»	-«-	84	0.186	9,43
39а	-«-	Фракция >0,05 мм (прослои)	84	0,175	8,90
39 б	Брекчированная каменная соль «коржа»	Фракция >0,5 мм (желваки)	95	0,778	34,91
39 в	-«-	Фракция >0,5 мм	84	0,317	15,98
Область внешнего обрамления зоны разубоживания/замещения					
21	Глина 1 «коржа»	Фракция >0,05 мм	83	0,160	8,19
23	«Прикоржевая» глина и часть сл.1	-«-	14 (73% доломита)	0,175	53,52
27	Глина 1 «коржа»	-«-	84	0,160	8,10

Примечание

Содержание ангидрита определялось рентгенографическим методом, стронция и серы – с помощью рентгеноспектрального флуоресцентного анализа.

Аналитик В.Я. Поляковский. Отбор проб производился А.Л. Протопоповым и А.Н. Павленским.

Таким образом на уровне кровли пласта Кр. II наблюдаются явные признаки концентрации стронция и даже значительное превышение его минимально-аномальных содержаний, установленных для ангидритсодержащих пород данной части разреза. Однако высокие содержания элемента наблюдаются здесь не в самой зоне Р/З, а в сравнительно узком экзоконтактном ореоле, окружающем, в частности, и явно не сквозную «зону – сателлит».

Единственный доступный для изучения разрез СМТ был вскрыт скважиной № 1027, пройденной непосредственно над «сквозной» зоной Р/З. Этот разрез был детально изучен. однако ни в одном из многочисленных образцов сколько-нибудь значительных выделений целестина с содержаниями, приближающимися к аномальным (0,5%), установлено не было. Содержание стронция в доломито-ангидритовых породах с псевдоморфозами по глауберите, которые иногда становятся «ловушками» для данного элемента, в разрезе скв. 1027 (глуб. 234,4 м) составило всего 0,059%. В связи с этим несколько неожиданным оказалось высокое содержание стронция (0,170% от суммы солей) в сухом остатке водной вытяжки, полученной из пробы с аномальными содержаниями хлористого магния и брома (4,03 и 0,0374%, соответственно, в пробе с глубины 153,4 м). Оно намного превышает средние содержания «подвижного» стронция в водных вытяжках галопелитов калийной залежи (0,081%) и даже приближаются к максимальным значениям. Казалось бы, в этом нет ничего удивительного, особенно если учесть отмеченную ранее положительную корреляционную связь между «подвижным» стронцием и бромом в галопелитах. Однако хлоридно-магниевая аномалия была обнаружена в верхней части СМТ, то есть для ее образования растворам пришлось преодолеть сульфатную гидрогеохимическую зону, где миграционная способность стронция должна была резко понизиться, и он должен был отстать от магния и брома. Анализ имеющихся данных показал, что стронций мог сохранить свою подвижность только в условиях существенно конвективного массопереноса, то есть при его перемещении вместе с раствором по системе связанных между собой каналов. В этом случае область обменных реакций с компонентами вмещающих пород могла захватить не все сечения потока, а лишь пристеночные части трещин. Эти представления распространяются и на рассмотренный ранее уровень кровли пласта Кр. II. При существенно конвективном массопереносе стронций и здесь был способен преодолеть локальные сульфатные барьеры, представленные трещиноватыми или раздробленными ангидритсодержащими породами. Но в тех местах, где трещиноватость затухала, где большее значение приобретали латеральное движение растворов и диффузия, то есть там, где растворы вступали в более тесное взаимодействие с ангидритсодержащими породами, могли возникнуть условия, благоприятные для осаждения элемента. При достаточно развитой флюидопроводной сети в современных контурах «сквозной» зоны Р/З такая обстановка могла сложиться, например, в периферических и экзоконтактных ее частях, а также в «несквозных зонах сателлитах», где, кстати, и были зафиксированы наиболее высокие содержания стронция. Что касается отмеченной здесь асимметрии в распределении стронция, то ее, по-видимому, следует связывать с наклонной ориентировкой существовавших флюидопроводных каналов. Все эти предположения были отчасти подтверждены при изучении взаимоотношений хлоридно-магниевых ореолов и эпигенетической целестиновой минерализации над одной из «зкранированных» зон Р/З.

3.1.7.2.3. Эпигенетическая целестиновая минеризация над «экранированной» зоной разубоживания/замещения (район скв. 1028 рудника БКПРУ-2)

Как уже отмечалось, изучение и этой зоны Р/З во многом было связано с установлением природы «геофизических аномалий», которые образуют здесь две полосы – более широкую со стороны «входа» в зону Р/З, то есть на востоке и более узкую – со стороны «выхода» из нее. По материалам опробования скв. 1021–1023, 1028, 1029 и 1032 в надсоляной части СМТ были выявлены и ореолы хлоридно-магниевого засолонения, также более обширные и контрастные в восточном и юго-восточном обрамлении зоны и значительно слабее выраженные на западе. Учитывая особенности строения самой зоны Р/З (в разрезе скв. 1028 разубожены пласты до В включительно, в пласте Г два нижних слоя представлены пестрыми сильвинитами, верхний и остальные продуктивные пласты – карналлитовыми породами), а также локализацию хлоридно-магниевых ореолов, можно предположить, что в данном случае большее значение имело латеральное движение растворов, а их прорыв в вышележащие горизонты осуществлялся преимущественно на флангах, возможно, по системам нарушении, возникавших над областью перехода к нормальному разрезу. В принципе, эту схему подтверждает и размещение зон повышенной электропроводности (геофизических аномалий), появление которых, по нашему мнению, связано именно с вторичным хлоридно-магниевым засолонением боковых и перекрывающих отложений. Рост содержаний хлористого магния, концентрирующегося в основном в поровых растворах, может быть связан или с повышением минерализации последних, или с увеличением их объема (влажности пород). В любом варианте это должно приводить к уменьшению электрического сопротивления пород, а при наличии связанных между собой микротрещин – к образованию зон повышенной электропроводности.

Если изложенные представления верны, то в зонах пересечения предполагаемого диффузионно-конвективного потока с гипсо-ангидритовыми породами СМТ, вполне можно ожидать появления и эпигенетической целестиновой минералязации. Для проверки этого предположения была предпринята попытка проследить распределение стронция в СМТ по латерали, по возможности, не выходя

за пределы IV–VI ритмопачек ее надсоляного разреза, поскольку выше хлоридно-магниевого засолонения пород в большинстве скважин уже не отмечалось. В полной мере это условие соблюсти не удалось, и, в частности, в скв. 1029 подходящих образцов просто не оказалось. Результаты анализов по остальным скважинам в сокращенном виде приведены в таблице 3.13 и показаны на рис. 3.52.

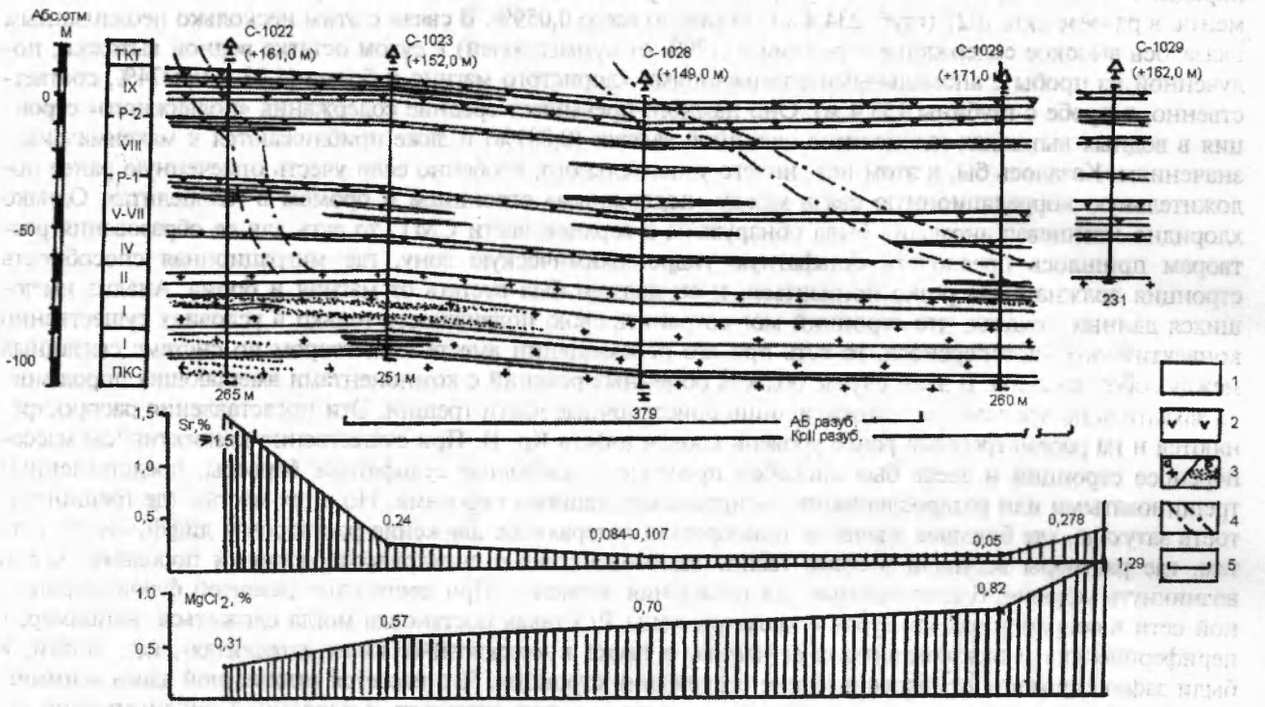


Рис. 3.52. Схематический литогеохимический профиль по линии скважин №№ 1022, 1023, 1028, 1029, 1032 (БКПРУ-2).

1 – глинисто-карбонатные породы; 2 – гипсы; 3 – каменная соль, в т. ч. «шламовидная» (б); 4 – тектонически ослабленные зоны; 5 – границы разубоженных пластов Кр. II и АБ. Остальные пояснения в тексте.

Таблица 3.13. *Содержание стронция и величины стронций/сера в гипсо-ангидритовых породах соляно-мергельной толщи, вскрытых №№ 1022, 1023, 1028 и 1032*

№ скважины	Глубина, м	Ритмопачка	Исходная порода	Характер пробы	Содержание масс. %		$Sr/S \cdot 10^3$
					Ангидрит	Гипс	Стронций
1022	210,8	IV	Гипсовая порода с целестином	Валовая проба	2	77	>1,5
1023	197,9	V	Гипсовая порода	-«-	–	95	0,186
-«-	204,7	IV	-«-	-«-	–	94	0,240
1028	218,1	IV (низ)	Желваки окварцованного и гидратированного ангидрита в галите	Фракция >0,05 мм (желваки)	33 (в том числе 18% бассанита)		
-«-	228,7	III	Ангидритовая порода	Валовая проба (желваки)	99	–	0,107
1032	209,0	V–VI	Ангидритовая порода гидратированная	Валовая н.о	19 (в том числе 14% бассанита)	75	0,278

Примечание

Содержания ангидрита и гипса определялись рентгенографическим способом, стронция – методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (аналитик В.Я. Поляковский).

Несмотря на некоторую фрагментарность данных, картина оказалась достаточно показательной. В скв. 1022, являющейся самой западной из изученных и находящейся за контуром разубоживания пласта Кр. II, была выявлена целестиновая минерализация. Она приурочена к семисантиметровому пропластку «остаточных» (возникших при выщелачивании каменной соли) карбонатно-гипсовых пород, залегающему в кровле IV ритмопачки, примерно в 14 м выше современной поверхности соляного зеркала, Минерализация представляет собой скопление крупных (до 3 мм) кристаллов целестина, которые находятся в одном из гипсовых прослоев и прослеживаются по всему периметру кернового образца. Содержание стронция в пробах охватывающих около половины всей толщины пропластка (примерно 3–4 см) колеблется от 1,5 до 3,0%, то есть во много раз превышает минимально-аномальное содержание для гипсо-ангидритовых пород СМТ. Положение в разрезе, а также наличие многочисленных реликтов ангидрита в целестине позволяет практически однозначно отнести выявленную минерализацию ко II типу.

В расположенной в 150 м к северо-востоку скв. 1023, находящейся уже в контурах разубоживания пластов Кр. II и АБ, содержание стронция в том же пропластке (они хорошо коррелируются) понизилось практически до минимально-аномального значения (0,24% в пробе с глубины 204,7 м). Еще более низкое (0,186%) содержание элемента установлено в гипсовом пропластке, залегающем в кровле V ритмопачки (глубина 197,9 м). В скв. 1028, расположенной над центральной частью зоны Р/З, достоверных аналогов упомянутых выше пропластков среди отобранных образцов не оказалось, но в двух ближайших гипс- и ангидритсодержащих прослоях содержание стронция понизилось до 0,023–0,107%. По скв. 1029 данные отсутствуют, и на рисунке показано максимальное содержание элемента в доломито-ангидритовых (60% ангидрита) включениях из каменной соли II ритмопачки (0,055% в пробе с глубины 266,3 м). Эту скважину, в принципе, можно и не учитывать, поскольку тенденция к снижению содержаний стронция в направлении от западной периферии зоны Р/З к ее центру по трем ранее рассмотренным скважинам проявляется достаточно отчетливо. Эту тенденцию подтверждает и скв. 1032, расположенная в 600 м к востоку от зоны Р/З, но в поле распространения хлоридно-магниевых ореолов, где в одном из гипсо-ангидритовых прослоев содержание стронция вновь возросло и даже превысило (0,278%) минимально-аномальное значение для соответствующих пород СМТ.

Особенности распределения стронция подтверждают изложенную выше схему формирования данной зоны Р/З и, в частности, предположение о наличии каналов разгрузки на ее флангах. Приуроченность целестиновой минерализации именно к этим каналам объясняется по-видимому, тем, что их проницаемость была все же меньшей, чем в типичной «сквозной» зоне Р/З. На экранированность или, точнее, полуэкранированность рассматриваемой зоны указывает и то, что и хлоридно-магниевое засолонение, и эпигенетические выделения целестина в данном случае редко выходят за границы V-VI ритмопачек. В связи с этим определенный интерес представляют взаимоотношения названных типов минерализации. Графики, приведенные на рис. 3.52, показывают, что на восточном фланге зоны Р/З самому высокому (1,29%) содержанию хлористого магния соответствует сравнительно слабо проявленная целестиновая минерализация (0,278% стронция). Это может быть связано с более высокой проницаемостью отложений в восточном обрамлении зоны, где еще в 1989 г. были отмечена интенсивная трещиноватость пород. В таких условиях стронцию было легче преодолевать сульфатные барьеры и оставаться в растворе, о чем, кстати, свидетельствует и высокое (0,119%) содержание «подвижного» стронция в сухом остатке водной вытяжки, полученной из пробы с глубины 209,0 м скв. 1032. На западе, со стороны «выхода» из зоны (скв. 1022), где трещиноватость пород проявляется меньше, слабо проявленному хлоридно-магниевому ореолу (0,31% хлористого магния) соответствует достаточно крупное проявление эпигенетического целестина (от 1,5 до 3,5% стронция). Такой скачкообразный рост содержаний элемента, как и в случае «сквозной» зоны Р/З, можно связывать с возрастанием роли капиллярно-пленочного переноса и диффузии, то есть с более тесным взаимодействием пород и растворов.

В данном разделе рассмотрен один из немногих примеров эпигенетической целестиновой минерализации, появившейся в СМТ в связи с формированием находящейся ниже зоны Р/З. Нечто похожее наблюдается еще в районе скв. 153г–154г на участке БКПРУ-3, хотя там взаимоотношения минерализации с зоной Р/З не вполне ясны. В связи с этим возможности использования целестина в чисто прикладных целях, в отличие, например, от хлоридно-магниевых ореолов, довольно ограничены. В рассмотренном случае более важное значение имеет сам факт появления эпигенетического целестина над такой зоной Р/З, которая рядом исследователей рассматривается как достаточно типичный пример первично-седиментационных образований, По нашему мнению, особенности раз-

мещения целестиновой минерализации, намечающаяся зависимость ее масштабов от характера массопереноса, а также ее взаимоотношения с ореолами хлоридно-магниевого засолонения хорошо увязываются только с эпигенетической моделью образования данной зоны Р/З, причем не требуют для этого слишком сложных построений. Именно в таком значении и следует рассматривать приведенные выше материалы.

3.1.7.2.4. Содержания и распределение стронция в «ядрах» зон разубоживания-замещения сложного строения

Зоны Р/З, содержащие фрагментарно-брекчиевидные ангидрито-галитовые обособления II типа («ядра»), большинством исследователей относятся к постседиментационным образованиям, причем появление в них собственно ангидритовых агрегатов обычно связывается ими с поступлением сульфата кальция (в той или иной форме) из подстилающих отложений. Поскольку ангидрит играет в «ядрах» очень важную роль и одновременно является потенциальным концентратором стронция, то совершенно естественным было и повышенное внимание к поведение данного элемента в рассматриваемых зонах Р/З. Определение особенностей распределения стронция в этих явно эпигенетических образованиях стало, в частности, составной частью комплексных исследовании, ориентированных на выявление геохимических критериев прогноза аномальных особенностей ВЗТ.

Материалом для определения содержаний стронция в ангидрито-галитовых и других «ядрах» послужили образцы, отобранные А.Л. Протопоповым и А.Н. Павленским в 4-х зонах Р/З:

1. на участке БКПРУ-4 – из ангидрито-галитового «ядра» очень небольшой (1,2 м в поперечнике) бескорневой зоны Р/З, локализованной в пределах одного слоя пласта Кр. II (проба № 35);
2. на участке СКПРУ-3 – из доломито-ангидрито-галитового «ядра» небольшой (около 20 м в поперечнике) зоны Р/З пласта Кр. II (пробы №№ 6, 7а, г, д);
3. на участке БКПРУ-2 – из периферической части доломито-ангидрито-галитового (с пиритом) «ядра» зоны Р/З среднего размера, в которой разубоживание достигает пласта Б, но само «ядро» локализовано только в пределах пласта Кр. II (пробы №№ 22, 19/3-4, 19/3-1 и 19/2-2);
4. на участке БКПРУ-2 – из ангидрито-галитового «ядра» зоны Р/З пласта Кр. II, которая, при относительно небольших размерах (около 40 м в поперечнике), связана с целой группой мелких и средних зон Р/З этого же пласта, объединенных по контуру разубожвания пласта Кр. III в единую крупную (до 1–1,5 км в поперечнике) зону (пробы 29/1, 29/2, 32).

Местоположение опробованных участков каждой из этих зон и результаты анализов проб приведены в таблице 3.14. Как и во всех остальных случаях, для анализов использовались нерастворимые остатки соответствующих пород. Отметим также, что в таблице зоны Р/З расположены в порядке увеличения их фактических размеров. Исходя из метасоматической модели их формирования, предполагалось, что каждая последующая зона Р/З требовала для своего образования все больших объемов раствора. Однако ни над одной из них ореолов вторичного засолонения надсоляных пород обнаружено не было.

Обратимся к таблице 3.14. Содержания стронция и величины стронций/сера в Н.О. пород из «ядер» первых трех зон Р/З не выходят за границы фоновых значений для соляных пород нормального разреза и близки к соответствующим средним показателям. При доломитизации и образовании пирита содержания стронция уменьшается почти пропорционально увеличению объема этих новообразований. Отметим; что наиболее интенсивно эти процессы, отражающие некоторую «застойностью» режима минералообразования, проявляются в изученных частях двух относительно крупных зон – второй и третьей.

Четвертая зона довольно резко отличается от рассмотренных выше Величины отношения стронции/сера в анализированных пробах заметно превышают средние показатели для вмещающих соляных пород, а содержания стронция (кстати, очень ровные) даже выходят за пределы минимально-аномальных значений (см. табл. 3.10), Последнее свидетельствует о том, что в рассматриваемом случае происходил явный привнос элемента. В принципе, в этом нет ничего удивительного, если количество привнесенного стронция напрямую связать с объемом растворов, «израсходованных» на образование самой зоны Р/З, а эти объемы увязать с ее размерами. По контуру разубоживания пласта Кр. III данная зона намного превосходит своими размерами любую из трех ранее рассмотренных, а резкое сокращение площадей разубоживания на уровне пласта Кр. II может свидетельствовать лишь о значительной роли латеральной составляющей процесса и некоторой «экранированности» всей структуры.

В этом смысле рассматриваемая зона обнаруживает некоторое сходство с той, что была описана в предыдущем разделе в связи с целестиновой минерализацией в СМТ. Однако здесь достоверных признаков поступления растворов в надсоляной комплекс выявлено не было.

Таким образом, зоны Р/З, содержащие ангидрито-галитовые «ядра», образуют некоторую последовательность: «бескорневая» зона – зоны малого и среднего размера с признаками «застойного» минералообразования – крупная, но «экранированная» зона. Заметная концентрация стронция устанавливается только в последнем случае, но и здесь она не достигает тех масштабов, которые наблюдались в «полуэкранированной» и собственно «сквозной» зонах с хорошо проявленными ореолами хлордно-магниевого засоления.

Таблица 3.14. *Содержания стронция и величины стронций/сера в нерастворимых остатках пород из «ядер» зон разубоживания/замещения*

№№ пробы	Исходная порода	Содержание, масс. %			$Sr/S \times 10^3$
		Ангидрит	Доломит	Стронций	
1	2	3	4	5	6
1. БПКРУ-4, 1 СВП, южный полублок 5-го западного блока, камера 22					
35	Ангидрито-галитовая порода	95	2	0,098	4,36
2. СКПРУ-3, VI панель, 9-й блок, камера 4					
6	Каменная соль черная ангидритовая (внешняя часть ядра)	99	1	0,098	4,22
7д	Доломито-ангидрито-галитовая порода	65	32	0,077	5,00
7г	Ангидрито-доломито-галитовая порода	41	53	0,045	4,69
7а	Доломито-галитовая порода с пиритом (5%)	сл.	90,5	0,020	не опр.
3. СКПРУ-2, 1 СВП (горизонт – 143м), камера 19					
22	Сильвинит, частично разубоженный (краевая часть зоны Р/З)	86	6	0,097	4,39
19/3-4	Доломито-ангидритовая порода	92	8	0,092	4,24
19/3-1	Шпатовая каменная соль с ангидрто-доломитовыми включениями	46	50	0,061	4,87
19/2-2	Галито-доломитовая порода с пиритом (41%)	не обн.	57	0,009	не опр.
1	2	3	4	5	6
4. БПКРУ-2, район скважины № 197 (10-12-й сближеный штрек)					
29/1	Ангидрито-галитовая порода	98	сл.	0,151	6,52
29/2	Каменная соль черная с желваками ангидрита	98	сл.	0,141	6,11
32	Каменная соль розовая	93	0,5	0,147	6,73

Примечания

1. Во всех случаях, кроме пробы 19/3-4, для анализов использовались валовые пробы Н.О. Проба 19/3-4 представлена фракцией крупнее 0,05 мм Н.О.

2. Содержания минералов определялись рентгенографическим методом, содержания стронция – с помощью рентгеноспектрального флуоресцентного анализа. Аналитик В.Я. Поляковский.

Из сказанного можно сделать три вывода более общего характера:

1. между «бескорневыми» и «скозными» зонами существует почти непрерывный ряд промежуточных образований, свидетельствующих о генетической близости даже крайних членов ряда;
2. если не учитывать точечные стронциевые аномалии, то вероятность появления значительных концентраций элемента возрастает в крупных зонах Р/З, которые по метасоматической версии формировались в условиях значительного притока растворов, т. е. в системах с достаточно развитым проточным или полупроточным режимом,
3. наиболее высокие концентрации стронция в таких системах чаще всего наблюдаются в местах пересечения сульфатных геохимических барьеров флюидопроводными каналами, но, как правило, в участках замедленной фильтрации растворов, то есть за пределами чисто транзитных структур с существенно конвективным массопереносом.

Заключение по разделу 3.1.7

1. С некоторой долей условности можно выделить три группы минералого-петрографичеоких и геохимических признаков, свидетельствующих об эпигенетической (собственно вторичной или «наложенной») природе зон Р/З.

   Первая группа признаков складывается из наблюдений над структурными взаимоотношениями минералов – первичных, сохраняющихся в виде реликтов, и новообразованных, формирующихся на месте первых. Эти признаки устанавливаются непосредственно в зонах Р/З, обычно в их краевых частях, и регистрируют сам факт процесса (например, замещение сильвина галитом), оставляя место для дискуссий по вопросам, касающимся его масштабов и времени проявлениям

   Вторая группа признаков связана с формированием метасоматической зональности, проявляющейся в закономерной смене карналлитовых пород пестрыми сильвинитами, а последних или красных сильвинитов каменной солью. Частным случаем или одной из стадий развития такой зональности является вынос отдельных компонентов из зоны Р/З и их переотложение в той или иной минеральной форме непосредственно за ее пределами с образованием, например, гнезд и блоков сильвина в непродуктивных пластах, ореолов доломитизации и др. Эти признаки существенно расширяют представления о размерах областей, затронутых преобразованиями, но в своей «классической» форме проявляются только в пределах калийной залежи.

   Третью группу признаков составляют геохимические ореолы, которые также образуются при выносе компонентов из зон Р/З, но не всегда проявляются в определенной минеральной форме и регистрируются преимущественно геохимическими методами, например, по превышению некоторых фоновых показателей, установленных для пород изучаемой части разреза. По крайней мере теоретически такие ореолы могут быть зафиксированы в самых удаленных зонах циркуляции растворов, включая и области их разгрузки.

   Все три группы признаков вполне «равноправны» по своему значению и тесно связаны друг с другом, но без последней практически невозможно получить объективную информацию о времени и масштабах преобразований, глубинах, на которых они происходили, степени открытости системы, характере массопереноса и т. д. К признаками, входящим в третью группу, относятся ореолы вторичного хлоридно-магниевого засолонения, выявленные в надсоляных отложениях, и проявления эпигенетической стронциевой минерализации, установленные на разных уровнях разреза.

2. Образование ореолов вторичного хлоридно-магниевого засолонения, характеризующихся повышенными (более 0,2% в пересчете на всю породу) и/или аномальными (более 0,5%) содержаниями хлористого магния в ионно-солевых комплексах пород, связывается с его выносом из продуктивной толщи при галитизации (разубоживании) и сильвинитизации пластов калийно-магниевых солей. Связь хлоридно-магниевого засолонения именно с этими источниками доказывается локальным характером ореолов, расположением большинства из них над зонами Р/З (включая прилегающие области развития пестрых сильвинитов), а также особенностями состава ионно-солевого комплекса пород в пределах самих ореолов – резко выраженной хлоридно-магниевой специализацией, хлоридным типом растворов в вытяжках, высокими содержаниями брома и др.

   Обнаружение ореолов вторичного хлоридно-магниевого засолонения и установление их генетической связи с зонами Р/З фактически доказывает, что:

   - зоны Р/З с выявленными над ними ореолами вторичного засолонения имели эпигенетическую природу и формировались в условиях восходящего движения растворов на значительной

(не менее 150–200 м) глубине и намного позже отложения замещаемых пластов, т. е. не ранее соликамского (раннеуфимского) времени;

- в период формирования зон Р/З между замещаемыми пластами и надсоляными отложениями существовала сквозная связь, т. е. система каналов, по которым растворенные компоненты могли перемещаться вплоть до места современного нахождения ореолов;
- характер этих каналов допускал диффузионно-конвективную и даже существенно конвективную форму переноса компонентов, что обеспечивало сохранение хлористого кальция, а иногда и подвижных форм стронция в растворах при их фильтраций через сульфатные геохимические барьеры.

3. Довольно низкие ($C_{ср}$ = 0,086%, $C_{ан}$ = 0,138%) содержания стронция в Н.О. соляных пород продуктивной толщи и относительно высокая (до 0,2% и более от общей массы солей) концентрация его подвижных форм в ионносолевых комплексах галопелитов достаточно наглядно отражают возрастание миграционной способности стронция в хлоридной гидрохимической зоне. Поскольку образование зон Р/З (по крайней мере тех, над которыми зафиксированы ореолы хлоридно-магниевого засолонения) происходило под воздействием растворов именно хлоридного типа, то стронций также мог участвовать в этом процессе и даже в формировании ореолов. Однако, из-за низкой растворимости сульфата стронция, большая часть данного элемента должна была все же отставать от хлористого магния, переходя в твердую фазу при фильтрации растворов через сульфатсодержащие породы с образованием либо целестина, либо других проявлений эпигенетической стронциевой минерализации.

   Изучение нескольких зон Р/З позволило установить не только сам факт появления такой минерализации, но и вполне закономерное ее размещение в продуктивной толще и надсоляном комплексе с локализацией максимумов в областях, обнаруживающих признаки восходящей, но относительно замедленной фильтрации растворов. Полученные данные хорошо согласуются с представлениями об эпигенетической природе изученных зон Р/З, а выявленные различия в распределении стронция вполне удовлетворительно объясняются особенностями строения и, соответственно, образования каждой конкретной зоны.

4. И ореолы вторичного хлоридно-магниевого засолонения, и значителаные по своим масштабам проявления эпигенетической стронциевой минерализации выявлены в отложениях, связанных почти исключительно с крупными зонами Р/З. Однако в эту категорию попадают и «сквозные» зоны, эпигенетическая природа которых представляется более или менее очевидной, и те, в которых собственно разубоживание (галитизация) и даже образование пестрых сильвинитов не выходят за пределы двух-трех нижних пластов сильвинито-карналлитовой пачки, и которые рядом исследователей относятся к седиментационным образованиям («зоны разубоживания 1 типа» Ю.А. Третьякова и «полноразвитые нижние галитобы простого строения» Б.И. Копнина). Выявленные геохимические признаки свидетельствуют, во-первых, об эпигенетической природе как тех, так и других, а во-вторых, о существовании некоторого общего механизма образования и «сквозных», и «несквозных» («экранированных» – по метасоматической версии Н.М. Джиноридзе) зон Р/З. С этих позиций вполне понятной становится связь ореолов и эпигенетической стронциевой минерализации преимущественно с крупными зонами Р/З – образование последних в любом случае требовало больших объемов растворов, достаточно интенсивной их циркуляции и значительного массообмена, что, в свою очередь, создавало предпосылки и для выноса ряда компонентов за пределы системы.

5. Над зонами Р/З, содержащими брекчиевидно-фрагментарные ангидрито-галитовые обособления («ядра»), ореолов хлоридно-магниевого засолонения выявлено не было, хотя представления об эпигенетической природе этих зон разделяются большинством исследователей. Устойчивое возрастание содержаний стронция в «ядрах», установленное по данным анализов не одиночных, а хотя бы нескольких проб, было отмечено только в одном случае (северо-восток рудника БКПРУ-2), причем там, где группа мелких и средних зон Р/З пласта Кр. II объединяется по контуру разубоживания пласта Кр. III в единую, очень крупную зону, имеете с тем, именно в «ядрах» относительно изолированных мелких и средних зон Р/З наиболее ярко проявляются процессы «восстановительного характера», в частности, образование пирита и карбонатизация ангидрита.

Возможные причины единства и многообразия процессов, происходящих в зонах Р/З, с общетеоретических позиций рассматриваются в следующем разделе.

3.1.8. Принципиальные схемы формирования зон разубоживания-замещения: представления о механизмах метасоматоза в приложении к галогенным комплексам

Применительно к условиям Верхнекамского месторождения принципиальная схема образования зон Р/З как метасоматитов, формирующихся под воздействием восходящих растворов на элизионном этапе гидрогеологического цикла, была представлена еще А.Е. Ходьковым /291/. С точки зрения самого химизма процессов минералообразования она не претерпела существенные изменений, хотя в последующие годы отдельные исследователи по-разному оценивали геологических условия формирования зон Р/З (глубину и отношение к стадиям литогенеза, источник растворов, роль тектоники и др.) и, соответственно, такие термодинамические параметры, как температура и давлением В результате на месте исходной схемы возникли ее варианты, базирующиеся на материалах детального изучения вполне конкретных зон Р/З. Однако морфологическое разнообразие последних – крупных и мелких, «сквозных» и «несквозных», с «ядрами» и без них – также внесло свою лепту, и в результате у геологов, занимающихся зонами Р/З, стали складываться представления об их и генетическом многообразии. Эти представления нашли свое отражение в уже упоминавшихся морфогенетических и других классификациях зон Р/З, хотя идеи о существовании каких-то общих механизмов их образования также сохранили своих сторонников,

Следует отметить, что на Верхнекамском, как и на большинстве других калийных месторождениях хлоридного типа, солевой состав пород, вне зависимости от их происхождения, определяется всего тремя минералами. И, в частности, метасоматическая зональность типа галит – галит + сильвин – галит + (сильвин) + карналлит в своей минеральной форме, фактически, повторяет нормальную, седиментационную последовательность отложений: каменная соль – сильвинит – карналлитовая порода. Подобная конвергенция чисто минералогических признаков во многом обусловила то, что при обосновании своих взглядов сторонники различных генетических концепций значительно большее внимание стали уделять строению пород. И первичные, и вторичные структурно-текстурные особенности последних были детально рассмотрены в петрографических разделах отчета. Однако метасоматоз и связанные с ним другие процессы отражаются не только на структуре и/или текстуре пород. В той или иной степени они определяют и размерные параметры, и морфологию, и внутреннее строение (текстуру массива или толщи) зон Р/З. К сожалению, теории структурообразования (в широком смысле) при метасоматозе всегда уделялось меньше внимания, чем физико-химической стороне процесса и, в частности, проблеме зональности. Больше других этими вопросами занимался Г.Л. Поспелов /227, 228/, взгляды которого очень схематично, но с некоторыми дополнениями и комментариями, относящимися в основном к зонам Р/З в солях, рассматриваются ниже.

3.1.8.1. Общие сведения и терминология

Метасоматоз является процессом превращения одного твердого тела в другое под воздействием рабочих флюидов. Из этого следует, что развитию метасоматических процессов должно предшествовать увлажнение («промачивание») исходной породы. Экспериментальные и теоретические исследования показывают, что при поступлении ограниченного количества жидкости в капиллярно-пористую среду (в данном случае – породу) возникшие влажные участки всегда резко граничат с сухими, и именно они определяют границы и геометрию развивающихся по ним метасоматических тел. По мнению Г.Л. Поспелова, это обстоятельство позволяет следующим образом сформулировать эмпирическое правило объемных соотношений при метасоматозе («объем на объем»): объем метасоматического тела соответствует области увлажнения. Под метасоматическими телами в данном случае подразумеваются породы, минеральные и структурные преобразования в которых связаны с воздействием рабочих флюидов. Эти преобразования не предполагают обязательного изменения химического состава породы. В периферических частях областей увлажнения, удаленных от источников питания, в системе раствор-порода могут возникнуть условия, близкие к равновесным. В этом случае здесь могут происходить метасоматические процессы либо чисто реакционного характера, либо связанные с перераспределением вещества, которые не приводят к существенному изменению среднего химического состава пород.

Субмикроскопическая система, в которой происходят эти и другие метасоматические преобразования, может быть представлена в виде трехчленной модели: первичная фаза – рабочая граничная фаза – вторичная фаза. В рабочей граничной фазе выделяются три функциональные зоны: забойная, обменная и конденсационная. В первой (забойной) зоне происходит физическая и химическая деструкция материала первичной фазы и переход его в подвижное состояние. Через обменную зону

осуществляется привнос (включая увлажнение), вынос и взаимообмен компонентов первичной фазы и рабочего флюида. Наконец, в конденсационной зоне синтезируется вовсе вещество и формируется вторичная фаза. Образование объемной вторичной фазы (собственно метасоматита) обеспечивается перемещением рабочей граничной фазы.

Значение каждой из трех функциональных зон может быть различным. Если интенсивнее «работает» забойная зона, то происходит диспергирование и выщелачивание первичной фазы с выносом материала через обменную зону. Результатом будет формирование микро- и макрополостей, связанных в канальную флюидопроводную сеть. При преобладании конденсационных процессов должно происходить заполнение существующих полостей твердыми продуктами и образование микро- и макротел выполнения (интрасом). Пористость при этом уменьшается, но полностью не исчезает благодаря микропористости выпавшего осадка. Если основную функцию выполняет обменная зона, что возможно в случае химической и физической «неактивности» или экранированности флюида, то система может приобрести чисто транзитный характер, то есть по существу уже не будет метасоматической. Возможным следствием такого варианта может быть образование только жил выполнения. Таким образом, при любых неравновесных отношениях между работой отдельных функциональных зон метасоматоз может проявиться в виде особых форм: «выщелачивающего метасоматоза», «интраметасоматоза» и экранированного метасоматоза (случай, когда развитие забойной и конденсационной зон блокировано теми или иными экранами, например, стенками трещин).

Если раствор будет просачиваться через слоисто-неоднородную толщу, то в разных ее частях могут возникать различные соотношения между работой отдельных функциональных зон. Примером изменчивости этих соотношений могут служить, в частности, и зоны Р/З. Если раствор, перенасыщенный только хлористым натрием, будет фильтроваться через каменную соль, то доминировать должны процессы интраметасоматоза, которые могут затормозить латеральное развитие процесса и даже обычную перекристаллизацию пород. При просачивании растворов того же состава через калийно-магниевые соли преобладающими станут процессы опережающего выщелачивания. Они должны сопровождаться формированием вторичной флюидопроводной сети, способствующей именно латеральному, а фактически, послойному распространению растворов. Наконец, если те же растворы подойдут к разбитому трещинами пропластку хемогенно-терригенных пород, система приобретет сугубо транзитные функции с образованием в дальнейшем жил выполнения.

При истощении ресурсов рабочих флюидов и/или прекращении подпитки ими областей увлажнения метасоматические процессы вступают в заключительную – регрессивную фазу – породы «подсыхают», капиллярно-поровое и трещинное пространство заполняется продуктами раскристаллизации растворов, окончательно формируется внутренняя структура метасоматитов.

Таким образом, в несколько идеализированной схеме метасоматического процесса выделяются три его стадии или фазы: увлажнение – формирование функциональных зон метасоматоза – регрессивная стадия. В течение первых двух стадий система характеризуется максимальной открытостью, на последней она практически закрыта, что, естественно, отражается и на процессах минералообразования. В галогенных отложениях, основу которых составляют легко растворимые минералы, процессы химического взаимодействия последних с растворами, т. е. фактически, формирование и работа функциональных зон метасоматоза, начинается уже на стадии увлажнения. Поэтому в данном случае можно выделять только прогрессивную стадию, объединяющую две первых, и собственно регрессивную.

3.1.8.2. Схема развития метасоматического процесса

У в л а ж н е н и е капиллярно-пористых сред может осуществляться с использованием механизмов как конвективного (фильтрационного) переноса, движущей силой которого является градиент давления, так и капиллярно-пленочного (капиллярное всасывание, пленочное течение), в котором основную роль играет энергия граничных поверхностей (поверхностная энергия и др.). В чисто гидродинамических системах область капиллярно-пленочного переноса обычно расчленяется на разномасштабные ячейки, разделенными транзитными зонами, которые формируют общий ореол увлажнения. В функциональных системах метасоматоза такое разделение становится более условным (особенно в солях), поскольку процессы диспергирования, растворения и кристаллизации делают эту систему очень подвижной, меняющейся во времени. Тем не менее уже на этой стадии создаются предпосылки для образования в метасоматитах разнообразных макротекстур, связанных с распределением и конфигурацией транзитных зон. В частности, в соляных отложениях, для которых особенно характерно развитие вторичной флюидопроводной сети, области увлажнения и возникающие на их месте метасоматиты могут приобрести ячеисто-блочный характер в дислоцированных участках и почти строго послойный – в ненарушенных.

Области капиллярно-пленочного увлажнения также не остаются стабильными. В них происходит дальнейшее перераспределение жидкости, которое вызывается заполнением более тонких капилляров за счет более крупных и сопровождается частичным осушением последних. В результате первоначальная область увлажнения распадается на ряд более мелких влажных участков, приуроченных к наиболее тонкопористым структурным элементам породы. Конфигурация таких участков может быть структурно-обусловленной, то есть зависящей от первичной неоднородности породы (слоистости, пористости и др.), или структурно-независимой. В последних случаях геометрия увлажненных участков должна определяться их стремлением принять наиболее равновесную сферическую форму. При изменении режима питания такие «подвешенные» участки могут менять свои размеры, сливаться или распадаться.

Важную роль в образовании макро- и микроструктур областей увлажнения играет трещинное экранирование, то есть резкое ограничение этих областей поверхностями трещин. Данное явление легко воспроизводится в несложных экспериментах и по своей физической сути подобно ограничению зоны капиллярно-пленочного переноса самой поверхностью капиллярно-пористого тела. Однако соответствующие структуры и текстуры вполне реальных метасоматитов далеко не всегда получают правильную оценку и иногда рассматриваются как признаки более позднего дробления или даже размыва («рудные гальки» и др.).

При неполной пропитке жидкостью относительно однородных капиллярно-пористых тел возникает зональность, обусловленная различной степенью заполнения внутреннего пространства капилляров (пор) и характеризующаяся достаточно резкими границами между зонами. Область максимального насыщения пор объемной фазой жидкости окружается зоной среднего насыщения (приграничная фаза), а та, в свою очередь, зоной пленочного увлажнения (граничная фаза). В пределах внешних зон и за их пределами возможно существование и дискретно-дисперсной жидкой фазы, которая, в принципе, не влияет на общую морфологию области увлажнения. Схематически все это показано на рис. 3.53, в основе которого лежат не только теоретические представления, но материалы многочисленных экспериментов.

Зависимость от первичных (точнее – исходных) структурно-текстурных особенностей пород, трещинное экранирование, а также стремление (в равномерно-пористых средах) принять сферическую форму – три главных фактора, определяющих значительное морфологическое разнообразие областей увлажнения и развивающихся на их месте метасоматитов. Поверхностная пленка, образующаяся на границах областей увлажнения, обладает очень высокой прочностью. Благодаря этому, попадая, например, в поле действующих тектонических сил, влажные участки могут деформироваться вместе со всей породой или даже перемещаться в «теневые зоны», сохраняя при этом свою сплошность. Подчеркнем, что в данном случае речь идет о структурообразующих факторах, предшествующих кристаллизации, а не о деформационных (в том числе, синкинематических) структурах и текстурах самих метасоматитов.

В функциональных системах метасоматоза рабочие флюиды представляют собой раствор, содержащий определенное количество тех или иных компонентов. При зонном увлажнении различный уровень насыщения породы растворами может проявиться в появлении резких границ между участками, отличающимися друг от друга только содержаниями новообразований, например, густотой вкрапленности пирита или других минералов.

Однако значение зонного увлажнения этим не ограничивается. Если в породе или другой среде возникает некоторое множество «зонально-капельных» участков пропитки, то взаимное перекрытие одноименных зон приведет к их слиянию в более крупные участки, как это показано на рис. 3.53, в. В частности, если сольются зоны распространения граничных фаз, то они образуют некоторый общий «фон», на котором будут выделяться относительно изолированные области (зоны) связанного распространения приграничной и объемной фаз. Если при этом сам «фон» будет связан с какой-нибудь транзитной зоной (микротрещинной или межзерновой зоной миграции), то это может привести к объединению областей транзита и зонально-фазовой пропитки в единую систему. Тем самым будут созданы условия для формирования функциональной системы метасоматоза во всем объеме увлажненной породы.

Необходимым условием эффективного развития метасоматического процесса является наличие и функционирование обменной зоны, связывающей, с одной стороны, забойную и конденсационную зоны в микросистеме метасоматоза, а с другой – эту микросистему и транзитную зону, по которой идет основной поток, контролирующий массообмен в макросистеме.

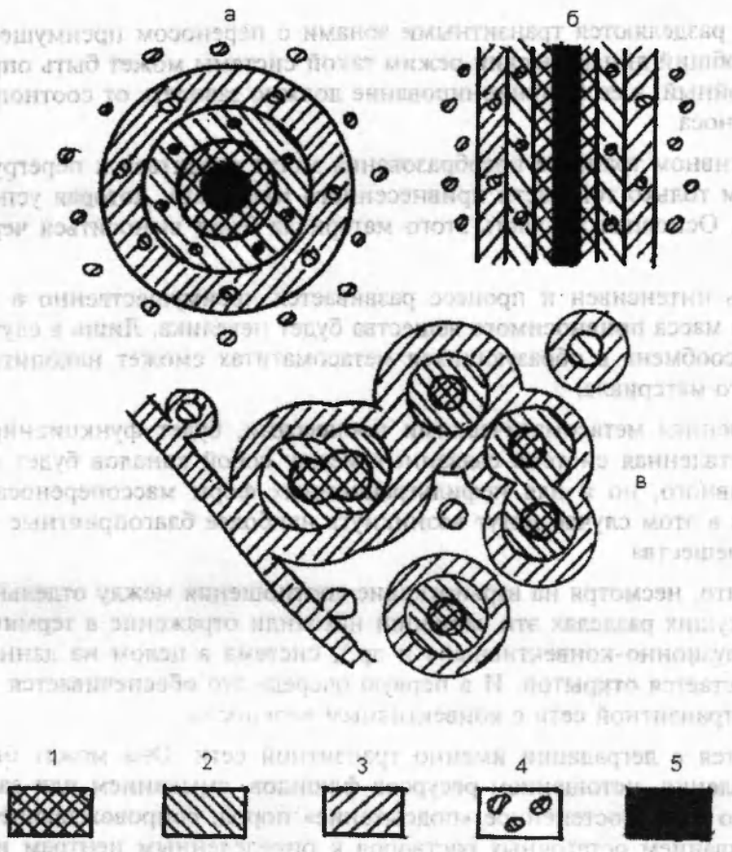


Рис.3.53. Соотношение зон локальной пропитки капиллярно-пористого тела жидкостью, находящейся в состоянии объемной и граничных фаз /228/.

1–3 – зоны связанного распространения подвижных фаз:

объемной, 2 – приграничной, 3 – граничной.

4 – дисперсное распространение неподвижных фаз:объемной, приграничной и граничной (обозначения те же). 5 – сплошная масса объемной жидкости в макропоре (а) и макротрещине (б). Случай «в» по ясняется в тексте.

Из всего многообразия преимущественно диффузионных процессов (концентрационная диффузия и др.), обеспечивающих эти связи, выделим два явления, объясняющих механизм оттока продуктов взаимодействия породы с раствором. Первое из этих явлений связано с тем, что при перетоке из трещин и крупных капилляров в микрокапилляры и микропоры концентрация растворов в среднем возрастает, хотя и дифференцированно для разных компонентов. Появление градиентов концентрации может, во-первых, вызвать капиллярно-осмотическое пристеночное скольжение влаги, направленное против фильтрационного потока, а во-вторых, обеспечить поддержание встречно-диффузионного обмена между микросистемой метасоматоза и транзитной зоной. Второе явление связано с так называемым «эффектом теплового скольжения». При наличии температурных градиентов движение жидкости вдоль капилляра происходит в направлении от более теплого его конца к более холодному. Однако в очень тонком пристеночном слое, благодаря некоторым особенностям соударения молекул со стенками капилляра, возникает противоположный импульс, вызывающий перемещение этого слоя в обратном направлении. Этот эффект играет очень большую роль в массообмене – на нем, в частности, основан и процесс сушки влажных тел. Следует, правда, отметить, что в природных системах температурные градиенты могут быть связаны не только с конвективным переносом тепла. Локальные температурные перепады могут возникать в ходе самого метасоматического процесса за счет теплот растворения, гидратации и формирования новых фаз. Образующееся при этом сложное температурное поле также должно способствовать процессам масообмена в системе.

Таким образом, макросистема метасоматоза, закладывающаяся еще на стадии увлажнения пород, может быть представлена в виде некоторого множества разномасштабных ячеек с диффузионно-

пленочным массопереносом, которые разделяются транзитными зонами с переносом преимущественно конвективным. В связи с этим общий динамический режим такой системы может быть определен как смешанный, проточно-застойный, а ее функционирование должно зависеть от соотношения соответствующих форм массопереноса.

При достаточно интенсивном конвективном транзите преобразования могут сводиться к перегруппировке местного вещества с участием только той части привнесенного материала, которая успеет накопиться в продуктах метасоматоза. Основная же часть этого материала будет выноситься через транзитные зоны.

Если конвективный транзит не очень интенсивен и процесс развивается преимущественно в застойном и полузастойном режимах, то масса привносимого вещества будет невелика. Лишь в случае очень длительного и медленного массообмена в образующихся метасоматитах сможет накопиться значительное количество привносимого материала.

Наиболее эффективно система, охваченная метасоматическими процессами, будет функционировать только в том случае, когда разветвленная система связанных между собой каналов будет использоваться не только для конвективного, но и для нефильтрационных форм массопереноса – диффузионного и пленочного. Только в этом случае могут возникнуть наиболее благоприятные условия для накопления привносимого вещества.

Следует все же еще раз подчеркнуть, что, несмотря на варьирующие соотношения между отдельными формами массопереноса (в предыдущих разделах эти вариации находили отражение в терминах «конвективно-диффузионный», «диффузионно-конвективный» и др.), система в целом на данной, прогрессивной стадии метасоматоза остается открытой. И в первую очередь это обеспечивается существованием и функционированием транзитной сети с конвективным переносом.

Регрессивная стадия начинается с деградации именно транзитной сети. Она может быть вызвана уменьшением градиентов давления, истощением ресурсов флюидов, смыканием или залечиванием трещин. Следствием должно быть постепенное «подсыхание» пород, сопровождающееся распадом областей увлажнения, стягиванием остаточных растворов к определенным центрам и, в конечном счете, их полной раскристаллизацией. На начальных этапах данной стадии работа функциональных зон метасоматоза еще продолжается, но приобретает новые черты, во многом связанные с резким уменьшением роли конвективного транзита. Нужно заметить, что Г.Л. Поспелов на сам факт существования подобных процессов обращал внимание, но не акцентировал на них внимание и даже не выделил их в качестве самостоятельной стадии. Поэтому в дальнейшем мы в большей степени будем опираться на собственные наблюдения и материалы изучения различных метасоматических формаций.

Понятно, что с деградацией транзитной сети основную роль в массообмене начинает играть диффузионно-пленочный перенос, а общая направленность процесса становится близкой к той, что наблюдается при образовании конкреций. Именно поэтому при характеристике данной стадии метасоматоза нами иногда использовался (правда, с некоторыми оговорками) термин «диффузионно-конкреционная форма переноса».

Процесс «подсыхания» пород можно пояснить с помощью уже рассмотренной ранее схемы их зонной пропитки (см. рис. 3.53). В общем случае уменьшение влажности пород должно начаться с сокращения области «фоновой» пропитки, которая в приведенном примере представлена зоной связанного распространения граничной фазы жидкости. В результате вся область увлажнения разделится на относительно изолированные участки связанного распространения граничной, приграничной и объемной фаз, причем в них самих степень заполнения капилляров и пор жидкостью также будет постепенно уменьшаться. Соответственно, на месте областей с объемной фазой жидкости начнет формироваться зона с приграничной ее фазой, а на месте последней – с граничной. Однако, как и в случае увлажнения пород, почти одновременно должно происходить и перераспределение влаги, то есть заполнение более мелких капилляров и пор за счет более крупных с постепенным осушением последних. Благодаря этому наиболее крупные поры и каверны с объемной фазой жидкости какое-то время могут служить локальными очагами подпитки остаточных областей увлажнения растворами и обеспечивать тем самым функционирование обменной зоны в микросистемах метасоматоза.

Примеры локализации бескорневых конкрециевидных тел эпидозитов вокруг каверн выщелачивания, сформировавшихся в диабазовых порфиритах на ранних стадиях метасоматического процесса, были при-

ведены нами в работах /208, 209/. Однако образование подобных тел нельзя связывать только с распадом и «усыханием» крупных областей увлажнения. Довольно часто здесь можно было наблюдать также следы «подтягивания» к ним более мелких зонально-капельных участков с образованием затем скоплений конкрециевидных тел (рис. 3.54). Механизм этого процесса не вполне изучен[7], но на то, что в данном случае имело место именно перемещение таких участков, указывают эллипсовидная форма образовавшихся позднее эпидотовых стяжений и радиальная или субпараллельная ориентировка их длинных осей. Отметим, что подобные текстуры возникают и в галито-ангидритовых «ядрах» зон Р/З.

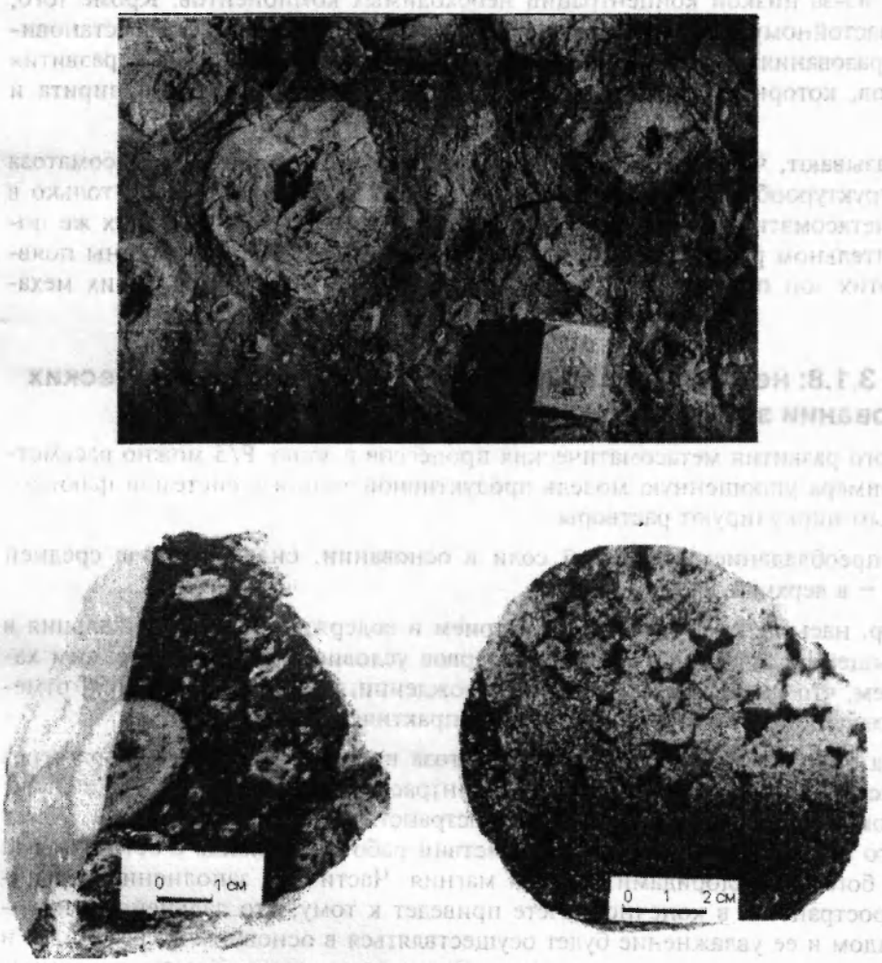


Рис. 3.54. Конткрециевидные эпидозиты во внешних частях метасоматических ореолов Ново-Черкаской минерализованной зоны (1,2) и Гайского медно-колчеданного месторождения (Оренбургская область).
1 – эпидозиты, развивающиеся вокруг каверн выщелачивания в диабазавом порфирите. Справа вверху обособление с двумя «центрами»; 2 – зональные эпидозиты в андезитовом порфирите; 3 – скопления конкрециевидных эпидозитов в диабазовом порфирите, сливающиеся в зону сплошной эпидотизации.

В общем случае регрессивная стадия начинается с периферии областей, охваченных метасоматозом, то есть с участков, наиболее удаленных от основных транзитных зон. Как уже отмечалось, растворы здесь приближались к равновесию с основными минералами, существенного изменения общего состава пород уже не происходило, и преобразования сводилось в основном к перегруппировке материала. Иными словами, структурообразование, связанное с регрессивной стадией метасоматоза, наиболее ярко и практически в «чистом виде» проявляется именно в периферических частях областей увлажнения. В частности, конкрециевидные эпидозиты, упомянутые выше, действительно характерны именно для внешних частей метасоматического ореола, а по своему валовому химическо-

[7] Как отмечает Г.Л. Поспелов, подобные явления лучше изучены в физике нефтяного пласта, но, возможно, играют очень важную роль и в процессах метасоматоза /192/.

му составу они почти не отличаются от исходных порфиритов /209/. Не исключено, что многочисленные желваки ангидрита, часто появляющиеся еще на подходе к зонам Р/З, т. е. еще в калиеносном разрезе /88, 282/, имеют сходное происхождение.

Следует отметить, что значение регрессивной стадии метасоматоза определяется не только тем, что в этот период окончательно формируется внутренняя структура области, претерпевшей соответствующие преобразованиям. В процессе «подсыхания» пород минерализация растворов возрастает, благодаря чему создаются благоприятные условия для образования тех фаз, которые ранее не могли кристаллизоваться, например, из-за низкой концентрации необходимых компонентов. Кроме того, с переходом к существенно застойному режиму должны измениться и окислительно-восстановительные условия минералообразования, причем с большей вероятностью — в сторону развития «восстановительных» процессов, которые могут приводить, в частности, к образованию пирита и других сульфидов.

Приведенные материалы показывают, что современные представления о механизмах метасоматоза объясняют многие стороны структурообразования (в широком смысле), происходящего не только в «классических», гипогенных метасоматитах, но и в зонах Р/З, если к ним подходить с этих же позиций. В следующем, заключительном разделе мы попытаемся показать возможные причины появления различий в строении этих зон при одновременном существовании некоторых общих механизмов их образования.

Заключение по разделу 3.1.8: некоторые варианты развития метасоматических процессов при формировании зон разубоживания-замещения

Основные варианты возможного развития метасоматических процессов в зонах Р/З можно рассмотреть, используя в качестве примера упрощенную модель продуктивной толщи с системой флюидопроводных каналов, по которым циркулируют растворы.

Объект: соляная толща с преобладанием каменной соли в основании, сильвинитов в средней части и карналлитовых пород — в верхней.

Рабочий флюид: раствор, насыщенный хлористым натрием и содержащий сульфат кальция в количестве ниже уровня насыщения для данного состава. Первое условие определяется самим характером зон Р/З, второе — тем, что на Верхнекамском месторождении в жилах выполнения, отмечающих возможное местоположение транзитных зон, ангидрит практически отсутствует.

Развитие процесса. На прогрессивной стадии метасоматоза при фильтрации раствора через каменную соль должно происходить образование галитовых интрасом и заполнение ими первичного (в том числе, межзернового) капиллярно-порового пространствам Осаждение галита может быть вызвано, в частности, его высаливанием при взаимодействии рабочего флюида с остаточными поровыми растворами, более богатыми хлоридами калия и магния. Частичное заполнение первичного капиллярно-порового пространства в конечном счете приведет к тому, что дальнейшее насыщение породы рабочим флюидом и ее увлажнение будет осуществляться в основном по сезонным и многолетним прослоям галопелитов, а также тем участкам межзернового пространства, в которых обычно концентрируется рассеянный галопелитовый материал. Если он, как обычно, в основной своей массе будет состоять из ангидрита, то последний будет растворяться, обогащая жидкую фазу сульфатом кальция. Этот процесс должен приводить к некоторой «гомогенизации» каменной соли за счет уменьшения содержания ангидрита. Обогащение капиллярных растворов сульфатом кальция вызовет появление соответствующих градиентов концентрации и развития противоточной диффузии, направленной в сторону транзитной зоны. На этот процесс может наложиться также эффект теплового скольжения с тем же вектором, если температура в транзитной зоне будет выше, чем в данном участке породы.

Последующее развитие процесса может осуществляться двумя основными путями. Если конвективный транзит достаточно интенсивен (1 вариант), то большая часть выщелоченного сульфата кальция, попав в транзитную зону, будет просто уделяться из системы. Это означает, что следующие «порции» раствора, воздействующие на породы, будут иметь состав, близкий к исходному. Поэтому в каменной соли процесс будет продолжаться в направлении, охарактеризованном выше, а в сильвинитах — в полном соответствии с существующими представлениями: хлористый калий и сульфат кальция будут постепенно удаляться (это, кстати, одна из причин частого уменьшения величины $CaSO_4/H.O.$), а их место будет занимать галит.

Конкретные результаты такого процесса (соотношение каверн, интрасом и апосом) должны определяться интенсивностью работы отдельных функциональных зон в микросистемах метасоматоза. В дальнейшем процесс захватит вышележащие карналлитовые породы (карналлиты – пестрые сильвиниты – каменная соль) и в конечном счете приведет или может привести к образованию ореолов вторичного хлоридно-магниевого засолонения в надсоляном комплексе.

Переход к регрессивной стадии, как уже отмечалось, должен сопровождаться распадом областей увлажнения и стягиванием жидкости к определенным центрам. В рассмотренном варианте, из-за растворения и выноса части сульфата кальция, каменная соль должна стать несколько более однородной. Поэтому стягивание существенно хлоридно-натриевых растворов будет способствовать в основном перекристаллизации пород с образованием блоков и участков гигантозернистой или шпатовой каменной соли. Содержание ангидрита в ней может возрасти лишь на то его количество, которое появится при раскристаллизации стягиваемых растворов. В общем случае эта суммарная величина не должна сильно отличаться от содержания сульфата кальция в исходной породе.

Таким образом, условия устойчивого и достаточно интенсивного конвективного транзита, способствующие образованию «сквозных» зон Р/З и ореолов вторичного засолонения, не благоприятны для накопления сульфата кальция в разубоженных и связанных с ними пластах, причем ни на прогрессивной, ни на регрессивной стадии метасоматического процесса. На поведение стронция, который также может содержаться в рабочем флюиде, такие условия должны оказывать двоякое влияние. С одной стороны, подобный режим способствует значительному привносу его в систему, с другой – его же выносу и даже сохранению подвижных форм данного элемента в ореолах вторичного засолонения. Как уже отмечалось, значительное накопление стронция возможно лишь в тех участках, где разветвленная сеть флюидопроводных каналов будет использоваться не только для сквозного транзита, но и для развития других, в частности, нефильтрационных форм массопереноса. Изучение нескольких, вполне реальных зон Р/З показало, что такие участки (с достаточно крупными стронциевыми аномалиями) располагаются по периферии основных транзитных зон.

Второй вариант предполагает ограниченную роль сквозного транзита и, соответственно, меньшие масштабы привноса компонентов, включая и воду. Благодаря высокой растворимости соляных минералов и агрессивности воздействующих растворов, «приемистость» системы в случае зон Р/З может поддерживаться за счет выщелачивания калийных и калийно-магниевых солей, формирования на их месте вторичной флюидопроводной сети и развития процесса по латерали (при достаточно высоких градиентах давления). Однако и выщелачивание, и замещение солей в данном случае будут происходить под воздействием растворов, обогащенных сульфатом кальция, поскольку некоторый избыток последнего, появляющийся при растворении ангидрита еще в каменной соли, уже не будет полностью «нивелироваться» за счет его выноса через транзитные зоны. Попадая в области развития процессов выщелачиваuия и замещения калийных солей, то есть в совершенно иную геохимическую среду, такие растворы могут оказаться пересыщенными сульфатом кальция. Степень пересыщения в данном случае не может быть очень большой, и поэтому ангидрит будет кристаллизоваться преимущественно в форме плоскогранных кристаллов. По-видимому, именно на этой стадии образуются игольчатые агрегаты ангидрита, часто обращенные внутрь замещаемых галитом зерен сильвина. Они упоминались нами при описании сульфатизированных сильвинитов, ангидритизированных галито-сильвиновых пород, «псевдосильвинитов» и других образований, переходных к типичным ангидрито-галитовым обособлениям I и II типов.

Ранее уже отмечалось, что для зон Р/З, сложного строения, т. е. с признаками концентрации сульфата кальция, характерно переотложение сильвина в непосредственной близости от замешенных пластов, а для ангидритизированных участков в последних – обилие реликтов сильвина. Все это является следствием ограниченного транзита. Образно говоря, в этих условиях система, охваченная метасоматозом начинает «вариться в собственном соку», а некоторые функции транзитных зон принимают на себя сами замещаемые слои, то есть те участки калиеносного разреза, где процессы массообмена протекают наиболее интенсивно.

Понятно, что в заданных условиях регрессивная стадия и распад областей увлажнения также будут происходить при концентрациях сульфата кальция, близких к насыщению. Тем самым будут создаваться благоприятные условия, во-первых, для более интенсивного, чем в первом варианте, ангидритообразования, а во-вторых, для дальнейшей сегрегации этих новообразований. В предыдущем разделе отмечалось, что и при зонном увлажнении, и при распаде влажных участков последние локализуются и дальше сохраняются в наиболее тонкопористых породах (например, в галопелитах), а

также вокруг макропор и каверн, заполненных раствором. Обрастание галопелитовых прослоев новообразованным ангидритом в зонах Р/3 наблюдается довольно часто. Что касается макропор и каверн, то кажется естественным, что их появление может быть связано в основном с выщелачиванием сильвина и формированием вторичной (послойной) флюидопроводной сети. Иными словами, наиболее вероятным местом локализации стягиваемых растворов в данном случае должны быть разубоженные калиеносные слои и пласты где чаще всего и обнаруживаются разнообразные ангидрито-галитовые обособления. Морфология последних во многих случаях может контролироваться формой каверн. Если они будут представлены фрагментами вторичной (послойной) флюидопроводной сети, сформировавшейся на месте сильвинитовых слоев, то и новообразования будут стремиться приобрести линзовидную или пластообразную форму часто с элементами первичной слоистости за счет сохранившихся прослоев каменной соли и галопелитов. Если же центрами стягивания растворов будут изолированные каверны, находящиеся в относительно однородной породе, то доминировать должны желвачные и конкрециевидные формы.

При таком способе образования линзовидно-пластовые и желвачные обособления должны отличаться и по составу. В первых, образующихся на месте первоначального нахождения сильвинитовых слоев, сохраняется весь глинисто-карбонатный материал (в том числе и галопелитовые прослои), причем относительное его содержание может даже возрасти за счет уменьшения толщины слоя. Что касается желвачных обособлений, то они образуются в более однородных породах при стягивании растворов, «отфильтрованных» естественным путем. Кроме того, рост любых конкреционных обособлений отчасти напоминает образование метакристаллов, то есть почти всегда сопровождается частичным очищением апосом от примесей. В результате в составе таких обособлений начинают преобладать хемогенные составляющие, в нашем случае – галит и ангидрит. Напомним, что указанные различия между линзовидно-пластовыми (I тип) и гнездово-блочными (II тип) обособлениями действительно существуют – они отмечались нами в разделе 3.1.6.2.

Таким образом, условия ограниченного конвективного транзита, по вполне понятным причинам не способствующие образованию «сквозных» зон и ореолов вторичного засолонения в надсоляном комплексе, напротив, более благоприятны для накопления сульфата кальция в отдельных участках формирующихся зон, причем не только за счет привноса вещества в систему. При ограниченной «приемистости» таких систем, отражающейся в относительно небольших размерах большинства зон «сложного» строения, важными факторами, контролирующими накопление сульфата кальция, становиться его перераспределение и концентрация в пластах и слоях, подвергающихся выщелачиванию и замещению. Это заключение подтверждают и особенности поведения стронция. За редкими исключениями в зонах Р/3, содержащих обособления ангидрита, мы не обнаруживаем значительных «стронциевых аномалий». Лишь в тех случаях, когда имеются признаки достаточно интенсивного латерального развития процесса (об этом можно судить, например, по площадям разубоживания на уровне пласта Кр. III), способствующего увеличению «приемистости» системы, содержания стронция действительно возрастает и даже достигают минимально-аномальнх значений для соляных пород калийной залежи. К сожалению, нами описан только один такой случай, и мы должны ограничиться лишь его констатацией, хотя особенности распределения элемента (относительно высокие, но ровные его содержания) прекрасно согласуются с рассмотренным вариантом модели.

Реальные зоны Р/3, особенно крупные, едва ли могут быть описаны с помощью одной из двух рассмотренных схем. Роль и значение конвективного транзита и нефильтрационных форм массопереноса в разных участках таких зон могут быть различными, и конкретные результаты развития метасоматического процесса в этом случае будут определяться масштабами и соотношением таких участков. В связи с этим можно рассмотреть еще один третий вариант схемы.

Ситуация, описываемая ниже, может возникнуть на периферии очень крупных областей увлажнения, то есть там, где растворы практически достигают равновесия с минералами и на прогрессивной стадии процесса состав пород уже не претерпевает существенных изменений. Однако на регрессивной стадии распад и постепенное «усыхание» изолированных влажных участков может привести к значительному перераспределению вещества. При этом процесс может не ограничиться образованием тех желвачков ангидрита (за контурами зон Р/3), о которых уже говорилось ранее. Благодаря различной растворимости фаз, различной подвижности компонентов, фильтрационному эффекту, равновесные соотношения в системе раствор-порода при стягивании остаточной жидкости могут нарушится и в изолированных, «усыхающих» влажных участках могут возникнуть условия, благоприятные для образования локальных бескорневых зон Р/3, иногда даже с зональностью, по-

вторяющей строение основной, крупной зоны. Такая зональность, практически не связанная с существованием транзитных зон, была описана, в частности, в уже упоминавшихся работах, касающихся природы конкрециевидных эпидозитов /208, 209/. В случае зон Р/З она детально не охарактеризована. Однако сам факт локализации мелких, бескорневых зон Р/З вокруг более крупных геологам хорошо известен. По-видимому, первым на него еще в 50-е годы обратил внимание Н.Г. Шешуков. По нашему мнению, составленная им схема строения одной из зон Р/З (рис. 3.55) хорошо согласуется с изложенными выше представлениями. Что касается показанной на рисунке области с группой бескорневых зон, то она может служить иллюстрацией развития процесса в условиях почти полного отсутствия конвективного транзита, то есть практически в чисто «диффузионно-конкреционном» варианте. Понятно, что в этом случае содержания стронция в бескорневых разубоженных участках будут очень мало отличаться от соответствующих фоновых показателей, присущих вмещающим породами.

В любом из рассмотренных вариантов регрессивная стадия метасоматического процесса всегда протекает в условиях максимальной закрытости системы и застойного режима минералообразования. При наличии в породах первичного или привнесенного органического вещества именно на этой стадии возникают наиболее благоприятные условия для его разложения и взаимодействия с сульфатом с образованием карбонатов, сероводорода и сульфидов. Материал предыдущих разделов показывает, что эти процессы характерны для подавляющего большинства зон Р/З, вне зависимости от их размеров, морфологии, наличия или отсутствия «ядер» и т. д., но практически не проявляются в собственно соляных породах нормального разреза. Иными словами, регрессивная стадия, уже в силу специфики своих минералогических результатов, является достаточно ярким свидетельством генетической общности большинства зон Р/З. Однако масштабы и формы проявления этих процессов могут сильно варьировать, обнаруживая, в частности, зависимость и от характера предшествующих стадий минералообразования. В зонах Р/З с рассеянным сульфатным материалом, новообразованные сульфиды также будут присутствовать преимущественно в дисперсной форме. Напротив, в зонах, содержащих обособления («линзы», «ядра» и др.) ангидрита могут возникнуть более значительные скопления пирита или других сульфидов, причем не только из-за высокой концентрации сульфатов, то есть основных источников серы. Ранее сформировавшиеся метасоматиты, благодаря особенностям своей структуры (например, более тонкой пористости), нередко становятся центрами стягивания остаточных растворов и местом наиболее яркого проявления заключительных стадий минералообразования.

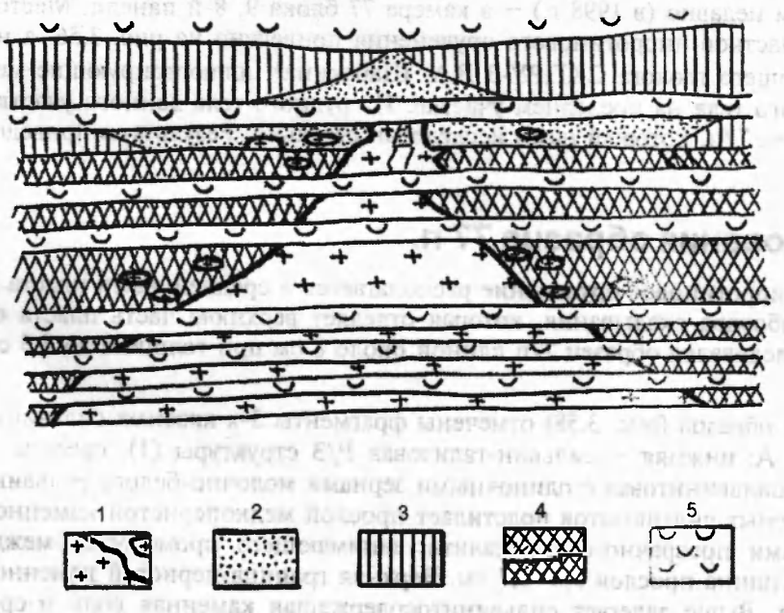


Рис. 3.55. Схематический вертикальный разрез зоны замещения (по Н.Г. Шешукову, 1956).

1 – каменная соль замещения; 2 – сильвинит пестрый; 3 – карналлитовая порода; 4 – сильвиниты красные и полосчатые; 5 – межпластовая каменная соль.

Именно поэтому процессы карбонатизации и пиритизации ангидрита, иногда приводящие к полному его замещению, чаще всего удается наблюдать именно в периферических частях «линз», «ядер» или отдельных ангидритовых желваков.

В заключение отметим, что авторы отнюдь не стремились свести все зоны Р/З в единый генотип. Однако фактический материал, сосредоточенный в предыдущих главах, и некоторые теоретические обобщения, изложенные в данном разделе, позволяют сделать два вывода:

1. Все более или менее детально изученные зоны Р/З, не относящиеся к гипергенному типу, обнаруживают черты (прежде всего стадийность и общую направленность процессов структуро- и минералообразования), присущие типичным, гипогенным метасоматитам. Это позволяет говорить о том, что большинство таких зон Р/З связано общими генетическими корнями.
2. Многие отличительные особенности, присущие каждой конкретной зоне Р/З, вполне удовлетворительно могут быть объяснены с позиций «поливариантности» развития метасоматических процессов, которая определяется различными соотношениями отдельных форм массопереноса, относительной ролью прогрессивной и регрессивной стадий метасоматоза и др.

Отметим при этом, что в рассмотренных схемах, с целью их упрощения, практически не учитывалась очень важная структурообразующая роль тектоники – фактора, способного еще более увеличить «вариантность» развития процесса.

3.2. Пирротинизация сильвинитов пласта АБ ВКМКМС

Пирротиновое оруденение в сильвинитах и соляных породах в целом явление уникальное, не встречаемое в месторождениях калийно-магниевых солей мира. Поэтому оно требует специального обсуждения с целью выяснения ряда вопросов, из которых основными являются: 1) механизм оруденения и пространственной локализации; 2) источник пирротиновой минерализации и время ее проявления.

Пирротин впервые на ВКМКМС был установлен в 1975 г. А.И. Поликарповым при изучении нерастворимых в воде остатков (Н.О.) пестрых сильвинитов пласта Б, вскрытого скважиной 820, расположенной в 7,5 км к северу от скв. 249 (рис. 3.56). Затем в 1990 г. пирротиновое оруденение в сильвинитах пласта АБ было обнаружено при ведении очистных работ на севере шахтного поля СКПРУ-3 (панель 6, блок 7) и отнесено к «редким породам соляной толщи» /146/.

В дальнейшем пирротинизация сильвинитов установлена в очистных камерах 10-го блока 6-й панели, 14-го блока 8-й панели и совсем недавно (в 1998 г.) – в камере 77 блока 9, 8-й панели. Местоположение всех изученных нами участков пирротинового оруденения приведено на рис. 3.56, а на рис. 3.57 приведены зарисовки старшего геолога СКПРУ-3 В.А. Шабакина[8], иллюстрирующие местоположение и морфологию рудного тела на последнем участке. Из рудного тела данного участка им был любезно передан нам образец 77п, который нами исследован детально. Результаты приведены ниже.

3.2.1. Результаты исследования образца 77 п.

Судя по зарисовке, (рис. 3.57, А), пирротиновое оруденение располагается в средней части пласта А под зоной схождения крыльев ромбоэдра скалывания, которая отделяет верхнюю часть пласта от средней. Из этого рудного тела исследовался образец 77п длиной около 8 см при толщине до 4,5 см (рис. 3.57, А).

В продольном и поперечном срезах образца (рис. 3.58) отмечены фрагменты 3-х красных сильвинитовых пачек средней части пласта А: нижняя – сильвин-галитовая Р/З структуры (1), средняя – сильвинитовая (2, 3, 4), верхняя – сильвинитовая с одиночными зернами молочно-белого сильвина (5, 7). Среднюю полную пачку красных сильвинитов подстилает прослой мелкопористой каменной соли (2) к/з структуры с участками прозрачного м/з галита, занимающего промежутки между «зубами» и «лодочками» галита. Толщина прослоя 0,8–1,7 см. Верхняя граница пористой каменной соли сильно извилистая, неровная. Выше залегает сильвинитосодержащая каменная соль м-ср/з структуры (3). Текстура основной галитовой массы вкрапленная с округло-червеобразными выделе-

[8] За что авторы выражают свою благодарность.

ниями розового и молочно-белого сильвина, равномерно распределенными в породе. Одиночные вкрапленники молочно-белого сильвина достигают по размеру 0,7 см.

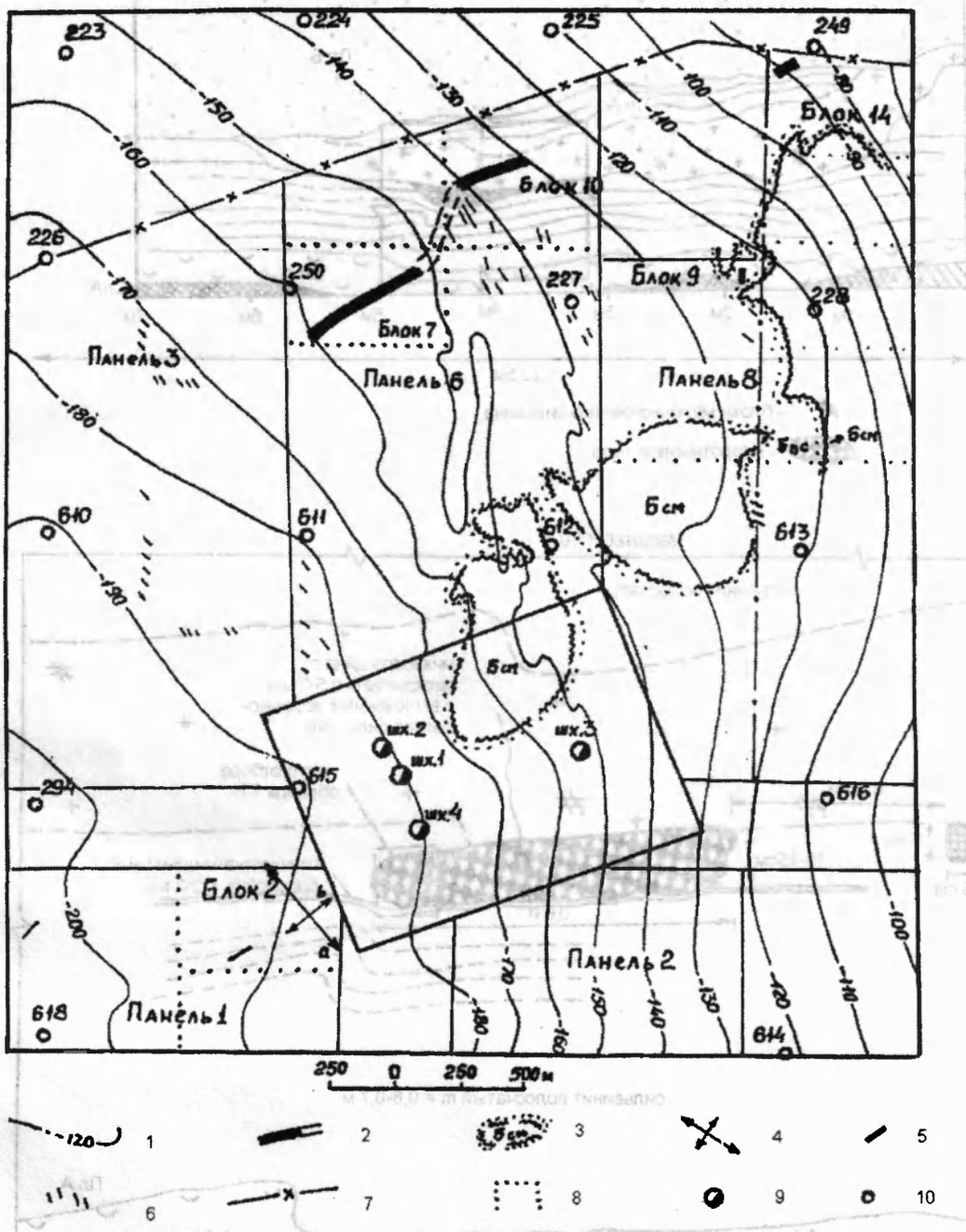


Рис. 3.56. Структурная схема кровли пласта АБ и размещение пирротинового оруденения на севере шахтного поля СКПРУ-3.

1 – изогипса кровли пласта АБ; 2 – зона пирротинового оруденения; 3 – контур пласта Б сильвин-карналлитового состава ; 4 – простирание длинной (а) и короткой (б) осей ромбоэдров скалывания; 5, 6 – открытые трещины в пласте АБ: северо-восточного (5) и северо-западного (6) простираний; 7 – северная граница шахтного поля; 8 – граница блоков и панелей рудника; 9 – шахтный ствол; 10 – геолого-разведочная скважина.

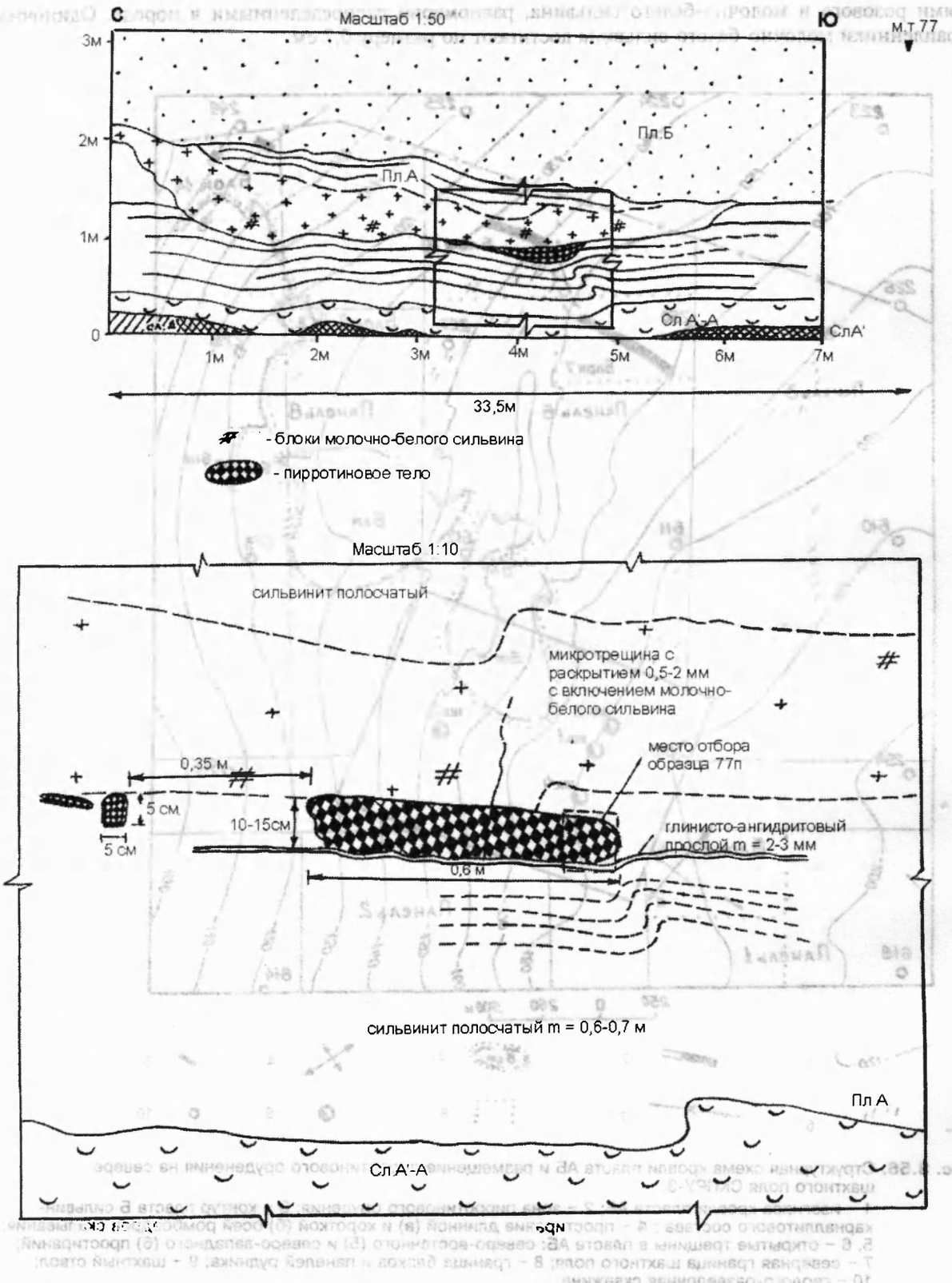


Рис. 3.57. Зарисовка восточной стенки камеры 77 по пласту АБ (блок 9, панель 8).
Масштаб 1:50.
Блоки молочно-белого сильвина.
Пирротиновое тело.
Масштаб 1:10.

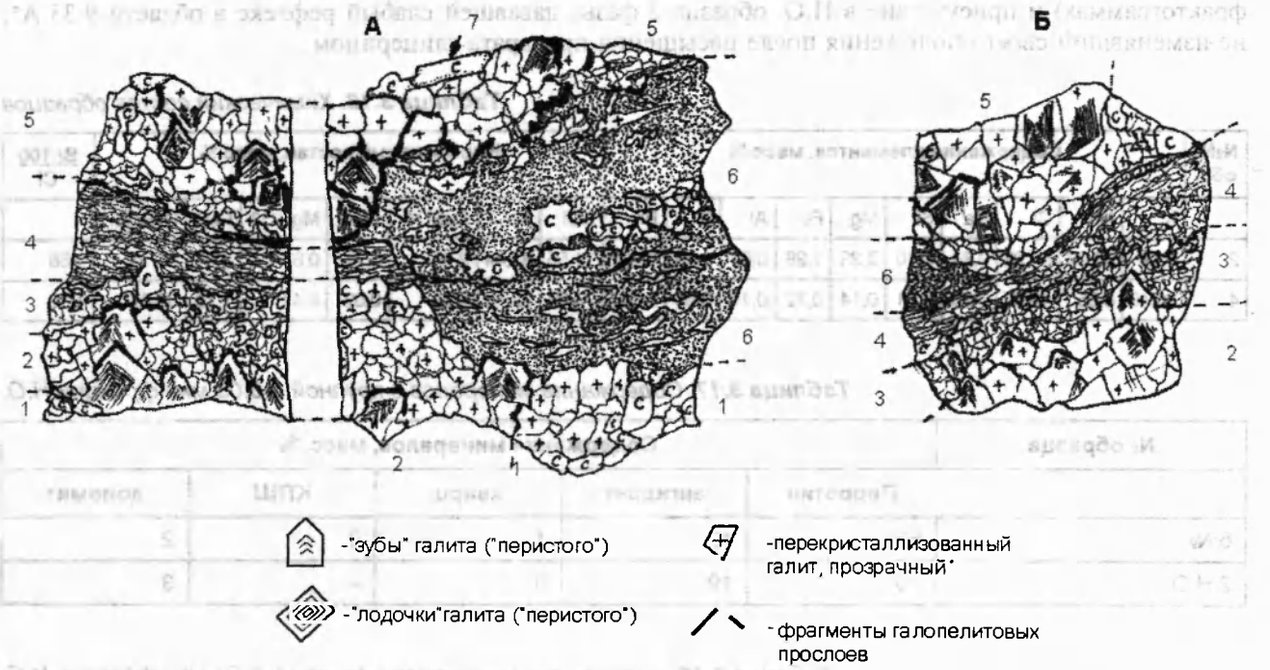


Рис. 3.58. Продольный (А) и поперечный (Б) срезы образца 77п (натуральная величина).
Расшифровка цифровых обозначений (1-5) в тексте, 6 – пирротиновое тело, с – сильвин.
– «зубы» и «лодочки» галита («перистого»);
– перекристаллизованный галит, прозрачный;
– фрагменты галопелитовых прослоев.

Текстурно-структурный облик и состав породы однозначно указывают на ее метасоматическое происхождение. Ее верхняя граница также извилистая, а залегающий выше прослой м-ср/з розового сильвинита характеризуется ориентированной микротекстурой (4). В правой части продольного среза образца место прослоев 2–4 занимает рудное тело (6), которое перекрыто «прослоем» (толщиной 0,2–0,8 см) ср/з прозрачного галита с оплывшими червеобразными реликтами молочно-белого и пятнисто-розового сильвина – аналогом «прослоя» 3, а непосредственно на нем залегает верхняя сильвинитовая пачка (7) с прослоем перистой каменной соли в основании (5).

Химический состав перистой каменной соли (обр. 2 из прослоя 2) и розового сильвинита (обр. 4 из прослоя 4), определенный с помощью квантометра «Simultix-1350» фирмы «Rigaku» (Япония), свидетельствует о повышенном содержании железа и серы (табл. 3.16), особенно, в перистой каменной соли, где содержание пирротина достигает 2% (75 масс. % в крупной фракции Н.О., табл. 3.17).

Рентгенографическое изучение фазового состава Н.О., а также определение кристаллохимических характеристик главного компонента рудного тела – пирротина, осуществлялось с помощью рентгеновского дифрактометра ДРОН-3 (Cok_α – излучение). При этом минеральный состав Н.О. вмещающих пород исследовался как в крупной (>0,05 мм), так и в тонкой (<0,01 мм) фракциях. В качестве исходного материала в обоих случаях использовались Н.О., полученные из валовой пробы образца вмещающей породы (обр. б/№) и из перистой каменной соли средней сильвинитовой пачки (обр. 2 Н.О.). Результаты количественного определения фазового состава фракций >0,05 мм указанных проб приведены в таблице 3.17. Тонкие (<0,01 мм) фракции соответствующих образцов анализировались в ориентированных на стекле препаратах. Количественное определение производилось в этом случае в условном виде. Результаты представлены в таблице 3.18. Результаты рентгенографического анализа Н.О. исследованных образцов показывают, что в его составе пирротин играет, видимо, ведущую роль, причем, как в крупной, так и в мелкой фракциях. Из других сульфидов присутствующий здесь пирит играет резко подчиненную роль.

В остальном минеральный состав тонкой фракции обычен – гидрослюда (иллит), хлорит, кварц, калиевый полевой шпат (КПШ), доломит. Следует отметить только дефектный характер структуры хлорита (о чем свидетельствует усиление и диффузность его первого базального рефлекса на ди-

фрактограммах) и присутствие в Н.О. образца 2 фазы, дававшей слабый рефлекс в области 9,33 А°, не изменявший своего положения после насыщения препарата глицерином.

Таблица 3.16. Химический состав образцов

№№ обр.	Содержание элементов, масс.%										Нормативный состав, масс.%							Br·100 / Cl
	K	Na	Cl	Ca	Si	Mg	Fe	Al	S	Br	KCl	NaCl	CaSO4	SiO2	MgCO3	FeS	Сумма	
2	6,19	32,03	54,96	0,84	0,10	0,23	1,28	0,02	1,40	0,032	11,55	81,44	2,85	0,21	0,67	2,01	98,73	0,58
4	36,46	8,55	49,07	0,25	0,01	0,14	0,72	0,10	0,60	0,064	74,81	22,45	0,85	0,02	0,41	1,13	99,67	1,30

Таблица 3.17. Содержание минералов в крупной (>0,05 мм) фракции Н.О.

№ образца	Содержание минералов, масс. %				
	Пирротин	ангидрит	кварц	КПШ	доломит
б/№	53	42	1	2	2
2 Н.О.	75	19	3	–	3

Таблица 3.18. Содержание минералов в тонкой (<0,01 мм) фракции Н.О.

№ образца	Содержание минералов (в условн. обознач.)								
	пирротин	пирит	ангидрит	кварц	КПШ	доломит	иллит	хлорит	прочие
б/№	преобл.	мало	мало	значит.	значит.	мало	мало	мало	–
2 Н.О.	много	мало	следы	значит.	мало	мало	мало	значит.	следы фазы 9.33 А° (тальк?)

Такое отражение на дифрактограммах глинистых фракций пород Верхнекамского месторождения характерно для талька, который изредка встречается здесь в калиеносных породах /223/.

Верхней границей рудного тела является галопелитовый прослой, перекрывающий среднюю сильвинитовую пачку. Непосредственно над рубной линзой галитовый прослой интенсивно деформирован, разорван и местами частично или полностью замещен сульфидами, из-за чего в зоне верхнего контакта текстура минерализованных пород напоминает ячеистую, переходящую в фестончатую. В области выклинивания линзы наблюдается тонкая (1–3 мм) согласная со слоистостью сульфидная «апофиза» длиной 1–1,5 см, приуроченная к тому же галопелитовому прослою (см. рис. 3.58, А). Ниже этого прослоя сульфидная линза под довольно крутым (около 60°) углом «срезает» сильвинитовый прослой, затем выполаживается, причем, таким образом, что нижняя ее граница проходит в основном по перистой каменной соли той же средней сильвинитовой пачки и постепенно приближается к нижележащим сильвинитам. В целом нижний контакт линзы представляется более ровным и резким, чем верхний, где на его конфигурацию сильное влияние оказывает разорванный галопелитовый прослой.

Таким образом, в изученной своей части линза имеет «согласносекущие» контакты с вмещающими породами, которые определяются конфигурацией фронта метасоматического замещения. Об этом свидетельствуют реликты розового и молочно-белого сильвина, а также галита, сохраняющиеся в рудной массе в местах первоначального нахождения замещенных пород.

Структурной основой самой сульфидной линзы являются многочисленные сульфидные обособления типа мембранных трубок. Размеры их варьируют от 0,5–2 до 5–6 мм в длину при ширине от 0,1 до 1–1,5 мм. Более мелкие трубки тяготеют к внешним (особенно нижним) частям линзы, более крупные – к центральным и отчасти к верхним.

Стенки мембранных трубок сложены мелко-микрозернистыми сульфидами, внутренняя часть, по-видимому, галитом, густо импрегнированным тонкодисперсными сульфидами. Переплетаясь и разветвляясь, эти трубки образуют своеобразный каркас, в промежутках между которыми находятся в разной степени минерализованные (замещенные сульфидами) реликты сильвина (преобладающего) и галита. Действительный размер этих кристаллов-реликтов, особенно сильвина, намного превышает размеры интерстиций и достигает 3–3,5 см (2x3 – 3,5 см). Иными словами, в данном случае возникает своеобразная пойкилитовая (ячеисто-пойкилитовая) структура с ойкокристаллами сильвина и галита и заключенными в них червеобразными выделениями сульфидов. В отличие от «классической» пойкилитовой структуры, здесь минеральные агрегаты-включения являются, по-видимому, более поздними, чем сами ойкокристаллы.

За пределами мембранных сульфидных трубок интерстиционные соли подвергаются замещению тонкодисперсными сульфидами, участками – вплоть до полного их замещения. Прерывистые линзочки почти сплошного колчедана разделяют линзу на две «полусферы» – верхнюю, более крупноячеистую, с более крупными реликтами сильвина и галита, и нижнюю – мелкоячеистую. В нижней «полусфере» местами сохраняются реликты концетрической зональности (от периферии к центру, рис. 3.59, 1–4):

1. Вмещающая порода – перекристаллизованная кР/З каменная соль с реликтовой перистой структурой. Местами к зонам роста, подчеркиваемым включениями ангидрита и глинистого материала, приурочена тонкая вкрапленность сульфидов.
2. Темно-серая, почти черная каменная соль, большинство кристаллов которой составляет одно целое с кристаллами галита вмещающей породы. Достаточно резкая граница этой зоны определяется резким возрастанием роли сульфидной минерализации, представленной выделениями типа мембранных трубок, фрамбоидальными агрегатами и тонкой рассеянной вкрапленностью. Ширина этой зоны составляет от 1 до 3 мм.
3. Почти сплошная мелко-микрозернистая сульфидная масса, в которой едва различаются плохо сохранившиеся глобули и фрамбоидальные агрегаты сульфидов. Зона узкая (1–2 мм), прерывистая, имеет вид тонкой линзы (протяженность около 3 см), повторяющей все изгибы двух предыдущих зон.

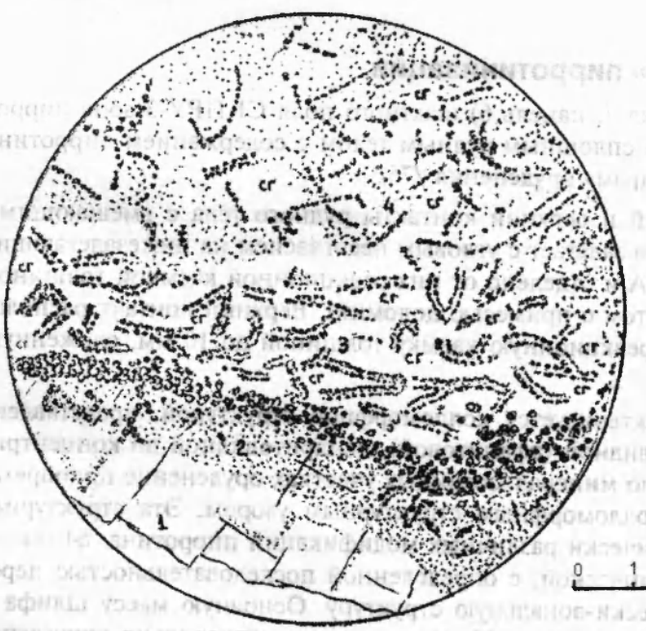


Рис. 3.59. Схема распределения зон у нижней границы сульфидной зоны (пояснения в тексте).

1. Мелкоячеистая (ячеисто-пойкилитовая) порода, сложенная мелкими (до 2 мм в длину и до 0,02 мм в поперечнике) сульфидными мембранными трубками и преимущественно сильвиновым (розовым «мезостазисом»). При относительно беспорядочной ориентировке трубок наблюдаются

участки с плохо выраженной субпараллельной их ориентировкой, из-за чего сильвин в ячейках также приобретает несколько удлиненные (0,5–2 х 2–10 мм) очертания и субпараллельную ориентировку. Ширина зоны колеблется от 2–3 до 7–8 мм.

2. Порода, близкая к предыдущей, в отличие от которой интерстиционный сильвин частично или полностью замещен мелко-микрозернистыми сульфидами. В верхней части этой зоны (ее ширина достигает 10 мм) появляются линзочки сплошного колчедана, отмеченные выше.

Рентгенографическое исследование валового состава сульфидной зоны (обр. 6а) показало следующее соотношение присутствующих в нем минералов: пирротин – 52, KCl – 36, NaCl – 7, SiO_2 – 2, ангидрит – 2%. Таким образом, основным минералом, слагающим сульфидное тело, является пирротин, хотя соляные минералы также присутствуют в значительном количестве. Интересно, что пирит, отмечавшийся в некоторых фракциях Н.О. образца, на дифрактограмме валового состава его не проявился. Это свидетельствует о крайне незначительном содержании пирита в сульфидном теле.

Характеристики пирротина – основного минерала сульфидного оруденения – изучались рентгенографически в образце 6б (Н.О. обр.6а). В этом образце минеральный состав представлен более чем на 95% пирротином. Прецизионное измерение межплоскостного расстояния для отражения 102 пирротина (внутренний эталон при съемке – отражение 200 кварца, d_{200} = 2.1271 А°), обычно используемое для рентгенографического определения содержания железа в этом минерале, показало, что d_{102} = 2.0683 А. Содержание железа, рассчитанное по формуле $y = 45.212 + 72.86\ (d_{201} - 2.04) + 311{,}5\ (d_{201} - 2.04)^2$ /186/, составляет в этом случае 47,52 атом. % или в формуле пирротина $Fe_{1-x}S$ $\chi \sim 0.095$. По данным той же работы /186/, область составов от ≈ 48.8 до 47.45 ат. % железа (χ от 0,05 до 0,10) – есть область существования гексагонального пирротина $P_0П$ состава от $Fe_{0,95}S$ до $Fe_{0,903}S$. В природе такие пирротины часто ассоциируются с моноклинным пиротином, образуя закономерно ориентированные (когерентные) срастания.

На дифрактограмме обр. 6б, в малоугловой области наряду с отражениями 5.82, 5.54, 5.03 А, характерными для гексагонального пирротина политипной модификации 5С, при желании можно обнаружить очень слабое обрамление 5.75 А, характерное для моноклинной модификации 4С. Однако основным сульфидным минералом рудного обособления является гексагональный пирротин состава $Fe_{0,905}S_{1,000}$ политипной модификации 5С.

3.2.2. Результаты исследования «ядер» пирротинизации.

На отдельных участках (камеры 16, 18, 43 блока 7, панель 6) шахтного поля СКПРУ-3 зона пирротинизации сильвинитов пласта А представлена сплошным рудным телом с содержанием пирротина более 70%. Такие участки относятся нами к «ядрам» оруденения /75/.

В одном из таких «ядер» наблюдались нижний и верхний контакты рудного тела с вмещающими породами. Как следует из рис. 3.60, рудное тело залегает с угловым несогласием на нижезалегающих под углом 45° полосчатых сильвинитах пласта А и отделено от них реакционной каемкой толщиной 1–3 мм, представленной голубоватым ангидритом с примесью доломита. Верхний контакт располагается в пестрых сильвинитах, образуя также реакционную каемку толщиной до 10 мм, сложенную молочно-белым сильвином.

Пирротиновая порода под микроскопом характеризуется колломорфной структурой, представленной различными ее разновидностями: от гелевидной (афанитовой), дендритовидной до концентрически-зональной (рис. 3.61–3.63). В интенсивно минерализованных участках оруденение приобретает сливной характер с четко выраженным колломорфным структурным узором. Эта структурная особенность обусловлена наличием морфологически различных модификаций пирротина: афанитовой, мелкоагрегатной и идиоморфно-кристаллической, с определенной последовательностью переходящих друг в друга, определяя концентрически-зональную структуру. Основную массу шлифа и пришлифовки слагает м/з пирротин с дендритами (рис. 3.63, 1) и мелкими неправильно-округлыми пятнами афанитового сульфида железа (2). В участках концентрически-зонального строения металлоидные образования пирротина представляют собой тонко перемежающиеся концентры м/з пирротина с черным сажистым сульфидом железа (рис. 3.61, 3.62, 1). В наружных частях они окружены гребенчатыми агрегатами кристаллов пирротина. Подобные структуры являются результатом раскристаллизации коллоидных выделений (гелей). На площадях с преобладанием перекристаллизо-

ванного м/з пирротина колломорфные структуры (концентрически-зональная, дендритовидная) носят реликтовый характер, что сопряжено с последующей перекристаллизацией метаколлоидных образований.

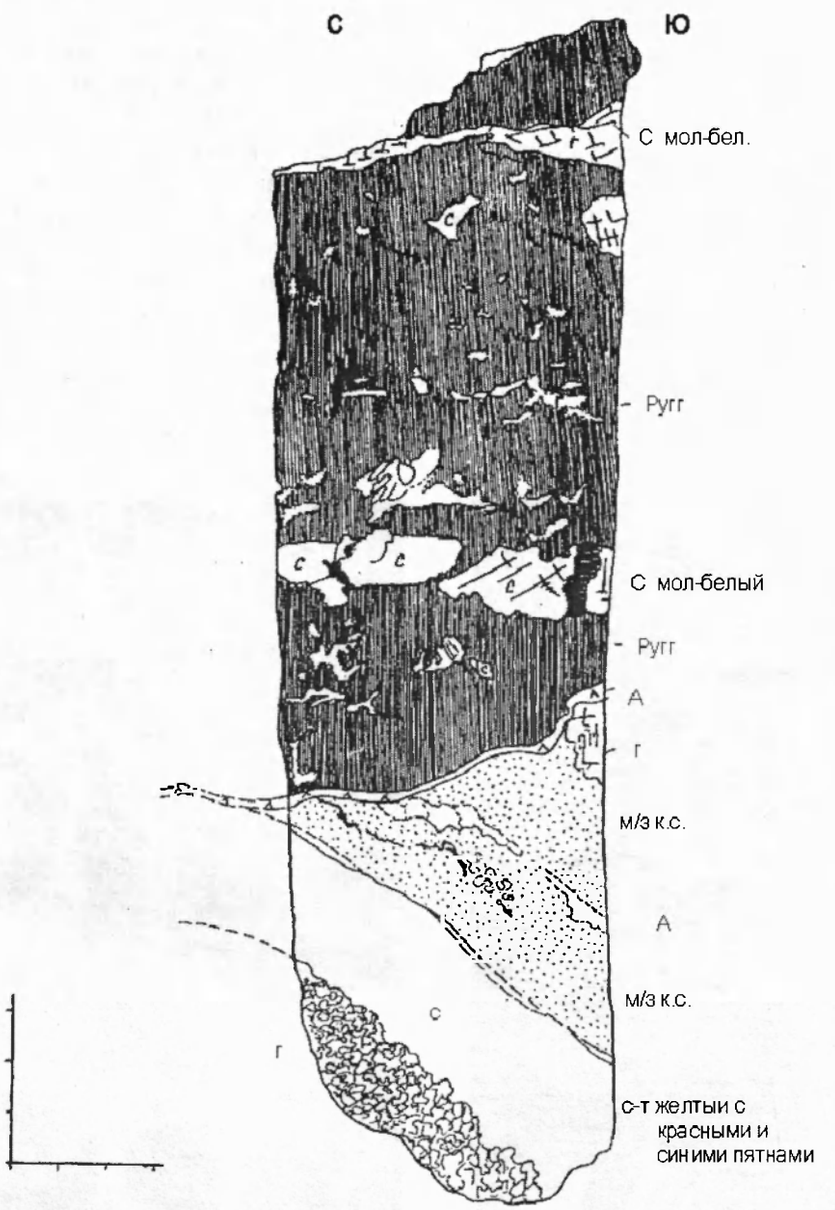


Рис. 3.60. Характер нижнего контакта рудного тела с нижезалегающими породами пласта А и морфология включения реликтов в нем (камера 16, блок 7, панель 6, натуральная величина).
Ругг – пирротин ; а – ангидрит; г – галит; с – сильвин; к.с. – каменная соль.

Особо следует отметить наблюдаемые в прозрачных кристаллах галита морфологически своеобраз-ные выделения пирротина м/з трубчатой формы (рис. 3.64), реже встречаются ветвящиеся сростки трубочек. В поперечном сечении они дают различные срезы: округлые, овальные и неправильные с плавно закругленными контурами. Трубчатые образования обнаруживают специфическое внутреннее строение: они не монолитны, носят характе р трубочек с центральными канальцами, залеченными галитом. Некоторые из них представляют собой трубочки, как бы вложенные одна в другую с микроза-зорами, также выполненными галитом. Эти образования характеризуются концентрическизо нальным строением с перемежаемостью зон различной степени кристалличности пирротина

(раскристаллизация) и галита. Внутренняя трубочка с поверхности гладкая, сложена афанитовой разностью сульфида железа и тонкозернистым пирротином. От нее в сторону центрального канальца растут идиоморфные кристаллы пирротина дипирамидального облика. Внешняя трубочка имеет обратную последовательность: внутри относительно гладкая или с микролитами кристаллов, с внешней стороны она покрыта различно ориентированными дипирамидальными кристаллами пирротина. Часто эти поверхностные корочки носят микрогроздьевидный характер. В размещении трубочек пирротина в галите совершенно отчетливо прослеживается параллельная ориентировка по диагонали куба, что свидетельствует об избирательном (анизотропном) характере проникновения рудоносных растворов и замещения. Это явление связано с анизотропией структуры замещаемого минерала – галита, определяющей образование микротрещин в нем и влияющей на их ориентировку. При избирательном растворении наиболее высокими химическими потенциалами обладают места стыковки взаимно-перпендикулярных плоскостей скольжения (дислокаций). В минералах кубической сингонии такими направлениями являются диагонали куба. Именно эти закономерно ориентированные направления в галите являются наиболее принципиальными для рудоносных растворов, и они же определяют своеобразную форму этих образований. Характерно, что образование пирротина происходит только по одному направлению (по одной диагонали), что обусловливает их параллельность.

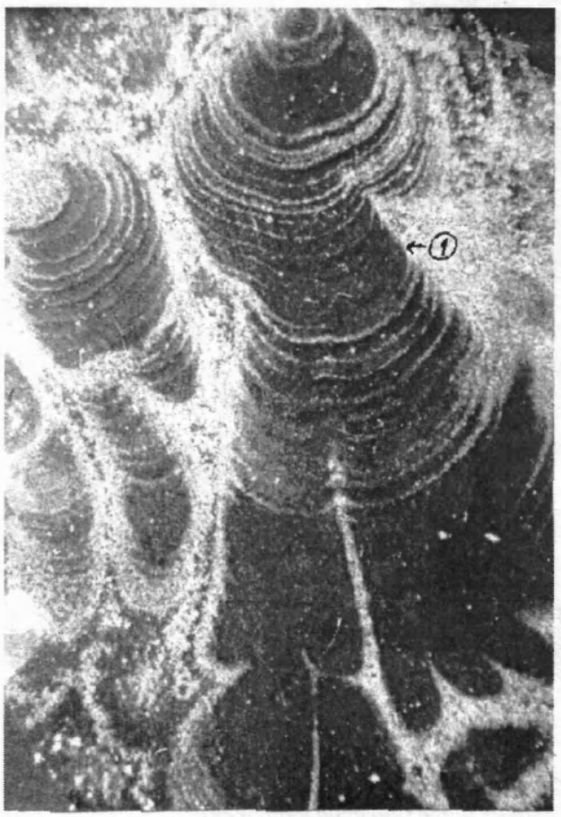


Рис. 3.61. Концентрически-зональная (колломорфная) структура пирротина
Ув. 30 (шлиф).

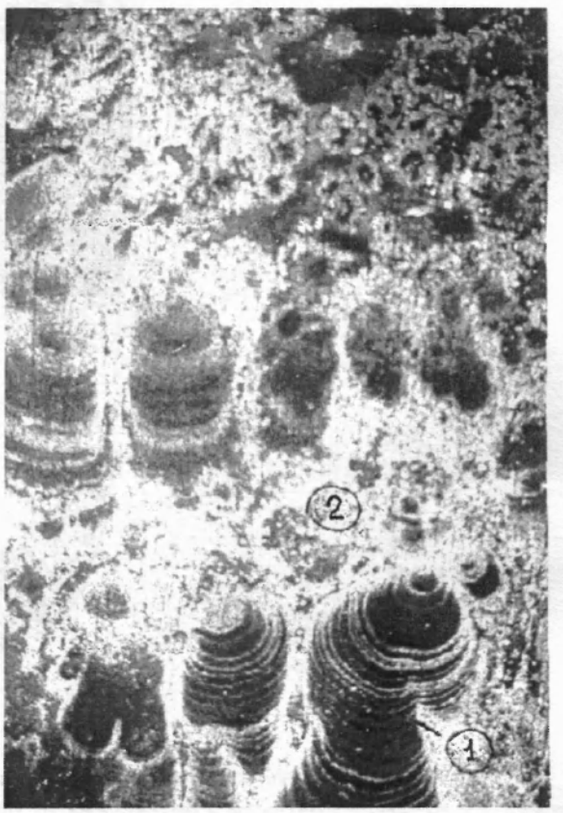


Рис. 3.62. Реликты концентрически-зональной (колломорфной) структуры (1) в перекристаллизованном мелкозернистом пирротине (2)
Ув. 18 (шлиф).

Таким образом, анализ вышеприведенных данных позволяет рассматривать сульфидное оруденение в соляных отложениях как продукт раскристаллизации гелей, связанный с циркуляцией минерализованных растворов. Вполне вероятна взаимосвязь гидрогегезиса с гидротермальным процессом.

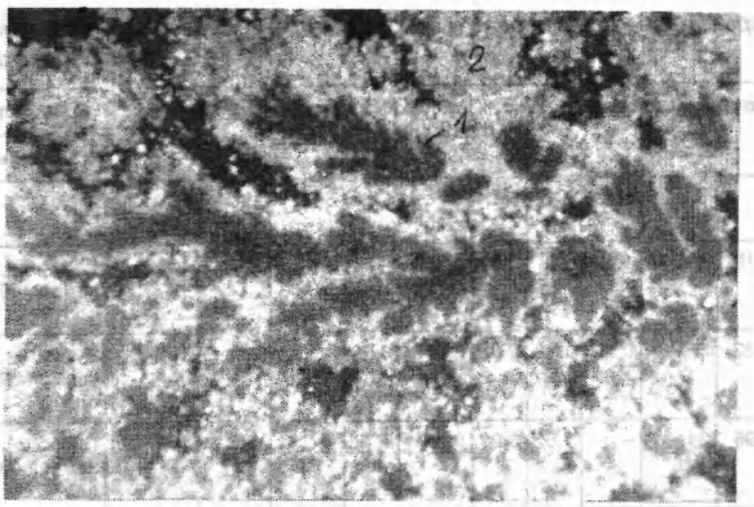


Рис. 3.63. Реликты дендритовой структуры афанитового сульфида железа (1) в перекристализованном мелкозернистом пирротине (2) Ув.18 (шлиф).

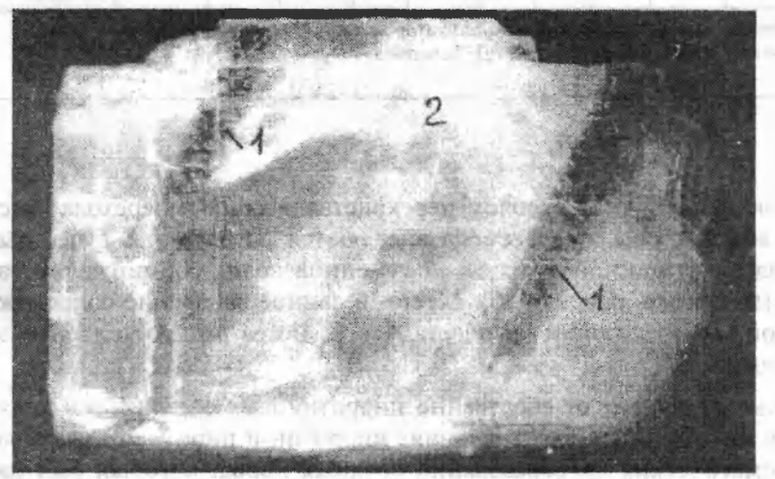


Рис. 3.64. Трубчатые образования пирротина (1) в шпатовом кристалле галита (2), ориентированные по диагонали куба. Ув. 7.

В периферийных ограничениях оруденсния пирротиновой минерализацией заражены все разновидности пород: красные и пестрые сильвиниты, каменная соль с реликтами сильвина, каменная соль серая глинистая с перистым галитом и глинисто-ангидритовые прослои (до 4 мм толщины). В кровле пласта А, представленной 5-ти сантиметровой пачкой (камера 51, блок 10), четко видно, что проникновение пирротиновой минерализации происходит вдоль (и параллельно) галопелитевого прослоя, который подвергается полной псевдоморфизации. В вышезалегающем прослое галита замещение носит островной характер и сопровождается образованием елочек и покрышек ангидритовых образований на «зубах» перистого галита, а пирротиновый материал нередко инкрустирован в виде ожерелий сростками кристаллов доломита и магнезита. В Н.О. образца из подобного участка (камера 43, блок 7), составляющем около 40% от объема породы, количественным рентгенографическим анализом определено содержание магнезита, пирита и пирротина, соответственно, в 65, 23 и 12% от объема Н.О., что подтверждено определением на микрозондовом анализаторе А 10000 фирмы Линтд (Великобритания) элементного состава, в котором содержится 76,77 вес. % магния при практическом отсутствиим (табл. 3.19) хлора (1,61) и отмечен избыток железа (17,63) относительно серы (2,73), указывающий на присутствие (кроме пирита и пирротина) $MgCO_3$ с ферромагнезитом. Кроме того, установлены повышенные содержания кремнезема (0,59) и марганца (0,31 вес. %), образующие, очевидно, самостоятельные минералы – кварц и гауерит (MnS_2).

Таблица 3.19. *Содержание микрокомпонентов в породе и основных породообразующих элементов в их рудной фракции*

№№ пп	№ образца	Состав и содержание (г/т) микрокомпонентов* в минералах					Состав и содержание (вес. %) основных компонентов в рудной фракции										Минерал, местонахождение
		Cu	Zn	Pl	Co	Mn	Fe	S	Mg	K	Na	Cl	Ca	Si	Mn	Сумма, вес. %	
1	19–1	3	70	20	20	50	48,19	45,03	1,18	1,0	0,53	4,07	–	–	–	100	Пирротин, камера 50, бл. 10
2	19–3	8	–	–	20	50	52,22	35,88	0,59	1,48	2,92	6,88	0,03	–	–	100	Пирротин, камера 50, бл. 10
3	4–1	7	70	–	20	70	49,96	34,71	–	1,62	3,99	9,72	–	–	–	100	Пирротин, камера 43, бл. 7
4	4–2	5	70	–	–	–	17,63	2,73	76,77	–	–	1,61	0,36	0,59	0,31	100	Магнезит с пирротином, камера 43, бл. 7
Определены на лазерном микроспектральном анализаторе MSL-2. Аналитик М.Д. Толкачев							Определены микрозондовым анализатором типа AN 10000 фирмы «ЛИНТА» (Великобритания). Аналитик М.Д. Толкачев										

* Ni, Ti и Cr не обнаружены.

Участки инкрустации и замещения вверх сменяются ореолом перекристаллизации и перехода красных сильвинитов в пестрые, а еще выше пробы этого ореола внедряются из пласта А в пестрые сильвиниты пласта Б, разорвав и раздвинув прослой м/з желтой каменной соли, формируя тем самым открытую трещину растяжения (например, рис. 3.57, 5). Местами данное внедрение сопровождается проникновением пирротиновой минерализации из пласта А в Б, но ее распространение за пределами пласта Б нигде не наблюдалось.

В целом встречены все промежуточные породы – от собственно пирротиновых с реликтами соляных пород до соляных, содержащих в минералогических значениях пирротин и пирит. Это указывает на постепенность процесса метасоматических преобразований соляных пород, который был направлен от «ядер» в сторону участков рассеянного оруденения и осуществлялся путем проникновения минерализованных растворов по субгоризонтальным и субвертикальным трещинами и другим ослабленным поверхностям, вызывая брекчирование и перекристаллизацию соляных пород, а также переход красных сильвинитов в пестрые в пласте А. Этого нельзя сказать о пестрых сильвинитах пласта Б, которые сформированы сильвинитизацией карналлита задолго до появления пирротиновой минерализации.

Пирротины из «ядер» оруденения представлены сростками псевдогексагональных боченковидных кристаллов, размер которых вдоль оси удлинения не превышает 0,7 мм. Гониометрические измерения показали, что кристаллы относятся к виду 2/М и представляют собой комбинацию 5-ти пинакоидов (грани a, b, n, $\bar{b}$, $\bar{n}$, c) и 6-ти ромбических призм (грани d, e, m, $\bar{e}$, $\bar{m}$ рис. 3.65, А, Б). Соотношение параметров A:B:C = 1,735 : 1 : 3,646; B = 90,58°. Встречаются кристаллы таблитчатого габитуса с сильно развитым пинакоидом a (рис. 3.65, Г). образованного также за счет развития граней b, $\bar{b}$, c (рис. 3.65, Д) и e, $\bar{e}$, (рис. 3.65, В). Кроме того, встречены сильно вытянутые по оси С дипирамидальные кристаллы веретенообразной и игольчатой формы с закругленными вершинками. В пирротине микрозондовым анализом определено содержание (ат. %) железа – 46,678, серы – 53,038, меди – 0,146 и никеля – 0,138.

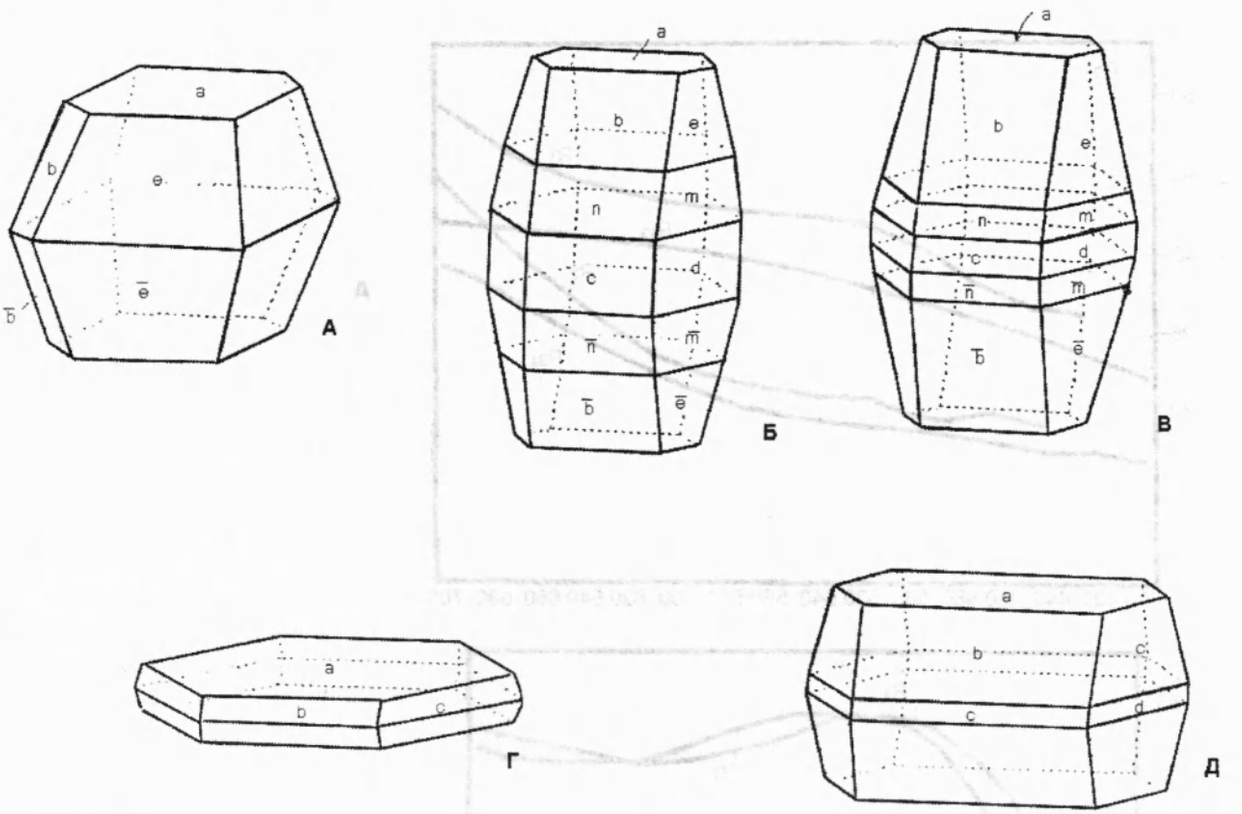
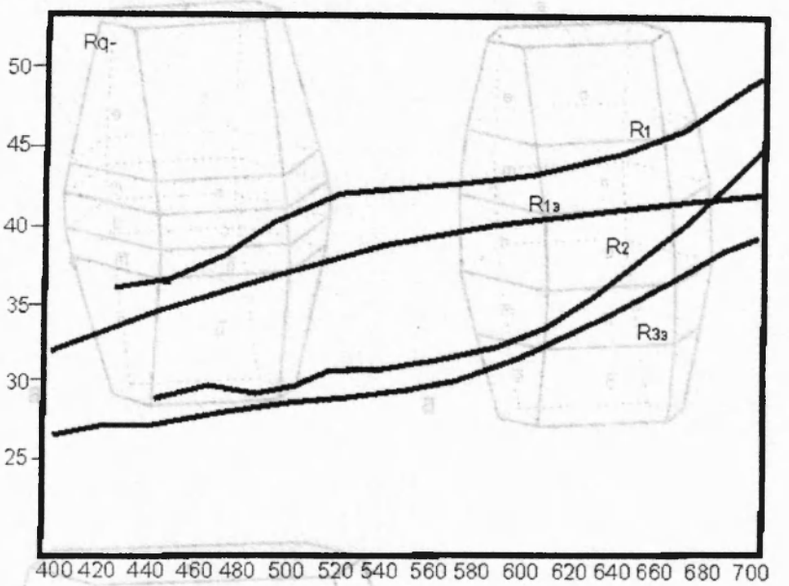


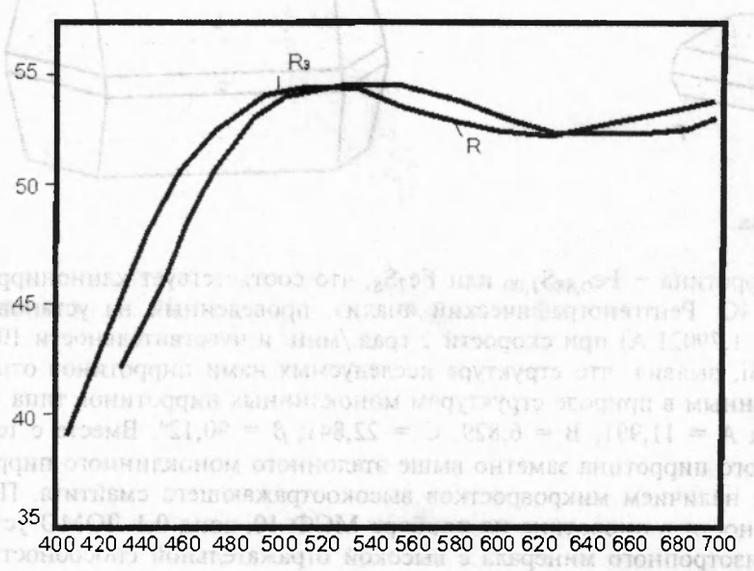
Рис. 3.65. Габитусы кристаллов пирротина.

Следовательно, формула данного пирротина – $Fe_{0,88}S_{1,00}$ или Fe_7S_8, что соответствует клинопирротину со структурами типа 2А, 2В, 4С. Рентгенографический анализ, проведенный на установке ДРОН-1 с кобальтовым анодом (L – 1,79021 А) при скорости 2 град./мин. и чувствительности 1000 импульсов с внутренним эталоном Si, выявил, что структура исследуемых нами пирротинов относится к наиболее широко представленным в природе структурам моноклинных пирротинов типа 4С с параметрами элементарной ячейки А = 11,991; В = 6,829; С = 22,841; β = 90,12°. Вместе с тем, спектры отражения (R) верхнекамского пирротина заметно выше эталонного моноклинного пирротина (рис. 3.66, А), что объясняется наличием микровростков высокоотражающего смайтита. При исследовании отражательной способности в пирротине на приборе МСФ-10, зонд 0,1 ЛОМО установлено наличие микровростков анизотропного минерала с высокой отражательной способностью (R, рис. 3.66, Б), который идентифицируется как смайтит – псевдоромбический сульфид железа (/Fe,Ni/S_{10}). Смайтит по структуре родственен моноклинному пирротину, а поле его устойчивости располагается ниже 75°/ По /41/ он образуется в виде пластинок распада моноклинного пирротина, а его нахождение в природе обычно ограничивается низкотемпературными условиями.

Результаты измерений удельной магнитной восприимчивости (W) в зависимости от температуры прокаливания пирротина показали, что при температуре 100°С значение W нашего пирротина (68-72x10^{-6} ед. СИ) значительно меньше, чем обычного клинопирротина (230 – 6750 x 10^{-6} ед. СИ) /267.1/. От 100 до 140°С значение W возрастает до 780 – 820 x 10^{-6} ед. СИ и при дальнейшем нагреве остается на этом значении. Подобная кривая зависимости величины магнитной восприимчивости от температуры свойственна троилиту, а не клинопирротину, у которого характерно уменьшение значения W с повышением температуры. Таким образом, исследуемый пирротин обладает рядом особенностей, отличающих его как от стандартного клинопирротина, так и от нестихиометрического пирротина (табл. 3.20). Результаты измерений отражательного спектра (R) и удельной магнитной восприимчивости (W) и их анализ дают основание предположить, что кристаллизация исследуемого нами пирротина происходила при температурах от 75 до 100°С (возможно до 140°С). По магнитным свойствам исследуемый пирротин близок к аномальному низкотемпературному пирротину, описанному Кларком /127/.



А



Б

Рис. 3.66. Спектры отражения исследуемых пирротина (а) и пирита (б) ВКМКМС.
А – Спектры отражения пирротина из Верхнекамского месторождения.
Б – Спектры отражения пиррротина из Верхнекамского месторождения (R) и эталонного пирита ($R_э$).

В обр. Дж. -98/ру (камера 16, блок 7, панель 6) из пестрых сильвинитов пласта Б пирротины исследованные во ВНИИОкеангеологии РАН В.С. Аплоновым и С.В. Петровым, представлены агрегатами мелких (0,08–0,15 мм) кристаллов, распределенных неравномерно в голубом шпатовом галите. Кристаллы вытянуты в цепочки, характерные ветвистые агрегаты и трубочки, сложенные ажурными пирротиновыми сетками. В аншлифе пирротин анизотропный, хотя отличается присутствием изотропной сульфидной фазы в количестве около 1–3%. Рентгеновским фазовым анализом на аппарате «Гейгерфлекс D_{max}/R» установлено, что пирротин в обр. Дж.-98/ру представлен гексагональной антиферромагнитной разновидностью. Химический анализ, выполненный во ВНИИОкеангеологии микроспектральным методом, показал наличие (в масс. %) Fe – 60,5 и S – 39,44 (сумма = 99,94). Из примесей присутствуют: Ni – 0,003, A_S – 0,0033, Co, Cu, Zn – следы. Содержание Au – 0,044 г/т. Кристаллохимическая формула минерала – $Fe_{0,881}S$.

Одновременно с пирротином во ВНИИОкеаногеологии исследованы пириты из периферийной части оруденения на контакте пластов А и Б, вскрытого той же камерой 16 (блок 7, панель 6). Образец был представлен обохренной соляной породой с относительно высоким содержанием пирита, кото-

рый составляет 80–85% рудных минералов в тяжелой фракции Н.О. образца. Размеры кристаллов пирита колеблются от 30-50 мкм до 10-15 мм. Хорошо образованные кристаллы размером 3-15 мм имеют кубооктаэдрический габитус, обычно с более равными гранями октаэдра (111). Кристаллографическая форма куба (100) наблюдается на всех кристаллах, однако, всюду грань октаэдра развита значительно сильнее, чем грань куба. Реже встречены кристаллы формы ромбододекаэдра (110), а единично – пентагондодекаэдра (210). Микроспектральным анализом установлено присутствие в иприте (в масс.%): Fe – 46,77 и S – 53,92 (сумма = 100,69), что соответствует кристаллической формуле минерала с некоторым дефицитом железа – $Fe_{0,996}S_2$. Среди примесей определены (масс.%): Ni – 0,004, Co – 0,002, Cu – 0,001, As – 0,01, Zn – следы; CaO – 0,36, MgO – 0,14, Al_2O_3 – 0,22; SiO_2 – 0,09. Содержание Au – 0,08 г/т. В полированном шлифе пирита устанавливается нечеткая ростовая зональность, по форме повторяющая внешний облик кристаллов.

Таблица 3.20. *Сравнение структуры и физических свойств различных пирротинов*

Минерал, кристаллохимическая формула		Симметрия	Содержание железа, (ат. %)	Сверхструктуры, включая размеры ячейки А	Отражательная способность (R) L=540 мм, %	Микротвердость, кгс/мм^2	Удельная магнитная восприимчивость (W), х10^{-6} ед. Си
Стандартный клинопирротин $Fe_{0,875}S_{1,00}$ /186/		Моноклинная	46,400	2A, 2B, 4C A=11,90; B=6,87; C=22,88; β=90,5	40,1–35,3	320–390	230_06750
Пирротины в сильвинитах ВКМКМС	$Fe_{0,88}S_{1,00}$	Моноклинная	46,678	4C A=11,991; B=6,829; C=22,841; β=90,12	43,3–34,8	96–201	119–140
	$Fe_{0,881}S_{1,00}$	Гексагональная	46,770	–	–	–	–
	$Fe_{0,905}S_{1,00}$	Гексагональная	47,45-48,80	5C	–	–	–
Нестихиометричные пирротины $Fe_{0,90}S_{1,00}$-$Fe_{0,92}S_{1,00}$ /186/		Моноклинная и ромбическая	47,00-47,53	2A,2B,NC, где N-нецелое число между 4,8–6 A=6,89; B=11,95; C – меняется	–	220	–

Таким образом, в результате кристаллохимических исследований пирротинов ВКМКМС в различных научных организациях (ОАО «ВНИИГ», ВНИИОкеангеология РАН, ИГиГТИ НАН Украины) устанавливается одна и та же ассоциация двух разновидностей пирротинов: гексагональной и моноклинной.

В лаборатории Изотопной геологии ВСЕГЕИ Р.Е. Прилуцким изучен изотопный состав сульфидной и сульфатной серы в пирротинах, пиритах и ангидритах образцов, переданных нами из различных горизонтов ВКМКМС. Результаты приведены на гистограмме (рис. 3.67), составленной по данным табл. 3.21.

Из данной гистограммы следует, что исследуемые минералы по содержанию $\delta^{34}S$ разделяются на две группы: к 1-ой из них относятся пирротины и пириты, ко 2-ой – ангидриты. Даже в шестоватых кристаллах жильного гипса из трещины, которая субгоризонтально рассекает глинисто-мергелистые породы маркирующего горизонта (МГ) в подстилающей каменной соли, величина $\delta^{34}S$ (№ 15, табл. 3.21) близка с таковыми величинами в ангидритах, независимо от того, в каких условиях они залегают: в нормальных (в МГ, СМТ), тектонических (в ксенолитовых обломках в заполнителе вертикальной трещины в МГ – №14) или вторично образованных (в ядрах зон Р/3, №18, 19). Из 1-ой группы обр. 9 (пирит) и из 2-ой – обр. 11, 12 (ангидрит) – обособлены отдельно, что закономерно: прит происходит из $СМТ_I$, а ангидрит – из реакционной каемки на контакте с пирротином, т. е. образовались в иных условиях, чем другие пириты и ангидриты соответствующих групп.

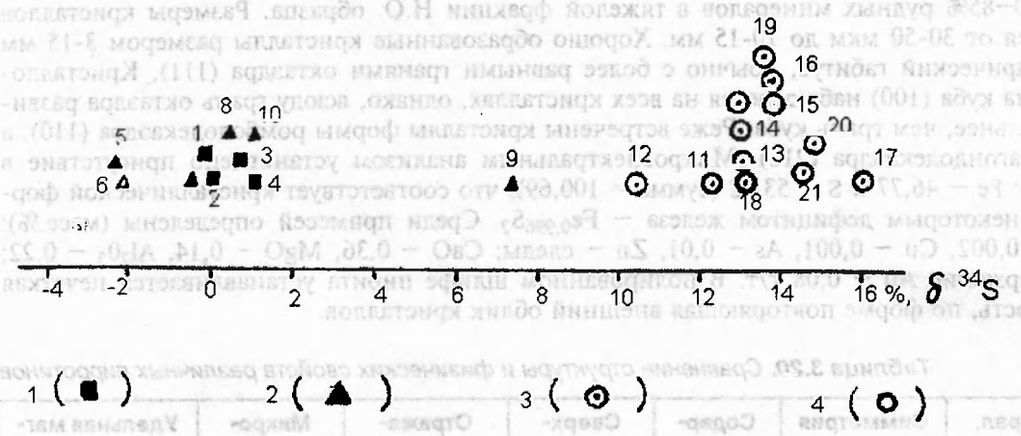


Рис. 3.67. Гистограмма значений $\delta^{34}S$ в пирротинах ( ), пиритах ( ), ангидритах ( ) и гипсах ( ) Верхнекамского месторождения.

Таблица 3.21. *Содержание изотопа $\delta^{34}S$ в сульфидных и сульфатных минералах ВКМКМС*

№№ пп	№ образца	Минерал, местонахождение	$\delta^{34}S$, ‰
		Пирротины, панель 6, СКПРУ-3:	
1	19/50	блок 10, камера 50	+0
2	6/91	блок 7, камера 18	–0,2
	4,1/45	с примесью ангидрита (блок 7, камера 45):	
3		а) магнитная фракция	+0,7
		б) немагнитная фракция	+1,0
		Пириты:	
5	1/93	МГ, СКПРУ-3, уклон чистки зумпфа	–2,4
6	3/93	МГ, СКПРУ-3, выработка пульпопровода	–2,2
7	–	МГ, БКПРУ-4, главный Ю-З штрек	–0,5
8	–	«ядро» зоны Р/З, СКПРУ-2, 1У СВП, гор. -143 м	+3,0
9	–	$СМТ_1$, БКПРУ-2, скв. 1028, 227,3 м	+7,3
10	–	$СМТ_2$, СКПРУ-2, скв. 234^c, 148,2 м	+1,0
		Ангидриты:	
	4/45	с примесью пирротина (СКПРУ-3, панель 6, блок 7, камера 45):	
11	–	магнитная фракция	+10,3
12	–	немагнитная фракция	+12,3
13	1/СКПРУ-3	из пирротиновой зоны	+13,0
14	2/93	ксенолит из трещины в МГ, СКПРУ-3	+13,0
15	7/93	гипс, трещина в МГ, СКПРУ-3, пульпопровод	+13,8
16	–	МГ, БКПРУ-4, скв. 1027	+13,8
17	11/87(34)	МГ, БКПРУ-4, главный Ю-З штрек	+14,8
18	–	«ядро» зоны Р/З, СКПРУ-2, 1У СВП, камера 102, гор. -143 м	+12,9
19	–	Н.О. черной каменной соли из зоны Р/З, БКПРУ-4	+13,5
20	56/194^c	ПдКС, БКПРУ-4, скв. 194^c, 409,7 м	+14,5
21	–	СМТ, БКПРУ-2, скв. 1028, 228,7 м	+16,0

Как следует из таблиц №3.20, в пирротинах величины $\delta^{34}s$ (−0,21,0%) близки к метеоритному стандарту /34/. Отметим, что величина $\delta^{34}s$ в сульфидах океанических базальтов также близка к 0, а в сульфидах Красного моря, имеющих гидротермально-осадочное происхождение, эти же величины составляют +4÷6% /334/. В данном случае утяжеление изотопного состава произошло, вероятно, за счет эксгаляции и осаждения сульфидов на дне морского бассейна. Этого нельзя сказать об исследуемых нами пирротинах, источник которых явно имеет глубинную природу. По изотопному составу пириты близки к пирротинам. Исключение составляет пирит из соляно-мергельной толщи (СМТ), в котором значение $\delta^{34}s$ составляет +7,3%, что, вероятно, объяснимо, так как данная толща подвергалась гипергенезу. Утяжеление $\delta^{34}s$ до +9,6% отмечено в пиритах серных месторождений /250/.

Изотопный состав серы в ангидритах и гипсах, залегающих в ядрах зоны оруденения, зоны разубоживания, МГ и СМТ, хотя идентичен таковому из сульфатов пермских галогенных отложений /94/, но заметно облегчен относительно S^{34} серы океанических сульфатов (+20% /34/). Наиболее низкое значение – S^{34} (+10,3%) зафиксировано в ангидритах из реакционной каемки нижнего контакта пирротинового оруденения, наиболее высокое (+16,0%) – в ангидрите $СМТ_I$ (табл. 3.21) они имеют различный генезис: первый из них образовался в закрытой системе, второй – в открытом бассейне. Ангидрит из зоны разубоживания, имеющий вторичную природу, занимает промежуточное положение. Такое же различие наблюдается по результатам изучения изотопного состава кислорода. Так, например, в ангидритах зоны разубоживания значение $\delta^{18}0$ составляет +9,8%, а в ангидритах МГ и СМТ – +13,7 и +12,9%, соответственно. Следовательно, по изотопному составу сульфатной серы и кислорода можно судить о первичной или вторичной природе ангидритов.

Для окончательного ответа на вопросы, связанные с источником пирротиновой минерализации, физико-химическими условиями рудогенеза и временем его проявления, рассмотрим результаты термобарогеохимических исследований и тектонические условия локализации участков пиротинизации соляных пород.

3.2.3. Термобарогеохимические исследования минералов и пород зоны пирротинизации

Термобарогеохимические исследования соляных минералов проводились в ИГГГИ НАН Укр. (г. Львов) с целью определения химического состава микровключенных растворов методом ультрамикрохимического анализа и газовой фазы – методом массоспектрального анализа, а также температуры минералообразования методом гомогенизации микровключений. Методы проведения данных исследований применительно к соляным минералам и породам разработаны и описаны в монографии О.И. Петриченко /199/. Отметим, что ошибка измерения содержания отдельных компонентов химического состава растворов включений при ультрамикрохимическом анализе составляет 10−17%, а чувствительность анализа для большинства ионов – 0,5−1,0 г/л. Определение содержаний Na^+ и Cl^-, как правило, не проводилось, так как при необходимости их можно рассчитать по концентрации K^+ или Mg^{2+}, ориентируясь на экспериментальные данные по сгущению современной океанической воды или близких по составу искусственных растворов.

3.2.3.1. Состав твердых и газово-жидких включений

Из зоны пирритинизации исследовались три образца, представленных галитом: перекристаллизованным (обр. 5/91), водяно-прозрачным (6/91) и шпатовым с трубкой пирротина (7/91). Их местонахождение и результаты определения химического состава газово-жидких включений приведены в таблице 3.22.

В обр. 5/91 и 7/91 встречены одиночные крупные (до 1 мм) включения 2-х и 3-х фазовые: жидкие с кристалликом-узником (карналлит, сильвин) и микрокапельками углеводородов (рис. 3.68). В обр. 6/91 присутствуют как однофазовые (в перистой части галита), так и двухфазовые включения(в периферийной прозрачной части галита), рис. 3.69.

Кристаллики-узники в преобладающей своей массе представлены карналлитом: из 60 исследованных включений сильвин присутствовал только в пяти, что указывает на несоответствие состава твердой фазы во включениях с минеральным составом вмещающих пород. В первом случае преобладает карналлит, во втором – сильвин молочно-белый. Это является еще одной аргументацией в пользу образования пестрых сильвинитов за счет карналлитовых пород.

Таблица 3.22. *Результаты термобарогеохимических исследований образцов из «ядер» пирротинового оруденения*

№№ образца	Минерал – хозяин	Кристаллик – узник во включениях	Состав газовой фазы, об.%				Состав жидкой фазы, г/л			
			CH_4	N_2	CO_2	H_2	K^+	Mg^{2+}	Ca^{2+}	SO_4^{2-}
5/91 камера 18	Галит перекристаллизованный	Карналлит	9,9	79,3	3,5	7,3	26,0–40,0	95,5–105,0	Следы-2,5	не обн.
6/91 там же	Галит перекристаллизованный, водянопрозрачный	Карналлит	13,6	68,2	0	18,3	18,5–21,5	79,5–120,5	не обн.	не обн.
7/91 камера 16	Галит шпатовый с пирротиновой «трубкой» совместно с синим шпатовым галитом	Сильвин, карналлит	11,1	70,4	3,7	14,8	20,5	57,5	Следы-7,0	не обн.

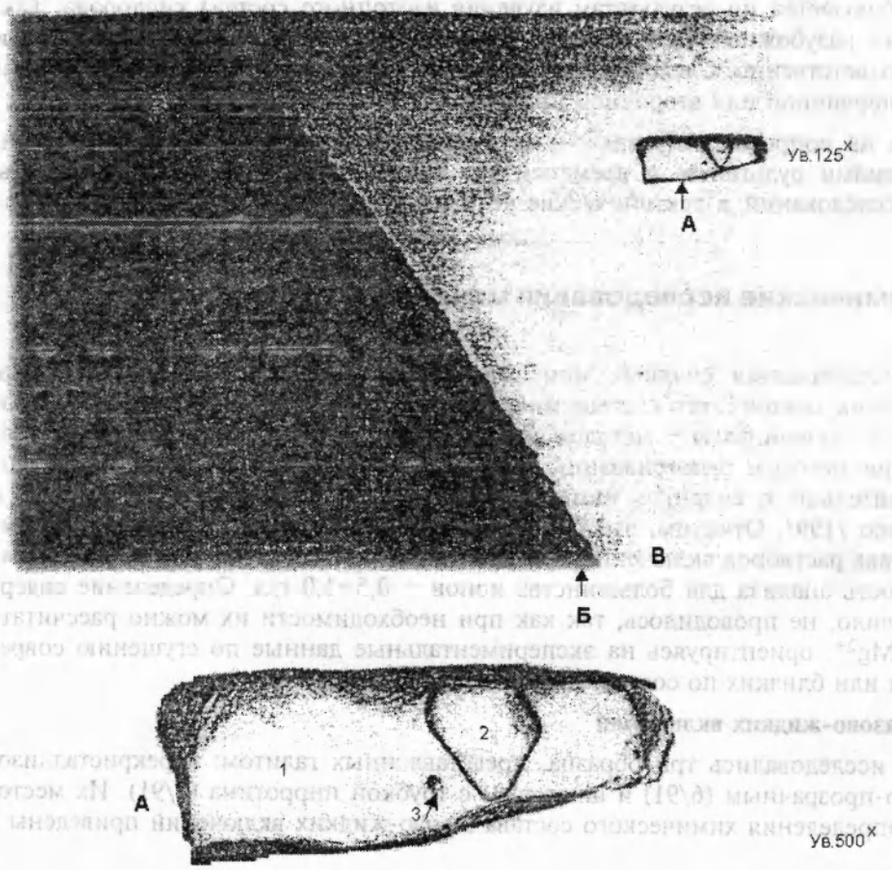


Рис. 3.68. Трехфазовые включения (А) вблизи пирротиновой трубки (Б) в гнездовом выделении шпатового галита (В). «Ядро» зоны пирротинизации. Обр. 7/91.
1 – рассол; 2 – кристаллик-узник карналлита; 3 – микрокапелька углеводорода.

Результаты микроскопического изучения навесок проб на массспектрометрический анализ свидетельствуют, что основная масса газа находится в галите исследуемых образцов в растворенном состоянии в рассолах, описанных выше двухфазовых и трехразовых включений. Во всех исследованных пробах преобладает азот, в меньшем количестве содержатся водород, метан и углекислота. Из табл. 3.22 следует, что в пробе из обр. 6/91 с реликтами седиментационного («перистого») галита, в 2,5 раза выше содержание водорода, в 1,4 раза – метана и отсутствует углекислота при незначительном увеличении азота (1,16 раза).

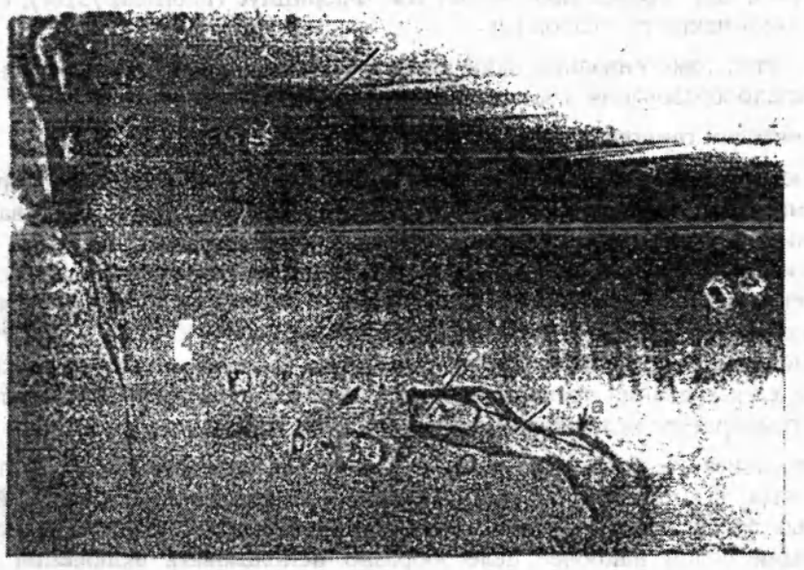


Рис. 3.69. Двухфазовые(а) и однофазовые(б) включения в одном зерне галита из обр. 6/91. Ув. 125ˣ.
1 – рассол; 2 – кристаллик узник карналита; 3 – реликтовая «перистая» часть зерна галита;
4 – перекристаллизованная часть зерна галита.

Для микровключенных растворов характерно стабильно высокое содержание магния, что типично для карналлитов ВКМКМС. Особо следует отметить существенное содержание в этих растворах кальция (до 7 г/л, табл. 3.22) в шпатовом сильвине, пронизанном трубкой пирротина (обр. 7/91, см. рис. 3.64), что не типично для карналлитов. При отсутствии SO_4^{2-} кальций присутствует в виде $CaCl_2$. Обращает на себя внимание отсутствие Ca^{2+} в растворах включений обр. 6/91 (с реликтами «перистого» галита), в которых наблюдается максимальное содержание Mg^{2+} (до 120,5 г/л). В связи с этим мы вправе предположить, что микровключенные растворы обр. 6/91 ближе по составу к седиментационным растворам, насыщенным по карналлиту, а появление $CaCl_2$ в растворах включений проб из обр. 7/91, 5/91 связано с пирротинизацией соляных пород.

3.2.3.2. Температурные условия минералообразования

Минеральные ассоциации пирротин-пирит, пирит-магнетит, также как и симметрия кристаллов пирротина, часто используются как косвенные признаки геологической термометрии. Так, например, пирит FeS_2 и магнетит Fe_3O_4 в чистой системе Fe-S-O образует стабильную минеральную пару ниже температуры 675°С, выше которой они реагируют с образованием пирротина ($Fe_{1-X}S$) и гематита (Fe_2O_3) /170/. Гексагональный пирротин ($Fe_{1-X}S$) образуется в условиях относительно высоких (350°С и более) температур /297/, а моноклинный (Fe_7S_8) – при температуре ниже 138°С и дефиците железа /310/. Согласно проведенным экспериментам /319/, нижний предел образования моноклинного пирротина составляет 80°С. Ниже 75°С располагается поле устойчивости смайтита (Fe, Ni/S_{10}) – псевдоромбического сульфида железа, родственного по структуре моноклинному пирротину, но образующегося при его распаде /41/. Вместе с тем укажем также, что при 400°С и более возможна трансформация пирита в пирротин в хлоридной среде /352/. При этом происходит выделение свободной серы, согласно реакции: $FeS_2 \leftrightarrow FeS + S$ /245/.

В зоне пирротинизации соляных пород пласта АБ встречены все указанные разновидности пирротина (от антиферромагнитных гексагональных до моноклинных, наделенных магнитным свойством. типа троилита), а также смайтит и пирит, что свидетельствует о широком спектре температур рудообразования, которые должны были отражаться на минералопреобразовани и вмещающих соляных пород и оставить «следы» во включениях минеральных новообразований, которые, кристаллизуясь из растворов, должны были при росте захватывать часть этих растворов. При охлаждении этой части раствора внутри кристалла выделяются газовая фаза, твердыQ кристалл-узник, и включения становятся трехфазовыми. Нагревая повторно кристалл минерала с включениями можно по исчезновению газового пузырька и (или) кристаллика-узника делать заключение о приблизительной температуре кристаллизации минерала-хозяина. Метод этот получил общее признание и обозначен

как гомогенизация включений. В данном случае определяется температура гомогенизации ($t_г$) включений, которую следует отличать, как справедливо считает Дж. Фабрициус (Fabricius /326/), от температуры захвата кристаллом материнских растворов (t_t).

Ниже рассмотрим существующий метод гомогенизации включений в соляных минералах и результаты определения температур минералообразования в зоне пирротинизации по этому методу.

3.2.3.2.1. Определение температур методом гомогенизации

Теория метода гомогенизации включений базируется на исходном положении о гомогенности первичного захвата частичек среды минералообразования в вакуолях кристаллов. Поэтому, нагревая препарат с первичными гетерогенными включениями до температуры гомогенизации, по сути, в обратном направлении восстанавливается пройденный включениями путь от консервации до современного их нахождения. Применявшаяся в ИГиГГИ НАН Украины (г. Львов) термокамера конструкции В.А. Калюжного /199/ позволяет измерять температуру с точностью ±2°С при скорости нагревания 0,5–2°С/мин. Гомогенизация включений в галите и сильвине соляных отложении различного возраста показала, что предел нагревания препаратов этих минералов не должен превышать 120°С, так как при более высокой температуре включения растрескиваются /199/.

Оценка достоверности метода гомогенизации была проведена по изучению включений в искусственно выращенных кристаллах галита, в которых были получены все основные типы включений, характерные для галита ископаемых солей /199/. При этом установлено, что для определения истинной температуры кристаллизации солей наиболее целесообразно использовать включения с твердой фазой (кристаллики-узники сильвина, карналлита) – в этом случае ошибка метода не превышает несколько градусов. Такие включения наблюдаются, как правило, в галитах калиеносных зон или вблизи них, что ограничивает возможность метода. Гомогенизация газово-жидких микровключений дает заниженную температуру относительно истинной, и ошибка может составлять 10–15°С при температуре гомогенизации до 100°С. Однофазовые жидкие включения образуются из растворов, температура которых не превышает приблизительно 40°С. При гомогенизации трехфазовых включений следует ориентироваться на температуру растворения твердой фазы, газовые пузырьки обычно растворяются раньше.

Для выяснения температур перекристаллизации соляных минералов в зоне пирротинизации пород пласта АБ определялась температура гомогенизации ($t_г$) двух- и трехфазовых включений, находящихся в водяно-прозрачных частях зерен галита или в гнездовых его выделениях (табл. 3.23).

Таблица 3.23. *Результаты определения температур гомогенизации включений в перекристаллизованном галите*

№№п/п	№ образца	Кристаллик-узник во включениях	t гомогенизации	
			Интервал значений (количество замеров)	Среднее
1	5/91	Карналлит	40–74(6)	49,0
2	6/91	- « -	38–88(45)	58,0
3	7/91	Сильвин, карналлит	30–60(9)	40,0
4	1/91	Сильвин	42–66(5)	52,8
5	2/91	- « -	36–92(9)	65,1
6	4/91	- « -	38–82(12)	55,6

Напомним, что в трехфазовых включениях присутствуют микрокапельки углеводородов, которые никаких заметных изменений не претерпевают при растворении кристалликов-узников нагреванием препаратов.

Образцы с порядковыми номерами 1–3 происходят из зоны пирротинизации (см. табл. 3.22); № 4–6 – из слоя 3 пласта Кр. II, вскрытого на руднике БКПРУ-4 (ОАО «Уралкалий») исследовательской выработкой № 15 в 10-м ЮВП и приведены для сравнения. При этом отметим, что обр. 1/91 происходит из разубоженной части слоя 3, обр. 4/91 – из нормального разреза, а обр. 2/91 – из промежуточного между ними участка.

Результаты, приведенные в табл. 3.23, вскрывают парадоксальные явления. Во-первых, шпатовый галит с трубкой пирротина (обр. 7/91) образовался в более низких температурных условиях, чем перекристаллизованный галит с реликтами перистого галита (обр. 6/91), во-вторых, – перекристаллизация галитов из зоны пирротинизации происходила, в целом, в более низких температурных условиях, чем перекристаллизация галита из нормального разреза сильвинитов пласта Кр. II (обр. 4/91). В чем причина этого парадокса?

Первой парадокс заключается в противоречии фактических данных: согласно определенным температурам гомогенизации включений в галитах зоны пирротинизации основной минеральной фазой существования сульфида железа (помимо пирита) должен быть смайтит и, возможно, некоторые аномально низкотемпературные моноклинные пирротины, описанные Кларком /127/. Однако смайтит в исследуемых пирротинах встречается редко, а «трубка» в шпатовых галите и сильвине (обр. 7/91) представлена исключительно гексагональным пирротином.

Для снятия этого парадокса обратимся к самому методу гомогенизации включения применительно к соляным минералам. Метод, разработанный в ИГиГГИ НАН Украины /199/, включает несколько допущений, как следует из вышеизложенного. Из них основными являются:

- установление верхнего предела прогревания препарата до 120°С из-за того, что включения при более высоких температурах начнут растрескиваться. Следовательно, при нагревании не достигается полная гомогенизация (по-видимому, и поэтому не растворяются не только микрокапельки углеводородов, но и газ, содержащийся в пузырьках);
- температура гомогенизации определяется только по растворению кристаллов-узников, представленных сильвином и карналлитом, т. е. самыми растворимыми минералами;
- при достижении полной гомогенизации включений, содержащих пузырьки газа, необходимо учесть состав и давление газа, что следует из таблицы 3.24 /48/.

Выше указанных в табл. 3.24 температур (с учетом давления) соответствующий газ не может быть превращен в жидкость /48/. Первые три газа (CH_4, N_2, CO_2) из этой таблицы постоянно находятся во включениях соляных минералов (табл. 3.22), сероводород встречается реже. Поэтому, если учесть, что существенная часть газа была растворена во включениях галита исследуемых образцов, то можно предположить, что этот газ был представлен азотом (68,2–79,3 вес, %, табл. 3.22). Это означает, что минимальная температура гомогенизации должна составлять около 120°С (с учетом более высоких давлений в закупоренных газом включениях (пузырьках).

Таблица 3.24. *Критические давления и температуры (с. 306, т. 1 /48/)*

Газ	Давление, кг/см^2	Температура	
		°K = °C	
Метан, CH_4	47,2	191	191
Азот, N_2	34,6	126	126
Углекислота, CO_2	75,4	304	304
Сероводород, H_2S	91,8	374	374

Из вышеизложенного следует, что существующий метод гомогенизации включений для определения температурных условий перекристаллизации соляных минералов, требует доработки. Температуры гомогенизации, определенные этим методом, не дают температуру захвата материнских растворов и выделения из них твердых и газовых включений. Это снимает парадоксальность второго явления, изложенного нами выше (с. 447). Поэтому образцы из пирротина и контактирующих с ним соляных минералов были переданы во ВНИИОкеанологию РАН на проведение декрепитационного анализа. Работа выполнена В.С. Аплоновым, результаты изложены ниже.

3.2.3.2.1. Определение температур минералообразования по результатам декрепитационного анализа

Во ВНИИОкенгеологии РАН исследовались два образца. Один из них представляет часть образца 77п – пирротин содержащую каменную соль, глинистую с включениями красного сильвина и полиминеральных агрегатов, состоящих из красного и молочно-белого сильвина, перекристаллизованного кР/3 галита, м/з серого галита и галита с синими точечными вкрапленниками. На отдель-

ных участках в перекристаллизованном галите присутствует густая м/з вкрапленность пирротина. Красный сильвин лишен этой вкрапленности. Из другой части этого образца (77п) дополнительно были отобраны крупные зерна и агрегаты красного сильвина (проба 1), перистого галита (пр. 2), молочно-белого сильвина (пр. 3) и темно-серого галита (пр. 4) из контакта с красным сильвином. Нами были выделены: прозрачно-белый галит (пр. 5); тот же галит с обильными включениями синего галита, располагавшегося по зонам роста и пологим трещинкам в прозрачном галите (пр. 6); галит светло-серый с желтоватым оттенком, на отдельных участках в нем встречены серые (вероятно, глинистые) включения (пр. 7); черный рудный минерал (пр. 8) типа гематит-магнезит (не исключено, что это окисленный пирротин), сильвин красный и бледно-розовыи (пр. 9), галит розоватый, тесно ассоциирующий с красным сильвином (пр. 10); галит кр/з прозрачный перекристаллизованный с небольшими замутненными участками зерен (пр. 11); галит бледно-голубой и бесцветный кр/з перекристаллизованный с включениями синего галита (проба № 12).

Второй образец (Дж.., -98/РУ) состоит из обломка пирротиновой жилы. Его минералогическое описание и результаты рентгено-фазово-микроспектрального изучения, выполненные С.В. Петровым (ОАО «Механобр-Аналитик»), включены в гл. 3.2.2.

Мономинеральные фракции соляных минералов отбирались вручную, либо под бинокулярной лупой. Отобранные кусочки дробились в фарфоровой чашке при неоднократном просеивании через сита для отбора фракции 0,5–1,0 мм. Дробление проводилось с учетом недопущения перегрева имеющихся в минералах включений. Объем мономинеральных проб (1–12) составлял не менее 1 см^3.

Декрепитационный анализ проводился на усовершенствованном декрепитографе Д-1, выпущенным заводом «Геологоразведка». Основным преимуществом данного прибора, отличающим его от серийных образцов, является оригинальный пьезодатчик, позволяющий отфильтровывать посторонние акустические шумы и фиксировать пьезоэффекты с повышенной чувствительностью (коэффициент усиления первичного сигнала 30000 раз). Нагрев исследуемых проб (1 см^3) производился до 600°С. Термопара градуировалась по трем реперным точками. Количество декрепитировавших в пробе включений фиксировалось в виде импульсов, выводимых на диаграмму ленту.

3.2.3.2.1.1. Результаты декрепитации включений минералов

Прозрачный галит с точечными включениями индигово-синего галита (пр. 6) практически лишен газово-жидких включений.

Наиболее простая «высокотемпературная» декрептограмма характерна для бледно-голубого кР/З перекристаллизованного галита с включениями синего галита (пр. 12): на ней разрывы включений начинаются при температуре 450°С и завершаются при 370°С, общая флюидонасыщенность минерала невелика – 120 включений в 1 см^3 пробы (рис. 3.70).

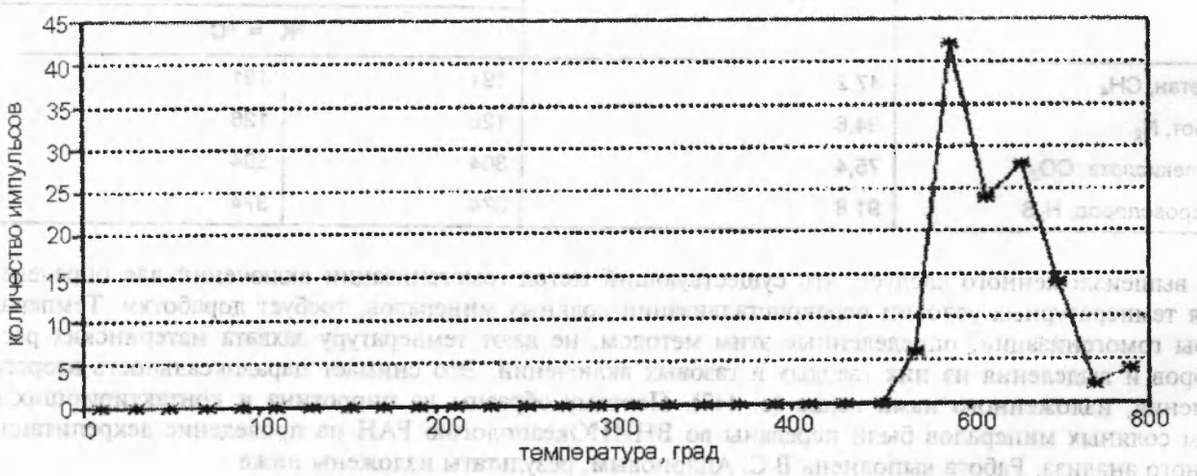


Рис. 3.70. Декрептограмма пробы 12 галит бледно-голубой крупнозернистый.

Близкую по конфигурации декрептограмму имеет сильвин красный (пр. 9), массовая декрепитация в котором начинается при 450°С, хотя единичные включения декрепитируются и при более низкой температуре, общая флюидонасыщенность 332 имп (рис. 3.71).

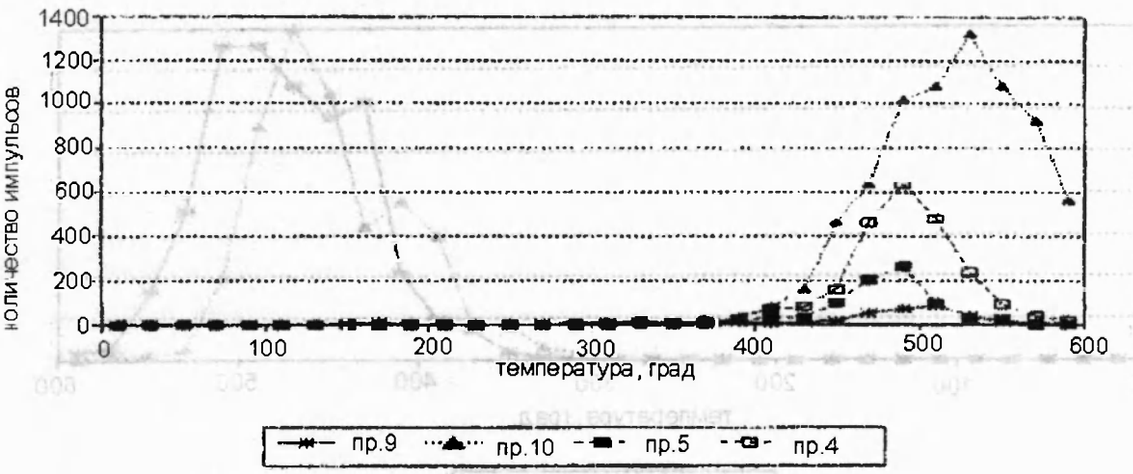


Рис. 3.71. Декрептограммы проб 4, 5, 9 и 10 сильвин красный, белый и серый галиты.

Треть проб имеет очень близкие декрептограммы, на которых до 410–430°С отсутствуют разрывы газово-жидких включений. Массовая декрепитация начинается при 410–430°С. Графики одновершинные, что может свидетельствовать об участии гидротермального процесса в минералообразовании. К этой группе (рис. 3.71) относятся: темно-серая каменная соль в контакте с красным сильвином (пр. 4); галит белый прозрачный розово-палевого цвета (пр. 5), галит м/з в тесной ассоциации с красным сильвином (пр. 10). Общая флюидонасыщенность достаточно высокая – от 808 (галит белый прозрачный – пр. 5) до 7362 (галит м/з – пр. 10) имп на 1 $см^3$. Она возрастает от белого и темно-серого галита к м/з.

Следующую группу минералов составляют перистый (пр. 2) и светло-серый (пр. 7) галиты, красный сильвин (пр. 1) и черный рудный минерал (пр. 8). Для декрептограмм этих минералов (рис. 3.72, 3.73) характерны много вершинные графики, у которых декрепитация начинается при 370–390°С.

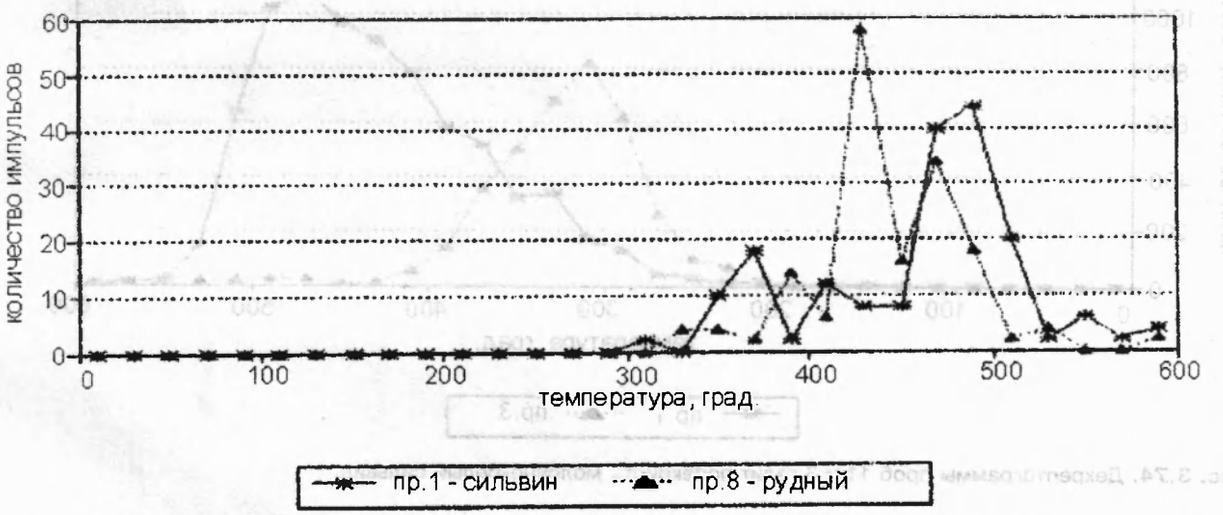


Рис. 3.72. Декрептограммы проб 1 и 8 сильвин красный и черный рудный.

Общая флюидонасыщенность в красном сильвине и черном рудном минерале (рис. 3.72) относительно невысокая (164–178 имп.), в то время как в галитах она на порядок выше (3428–4346 имп). Характерной особенностью этих минералов является присутствие на декрептотраммах следов наложенных процессов: начало массовой декрепитации в красном сильвине происходит при 330, 390 и 450°С. Для рудного минерала основной максимум начинается при 410°С, т. е. он смещен относительно красного сильвина на 40°С в сторону меньших температур.

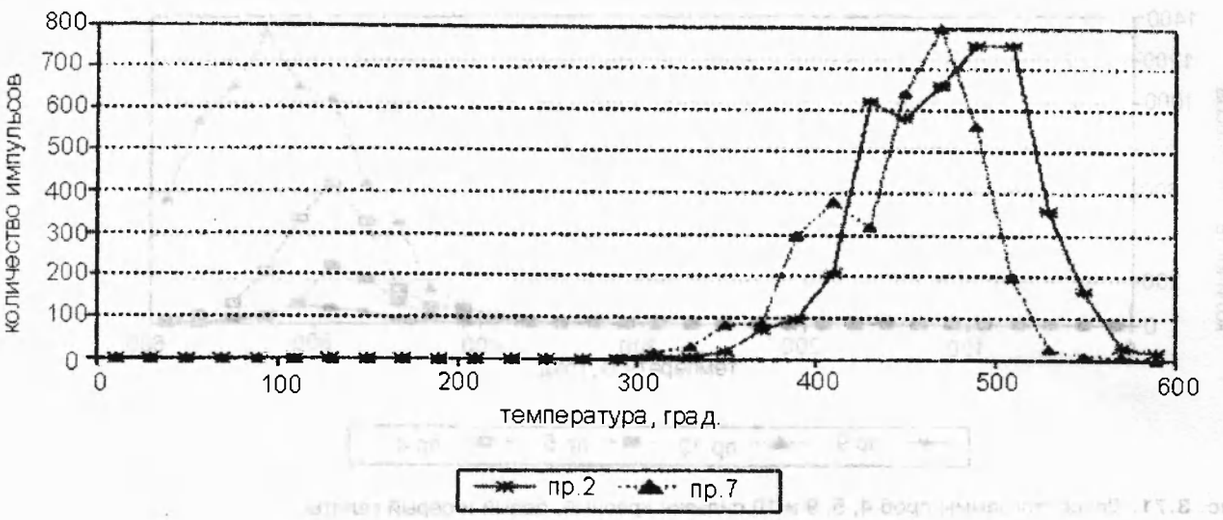


Рис. 3.73. Декрептограммы проб 2 и 7 галит перестый и светло-серый.

Декрептограммы перистого и светло-серого галита (пр. 2 и 7) очень близки по конфигурации к декрептограммам первой группы минералов, отличаясь от них появлением дополнительных максимумов на фоне основного и более низкими температурами начала массовой декрепитации – 370–390°С (рис. 3.73). Оба минерала характеризуются высокой флюидонасыщенностью – 3428 и 4346 имп.

Более низкие температуры начала массовой декрепитации характерны для кр/з перекристаллизованного галита (пр. 11) и молочно- белого сильвина (пр. 3) – соответственно, 270 и 250°С, графики декрепитации одновершинные, (рис. 3.74). Характерна высокая флюидонасыщенность обоих образцов (7724 и 3684 имп).

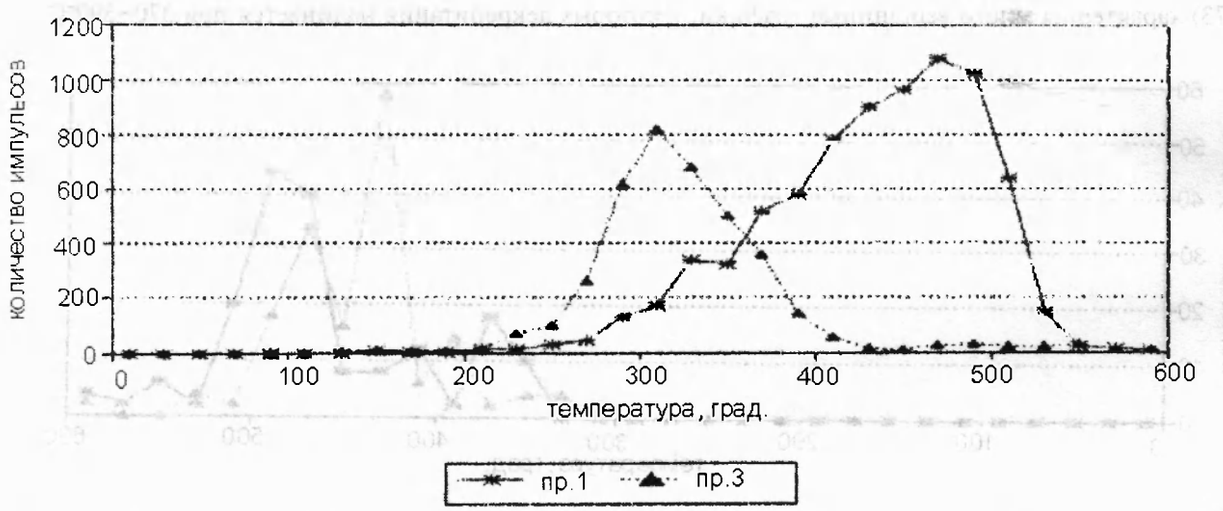


Рис. 3.74. Декрептограммы проб 11 и 3 галит перекрист., молочно-белый сильвин.

Можно предположить, что последние две группы декрептограмм фиксируют наложенные температурные процессы при 370–250°С, реликты этих процессов присутствуют на декрептограммах черного рудного минерала (пр. 8), красного сильвина (пр. 1 и 9), галита бесцветного с включениями синего галита (пр. 6 и 12).

Общая флюидонасыщенность проб различается более, чем на два порядка (рис. 3.75). Наименьшей флюидонасыщенностью обладают галиты с включениями синей соли (средняя флюидонасыщенность по двум пробам составляет 75 имп на 1 $см^3$ пробы); сильвин красный характеризуется средней флюидонасыщенностью 255 имп, для молочно-белого сильвина она на порядок выше – 3684 имп. Наибольшей флюидонасыщенностью обладают разноокрашенные галиты – в среднем 4328 имп.

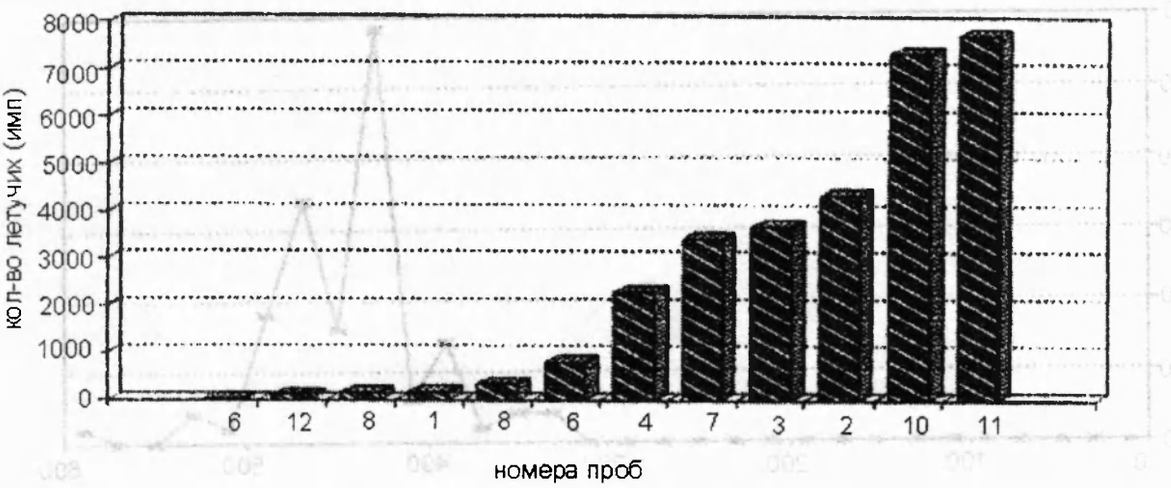


Рис. 3.75. Общая флюидонасыщенность соляных минералов.

Декрептограммы пирротина из обр. Дж. -98/РУ (камера 16, блок 7, рис. 3.76) показывают, что формирование его основной массы происходило при 390–410°С. Какая-то часть пирротина кристаллизовалась при 290–310°С. Характерна очень низкая флюидонасыщенность – 140–150 имп на 1 $см^3$.

Для сравнения декрепитационному анализу были подвергнуты также пирит (рис. 3.77) и вмещающие его соляные минералы, из образца, отобранного в той же камере на контакте пластов А и Б. Интенсивное растрескивание включений в розовом сильвине и водяно-прозрачном галите, в которых заключены кристаллы пирита, начинается при 290°С, в молочно-белом трещиноватом сильвине при спаде температуры до 250°С интенсивная декрепитация пирита происходит при температуре 290°С. Пирит отличается от пирротина высокой флюидонасыщенностью.

3.2.3.2.1.2. Обсуждение результатов

Рассматривая декрептограммы проанализированных соляных минералов, можно констатировать однотипность большинства из них. Это преимущественно одновершинные кривые с резким подъемом и спадом при массовой декрепитации. Данный характер кривых может свидетельствовать о присутствии в минералах газово-жидких включений, близких между собой по размерам и плотности флюидов. Последнее обстоятельство способствует декрепитации большинства включений в относительно узком температурном интервале. Подобные включения характерны для минералов гидротермального генезиса, формирующихся в относительно спокойных термодинамических условиях.

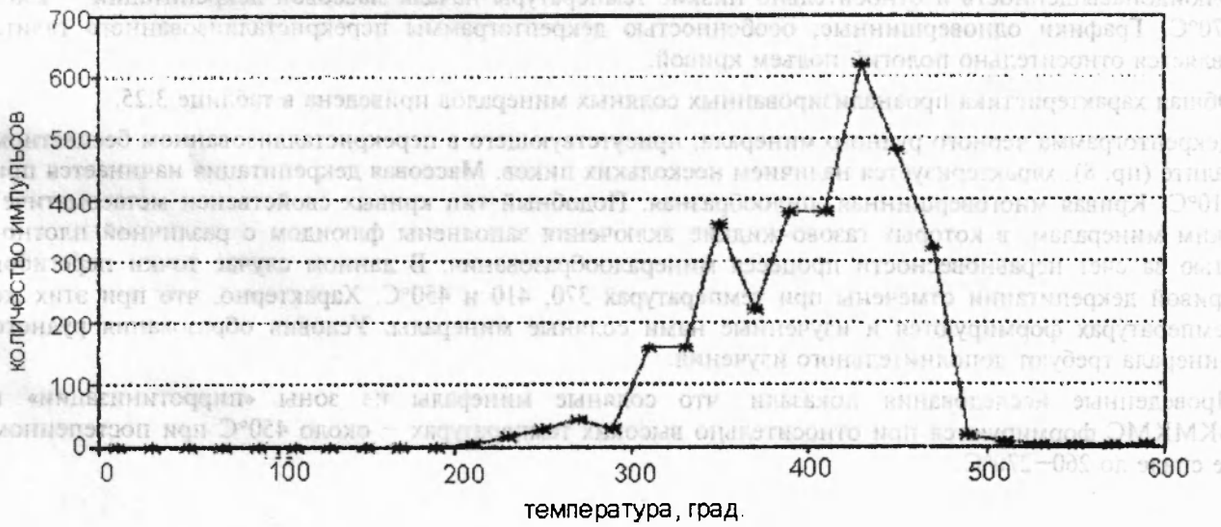


Рис. 3.76. Пирротин окисленный (Дж-99).

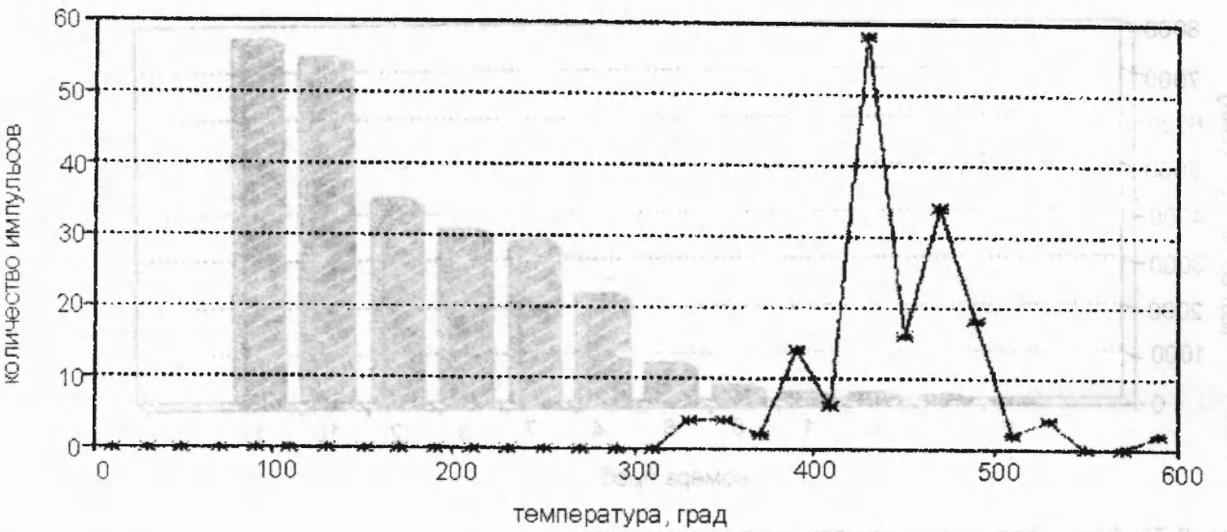


Рис. 3.77. Пирит окисленный (Дж-98).

На основании этих декрептограмм можно сделать вывод, что основная минеральной ассоциации происходила с учатием относительно высокотемпературных гидротерм. Сильвин красный формировался при температурах около 450°С; на уже сформированный минерал накладывались вторичные процессы при 390 и 330°С (это хорошо видно на декрептограммах обеих проб – 1 и 9, но только в пробе 1 эти наложенные процессы проявлены резче). Для сильвина красного характерна (рис. 3.75) относительно низкая флюидонасыщенность (в среднем для двух проб 255 имп).

Аналогичная низкая флюидонасыщенность свойственна галиту с включениями индигово-синей каменной соли (в среднем для двух проб 75 имп). В пр. 6 газово-жидкие включения практически отсутствуют.

Морфологически разнообразные галиты характеризуются однотипными декрептограммами с началом массовой декрепитации при температуре 410–430°С. Основное различие между ними проявляется в общей флюидонасыщенности – от 808 имп в бесцветном прозрачном галите до 7724 имп в перекристаллизованном кр/з. Температура начала массовой декрепитации несколько снижается – от 450°С (галит голубой с включениями синей соли) до 430°С (белый прозрачный и серый галиты) и 370–390°С (галит пористый и светло-серый).

На общем фоне выделяются декрептограммы двух минералов: молочно-белого сильвина (пр. 3) и перекрисаллизованного бесцветного галита (пр. 11). Для обоих минералов характерны высокая флюидонасыщенность и относительно низкие температуры начала массовой декрепитации – 250–270°С. Графики одновершинные; особенностью декрептограммы перекристаллизованного галита является относительно пологий подъем кривой.

Общая характеристика проанализированных соляных минералов приведена в таблице 3.25.

Декрептограмма черного рудного минерала, присутствующего в перекристаллизованном бесцветном галите (пр. 8), характеризуется наличием нескольких пиков. Массовая декрепитация начинается при 310°С. Кривая многовершинная, пилообразная. Подобный тип кривых свойственен метасоматическим минералам, в которых газово-жидкие включения заполнены флюидом с различной плотностью за счет неравновесности процесса минералообразования. В данном случае точки перегибов кривой декрепитации отмечены при температурах 370, 410 и 450°С. Характерно, что при этих же температурах формируются и изученные нами соляные минералы. Условия образования рудного минерала требуют дополнительного изучения.

Проведенные исследования показали, что соляные минералы из зоны «пирротинизации» в ВКМКМС формируются при относительно высоких температурах – около 450°С при постепенном ее спаде до 260–270°С.

Таблица 3.25. Обобщение результатов декрепитации включений

t начала массовой декрепит.	характеристика проб	общая флюидонасыщенность (в имп)	особенности декрептограмм
450°	сильвин красный и бледно-розовый (пр. 9);	332	слабые налож. проц.
	сильвин красный (пр. 1);	178	интенсивн. налож. проц.
	галит бледно-голубой и бесцветный кр/з перекристаллизованный с включениями синего галита (пр. 12);	120	одноверш. кривая
410–430°	галит темно-серый в ассоциации с красным сильвином (пр. 4);	2302	одноверш. кривая
	галит белый кр/з прозрачный (пр. 5);	808	одноверш. кривая
	галит м/з розовато-палевой в ассоциации с красным сильвином (пр. 10);	7362	одноверш. кривая
390–410°	пирротин окисленный	164	осложнен.
370–390°	галит перистый (пр. 2);	4346	осложнен. кривая
	галит светло-серый с желтоватым оттенком, с глинистыми (?) включениями (пр. 7);	3428	осложнен. кривая
290–310°	пирит окисленный	3236	осложнен.
250–270°	галит перекристаллиз. кр/з прозрачный (пр. 11);	7724	с пологим подъемом
	сильвин молочно-белый из кровли верхней пачки (пр. 3);	3684	одноверш. кривая
	пирит (Дж-98/ру)	3236	

Образование из гидротермальных растворов при подобных температурах сульфидных минералов, в частности пирротина, вполне возможно. Структура пирротина, устойчивого только выше 308°С, представляет собой гексагональную структуру типа NiAs. При более низких температурах в пирротине образуется одна или несколько сверхструктур. Верхним пределом стабильности моноклинного пирротина является температура 254°С. Пирротины, формирующиеся в интервале температур 254–308°С, имеют промежуточные структуры.

При выяснении условий образования пирротина в соляных толщах важен вопрос об источнике серы, необходимой для его формированиям. Гидротермальные рассолы района Солтон-Си (Калифорния) и глубоких впадин Красного моря характеризуются дефицитом серы, поэтому железо там отлагается в виде окислов и гидроокислов. Бартон (Barton /320/) высказал предположение, что в некоторых случаях гидротермальные растворы могли переносить одновременно сульфатный ион и растворенный метан. Происходящее при этом восстановление сульфата приводило к формированию сульфидных минералов. Укажем, что в соляных минералах Верхнекамского месторождения присутствует метан, а при дроблении многих соляных минералов из последних в больном количестве выделяется сероводород, что при наличии в гидротермальной системе железа может привести к формированию пирротина.

3.2.4. Пространственно-временная локализация, условия и источник рудогенеза

Зона пирротинизации соляных минералов и пород пласта АБ прослежена по простиранию на расстоянии около 2 км (см. рис. 3.56). Зона носит прерывный характера. На отдельных участках она представлена в виде единого рудного тела с содержанием пирротина 70 и более %. Такие участки отнесены к «ядрам» оруденения (в камерах 16, 18, 43, блок 7, панель 6, блок 14, панель 8). На других участках (камеры 22, 26, блок 7) оруденение носит рассеянный характер с увеличением доли

пирита, при этом наблюдается расширение зоны пирротинизации до 50 м и более. Существуют также участки по простиранию зоны, где оруденение отсутствует. В «ядрах» и участках рассеянной минерализации оруденение локализовано в ромбоэдрах скалывания вдоль их короткой оси. Во всех случаях «ядра» оруденения приурочены к полосчатым сильвинитам пласта А (реже, к красным-слоя A^1), а в рассеянное виде – пласту А и пестрым сильвинитам пласта Б. За пределами пласта АБ зона пирротинизации не наблюдалась. Отметим, что на всем протяжении зоны пирротинизации и включающим ее панелям пласт В представлен карналлитовыми породами.

Таким образом, оруденение носит стратиформный характер, и происходило оно после сильвинитизации карналлитовых пород пласта Б. Локализация его в ромбоэдрах скалывания позволяет связать рудогенез с процессом образования горизонтальных сдвигов, имевшим место после складчатости (см. рис. 2.55).

Вместе с тем, в подавляющей части ромбоэдров скалывания, исследуемой нами на руднике СКПРУ-3 (см, п. 2.2.2.3.2.1), пирротин отсутствует. Это указывает на то, что оруденение не носило масштабный и площадной характер, аналогичный образованию ромбоэдров скалывания или сильвинитизации карналлитов пласта Б, а возникало в трещинах-жилах, формировавшихся в условиях растяжения, высоких температур и наличии железа и серы.

На существование растяжения при сдвигообразовании указывают структуры растяжения в подстилающей каменной соли (рис. 3.78) и открытая трещина в блоке 2, панели 1 (см. рис. 2.56), которые имеют простирание, идентичное с короткой осью ромбоэдров скалывания и зоной пирротинизации. На возможность наличия высоких температур указывают результаты декрепитационного анализа включений в пирротине, пирите и вмещающих соляных минералов, что согласуется со сложившимися представлениями об ассоциации пирротина-пирита, как косвенных индикаторов геологической термометрии /170/. Наличие свободного железа вполне реально в растворе (в виде $FeCl_2$), образовавшим в результате сильвинитизации карналлитов пласта Б тектоническим давлением, подтвержденном экспериментально Ю.В. Морачевским /173, 174/. Также реально наличие свободной серы в виде сероводорода во включениях соляных минералов, особенно в молочно-белом и, реже, розовом сильвинах /29/. Обращает на себя внимание тот факт, что во включениях минералов зоны пирротинизации сероводорода нет (табл. 3.22), а в ромбоэдрах скалывания с отсутствием пирротина и в минералах, выполняющих зальбанды открытых трещин сероводород (H_2S) практически всюду присутствует (до 2,8 об. %, табл. 3.26).

Таким образом, пирротиновая минерализации в «ядрах» зоны пирротинизации – это гидротермально образование, возникшее в постскладчатое время на этапе сдвигообразования (мел-палеоген). Рудогенез осуществлялся в два этапа: в начале в трещине путем спонтанной раскристаллизации геля, а затем (или одновременно) – медленным растеканием остаточных растворов во вмещающие породы и их пирротинизации метасоматическим путем. Раскристаллизация геля происходила постепенным охлаждением, что отражено формированием всех разновидностей пирротина: от гексагональных до моноклинных и низкотемпературного смайтита. Изотопия сульфидной серы (табл. 3.21) и наличие хлористого кальция (табл. 3.22), а также высокие температуры являются свидетелями гидротермального процесса, проявившегося после сильвинитизации карналлитов пласта Б, что определило стратиформный характер локализации оруденения. Последовательность рудогенеза определена направленностью формирования пород от собственно пирротиновых (или пирит-пирротиновых – «ядра», трещинное образование) к пирротин-пиритовым и пиритсодержащим.

Вместе с тем, отмеченной последовательности можно было бы придать обратную направленность, т. е. от пиритсодержащих к пиритпирротиновым породам, если взять за основу образование пирротина за счет пирита с выделением свободного сероводорода.

При этом, однако, будут возникать, на наш взгляд, два непреодолимых вопроса. Во-первых, становится неясной причина высоких температур и, во-вторых, часть освобождавшейся серы должна была быть захвачена растущими кристаллами в виде сероводорода, что не наблюдается во включениях соляных минералов.

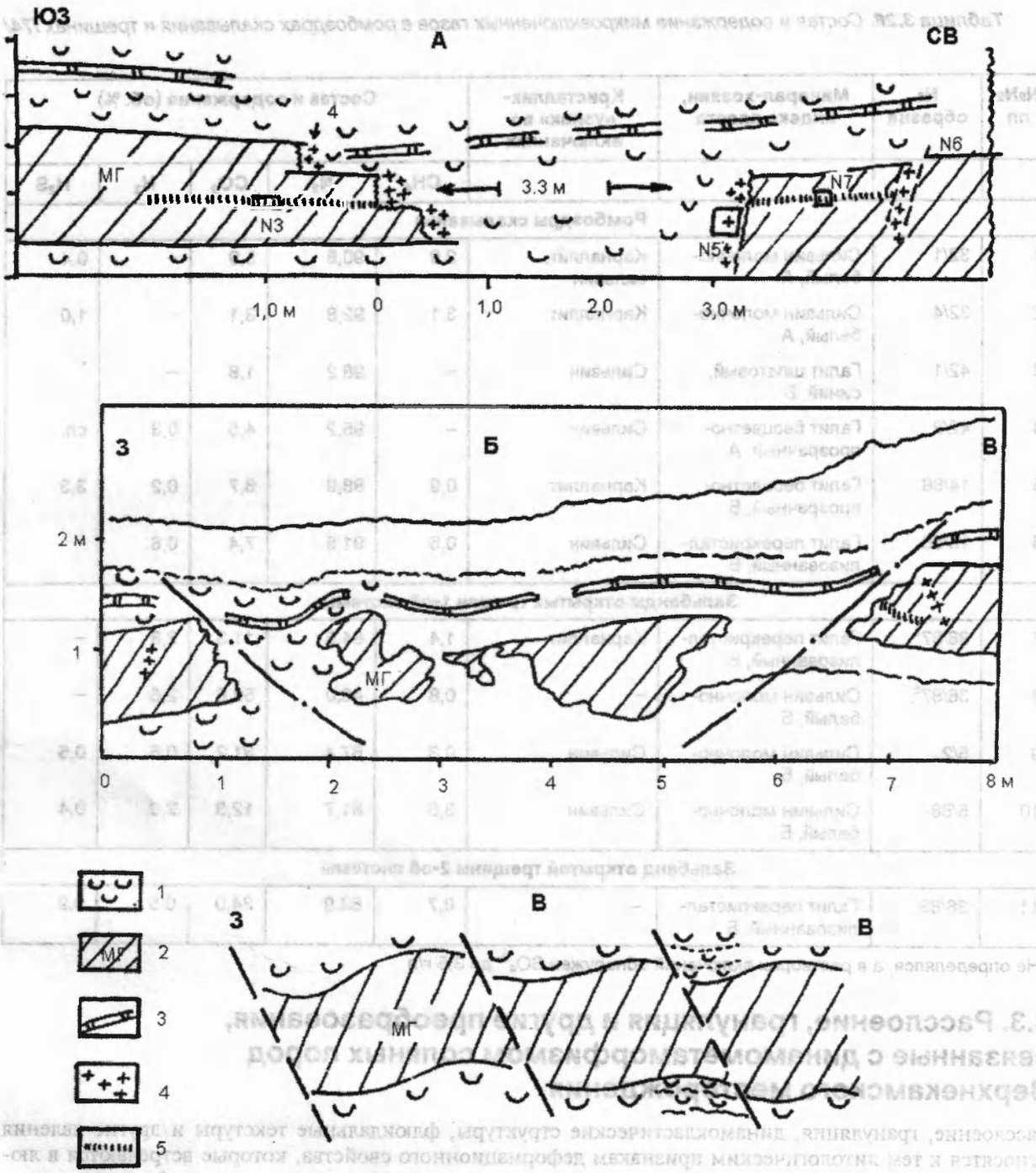


Рис. 3.78. Структуры растяжения в подстилающей каменной соли (СКПРУ-3, между панелями 2 и 3, см. рис. 3.56).

А – раздвиг, западная стена пульпопроводной выработки;

Б – грабенчик, уклон чистки зумпфа ств. № 1;

В – сбросовые дислокации, южная стенка того же уклона;

1 – подстилающая каменная соль;

2 – маркирующий горизонт (МГ);

3 – прослой ангидрит-глинистых пород;

4 – жильный галит;

5 – жильный гипс с налетами красных пятен.

Таблица 3.26. Состав и содержание микровключенных газов в ромбоэдрах скалывания и трещинах /74/

№№ пп	№ образца	Минерал-хозяин, индекс пласта	Кристаллик-«узник» во включениях	Состав и содержание (об. %)				
				CH_4	N_2	CO_2	H_2	H_2S
Ромбоэдры скалывания								
1	32/1	Сильвин молочно-белый, А	Карналлит, сильвин	2,9	90,8	5,9	–	0,4
2	32/4	Сильвин молочно-белый, А	Карналлит	3,1	92,8	3,1	–	1,0
3	42/1	Галит шпатовый, синий, Б	Сильвин	–	98,2	1,8	–	*
4	42/2	Галит бесцветно-прозрачный, А	Сильвин	–	95,2	4,5	0,3	сл.
5	14/88	Галит бесцветно-прозрачный, Б	Карналлит	0,9	88,9	6,7	0,2	3,3
6	15/88	Галит перекристаллизованный, Б	Сильвин	0,5	91,5	7,4	0,6	–
Зальбанды открытых трещин 1-ой системы								
7	36/87[а]	Галит перекристаллизованный, Б	Карналлит	1,4	84,5	11,3	2,8	–
8	36/87[б]	Сильвин молочно-белый, Б	–	0,8	46,0	50,6	2,6	–
9	5/2	Сильвин молочно-белый, Б	Сильвин	0,3	67,4	31,2	0,6	0,5
10	5/88	Сильвин молочно-белый, Б	Сильвин	3,6	81,7	12,3	2,0	0,4
Зальбанд открытой трещины 2-ой системы								
11	36/88	Галит перекристаллизованный, Б	–	0,7	63,9	34,0	0,5	0,9

* Не определялся, а в растворах включений обнаружен SO_4^{2-} до 3,5 г/л

3.3. Расслоение, грануляция и другие преобразования, связанные с динамометаморфизмом соляных пород Верхнекамского месторождения

Расслоение, грануляция, динамокластические структуры, флюидальные текстуры и другие явления относятся к тем литологическим признакам деформационного свойства, которые встречаются в любой соляной породе (каменная соль, сильвинит, карналлитовой) независимо от глубины их залегания и имеют локальное площадное развитие. В породах надсоляной толщи эти признаки также встречаются, но здесь выражены они несколько своеобразно. Для выяснения этих признаков ниже приводятся результаты их исследования.

3.3.1. Расслоенность соляных пород

Под термином «расслоенность» подразумевается очень характерная для Верхнекамского месторождения субгоризонтальная плитчатая отдельность пород, вдоль которой последние могут распадаться на плитки различной (от 0,2–0,5 до нескольких см) толщины. Следует отметить, что, хотя этот термин получил достаточно широкое распространение, он не вполне соответствует общепринятому его значению (как синониму послойного кливажа), поскольку рассматриваемая здесь отдельность в об-

щем случае не совпадает со слоистостью самих соляных пород и всегда пересекает часто встречающиеся здесь складки, резкие раздувы и пережимы слоев. Правомочность сохранения и дальнейшего использования данного термина основывается на том, что ориентировка отдельности, не следуя за складчатостью, в общих чертах все же соответствует залеганию более крупных составляющих надсоляного разреза - пластов, пачек и толщ. Углы падения трещин отдельности, как и крыльев основных пликативных структур, обычно не превышают 3–5° и лишь в единичных случаях (например, на глубине 326,0 м скв. 1025) достигают 15°. Субгоризонтальная ориентировка, соответствующая общему, очень пологому залеганию пород надсоляного комплекса, пересечение внутрисоляных складок и отсутствие связи с положением их осевых поверхностей составляют главную особенность рассматриваемой отдельности. Другая ее особенность связана с характером самой отдельности. Как правило, она почти не проявляется в естественном залегании соляного массивам. Лишь в керне или образцах, отобранных в горных выработках, то есть не только «освобожденных» от литостатического давления, но и испытавших механическое воздействие, породы начинают растрескиваться и распадаться на субпараллельные плитки. Поверхности последних не являются идеально ровными, часто прерываются или приобретают ступенчатый характер. Микроскопическое изучение показывает, что при расслоении каменной соли «используются» и межзерновые контакты, и плоскости спайности галита, естественно, в тех случаях, когда они совпадают или располагаются под небольшими углами к отдельности (рис. 3.79). Однако в произвольно ориентированном агрегате, каким обычно является каменная соль, «пассивное использование» только указанных направлений не может привести к формированию одной четко выраженной системы субпараллельных ослабленных зон. Наиболее вероятный способ образования такой системы может быть связан или с переориентировкой (вращением) зерен или (и) с трансляционным скольжением внутри самих кристаллов /188/. Сколько-нибудь заметной переориентировки зерен в каменной соли верхней части ВЗТ обычно не наблюдается - этот процесс проявляется здесь локально и отмечается, например, в некоторых разновидностях гранулированной каменной соли /82/. Что касается трансляционного скольжения, то это явление распространено достаточно широко и было подробно рассмотрено В.А. Вахрамеевой /28/, правда, без какой-либо связи с расслоенностью соляных пород. Микроскопическое изучение каменной соли из верхней части ВЗТ показало, что в зернах галита нередко наблюдаются узкие зоны дислокаций и тонкие цепочки вторичных газово-жидких включений, располагающиеся параллельно или почти параллельно трещинам отдельности. Рассматривая большое количество произвольных сечений галита в шлифах, можно заметить, что эти цепочки располагаются в кристаллах закономерно - под углом 45° к граням куба или спайности (рис. 3.80), то есть скорее всего соответствуют «граням» ромбододекаэдра - основным плоскостям трансляционного скольжения в кристаллах галита. Пересечения этих плоскостей с поверхностью кристалла, именуемые «линиями Чернова-Людерса», иногда можно видеть даже макроскопически /28/. Для осуществления трансляции, в принципе, достаточно, чтобы соответствующая плоскость образовала сравнительно небольшой угол с «поверхностью макроскольжения», а поскольку «граням» ромбододекаэдра отвечает шесть возможных плоскостей трансляционного скольжения, то последнее может происходить при достаточно произвольной ориентировке кристалла, без сколько-нибудь значительного его поворота. В связи с этим уместно вспомнить вывод А.В. Пэка о том, «что чем больше способность к трансляции данного минерала, тем менее совершенная ориентировка достаточна для прекращения вращения зерен» (/236/, с. 105).

Приведенные данные позволяют сделать вывод, что расслоенность соляных пород имеет в нашем случае не сколовую (как в кливаже разлома или скалывания), а преимущественно деформационную основу[9]. Это объясняет, во-первых, то, что трещины расслоения проявляются только после снятия литостатической нагрузки и механического воздействия на породу (сама деформация, как известно, не приводит к нарушению оплошности кристаллов), а во-вторых, – сам характер поверхностей расслоениям. В тех случаях, когда плоскости возможной трансляции в кристаллах образуют большой угол с S – поверхностью («поверхностью макроскольжения») и скольжения по ним не происходит, при формировании трещин расслоения «используются» подходящие по своей ориентировке межзерновые контакты, спайность и другие «первично» ослабленные зоны. Таким образом, переходя к рассмотрению механизма образования трещин расслоения, необходимо учитывать две его стороны: во-первых, механизм формирования одной, резко преобладающей системы плоскостей трансляции

[9] Кроме чистой трансляции возможно также и скольжение с изгибом. Однако в региональных масштабах такой тип деформации, по-видимому, не проявляется, хотя примеры такого рода имеются.

в разноориентированных зернах, а во-вторых, — механизм, обеспечивающий трансформацию чисто деформационных зон в систему трещин,

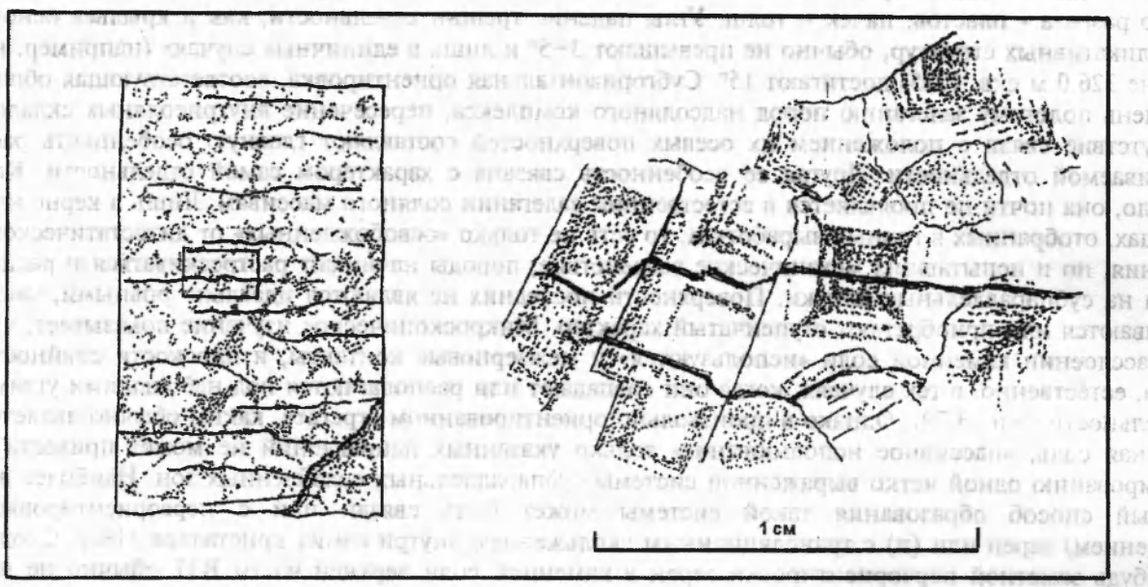


Рис. 3.79. Трещины расслоения в слоистой каменной соли (скв. 1027, глуб. 229,0 м, II ритмопачка СМТ).
Слева – зарисовка образца в натуральную величину. Трещины пересекают слоистость, обусловленную чередованием крупно- и мелкозернистой каменной соли и галопелитовых прослоев. Справа – деталь участка, обведенного прямоугольником (шлиф). Ступенчатые трещины (черные линии) на этом участке «используют» спайность галита.

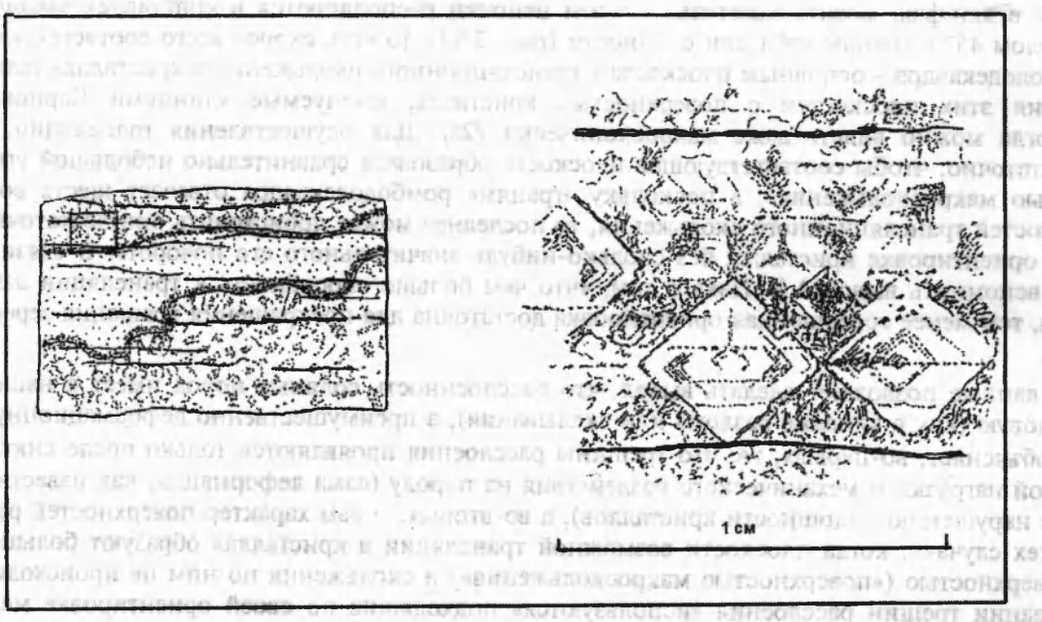


Рис. 3.80. Трещины расслоения в покровной каменной соли (скважина № 1027, глубина 257,6 м).
Слева – зарисовка образца в натуральную величину. Трещины пересекают слоистость, обусловленную чередованием мелкопористой каменной соли и мелкозернистой соли высаливания (точки). Справа – деталь участка, обведенного прямоугольником (шлиф). Видны прерывистые цепочки включений, ориентированные под углом 45° к граням галита и параллельные отдельности (черные линии).

Следует отметить, что проблема «послойного» кливажа до сих пор остается предметом дискуссий. Обычно рассматриваются три возможных причины его образованиям. Первая так или иначе связывается с первичной неоднородностью пород, прежде всего их слоистостью, которая может оказывать ориентирующее влияние на все последующие структурно-текстурные и минеральные преобразования. Однако на Верхнекамском месторождении трещины расслоения, как уже отмечалось, пересекает внутреннюю слоистость смятых в складки соляных пород и, следовательно, не могут отражать ориентировку их первичных текстурных элементов. Второй вариант предполагает возможность образования плоскостных элементов, перпендикулярных к оси сжатия. В данном случае речь не идет о уплощении или иной переориентировке составных частей породы, которая наблюдалась в экспериментах, проводившихся еще в прошлом веке, – в породах Верхнекамского месторождения этот процесс, в отличие от расслоения, проявляется локально. С рассматриваемых позиций интерес представляет только формирование соответствующей системы субпараллельных трещин. Как показывают экспериментальные исследования, в образцах, подвергавшихся сжатию при высоком всестороннем давлении, после снятия нагрузки действительно возникает большое количество трещин, перпендикулярных к оси сжатия и названных М.П. Биллингсом трещинами высвобождения /11/. Хотя литостатическое давление интерпретируется как всестороннее, в гетерогенной среде, по-видимому, можно найти условия, когда усиливается его вертикальная составляющая. В этом случае можно ожидать появления трещин, подобных описанным выше, именно после отбора образца, т. е. после освобождения его от нагрузки. Сомнения вызывают два обстоятельства. Во-первых, причины появления в равноориентированных кристаллах только одной, резко преобладающей системы плоскостей трансляции, которая к тому же располагается параллельно трещинам расслоения. Во-вторых, то что на ряде других месторождений, например, Старобинском, в образцах, отобранных даже с больших глубин, никакого расслоения не проявляется.

Создается впечатление, что рассмотренный механизм, если и может действовать, то только в том случае, когда породы испытали перед этим воздействие третьего из рассматриваемых факторов – ламинарного скольжения (третий вариант).

Ламинарное скольжение можно представить как дифференциальное перемещении серии слоев и пластин, которое осуществляется по одной системе параллельных плоскостей и вызывается действием касательных напряжений или пары сил. С точки зрения деформации данный процесс отвечает сдвигу (в физико-механическом значении этого термина) и вполне соответствует описанным выше преобразованиям, т. е. появлению субпараллельных зон трансляционного скольжения в кристаллах галита и развитию в породах одной системы плоскостей расслоения. Именно поэтому расслоенность соляных пород была названа нами «подобием S-тектонитов».

Для оценки геологической роли описываемого явления необходимо прежде всего ответить на два вопроса: во-первых, имеет ли оно чисто деформационный характер или все же сопровождается разрывами сплошности пород в их естественном залегании; во-вторых, каковы его масштабы и природа, то есть связано оно, например, со скольжением слоев при складкообразовании или имеет вполне самостоятельное значение.

На первый вопрос ответить, казалось бы, не сложно, тем более, что вывод о преимущественно деформационной природе расслоенности соляных пород уже был сделан выше. К доводам, приведенным ранее, можно добавить и тот факт, что сколько-нибудь заметных смещений вдоль плоскостей расслоения пород, как правило, не устанавливается, по крайней мере в каменной соли верхней части ВЗТ, хотя в шлифах для этой цели всегда можно найти надежные реперы в виде галопелитовых прослоев или первичных зон роста в кристаллах. Мы должны учитывать однако, что разрывы сплошности происходят через усиление пластической деформации, а последняя в природных объектах является, как правило, неоднородной, то есть развивается неравномерно и с разной скоростью. Можно различать две группы неоднородных деформаций /167/: первая обусловлена изменением величины самой деформации в относительно однородном материале (экзогенная неоднородность), вторая связана с первичной механической неоднородностью той или иной части разреза (эндогенная неоднородность). Первому варианту соответствует довольно характерная картина распределения трещин расслоения в достаточно однородных по составу и структуре пластах каменной соли, где относительно монолитные участки чередуются с интервалами тонкоплитчатых пород. К монолитным участкам, кстати, нередко приурочиваются линзовидные и слоеподобные обособления гранулированной каменной соли 1 типа (с равномернозернистой гранобластовой структурой и без трещин расслоения), которые с самого начала рассматривались нами как зоны «нереализованных напряжений». В участках тонкоплитчатого сложения, напротив, можно обнару-

жить признаки «притертости» плоскостей расслоения, а иногда и плохо выраженные штрихи скольжения, которые позволяют по крайней мере предполагать возможность трансформации деформационных зон в сколовые, что видно по галопелитовым прослойкам (рис. 3.81).

С рассматриваемых позиций и формирование складок, и их опрокидывание, и образование плоскостей расслоения, сначала деформационных, а затем сколовых, можно интерпретировать как последовательное развитие единого процесса реализации тангенциальных напряжений. Вопрос заключается в том, имеет ли расслоенность со складчатостью генетическую связь или только парагенетическую, обусловленную общим источником. Ответ на этот вопрос иллюстрирован рис. 3.81–3.84. Трещины расслоения в соляных породах всегда пересекают микроскладки и слоистость (рис. 3.81, 3.82), разубоженную каменную соль (рис. 3.81), молочно-белый сильвин (рис. 3.83–84). Следовательно, расслоенность является одним из наиболее поздних наложенных структурных элементов, устанавливаемых в соляных породах. Она наблюдается во всех соляных породах ВКМКМС, в том числе и в карналлитовых (3.85, 3.86).



Рис. 3.81. Трещины расслоения в разубоженной камен-ной соли пласта Кр. IIIв, скв. 1027, глуб. 321,5 м, БКПРУ-4 (рисунок по фотографии шлифа, ув. 2.1).

Трещины (прерывистые линии) пересекают микроскладку, образованную двумя прослоями галопелитов (а), а также прослоями слабогранулированной (б) и шпатовой (в) каменной соли. В последней видны зоны микродислокаций (пунктирные линии).

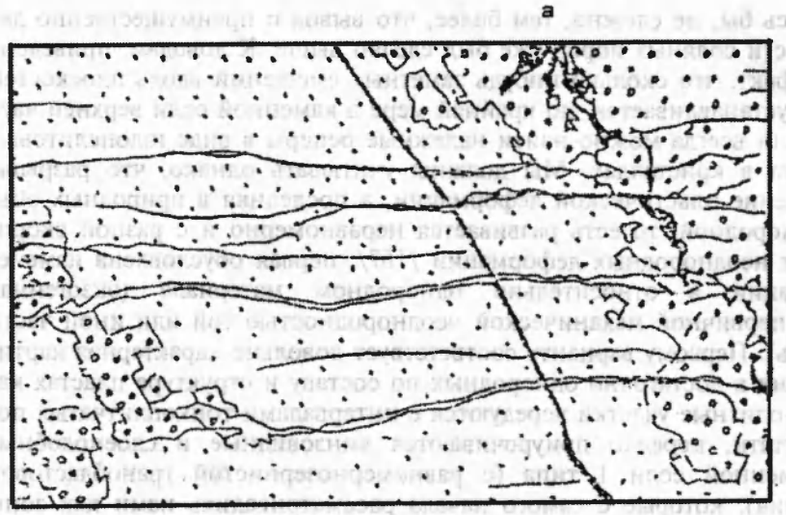


Рис. 3.82. Трещины расслоения в каменной соли, заключенной в карналлитовых породах пласта Д, скв. 1028, глуб. 304 м, БКПРУ-2 (рисунок по фотографии шлифа).

Трещины (сплошные линии) пересекают более крупную складку, что выражено крутым падением галопелитовых слойков (а) и границами между м/з галитой высаливания (точки) и линзовидными прослоями слабо гранулированной соли (кружочки).

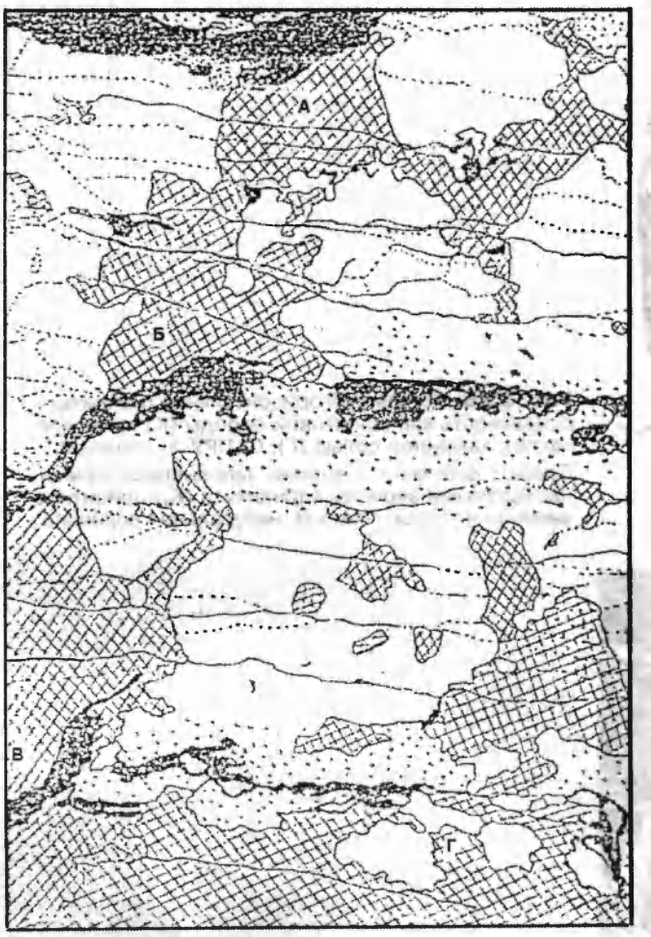


Рис. 3.83. Трещины расслоения в пестром сильвините пласта В, скв. 1024, глуб. 357 м, БКПРУ-4 (рисунок по фотографии шлифа, ув. 2.6).
Трещины (сплошные линии) пересекают блоки молочно-белого сильвина (А, Б, В) и шпатовую каменную соль (белое), точки – м/з галит высаливания, черное галопелитовые прослои.

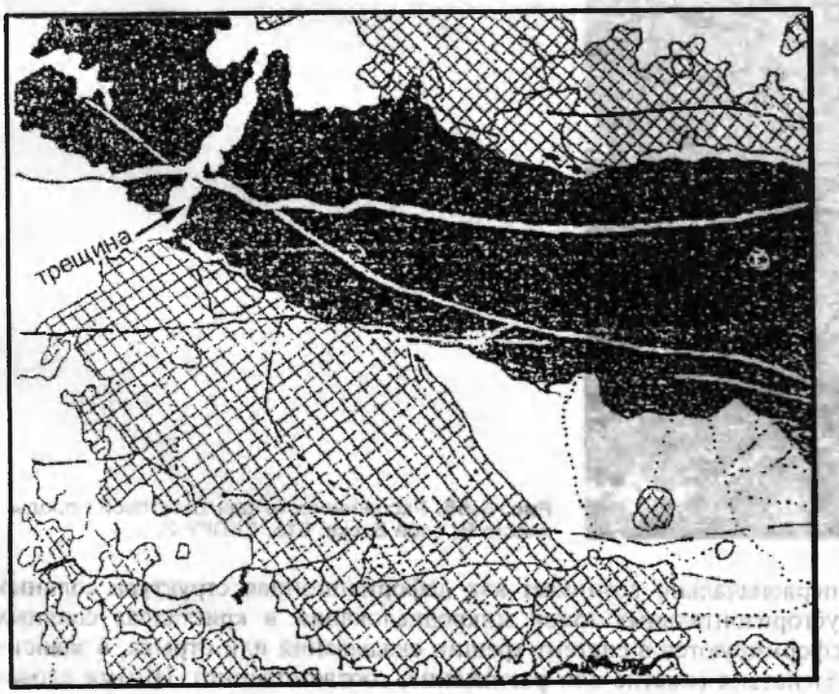


Рис. 3.84. Сочленение трещин расслоения с внутрисолевой трещиной в пестром сильвините пласта В, скважина 1028, глуб. 318,14 м (рисунок по фотографии шлифа. Ув. 3).
Условные обозначения см. рис. 3.

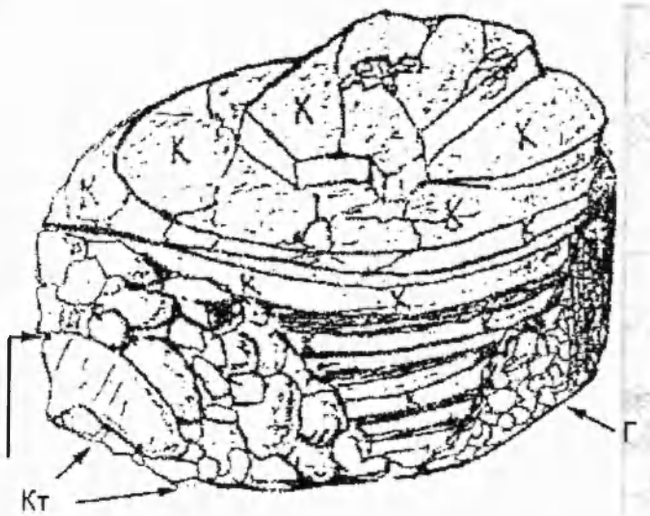


Рис. 3.85. Четкая субгоризонтальная плитчатая отдельность карналлитовой породы (К) на ее контакте с каменной солью (Г), СКПРУ-3, панель 8. Слева – фрагмент трещины, заполненной чечевицеобразными зернами карналлита ($К_т$) ориентированной текстуры. Пласт В, натуральная величина.



Рис. 3.86. Расслоенность карналлитовой породы пласта В, слой 6, скв. 615, СКПРУ-3.

Таким образом, расслоенность первоначально возникает как деформационная структура соляных пород в виде субпараллельно-субгоризонтальных зонок микродислокаций в кристаллах соляных минералов, а впоследствии трансформируются в систему трещин скалывания или отрыва, в зависимости от характера внешнего воздействия (сжатие или растяжение, соответственно). Иными словами говоря, раскрытие трещин расслоения может быть вызвано воздействием техногенных факторов, однако сам факт их появления, а также местоположение и ориентировка предопределяются их существованием как геологического (природного) явления. В связи с этим, расслоение соляных пород

нельзя отождествлять с трещинами высвобождения, которые возникают экспериментально (после снятия нагрузки) в образцах некоторых «вполне изотропных» материалов, подвергавшихся осевому сжатию в условиях высокого всестороннего давления. Не затрагивая более генетических проблем, выделим только два вполне достоверных положения:

- расслоенность пород в ненарушенном состоянии соляного массива имеет скрытый характер;
- раскрытие трещин расслоения происходит после освобождения пород от литостатического давления, причем этому способствует даже слабое механическое воздействие (растяжение, кручение, изгиб и др.) уже на начальной стадии техногенной деформации пород водозащитной толщи (ВЗТ), а в дальнейшем их поверхности способны, в принципе, играть ту же роль, что и глинистые прослои, по которым обычно развиваются техногенные трещины отслоениям.

Приведем один пример наличия расслоенности пород ПКС в керне скв. 234с, расположенной в зоне РФСД на руднике СКПРУ-2. При бурении данной скважины в интервале 152,0–169,0 м, охватывающем 1 ритмопачку СМТ1 и верхние 2/3 ПКС, использовался раствор, несколько недонасыщенный по хлористому натрию. Естественным следствием этого было то, что каменная соль в указанном интервале была затронута выщелачиванием, но проявилось оно не равномерно, а избирательно: в керне возникли глубокие щелевидные субгоризонтальные каверны, пересекающие пологие складки в каменной соли и местами «прорезывающие» керн почти насквозь. Кажется очевидным, что в данном случае развитие процессов выщелачивания (техногенного) контролировалось не столько элементами слоистости (содержанием Н.О., размером зерен и т. д,), сколько расположением еще не раскрытых полностью (керн еще не распадался на плитки-литоны) трещин расслоения.

3.3.2. Динамические разновидности соляных пород

К данной группе соляных пород относятся динамические разновидности каменной соли (ДРК): шламовидная, гранулированная и плитчатая, а также прозрачно-белый гранулированный карналлит, розовый и молочно-белый сильвиниты ориентированно-флюидальной текстуры. Интерес к изучению ДРК был проявлен во время и после аварии на БКПРУ-3 (ОАО «Уралкалий»), где было установлено их широкое развитие в соляных породах водозащитной толщи (ВЗТ, см. гл. 2.2.2.1).

Шламовидная каменная соль (ШКС, определение см. гл. 1.4) соответствует по составу глинистой или глинисто-ангидритвой каменной соли с содержанием нерастворимого остатка (Н.О. с $CaSO_4$) до 25% (табл. 3/27), но иногда отличается от нее несколько пониженными содержаниями брома (0,0043–0,0123 вес. %) и значениями бром-хлорного коэффициента (от 0,098 до 0,21). ШКС, судя по керну скв. 3р, 6т, 8т, 153г, 154г (БКПРУ-3), 1021, 1022, 1023, 1029 (БКПРУ-2), 1027, 1033, 1037, 1024, 1025, 224с и др. (БКПРУ-4), образует зонки толщиной от 10–20 см до нескольких метров. Предполагается, что в естественном залегании она более монолитна, но из-за очень слабых структурных связей между зернами и повышенных содержаний влаги, легко разрушается при бурении. С ШКС постоянно ассоциирует каменная соль гранулированная или обнаруживающая признаки грануляции.

Типичная гранулированная каменная соль (ГКС) характеризуется однородной текстурой и равномернозернистой структурой. Она состоит из близких по размеру (3–5 мм, иногда меньше) изометричных, реже слегка уплощенных зерен галита, почти лишенных газово-жидких и твердых включений. В ГКС содержание Н.О. (вместе с $CaSO_4$) не превышает обычно 1% (табл. 3.27). Содержание брома (0,0066–0,0106 вес. %) и значение бром-хлорного коэффициента (0,11–0,18) находятся в пределах, обычных для каменной соли СМТ с низким содержанием Н.О. ГКС образует относительно маломощные, согласные с общей слоистостью зоны и чередуются со слабо перекристаллизованной каменной солью, обнаруживающей лишь слабые признаки грануляции и нередко сохраняющей исходную пористую структуру.

Каменная соль с признаками грануляции (слабо гранулированная – СГКС) интересна в том отношении, что ее изучение дало возможность проследить весь процесс «грануляции». Он начинается с освобождения галита от первичных газово-жидких включений (ГЖВ), которые сохраняются во внутренних частях зерен, но часто укрупняются здесь за счет слияния более мелких. Во внешней, уже очищенной от ГЖВ, части зерен иногда можно видеть ветвящиеся трубчатые каналы и включения, которые, по-видимому, и служили путями миграции газовой и жидкой фаз. Изредка в этой каменной соли отмечаются начальные стадии блокования крупных зерен, разделения их на более мелкие индивиды по плоскостям, также иногда обнаруживаемым по цепочкам вторичных ГЖВ, что является, несомненно, следствием термодинамометаморфизма, обусловленного тектоникой продольного сжатия.

Таблица 3.27. Результаты пересчета химических анализов водных вытяжек шламовидной и гранулированной каменной соли

№№ скв.	Глубина отбора проб, м	Вероятный солевой состав, вес.%							H_2O, вес.%	Нерастворимый в воде остаток, вес. %	Сумма
		NaCl	KCl	$MgCl_2$	$CaCl_2$	$MgSO_4$	$CaSO_4$	Br^-			
Шламовидная											
1022	235,5	91,18	0,04	0,27	0,25	–	2,47	0,0083	0,58	5,67	100,46
- « -	258,2	96,06	0,08	0,20	0,11	–	3,12	0,0123	0,33	0,55	100,45
1023	237,5	82,61	0,02	0,16	0,08	–	7,76	0,0075	не опр	8,65	99,28
1027	222,7	87,62	0,04	0,31	0,36	–	5,07	0,0094	1,17	5,30	99,87
1033	206,0	71,43	0,04	0,23	0,11	–	4,90	0,0043	1,02	21,86	99,59
1037	212,3	95,32	0,02	0,82	–	0,65	0,58	0,0105	0,25	1,92	99,56
3р	287,7-289,0	85,71	–	0,04	0,06	–	3,66	0,0011	0,45	9,99	99,91
- « -	300,8	96,14	–	–	–	0,10	2,89	0,0039	0,06	0,15	99,48
6т	341,0	95,23	0,08	0,04	–	–	1,79	–	0,20	2,44	99,78
8т	365,5-365,8	94,67	–	0,20	0,14	–	3,17	0,0014	0,19	1,81	100,18
Гранулированная											
1023	234,5	99,75	–	0,12	0,08	–	0,03	0,0079	0,06	0,08	100,12
1027	222,5	92,82	0,10	0,39	0,22	–	0,24	0,0106	0,67	0,40	99,84
1033	210,7	99,88	–	–	–	–	0,03	0,0066	0,05	0,04	100,0
1037	213,4	98,75	–	0,16	0,14	–	0,13	0,073	0,10	0,32	99,60

* – Анализы выполнены в лаборатории ФХАИ ОАО «ВНИИГ».

Из выделяемых разновидностей каменной соли наименьшим распространением характеризуется ШКС, затем ГКС, а СГКС встречается практически повсеместно. При наличии ШКС всегда присутствует ГКС, но последняя не всегда ассоциируется с ШКС (например, в скв. 1028, 225с, 200с, 1р, 981/3[10]). Из табл. 3.28, где показаны все случаи обнаружения нами ШКС в ВЗТ, следует, что наиболее часто она встречена в первых трех ритмопачках $ВЗТ_2$, но там, где появляются ритмопачки V и VI, она также присутствует. В пяти скважинах ШКС обнаружена в $ВЗТ_2$ (ПКС) и лишь в одном случае – в $ВЗТ_1$ (СКЗ, скв. 1024, инт. 316,5–316,7 м каменная соль И–К). В скв. 223с ШКС встречена в сильвинитовой зоне (инт. 330, 9-331, 6; 331, 8–332, 7; 333, 1–533,7 м) и ПКС ниже маркирующего горизонта (инт. 361,1–362,1 и 362,95–365,9 м). Отмеченные интервалы сильвинитовой зоны соответствуют стратиграфическим уровням пластов каменной соли Кр. I-$А^1$, Кр. II–Кр. I и верхней части пласта Кр. II. Присутствие шламовидной соли в ИКС наблюдалось нами так же в керне подземной скв. 35 на южной окраине 1 ЮВП рудника БКПРУ-4у где она залегает (инт. 15,45–17,65 м) выше МГ (20,05–21,55 м), который образует здесь опрокинутую на запад флексурную складку с амплитудой более 10 м.

Происхождение ГКС в целом можно рассматривать как процесс динамической перекристаллизации в условиях геохимически закрытой системы, на что указывает перераспределение газово-жидкой фазы из зерен в межзерновое пространство и зоны внутризерновых дислокаций. Образование здесь газовых скоплений препятствует укрупнению зерен, способствует разделению их на более мелкие блоки и ослабляет межзерновые связи, понижая прочностные свойства породы в целом.

[10] Также в стволе 4 рудника СКПРУ-3 в каменной соли (ритмопачка IV), примыкающей непосредственно к открытой тектонической трещине.

Таблица 3.28. Количество и распределение по разрезу горизонтов ШКС

Рудник	№№ скважины	Кол-во горизонтов	Кол-во ритмопачек в $СМТ_1$	Толщина $ВЗТ$ над «Б»	Распределение						
					по $ВЗТ_3$				по $ВЗТ_2$		
					индекс ритмопачек $СМТ_1$				(ПКС)		
					VI	V	IV	III	II	I	
	1г	1	6	134,6х	–	–	–	1	–	–	–
	3г	2	6	137,3х	1	1	–	–	–	–	–
	6т	44	6	130,7х	1	–	?	?	–	2	2
БКРУ-3	8р	6	6	134,5х	–	–	–	–	3	2	1
	153г	1	6	132,5х	–	1	–	–	–	–	–
	154г	1	5	132,0х		1	–	–	–	–	–
	143г	4	5	141,4х		?	?	3	1	–	–
	1021	8	4				–	2	2	3	1
	1022	7	4				–	3	?	1	3
БКРУ-2	1023	2	3					–	2	–	–
	1029	3	4				1	–	2	–	–
	1037	1	2	82,0					1	–	–
БКПРУ-4	1033	2	2	88,0					2	–	–
	1027	2	2	83,2					2	–	–
	Ств. 1	1	2	84,8					1	–	–
	Ств. 4	>1	2	82,7					1	–	–
	1024	8хх	4	106			–	–	1	2	4
	1025	3	5	90		–	1	–	1	1	–
	224с	3	4	69,3			–	2	1	–	–
	194с	2	3					2	–	–	–

(–) – отсутствие ШКС; – отсутствует ритмопачка.

х – над пластом Кр. II; остальные – над пл. АБ.

хх 8-ой горизонт расположен в $ВЗТ_1$ (каменная соль И–К).

Образование ШКС в отличие от ГКС происходило в геохимически более открытых условиях. На это указывают: 1) частичное огипсование ангидрита, не отмеченное в типичной гранулированной соли; 2) значительные количества новообразованного кварца и 3) пониженные содержания брома (для каменной соли с высоким содержанием глинистого материала). Наличие геохимически открытой системы, локальное развитие и секущее (относительно стратиграфических границ) положение зон ШКС свидетельствуют об имевших место разрывах сплошности пород, что зафиксировано нами в разрезе скв. 1024 в зоне развития ШКС в каменной соли И–К. Возникшие разрывные дислокации могли служить каналами притока надсолевых вод в соляную толщу. Так, например, в поровых растворах ШКС II-ой ритмопачки $ВЗТ_3$ разреза скв. 1037 обнаружен $MgSO_4$ (0,65 вес, %, табл. 3.27) в виде эпсомита ($MgSO4•7H2O$). $MgSO_4$ является характерным элементом надсолевых вод и «запрещенным» – для соляной толщи Верхнекамского месторождения. Наличие сульфата магния подтверждено также термо- барогеохимическими исследованиями: в микровключенных растворах перекристаллизованного галита, отобранного из скв. 1037 (глуб. 210,1 м, II ритмопачка, выше горизонта с ШКС), содержание SO^{2-}_4 достигает 8,5 г/л при практическом отсутствии Ca^{2+} (следы), в то время как в шламовидной соли той же ритмопачки, но вскрытой скв. 1033 (глуб. 208,2 м), при со-

держании Ca^{2+} до 7,5 г/л отсутствует почти (следы) ион SO^{2-}_4, т. е. здесь кальций связан с хлором ($CaCl_2$). Совпадение состава перовых и микровключенных растворов горизонта ШКС скв. 1037 указывает на то, что, во-первых, проникновение надсолевых вод имело место, во время образования здесь ШКС и, во-вторых, разрыв сплошности пород $ВЗТ_3$ произошел именно в районе скв. 1037.

Приведенные материалы и результаты их анализа несомненно указывают на то, что ассоциация ШКС-ГКС представляет собой литологический индикатор ухудшения прочностных свойств пластов каменной соли. Все скважины, расположенные в зонах регионального надвига, характеризуются наличием данной ассоциации в пластах каменной соли ВЗТ. Кроме того ШКС и ГКС встречены также вблизи зоны Южнодуринского регионального сдвига (совместно – в скв. 194с, 224с, 1025, табл. 3.28, только ГКС – в скв. 200с, 223с, 225с), или над крупной зоной Р/З (совместно – в скв. 1021–1023, 1029, табл. 3.28, только ГКС – в скв. 1028). За пределами указанных зон ШКС и ГКС в породах ВЗТ не обнаружены, хотя нами исследован керн более 50-ти скважин. Кроме того зонки ГКС обнаружены в призальбандовых частях открытых трещин скалывания, как согласных субгоризонтальных (например, в каменной соли Б–В, забой выемочного штрека 4 ЮВП, гориз. -220 м, СКПРУ-2), так и секущих субвертикальных (ВЗТз, ств. 4, СКПРУ-3). Поэтому не вызывает сомнения участие тектонического давления в образовании ШКС и ГКС. В связи с этим отметим, что в соляной толще ШКС занимает, вероятно, такое же место, как тектонические брекчии среди терригенно-карбонатных пород.

Плитчатая каменная соль синоним расслоенной каменной соли, детально описанный в предыдущей гл. 3.3.1, а динамические разновидности карналлитовых пород (гранулированной и брекчированной структуры) рассмотрены в гл.3.4.

Молочно-белые сильвины образуют «слоеподобные тела» (см. гл. 3.1.1) вокруг зон галитизации красных и пестрых сильвинитов (совместно с розовыми), выполняют трещины в карналлитовых пластах, формируют скопления в краевых зонках ромбоэдров скалывания и в каменной соли Б–В, В–Г на участках их сжатия или растяжения. Во всех случаях с ними ассоциируют синий галит. Кроме того, молочно-белые сильвины нередко ассоциируются с гранулированной каменной солью в пласте Б (рис. 3.87).

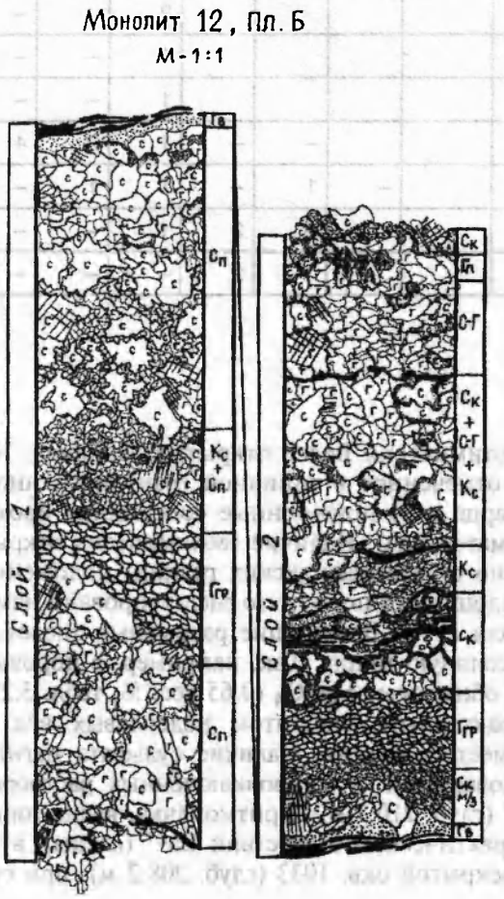


Рис. 3.87. Участки латеральных и субвертикальных метасоматоза, трещинообразования и грануляции пород 1 и 2 слоев пл. Б, БКПРУ-2.

3.3.3. Деформации гипсо-ангидритовых желваков в соляно-мергельной толще ВКМКМС

Соляно-мергельная толша (СМТ) Соликамского горизонта уфимского яруса /274/ подразделяется на 2 части: нижнюю соленосную ($СМТ_1$) с чередованием карбонатно-глинистых пород и каменной соли, и верхнюю гипсоносную ($СМТ_2$), представленную в основном карбонатно-глинистыми породами с явными признаками существования соляных пород в геологическом прошлом /215/, то есть относящуюся к зоне соляного карста.

Основной минеральной формой сульфата кальция в $СМТ_1$ является ангидрит в виде прослоев толщиной от нескольких мм до 10, реже 10–20 см, в $СМТ_2$ – гипс, образующий прослои и пропластки толщиной до 1,5–2 м. Гипс практически везде с реликтами ангидрита, а начальные стадии его огипсования наблюдаются в $СМТ_1$. Таким образом, первичная минеральная форма сульфата кальция повсеместно была представлена ангидритом.

Ангидритовые, гипсовые прослои и пропластки нередко имеют желвачную текстуру, т. е. состоят из обособлений почти чистого ангидрита или гипса, которые заключены в карбонатно-глинистую массу или разделяются тонкими примазками и пленками карбонатно-глинистого материала, подчеркивающими контуры желваков. Размеры их варьируют от нескольких мм до 10 см и более. Как правило, они имеют изометрично-шарообразную форму, но местами встречены их деформированные желваки ориентированно-уплощенной формы.

Идея о связи деформаций желваков с тектоническими дислокациями заимствована у Э. Клооса /128/. Но характер нашего каменного материала, представленного керном скважин, исключает координатную привязку осей деформаций и переход к региональным построениям. Поэтому большее внимание уделено нами структурно-петрологическому направлению, и комплекс макро- и микроскопических исследований дополнен микроструктурным анализом.

Под деформацией ангидритовых и гипсовых желваков подразумевается внешнее проявление этого процесса, который охватывает практически все желваки уплощенной или более сложной (например, S-образной) форм, имеющих закономерную ориентировку и отражающих тип тектонических движений. Часто такие желваки фиксируют зоны послойных перемещений, следы которых в виде деформированных желваков гипса наблюдались, например, в соседних скважинах 1033 и 1037 на глубинах 113,2 и 116,0 м вблизи границы СМТ и залегающей выше терригенно-карбонатной толши (ТКТ). В первом случае (рис. 3.88, А) плоскость перемещения проходит вдоль границы двух прослоев, сложенных крупными и мелкими желваками гипса, которые приобрели уплощенную или веретинообразную форму, и их длинные оси располагаются под острым (от 0–5 до 20°) углом к слоистости. В карбонатно-глинистой массе проявлена грубая сланцеватость, обтекающая желваки. В нижнем крупножелвачном прослое следы деформаций также хорошо видны – желваки заметно уплощены и изогнуты, но их длинные оси ориентированы более круто: под углом около 60°. Торцевые части желваков в обоих прослоях неровные, «ключевидных» очертаний, что часто имеет место при рассланцевании текстурно-неоднородных пород.

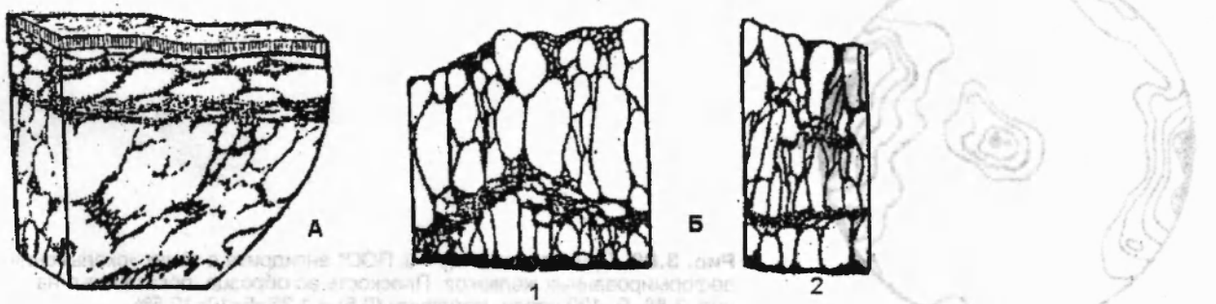


Рис. 3.88. Деформированные желваки гипса (А) и ангидрита (Б) в карбонатно-глинисто-гипсовом и карбонатно-глинисто-ангидритовом прослоях соляно-мергельной толщи.
(пояснения в тексте)
А – скв. 1035, глубина 113,2 м, БКПРУ-4, 1-я ЮВП
Б – скв. 1028, глубина 228,7 м, БКПРУ-2, 7-я ЗП (слева плоскость ав, справа – ас).

Природа деформаций в описанном выше примере достаточно очевидна, более сложен вариант, когда сильно уплощенные желваки располагаются параллельно друг другу и почти перпендикулярно к

слоистости, что наблюдается в ангидритовом прослое, вскрытом скв. 1028 в верхней части $СМТ_2$ на глубине 228,7 м (рис. 3.88, Б). Допущение связи подобной ориентировки с деформациями (течением) вдоль осевых плоскостей складок в условиях ВКМКМС требует более глубокого анализа, основанного на изучении внутреннего строения желваков и взаимоотношении процессов деформации и огипсования.

Ангидритовые желваки в рассматриваемом (рис. 3.88, Б) прослое с толщиной около 7 см напоминают по форме трехосные эллипсоиды, у которых отношение длинной оси (а) к короткой (с) колеблется от 2 до 5, а средней (в) – к короткой – 1,5–2,5. Несмотря на значительные колебания этих величин, а также размеров самих желваков (0,5–3 см по длинной оси), их одноименные оси ориентированы всегда одинаково, причем ось практически перпендикулярна слоистости. Плоскости ас и ав распознаются не только по форме сечений. Из-за сильного сжатия по плоскости с тонкие примазки глинистого материала, разделяющие желваки, образуют систему сближенных плоскостей, параллельных ав, а в поперечном сечении по плоскости ас (см. рис. 3.88, Б, 2) прослеживаются тонкие субвертикальные линии, вдоль которых порода легче раскалывается, но отождествлять их с кливажом, по- видимому, не следует.

Внутреннее строение желваков характеризуется двумя текстурными элементами: основная масса (мелкие беспорядочно ориентированные кристаллы ангидрита размером 0,01–0,03 мм) и узкие (шириной около 0,2–0,3 мм) прерывистые зоны, сложенные несколько более крупными таблитчатыми кристаллами, в расположении которых устанавливается либо субпараллельная ориентировка, либо более или менее заметная тенденция к упорядоченности. Сами зоны, видимые только в плоскости ас, также не являются строго параллельными. В сочетании с участками, характеризующимися беспорядочным расположением ангидритовых кристаллов, они создают довольно сложную картину, которая не поддается расшифровке обычными методами.

Таблитчатая форма кристаллов обусловлена преимущественным развитием грани второго пинакоида (010), с которым совпадает плоскость оптических осей (ПОО). В разрезах по оси ас, где можно видеть зоны с субпараллельной ориентировкой кристаллов, плоскость (010) = ПОО располагается почти перпендикулярно к поверхности среза или шлифа, и ангидрит имеет вид тонких вытянутых лейст. В этом варианте операция сводится к установке на федоровском столике ПОО, что достижимо даже при очень тонких кристаллах, и к нанесению перпендикуляров к ней (1ПОО = n_m,) на сетку Шмидта. Затруднено только определение 1ПОО кристаллов, у которых ориентировка не подчиняется общей тенденции, и плоскость (010)=ПОО располагается параллельно или под небольшим углом к ас. Тогда положение n_m= 1 ПОО устанавливается по двум сечениям индикатрисы.

На такой диаграмме выявляется неполный поясовой узор с двумя максимумами, лежащими в плоскости ас и отстоящими друг от друга на 20–25°(рис. 3.89).

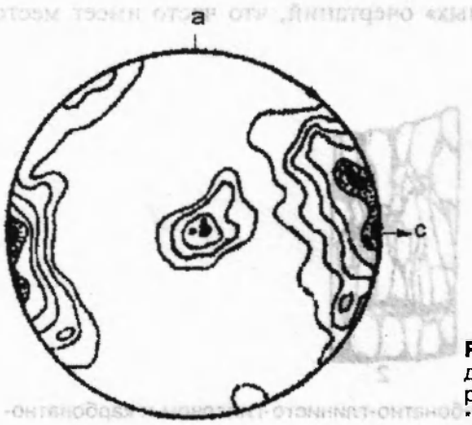


Рис. 3.89. Ориентировка h_m = ⊥ ПОО* ангидрита в зонах «скольжения» деформированных желваков. Плоскость ас образца, показанного на рис. 3.88, Б. 120 зерен. Изолинии (0,5) – 1,25–5–10–12,5%.
*ПОО – плоскость оптических осей.

Начальные стадии огипсования ангидрита можно наблюдать и в соленосной части СМТ, однако ни в одном из известных нам случаев кристаллы гипса не приобретают при этом закономерной ориентировки, Напротив, агрегаты новообразованного гипса, почти всегда крупнозернистые, постепенно разрушают ориентированную текстуру деформированных ангидритовых желваков, хотя в конечном счете и наследуют их форму. Это просматривается в желваках ангидрита с глубины 297,5 м скв. 224^c, обна-

руживающих прекрасно выраженные текстуры вращения (кольцевые и S-образные) и частично замещенных с периферии агрегатами гипса. Последний является явно посткинематическим минералом.

Такая же картина наблюдается в надсолевой части СМТ, где ангидритовые желваки огипсованы практически полностью. Даже в сильно деформированных желваках агрегаты гипса, за редкими исключениями, не обнаруживают субпараллельной или иной закономерной ориентировки. Тем не менее исключения есть. Признаки «рассланцевания» гипсовых желваков отмечаются в интервале 123,3–128,2 м скв. 1027. Плоскости «рассланцевания», проявляющиеся за счет субпараллельного расположения спайных поверхностей гипса, ориентррованы здесь почти горизонтально. Этот интервал интересен тем, что находится примерно на том же стратиграфическом уровне, что и у прослоев с деформированными желваками гипса из скв. 1033 и 1037 (см. рис. 3.89, А). Там явных признаков ориентировки гипсовых кристаллов нет, но сами желвака деформированы и заметно катаклазированы, иногда разорваны и залечены более поздними генерациями гипса.

Таким образом, рассмотренный выше материал дает основание выделить три типа субгоризонтальных деформаций желваков ангидрита и гипса в разрезе $СМТ_2$: внутрипластового перемещения (скв. 1033), тектонического давления (скважина 1028) и сдвига (S-образные с текстурами вращения, скв. 224^с). Во всех указанных скважинах $СМТ_2$ занимает определенную тектоническую позицию в структуре шахтных полей: в скв.1033 она располагается в надвинутой части разреза зоны Троицкого регионального надвига (см. гл. 2.2.2.1), в скв. 1028 – в зоне листрического сброса (гл. 2.2.2.2) и в скв. 224^с – примыкает к зоне Южнодуринского регионального сдвига (гл. 2.2.2.3.1).

Первый и третий типы деформаций желваков относятся к динамокластическим структурам, второй – динамофлюидальной, так как результатом тектонического давления явилось вертикальное флюидальное течение ангидритовых желваков и образованием сланцеватости пород между ними. В скв. 1027 вертикальная сланцеватость распространена и на желваки, что может указать на существование еще одного типа деформаций (кливаж). Однако не исключена возможность, что деформации желваков в скв. 1028 и 1027 являются следствием одного и того же тектонического процесса, но относятся к различным стадиям развития этого процесса.

Выводы по разделу 3.3

Расслоение и грануляция соляных пород, изменение ориентировок оптических осей ангидритовых (гипсовых) зерен в желваках и другие динамокластические и динамофлюидальные преобразования пород имеют на ВКМКМС локальное площадное распространение и развиты на любой глубине их залегания.

Расслоение первоначально проявляется как деформационная структура в кристаллах соляных минералов (галит, сильвин, карналлит), где возникают субпараллельно-субгоризонтальные зоны микродислокаций, которые часто совпадают с одной из плоскостей скольжения по (110), а в последствии трансформируются в систему трещин.

Грануляция всегда сопровождается освобождением зерен от включений, газовая составляющая которых концентрируется между гранулами, обусловливая слабую межзерновую связь и низкую прочность соляных пород. Для гранулированной соли характерна обычная гранобластовая структура, на связь которой с динамометаморфизмом указывают признаки блокования крупных кристаллов галита.

Деформации желваков ангидрита (гипса) и дробление карналлитов с образованием брекчиевой текстуры также формируются в условиях тектонического давления и, следовательно, относятся к динамометаморфизму.

В данном разделе следовало бы поместить материалы по кливажу в карналлитовых породах, который наблюдался нами в присводовых участках Березниковского и Соликамского поднятий. Однако работа по кливажу к настоящему времени не закончена и поэтому ограничимся только его иллюстрацией в карналлитовом пласте В (рис. 3.90, 3.91).

На рис. 3.91 видно, что одни трещины секут все слойки («а»), вторые – затухают в разнозернистой каменной соли («б»), третьи – приобретают ступенчатый характер в слойках пятнистых карналлитовых пород («в»), а в карналлитах между трещинами «а» появляются локальные, иногда ступенчатые трещины («г»), подчеркивающие параллельно-столбчатую текстуру карналлитовой породы. Расстояние между основными трещинами («а») варьирует в пределах 0,6–3,0 см, нередко трещины наклонены навстречу или в противоположные стороны. Смещений отдельных слоистых элементов или зерен породы вдоль трещин кливажа не наблюдалось. Более подробно см. главу 4.3.1.1.

В верхней правой части рис. 3.90, А наблюдается участок развития гранулированной карналлитовой породы с отсутствием трещин кливажа, которые при переходе к этому участку постепенно исчезают и вновь появляются выше. Это указывает на наложенный характер гранулиции и на более позднее образование ее относительно кливажа.

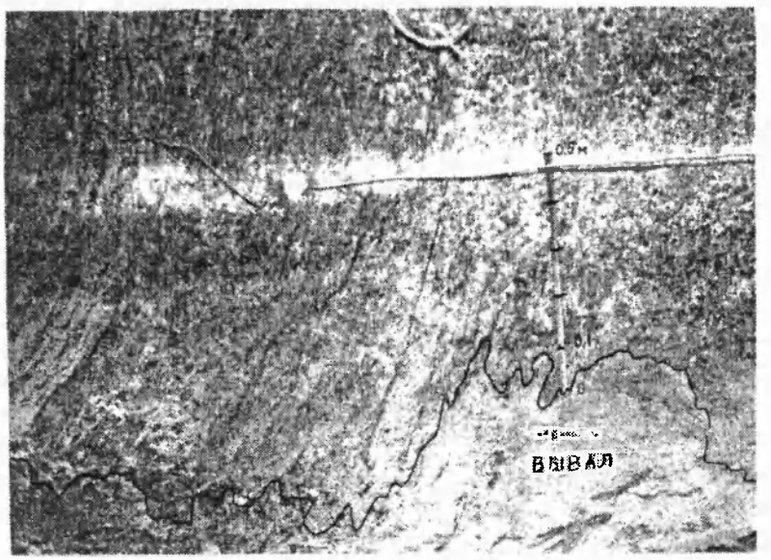


Рис. 3.90. Кливажированные карналлитовые породы в пласте В. Северная стенка выемочного штрека 10-й восточной панели, рудник БКПРУ-1, ОАО «Уралкалий».

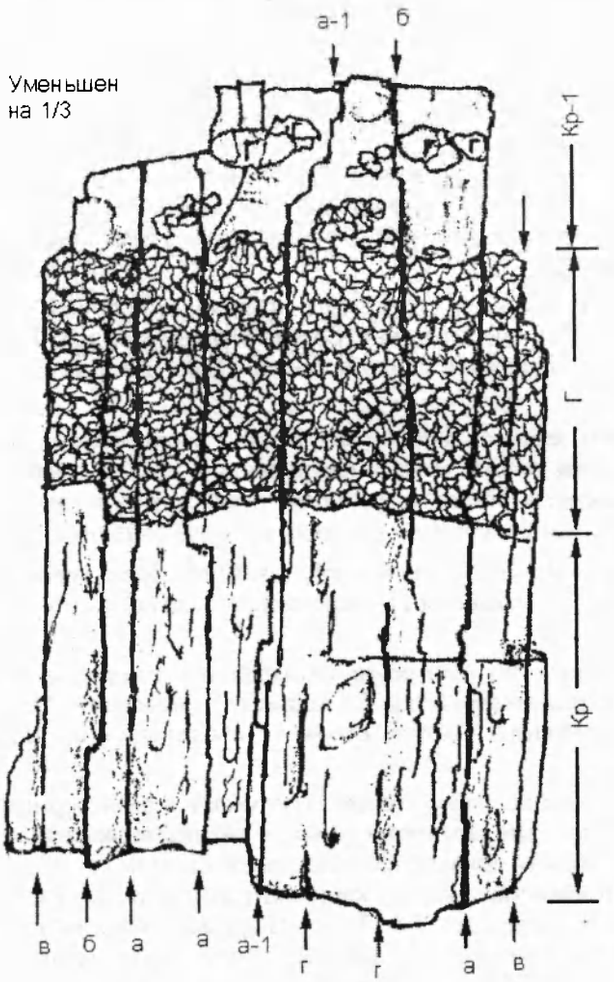


Рис. 3.91. Трещины кливажа (а,б,в,г) в пласте В (камера 81 аварийного участка 1-й СВП рудника СКПРУ-2, (гориз. – 143 м), ОАО «Сильвинит».

Кр – желтовато-коричневая карналлитовая порода;
Кр.-1 – пятнистая оранжево-коричневая карналлитовая порода;
Г – гранулированная каменная соль.

3.4. Петрография соляных пород Верхнекамского месторождения

Современный структурно-текстурный облик соляных пород ВКМКМС необычайно многообразен и в существенной своей части имеет эпигенетическое происхождение, особенно в зонах галитизации сильвинитов (см. раздел 3.1.4). За пределами этих зон вторичные текстуры и структуры проявлены в соляных породах, испытавших воздействие тектонического сжатия и растяжения. Это положение не учтено в «Атласе структур и текстур галогенных пород», изданном в 1974 г. под руководством Я.Я. Яржемского. В связи с этим в данном разделе предпринята попытка восполнить существующий пробел.

Вместе с тем на многих участках ВКМКМС соляные породы сохранили свой первичный структурно-текстурный облик, составляющий «фон» на месторождении и встречаемый в виде реликтовых образований в зонах эпигенетического преобразования соляных пород. В связи с этим необходимо произвести типизацию текстур и структур соляных пород с целью использования их для диагностики первичности или вторичности их происхождения.

3. 4.1. Седиментационные признаки петрографии соляных пород

Признаки седиментационного генезиса пород соляной толщи в целом сохраняются в условиях спокойного залегания слоев, пластов и пачек. Это особенно типично для субгоризонтально залегающих, хорошо стратифицированных пород Старобинского месторождения, где имеют место лишь разного масштаба дизъюнктивные нарушения и где элементарные ритмы седиментации сохранили в значительной мере свой исходный состав и структурно-текстурный облик.

3.4.1.1. Каменная соль

Элементарный ритм седиментации каменной соли (1-й порядок) соответствует так называемому «сезонному» прослою. Наборы сезонных прослоев, различающиеся составом и структурно-текстурным обликом, формируют ритмы второго порядка, известные как «годичные» пачки.

На рис. 3.92 представлены полноразвитые ритмы седиментации каменной соли 2-го порядка из продуктивных пластов Верхнекамского и Старобинского /217/ месторождений.

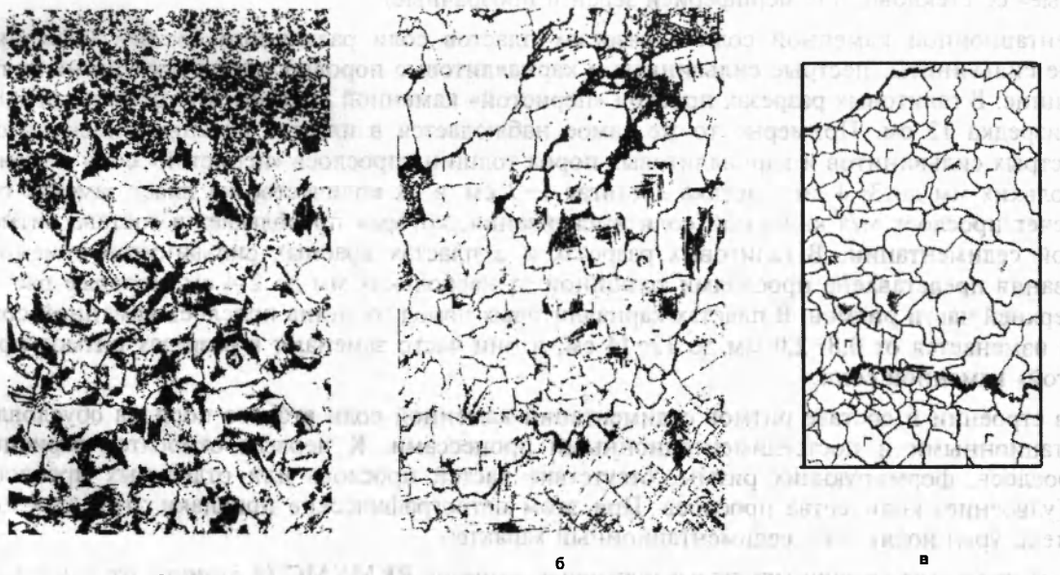


Рис. 3.92. Три типа «годичных» пачек каменной соли.
а – Верхнекамское месторождение (материалы А.Л. Протопопова, Н.В. Мелковой и др.);
б и в – Старобинское месторождение (217).

Особенности состава и строения годичных пачек известны из обширной литературы, им посвященной /16, 20, 23, 75, 91, 104, 238, 274/. Здесь же остановимся на их общности и различиях, имеющих место в обоих месторождениях. Основу ритмов каменной соли составляют пачки, сложенные прослоями «перистой» (зонально-кристаллической) и каменной соли высаливания, ограниченными

снизу и сверху «сезонными» галопелитовыми прослойками. Типичны ксеноморфные с резко извилистыми контурами зубовидные или неправильной формы зерна «перистого» галита, ориентированные длинными осями субвертикально или наклонно к слоистости в соответствии с их кристаллизацией на дне водоема. Верхняя граница прослоев перистой соли резко угловатая, извилистая, неровная.

Вышележащий прослой м/з каменной соли высаливания в связи с этим заполняет ложбины в поверхности «перистой» соли, а зубы галита глубоко проникают в галитовую массу соли высаливания. Верхняя граница последней обычно ровная и четко подчеркнута галопелитовым прослоем.

В Старобинском месторождении паритетное развитие в составе ритмов седиментации каменной соли второго порядка имеют прослои светло-серой, часто прозрачной каменной соли р/з структуры (рис. 3.92, в), лишенной зонального рисунка. Она развита как в пределах одного прослоя наряду с «перистым» галитом, так и в разрезах галитовых пачек, перемежаясь с прослоями «перистой» каменной соли. В связи с этим маловероятным представляется образование их за счет избирательной перекристаллизации, не затрагивающей «перистую» соль.

Обращает на себя внимание более изометричная форма зерен «перистого» галита Старобинского месторождения (отсутствие текстуры «зуба» соли), наличие обширных каемок прозрачного галита вокруг «перистых» зон, занимающих центры зерен, и наличие в сильвинитовых ритмах прослоев «перистых» сильвинитов, отсутствующих вовсе в верхнекамских слоях. Эти признаки (с учетом наличия в обоих месторождениях сильвинитовых прослоев ориентированной микротекстуры) свидетельствуют, по нашему мнению, о начально различной толщине слоя рапы, продуцирующей соли. Предполагается, что толщина этого слоя в Старобинском бассейне была меньше, чем в Верхнекамском, в связи с чем формирование солей происходило как на уровне зеркала рапы, так и на дне водоема, где в раннем диагенезе происходило дорастание зерен соли прозрачным материалом по всем направлениям одновременно или зерна галита полностью формировались на дне водоема, давая начало прозрачным разностям каменной соли.

Факты, подтверждающие это предположение, наблюдались в 1974 г. Я.Я. Яржемским /275/ при изучении разреза пород котловины оз. Индер. Им описаны каменные соли четвертичного возраста, среди которых преобладающую роль играют их р/з разновидности, аналогичные старобинским солям («перистые» со стекловидной периферией зерен и прозрачные).

Слои седиментациоиной каменной соли в разрезах пластов соли различного состава (каменная соль, красные сильвиниты, пестрые сильвиниты и карналлитовые породы) отличаются по их количеству и толщине. В галитовых разрезах прослои «перистой» каменной соли имеют толщину от 0,8–1,5 до 7–8, изредка 12 см. Примерно то же самое наблюдается в пластах красных сильвинитов. В пластах пестрых сильвинитов и карналлитовых пород толщина прослоев «перистой» соли изменяется от нескольких мм до 3–4 см, изредка достигая 5–7 см, а их количество на пласт заметно сокращено за счет прослоев м/з каменной соли высаливания, которая преобладает в составе ритмов карналлитовой седиментации. В галитовых разрезах и в пластах красных сильвинитов каменная соль высаливания представлена прослоями толщиной от нескольких мм до 2-4 см, которые располагаются в верхней части ритмов. В пластах карналлитовых пород толщина прослоев каменной соли высаливания изменяется от 0,8–2,0 мм до 12–14 см, и они часто заменают в разрезах ритмов прослои «перистой» каменной соли.

Изменения в строении и составе ритмов седиментации каменной соли второго порядка обусловлены седиментационными и постседиментационными процессами. К первым относятся вариации толщины прослоев, формирующих ритмы, отсутствие частей прослоев или отдельных прослоев, увеличение (удвоение) количества прослоев. При этом петрографические признаки этих прослоев (структуры, текстуры) носят явно седиментационный характер.

Таким образом, в составе «годичных» пачек галитовых разрезов ВКМКМС (в отличие от Старобинского месторождения) отсутствуют прослои прозрачной каменной соли и более четко проявлена их «перистость».

3.4.1.2. Красные сильвиниты

На рис. 3.93, а, б приведены ритмы седиментации красных сильвинитов второго порядка («годичные» пачки), типичные на ВКМКМС для разрезов пластов от А до Кр.III включительно (рис. 3.93, а) и сильвинитовых горизонтов Старобинского месторождения. Состав и строение их детально описаны /20, 23, 75, 104/. Для Верхнекамских сильвинитов характерно отсутствие прослоев

кр/з сильвинитов, встречаемых в сильвинитовых пачках Старобинского месторождения («1» на рис. 3.93, б) и представленных «перистой» структурой зерен сильвина. Верхнекамские красные сильвиниты сложены исключительно прослоями ориентированной микротекстуры (рис. 3.93, а; рис. 3.94). Аналоги их в старобинских пачках занимают верхи сильвинитовых прослоев (рис. 3.95). Толщина прослоев красных сильвинитов изменяется в пределах от 1 до 5, реже до 7–8–12 см. Они отличаются резким преобладанием в их составе сильвинитовой фазы.

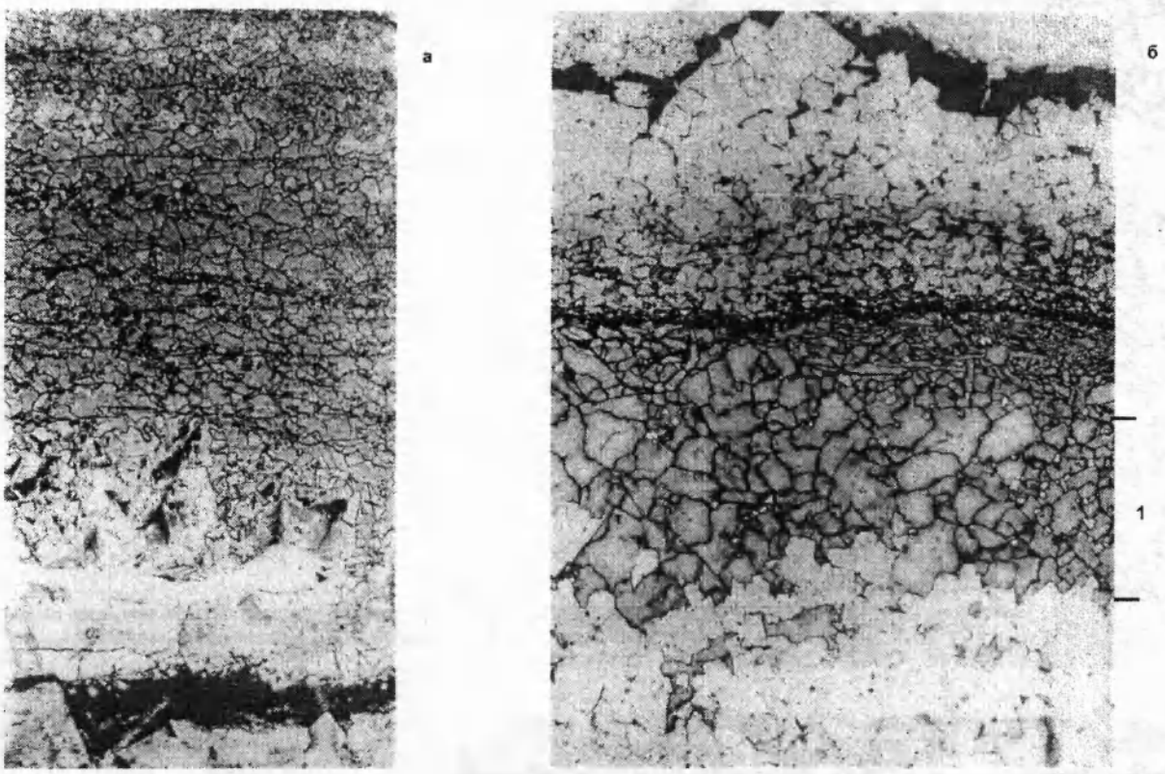


Рис. 3.93. Ритмы седиментации красных сильвинитов второго порядка (пл. А и II калийный горизонт).
а – Верхнекамское месторождение; б – Старобинское месторождение.
(На рис. а четко проявлены горизонтальные трещины расслоения).

Структура пород средне-крупнозернистая с преобладанием ср/з, размеры зерен сильвина колеблются от 0,1 до 3,0 мм. Форма зерен удлиненная, отчасти осложненная угловатыми или слабоизвилистыми их контурами. Длинные их оси ориентированы субпараллельно слоистости, что обусловливает типичную для этих пород ориентированную микротекстуру. Галитовая фаза в породе представлена одиночными кубическими или более или менее правильными кристаллами и зернами, относительно равномерно распределенными в основной сильвинитовой массе породы. Можно заметить полное сходство между красными сильвинитами Верхнекамского и Старобинского месторождений (сравним рис. 3.94 и 3.95). Отличие состоит в том, что в старобинеких красных сильвинитах нередки ритмы сильвинитовой седиментации с «перистой» микроструктурой зерен сильвина.

Возможность отложения сильвина в солеродных бассейнах в виде самостоятельных стратифицированных осадков дискутировалась в обширной литературе последних 60–70 лет /19, 17, 18, 106, 237, 297/. В настоящее время признается кристаллизация и отложение сильвина в виде сезонных прослоев как в летнее (испарение), так и в зимнее (охлаждение) время, отдавая приоритетное значение второму. Это обусловлено слабым развитием в большинстве известных месторождений отложений сильвина, выполненных «лодочками» этого минерала. Пожалуй, только Старобинское месторождение содержит в своих калийных горизонтах сильвиновые отложения со структурой «перистого» облика, что позволило исследователям отнести их к образованиям испарительного процесса. Верхнекамские красные сильвиниты ориентированной микротекстуры, наиболее полно представленные в пластах А-Кр. III и занимающие в Старобинском месторождении верхи сильвинитовых ритмов второго порядка, отнесены исследователями к отложениям осенне-зимнего периода, т. е. выпавшим при охлаждении рапы. Это

согласуется и с явной мономинеральностью этих пород и с отмеченной выше ориентированной их микротекстурой, обусловленной призматическим обликом зерен сильвина.

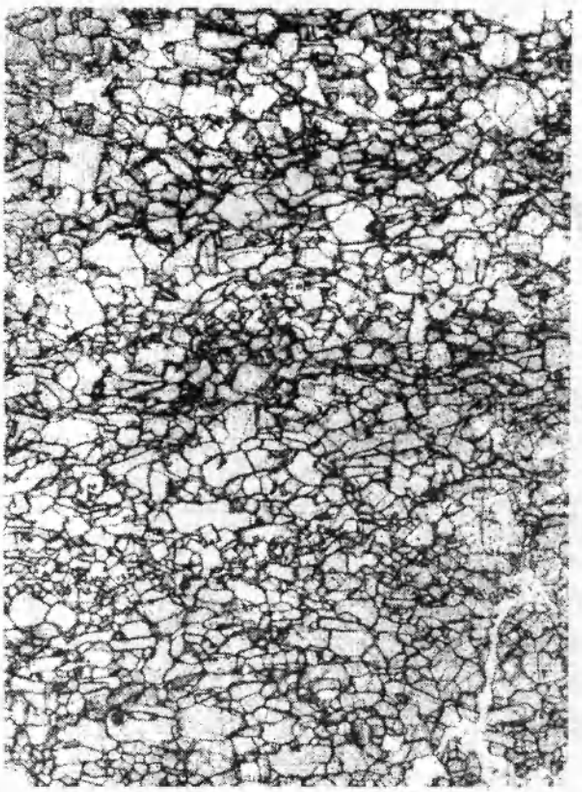


Рис. 3.94. Ориентированная микротекстура красных сильвинитов 7-го слоя пласта Кр. II Верхнекамского месторождения. Ув. 10^{x}.

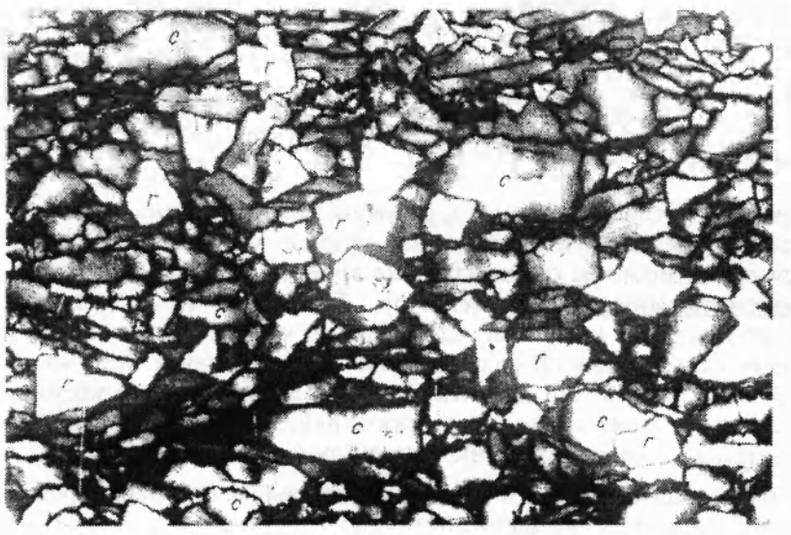


Рис.3.95. Красный сильвинит II калийного горизонта Старобинского месторождения.
С – сильвин, Г – галит. Ув. 12,5^{x}.

Нами /197/ в 1974 г. показана возможность кристаллизации сильвина из поверхностного слоя рапы (при испарении) и из донной ее части (при охлаждении) при искусственной кристаллизации солей. Кристаллы сильвина, зародившиеся на поверхности рапы, прикрепляются к ней гранью октаэдра, что приводит к формированию кристаллов с активно развитыми тройными осями. Статистическая обработка зерен сильвина относительно их морфологического облика показала именно преобладание в основной массе сильвинового осадка Старобинских калийных горизонтов зерен, активно развитых но тройным осям. При охлаждении донного слоя рапы бассейна (при условии малой толщины этого слоя) формируются кристаллы призматического габитуса, почти лишенные галитовой фазы.

Существует третий путь кристаллизации и отложения перистого сильвина на дне бассейна – это смешение двух растворов, различающихся между собой по составу и температуре, что доказано экспериментально /303.1/.

Таким образом, важнейшим фактором седиментации этих двух генераций сильвина («перистая» и призматическая) является их зарождение на разных уровнях бассейна. При этом на придонном уровне бассейна может иметь место еще один фактор, а именно: смешение растворов, т. е. процесс высаливания.

Наличие сильвиновых отложений двух генераций, послойно сменяющих друг друга в составе «годичных» старобинских пачек, свидетельствует о единстве состава рапы бассейна во всем его объеме.

Отсутствие «перистого» сильвина в верхнекамских красных сильвинитах, напротив, характеризует расслоенность (двуслойность) рапы, в которой верхняя часть способна продуцировать галит, а нижняя (с более тяжелыми рассолами) – готова садить сильвин. Испарительный период обозначается осаждением «перистого» галита, в период «охлаждения» кристаллизуются сильвины призматического габитуса и мономинеральные по составу, которые в дальнейшем (в диагенезе) приобретают ориентированную текстуру.

При повсеместном развитии на ВКМКМС м/з красных сильвинитов с ориентированной микротекстурой встречаются также отдельные ритмы, выполненные изометричными, слабоугловатыми, порой округленными зернами сильвина. Эти прослои также практически мономинеральны, м/з и по содержанию брома не отличаются от первых. Можно предположить, что их формирование происходило при медленном охлаждении рапы, обеспечивающем равномерное развитие зерен (рис. 3.96).

Таким образом, к седементационным сильвинитам с большой долей достоверности могут быть отнесены:

1. Средне-крупнозернистые густо-красные богатые хлоридом калия сильвиниты, отличающиеся неправильной, угловатой, ксеноморфной формой зерен и наличием в них зональных микровключений газово-жидкой фазы («елочки», «лодочки»). В составе ритмов седиментации второго порядка («годичные» пачки) они занимают низы сильвинитовых отложений (Старобинское месторождение);
2. Мелко-среднезернистые красные, буро-красные, мясо-красные сильвиниты с ориентированной микротекстурой, почти мономинеральные, занимающие верхи сильвинитовых отложений в составе «годичных» пачек или полностью представляющие эти пачки (Верхнекамское месторождение).

Первая разновидность является продуктом испарительного концентрирования рапы солеродного бассейна, вторая – результат ее охлаждения. Именно второй генерацией сильвина сложено подавляющее большинство прослоев красных сильвинитов из пластов А-Кр. III Верхнекамского месторождения.

3.4.1.3. Карналлитовые породы

На рис. 3.97 представлена типичная карналлитовая «годичная» пачка трехчленного строения, характерная для участков спокойного залегания пород. Четко обозначен резко извилистый, угловатый контакт карналлитового прослоя и подстилающей его «перистой» каменной соли. Верхняя граница карналлитового прослоя ровная, слабоизвилистая и является границей с вышележащим прослоем м/з каменной соли высаливания.

Структура самого карналлитового прослоя р/з с преобладанием крупно-гигантозернистой. Размеры зерен колеблются от 1,5 до 12 мм, форма у них часто неправильная с угловатыми или извилистыми контурами (более крупные зерна), более м/з фаза (1,5–4,0 мм) чаще представлена округленными зернами.

Галитовая составляющая породы представлена присыпкой идиоморфных кристаллов на границах карналлитовых зерен и мельчайшей (0,2–0,5 мм) их вкрапленностью внутри самих зерен. Последняя обозначает пойкиллитовый характер микроструктуры карналлитовой породы (рис. 3.97). На этом же рисунке хорошо видна сетка пересекающихся двойниковых линий, свойственная карналлитам, испытавшим тектонические напряжения.

Как отмечено нами ранее, наиболее типичной фазой галита в карналлитовых пластах является галит высаливания, включенный как в основную массу самих карналлитовых прослоев (рис. 3.98), так и обособленный в виде прослоев, венчающих карналлитовые «годичные» пачки, или образующих се-

рии пачек (слои) каменной соли высаливания в составе карналлитовых пластов. Причем, количество и толщина прослоев каменной соли высаливания увеличивается к верхам соответствующих ритмов (слои, пласты).

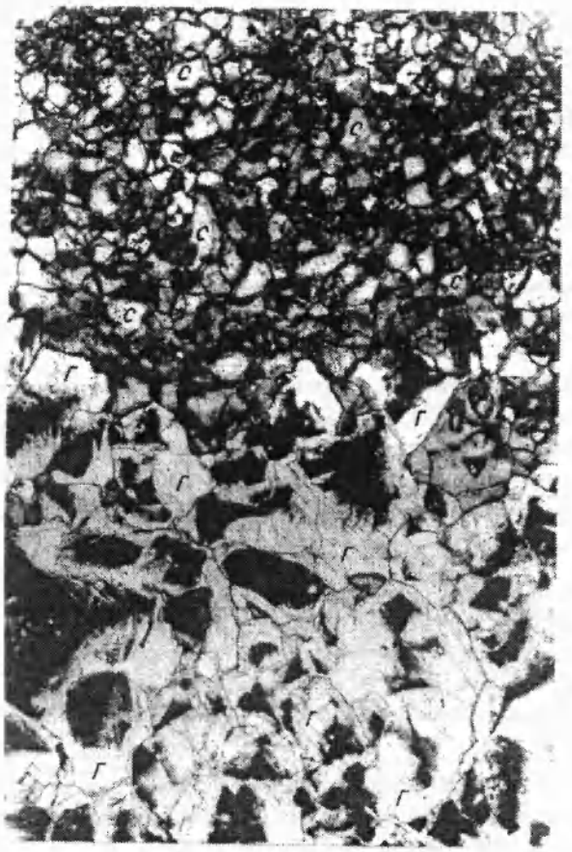


Рис. 3.96. Сильвинитовая годичная пачка с изометричной формой зерен красного сильвинита (С – сильвин, Г – галит «перистый» (черное).
Пласт Кр. II, увеличение 3ˣ.



Рис. 3.97. Карналлитовая (К) годичная пачка пласта В. Г – перистая каменная соль; К – карналлитовая порода; $Г_2$ – каменная соль высаливания.
Увеличение 6ˣ.

Рис. 3.98, а иллюстрирует пачку прослоев м/з каменной соли высаливания, содержащую маломощные глинисто-карналлитовые прослои, в которых карналлит представлен крупными идиоморфными кристаллами, четковидно располагающимися в пределах прослоев. Прослои соли высаливания «обтекают» сверху карналлитовые кристаллы, что свидетельствует о свободном росте последних в донных осадках. Рис. 3.98, б иллюстрирует фрагмент р/з карналлитовой породы, содержащей линзовидный прослой каменной соли высаливания. Порода сложена близкими к изометричным, местами слабоугловатыми или округленными (особенно на контакте с галитом высаживания) зернами карналита размером от 1,5 до 6–7 мм. Характерно полисинтетическое двойникование зерен. Линзовидный характер прослоя каменной соли высаливания, частичная окатанность зерен карналлита и наличие двойников в них свидетельствуют о том, что порода испытала тектоническое воздействие, приведшее к течению солевой массы и будинированию (разлинзованию) прослоев соли высаливания.

3.4.2. Эпигенетические признаки петрографии соляных пород ВКМКМС

В настоящей главе рассматриваются изученные нами текстуры и структуры соляных пород, имеющие явно эпигенетическое (постдиагенитическое) происхождение. Как правило, они встречаются в трещинных образованиях, в зонах метасоматоза и динамофлюидального течения соляных пород, наблюдаемых вблизи тектонических дислокаций.

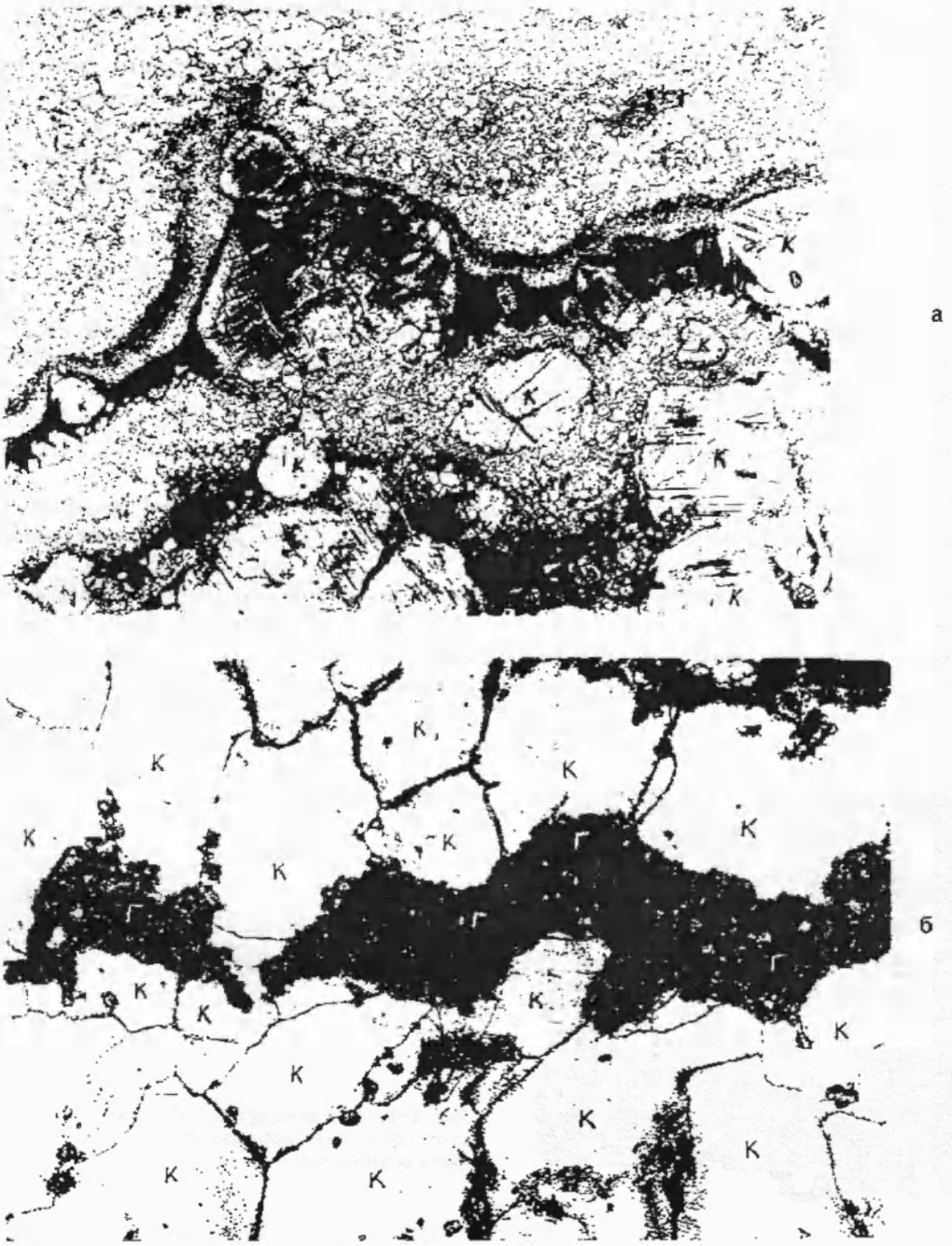


Рис. 3.98. а. Свободнорастущие карналлитовые кристаллы (К) среди мелкозернистой каменной соли высаливания. Вой-Вож, скв. 1012, материалы Н.В. Мелковой. Ув. 2,8
б – Фрагмент разнозернистой карналлитовой породы (К) с линзовидным прослоем каменной соли высаливания (г).

3.4.2.1. Трещинные текстуры и структуры эпигенеза

Трещины в соляных породах ВКМКМС делятся на 2 основные группы: залеченные и открытые. Последние, как правило, выполнены газом и их вскрытие выработками сопровождается истечением раствора с осаждением вдоль трещин гидроокисных соединений железа,

В залеченных трещинах заполнитель характеризуется разнообразным минеральным составом и специфическими текстурами и структурами, которые представляют собой объект настоящих исследований. При этом приоритет отдается залеченным трещинам, развитым в соляных породах (каменная соль, сильвинит, карналлит), так как в "Атласе текстур и структур галогенных пород" /6/

рассмотрены трещинные текстуры, развитые в несоляных породах соленосных толщ (глинистых, карбонатно-сульфатных и др.).

Материал, залечивающий трещины, представлен зернами и кристаллами (редко) галита, сильвина и карналлита в зависимости от состава вмещающих и подстилающих трещиноватую зону пород. Микротекстуры солей, заполняющих трещины, представлены массивной (зернистое заполнение трещин), ориентированной (заполнение удлиненными зернами) и шестоватой разновидностями. Последние свойственны тонким (до 1–2см) трещинам малого масштаба. Заполнитель в трещинах имеет простое или сложное, зональное строение.

Микротекстура материала, заполняющего трещины, и его состав характеризуют скорость раскрытия трещины (т. е. скорость движения раствора), состав раствора и возможность влияния его на вмещающие породы.

На рис. 3.99 представлена трещинная текстура глинистой каменной соли пласта Е в объеме двух "годичных" пачек, характеризующаяся наличием системы веерообразно расположенных, порой ветвящихся трещин, залеченных столбчатым (параллельное шестоватым) галитом.

Столбчатая текстура материала, заполняющего трещину, характеризует медленное ее раскрытие и капиллярное просачивание раствора. Зернистый характер этого материала указывает на более свободные условия роста зерен минерала.

На рис. 3.100 /358/ представлен фрагмент тектонической трещины, заполненной галитовым материалом трех различных генераций, и отличающихся, таким образом, структурными и текстурными особенностями.

У стенок трещины в полосе до нескольких см обособлены гигантозернистые агрегаты шпатового галита ($г_1$), далее отмечается полоса до 2 см, выполненная генерацией галита ($г_2$), представленного удлиненными зернами (ориентированная микротекстура). Центральная часть трещины выполнена генерацией тонкошестоватых агрегатов окрашенного в оранжевый цвет галита ($г_3$).



Рис. 3.99. Трещинная текстура глинистой каменной соли из пласта Е. Видна система веерообразных трещин, залеченных столбчатым галитом

Такое зональное расположение галитового материала внутри трещины свидетельствует о разных режимах формирования ее: шпатовый галит-свидетель свободного роста минерала в условиях полного раскрытия трещины; галит ориентированной микротекстуры характеризует условия замедления подтока растворов с одновременным сжимающим усилием стенок трещины; генерация тонкошестоватого галита определяет условия медленного раскрытия ядерной плоскости трещины и слабого просачивания раствора. Характерно при этом наличие в шестоватом галите тонкопризматических кристаллов ангидрита, длинными осями ориентированных параллельно агрегатам галита.

Указанный характер заполнения трещины галитовым материалом свидетельствует об одноактном полном раскрытии трещины на всю ее толщину, сопровождавшимися резким падением давления внутри объема трещины, обусловившим поступление в нее галитового рассола и свободную кристаллизацию галита на зальбандах трещины. Уменьшение "рабочего" пространства трещины за счет

заполнения части ее объема шпатовым галитом и, возможно, начавшееся смыкание стенок трещины привели к уменьшению дебита рассола, увеличению внутритрещинного давления, что способствовало кристаллизации галита удлиненного вдоль трещины (нормально к вектору давления) габитуса, т. е. ориентированной микротекстуры. Мы подробно остановились на механизме заполнения трещин солевым материалом, поскольку ниже будут приведены примеры аналогичных ориентированных текстур солей, формирование которых осуществлялось по латерали, т. е. по слоистости пород, и механизм образования этих пород нам представляется идентичным механизму отложения солевого материала в части тектонических трещин.



Рис. 3.100. Три генерации галита ($Г_1$, $Г_2$, $Г_3$), заполняющих тектоническую трещину.
$Г_1$ – гигантозернистая;
$Г_2$ – среднезернистая с ориентированной микротекстурой;
$Г_3$ – параллельно-волокнистая.
Материалы Е.В. Петрова /358/.

В 1997 г. нами исследована «открытая» субвертикальная (80–85°) трещина, вскрытая на 8-й панели СКПРУ-3 (блок 9) разведочным штреком по простиранию на протяжении более 55м в пластах Б и Б-$В^1$. Вдоль трещины отмечены горизонтальное смещение пород до 3–4 см, прерывистый характер ее раскрытия и S-образная форма, указывающие на сдвиговую природу ее образования.

Специальным бурением подземных скважин рассматриваемая трещина была выявлена в пластах В и Г, что дало возможность проследить вверх структурно-текстурные особенности вмещающих трещину пород.

Внутренний объем данной трещины в пластах В и Г заполнен высокобромным оранжево-желтым чечевицеобразным карналлитом. Заполнение пространства трещины прерывистое, неполное, с пустотами и полостями. Агрегаты зерен карналлита, обрастающие трещину, имеют линзовидно столбчатый облик и растут субнормально к стенкам трещины. Края трещины неровные за счет горизонтальных смещений относительно друг друга столбчатых агрегатов карналлита (рис. 3.101, А), переходящих в трещины субгоризонтального расслоения, заполненные желто-коричневым карналлитом (рис. 3.101, Б).

В пласте Б–$В^1$ отмечены гнезда и зоны перекристаллизации каменной соли, сопровождаемые трещинами субгоризонтального расслоения, выполненными желто-коричневым карналлитом. Слой $В^1$ представлен окатанными зернами карналлита, интенсивно полисинтетически сдвойникованными и содержащими в межзерновом пространстве м/з фазу того же карналлита. В скв. Т-10/8 крупные зерна (до 3,5 см) карналлита уплощены субгоризонтально, вытянуты вверх и рассечены трещинами расслоения, на плоскостях которых наблюдаются зеркала скольжения.



Рис. 3.101, А. Линзовидно-столбчатый облик зерен карналлита (Кт), заполняющих тектоническую трещину.

Г – разнозернистая вторичная каменная соль; К – карналлит; Гм – м/з каменная соль (пласт В, слой 2–3, скв. Т-10/8, обр. 1/а 1), натуральная величина.

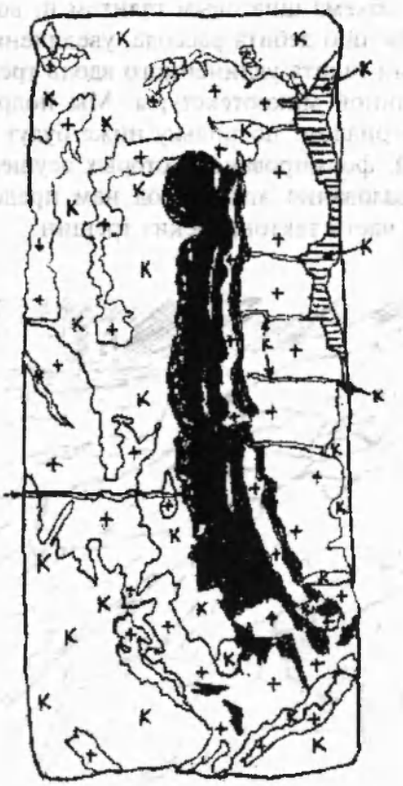


Рис. 3.101, Б. Брекчиевидная текстура галит (крестики) – карналлитовой (К) породы, субгоризонтально расслоенной и содержащей фрагмент глинисто-ангидритового прослоя (черное); справа трещина (пласт Г, скв. Т-10/8), натуральная величина.

В пласте В карналлитовые породы также субгоризонтально расслоены при наклонном залегании слоев (см. рис. 3.86 в гл. 3.3.1).

Пласт В–Г неоднороден по вертикали; в нем перемежаются зоны с определенной сохранностью первичных текстурно-структурных признаков и зоны брекчированных перекристаллизованных каменных солей (участки р/з до гигантозернистой каменной соли и зоны мелкообломочной текстуры, представленные обломками прослоев каменной соли и глин, содержащих субвертикальные и субгоризонтальные зоны переотложенного карналлита). Для этих пород типичны гнездовидные обособления зерен синего галита и желто-оранжевого карналлита, а также отдельные пустоты размером до 8 мм, отмеченные в карналлитсодержащих разностях каменной соли.

Еще более четко вертикальная текстурно-структурная зональность отмечена в породах пласта Г: зоны мелкообломочной текстуры сменяются зонами интенсивного дробления (брекчирование) галит-карналлитовых пород (см. рис. 3.101, Б).

Последние характеризуются наличием крупных разноориентированных обломков (до 12 см) каменной соли (часто с галопелитами) в основной мелкообломочной карналлитовой массе. Зоны брекчированных пород осложнены двумя системами трещин: крутонаклонными до субвертикальных и субгоризонтальными. Первые залечены шестоватыми формами карналлита в ядрах брекчирования, оперяя или пересекая их. Вторые залечены мелколинзовидным карналлитовым материалом (в виде четок) и насквозь рассекают обломки каменной соли (см. рис. 3.101, Б).

Важным текстурным признаком карналлитовых пород (пл. В и Г), вмещающих трещину, является уплощение их зерен с формированием от ориентированных до плитчатых микротекстур (субгоризонтальная расслоенность), в отдельных случаях сопровождающихся зеркалами скольжения.

Основной геохимический фон трещинообразования и изменения структурно-текстурного облика пород составляет сохранение в породах, вмещающих трещины, высоких содержаний брома. Это указывает на закрытость геохимической системы и высокою концентрацию растворов, движущихся в этой системе ($MgCl$, KCl, $CaCl_2$) в процессе трещинообразования.

Таким образом, приведенные материалы убедительно доказывают эпигенетический характер вмещающих трещины пород.

Субвертикальная зональность в распределении текстур и структур пластов, наличие трещин расслоения, плитчатой отдельности в карналлитовых породах и, наконец, характер самой трещины и ее заполняющего материала свидетельствуют о наличии, двух деформирующих породную среду факторов, действующих одновременно: тектонического сжатия и растяжения, которые могли существовать при горизонтальном сдвиге.

Трещинные текстуры и структуры в пласте Кр. II, прослеженные нами вдоль северного выемочного штрека в 5-м западном блоке 1-й ЮВП рудника БКПРУ-4, образовались в иных геологических условиях. Здесь проведены нами специальные исследования в связи с обильным газовыделением при проходке выработок по пласту АБ и обнаружением в очистных камерах многочисленных участков "бунения". Так, геологи рудника обозначали участки, выделяемые пустым звучанием при ударе молотком по стенкам камер, что указывало местоположение трещин в горном массиве, не вскрытом выработками. Наши исследования подтвердили это положение установлением следующих особенностей структурно-текстурного облика пород на данном участке.

1. По всему блоку вблизи кровли слоя 1 пласта Кр. II прослежен "просолой" густо красного м/з сильвинита, в подошве и кровле которого залегают субгоризонтальные трещины (рис. 3.102, а) толщиной 12–25 мм, залеченные столбчатым галитом (участками сильвином).

   В поперечном срезе текстура "прослоя" параллельно-волокнистая (сравните рис. 3.102, б и рис. 3.100, $Г_3$). Волокна ориентированы по направлению восток-запад. Следовательно, "прослой" м/з сильвинита представляет собой трещину, а зерна сильвина – сечение волокон в продольное разрезе, перпендикулярном направлению ультрафлюидального ("квазиламинарного") течения сильвина.

Таким образом, рис. 3.102 иллюстрирует зональное строение субгоризонтальной трещины, центральная часть которой имеет параллельно-волокнистую текстуру, обрамляемую снизу и сверху столбчатой текстурой.

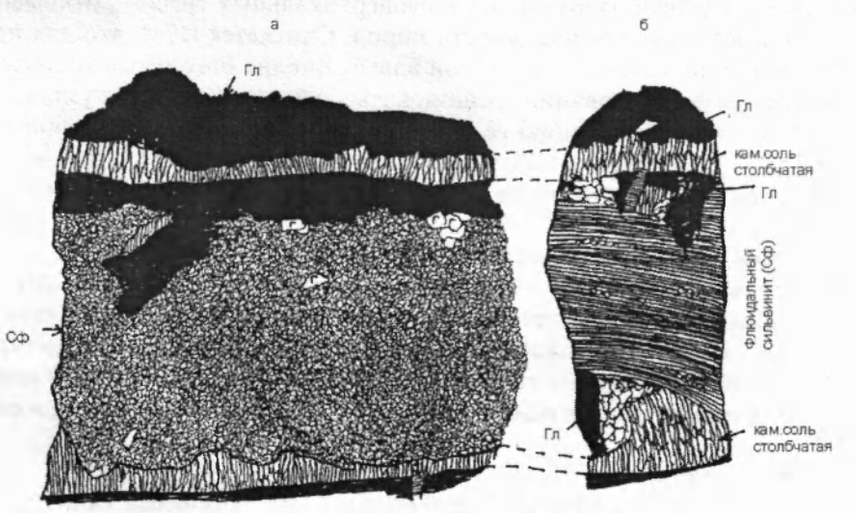


Рис. 3.102. Ультрафлюидальная микротекстура густо-красного сильвинита (СФ) в продольном (а) и поперечном (б) срезах. Натуральная величина. Пласт Кр. II, слой I, 5-й западный блок, 1-я ЮВП, БКПРУ-4.

2. В нижней части слоя 1 пласта Кр. II развит "прослой" пестрого сильвинита толщиной 7–12 см с ориентированно-гранулированной структурой, переходящей местами в флюидальную (рис. 103) с коэффициентом удлинения (Ку) зерен до 14.

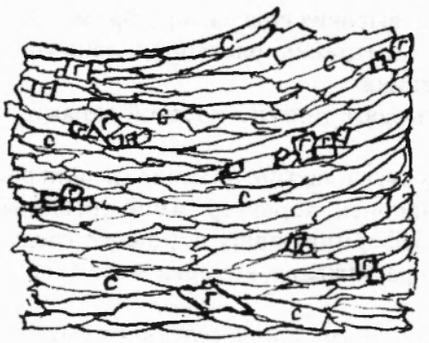


Рис. 3.103. Флюидальная структура пестрого сильвинита (С) из 1-го слоя пласта Кр. II. Натуральная величина. Г – галит.

3. В пределах 3-го слоя пласта Кр. II также по всему блоку развит "прослой" (толщиной до 6–15 см) ярко-красного сильвинита с сильно развитой ориентированной микротекстурой (Ку = 3 – 5), содержащей линзовидные фрагменты перистой каменной соли. Структура сильвинитов гранулирована и порода, соответственно, легко разрушается.
4. По пласту АБ четко фиксируются переходы "нормальных" (массивных) пестрых сильвинитов вне зоны "бунения" к их сильвин-галитовым аналогам (внутри зоны), представленным молочно-белым сильвином и синим галитом ориентированной микротекстуры, последняя обусловлена чечевицеобразной формой зерен сильвина и галита, ориентированных по слоистости. При ударе порода легко дезинтегрируется, а при растворении в воде издает резкие обильные щелчки, свидетельствующие о выделении газа. Порода, таким образом, представляет типичный пример гранулированной ориентированной текстуры. В направлении от области вне зоны "бунения" к ее внутренним частям (с запада на восток) отмечается уменьшение доли сильвина в составе пород. В кровле пласта Б (1 слой) также по всему блоку отмечено развитие винно-желтой гранулированной каменной соли (с участками ее шпатизации) ориентированной микротекстуры с обильной и неравномерной вкрапленностью и линзовидными реликтами сильвинового состава. Ку зерен галита достигает 2,3.

Пункты 1–4 свидетельствуют о том, что в зоне "бунения" имели место субгоризонтальные (послойные) неравномерные перемещения слоистых солевых масс под влиянием бокового давления. Перемещения сопровождались раскрытием субгоризонтальных и субвертикальных трещин, открывших доступ движению растворов и образованию флюидальности пород. Считается /171/, что для перекристаллизации пород под давлением достаточно пленочной влаги. Вполне ощутимые количества этой влаги поступили в массив уже при формировании трещиноватых и брекчированных узлов, вызвав перекристаллизацию каменной соли, грануляцию ее и сильвинитов, а также отложившись по трещинам. Трещины на рис. 3.102, подстилающие и покрывающие флюидальный сильвинит, явно более позднего по сравнению с ним происхождения и свидетельствуют о наличии и субвертикальной циркуляции растворов.

В связи с вышеизложенным отметим, что зона "бунения" расположена практически над зоной Р/З пласта Кр. III, к югу и юго-востоку от крупной зоны Р/З по пластам Кр. III, Кр. II, АБ (см. рис. 3.9), к востоку от Троицкой зоны надвига и на продолжении зоны крупной флексурной складки (см. рис. 2.8) в северном и северо-восточном направлении. Поэтому изложенные выше структурно-текстурные особенности пород (субгоризонтальные трещины, флюидальность и грануляция пород, развитие слоеподобных тел пестрых сильвинитов в пласте Кр. II и т. д.) вполне закономерны и относятся к эпигенезу.

3.4.2.2. Текстуры и структуры метасоматоза

При определении метасоматоза, как главного минералопреобразующего процесса галитизации сильвинитов (гл. 3.1.4), отмечена целая группа текстур и структур соляных пород, возникших в этом процессе. Выделены 2 этапа: сублатерального метасоматоза и субвертикальной миграции флюидов. 1-й этап включает перекристаллизацию, высаливание, замещение, переотложение и вынос вещества из слоя, пачки, пласта. Во 2-м этапе вначале происходит вынос флюидов (газово-жидкнх) из слоя, а затем перекристаллизация и т. д. Сублатеральный метасоматоз также связан с миграцией флюидов, однако, масштабность и разнообразие структур и текстур пород при субгоризонтальном и субвертикальном направлениях миграции вещества не соизмеримы: первое доминирует над вторым.

Ниже перейдем к описанию структур и текстур сублатерального метасоматоза.

Рис. 3.104: иллюстрирует линзовидно-полосчатую микротекстуру, возникшую при метасоматическом замещении сильвинита пласта Кр. IIIа, в объеме сильвин-галитовой пачки. В сильвиновых (темное) и галитовых (светлое) полосах отмечается ориентированная микротекстура (Ку = 1 – 7 и 1–4, 3, соответственно). Внутри галитовых зерен и между ними наблюдаются ущербные реликты сильвина. Следовательно, галит в светлых полосах вторичен, являясь метасоматическим образованием.

Линзовидно-островная текстура в карналлит-сильвин-галитовой породе пласта 1 (рис. 3.105) подчеркнута линзами-островами сильвинита (темное) мелкосреднезернистои структуры. Внутри линз – реликты карналлита. Наиболее четко реликтовый карналлит обозначен в виде прерывистых полос в нижней сильвиновой линзе(рис. 3.105, а). Близкая текстура иллюстрирована рисунками 3.106 и 3.107 в сильвин-карналлит-галитовых породах пластов Г и Е.

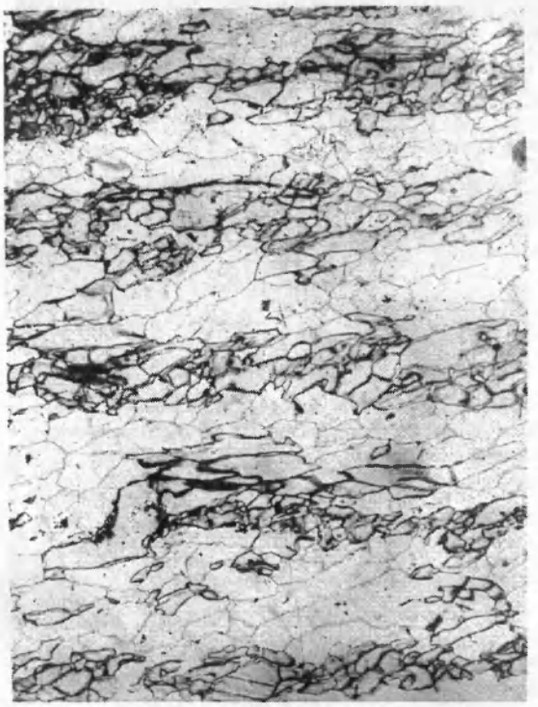


Рис. 3.104. Пример субгоризонтального метасоматического замещения красного сильвинита пласта Кр. IIIа ориентированной микротекстуры (темное) вторичной каменной солью, также ориентированной микротекстуры (светлое). Ув. 7,5ˣ.



Рис. 3.105. Реликтовая линзовидная микротекстура латерального замещения карналлитового прослоя сильвином (С) и мелкозернистой каменной солью высаливания (Г). Пласт Г, ув. 6ˣ.



Рис. 3.106. Линзовидные реликтовые участки карналлита (К), окруженные зернами вторичного красно-бурого сильвина (С) среди заместившей прослой м/з каменной соли высаливания (Г). Пласт Г, увеличение 20ˣ.



Рис. 3.107. Линзовидные реликтовые участки карналлита (К) и реликтовая вкрапленность карналлита во вторичной мелкозернистой каменной соли высаливания (Г).

Пласт Е, ув. 6ˣ.



Рис. 3.108. Линзовидно-полосчатое латеральное замещение зерен пестрого сильвинита (темное) мелкозернистой каменной соли высаливания (светлое).

Пласт Б, ув. 3ˣ.

Стрелками показаны трещины расслоения.

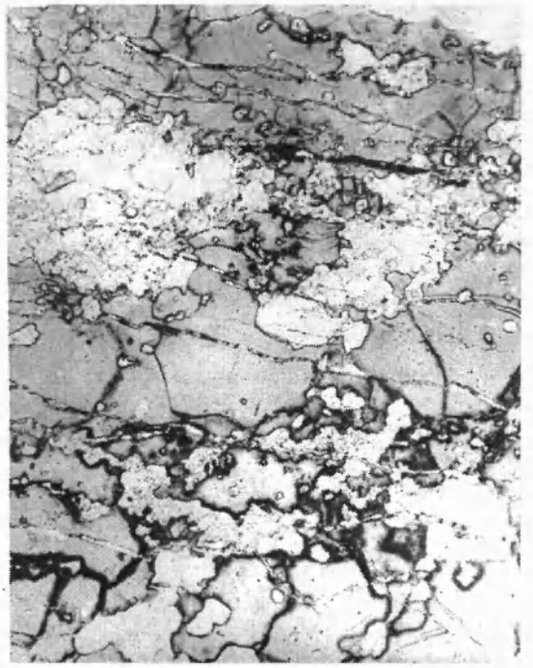


Рис. 3.109. Линзовидный (согласный) и гнездовидный (секущий) характер замещения зерен пестрого сильвинита (серое) мелкозернистой каменной солью высаливания (светлое).

Пласт Б, ув. 6ˣ.

Стрелками показаны трещины расслоения.

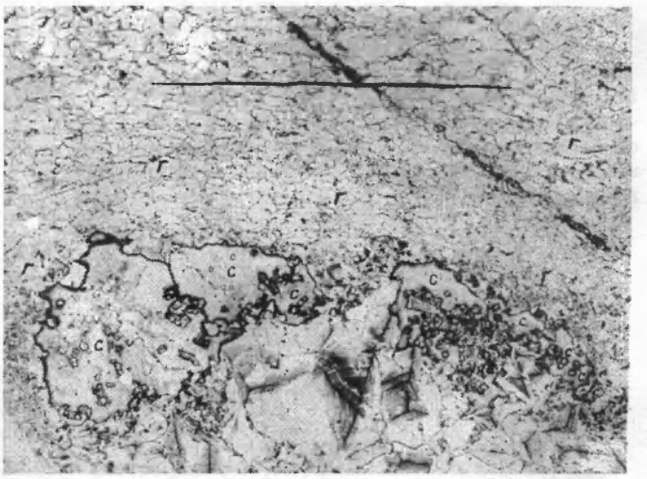


Рис. 3.110. Ориентированная микротекстура вторичной каменной соли высаливания (Г), метасоматически замес-тившей слой пестрого сильвинита. С – риликты зерен сильвина; стрелками показаны трещины расслоения.

Пласт B^1–В, ув. 6ˣ.

На рисунках 3.108, 3.109 и 3.110 изображены линзовидная, линзовидно-полосчатая и ориентированная текстуры в пестрых сильвинитах пласта Б и линзовидная в пласте B^1. Общим для них является наличие трещин субгоризонтального расслоения, которые пересекают границы полос и линз-островов, систему ориентировки трещин спайности кристаллов сильвина, но прерываются субвертикально-ориентированными гнездообразными скоплениями р/з каменной соли, содержащей реликты сильвина (рис. 3.109). Это указывает на образование субвертикальных гнезд после возникновения субгоризонтальной расслоенности и линзовидно-полосчатой текстуры. Метосоматическая каменная соль местами характеризуется ориентированной текстурой (рис. 3.110).

Линзовидно-островная (или полосчатая) микротекстура наблюдалась нами в красных сильвинитах II калийного горизонта Старобинского месторождения калийных солей (Белоруссия). Здесь сублатеральным замещением охвачена срединная часть прослоя, выполненная вторичным м/з галитом высаливания (рис. 3.111), в основной массе которого содержится реликтовая вкрапленность сильвина и охристые остатки его красящего вещества. Скопления реликтовых зерен сильвина среди вторичной м/з каменной соли образуют линзовидные участки (и острова), ориентированные субпараллельно слоистости, внутри которых имеются зерна галита и их агрегаты (рис. 3.100, $Г_2$), сохранившие красную окраску ("псевдосильвиниты").

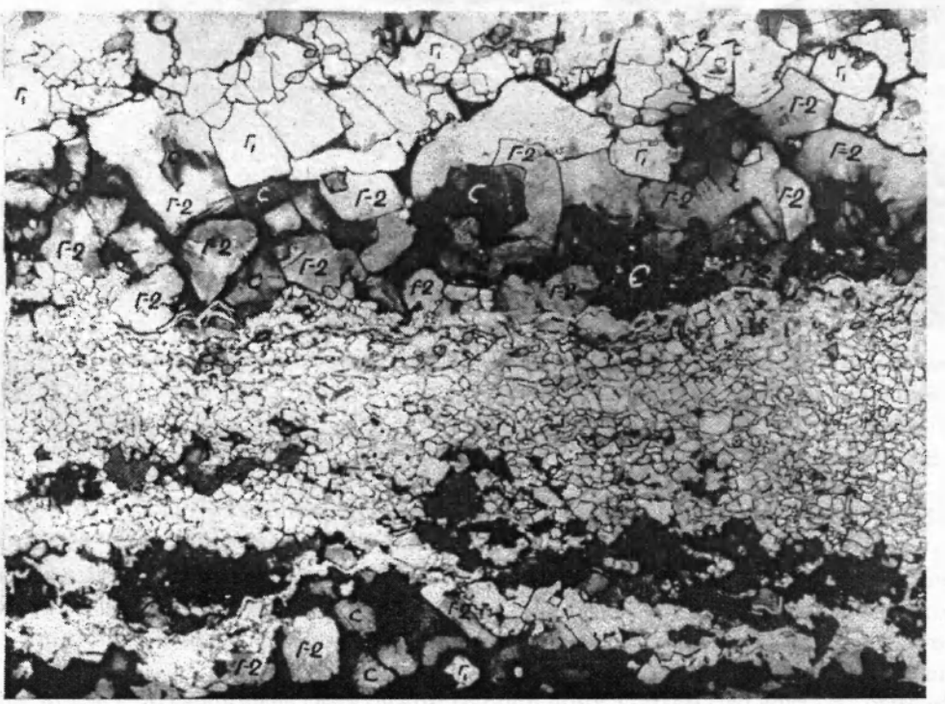


Рис. 3.111. Пример латерального замещения красного сильвинита (темное) каменной солью высаливания (светлое) с участками псевдосильвинитизации ($Г_2$). II калийный горизонт Старобинского месторождения. Ув. 2,5[x].

Наконец, на рис. 3.112 представлен пример двухэтапного преобразования карналлитовых пород Верхнепечорского калийного бассейна (участок Вой-Вож). Пачка пород на рисунке имеет тонкослоистую макротекстуру (0,4–2,5 см), подчеркнутую переслаиванием карналлитсодержащих галопелитовых прослоев (нечетные слойки, рис. 3.112) и прослоев м/з каменной соли. Судя по реликтовой вкрапленности и островно-линзовидными, часто четковидно располагающимся по "слоистости" каменной соли реликтам густо-красного сильвина, по тонким шнуровидным остаткам гидроокислов железа, ориентированным также по "слоистости" и приуроченным к верхам "прослоев" каменной соли, и по редкой вкрапленности карналлитовых зерен, изначальный состав породы в четных "слоях" (см. рис. 3.112) был карналлитовый. Карналлит был в начале сильвинитизирован, а затем густо-красные сильвиниты были замещены м/з каменной солью, т. е. имел место двухактный метасоматоз.

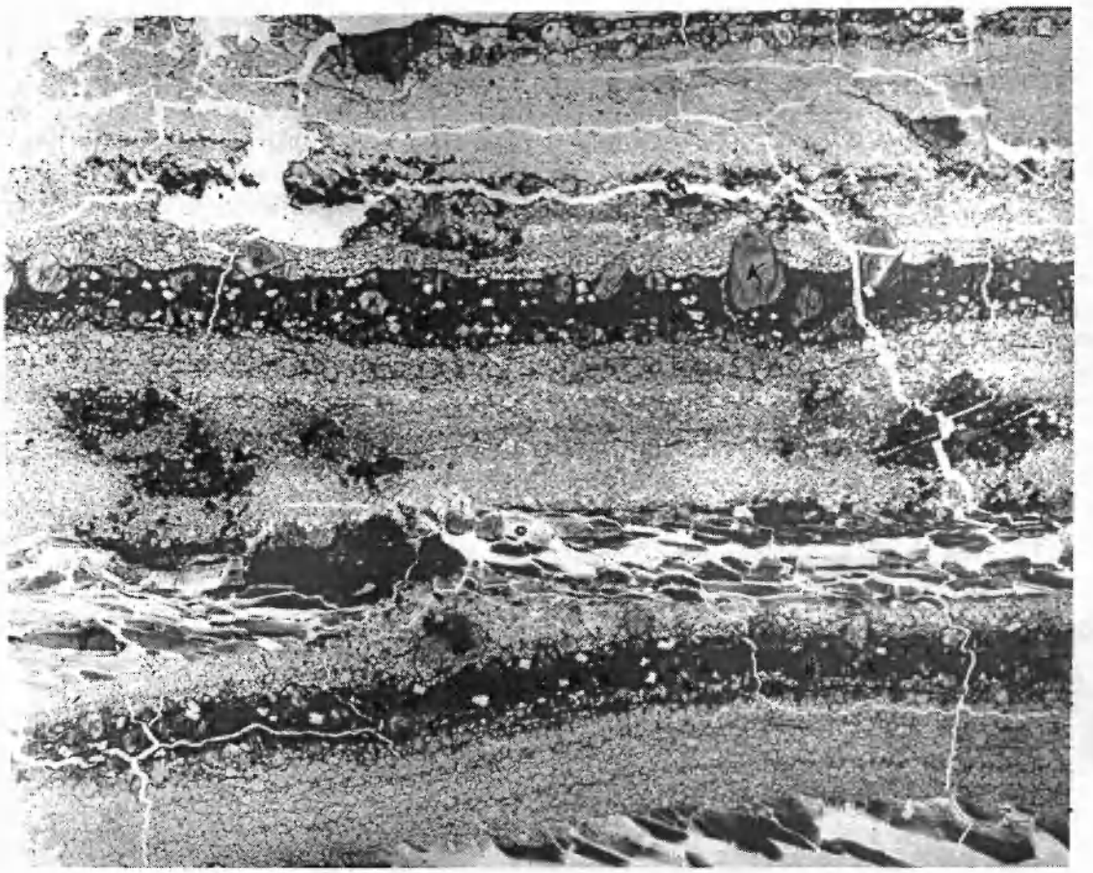


Рис. 3.112. Субгоризонтальные трещины отслоения, заполненные удлиненными под углом к слоистости зернами (К) карналлита (ориентированная микротекстура).
Подробности – в тексте.
Вой-Вож, скв. 1012, материалы Н.В. Мелковой, ув. 2,3ˣ.

Галопелитовые "прослои" буквально насыщены гранулированно-ориентированными (Ку = 2,5 – 6) зернами и включениями карналлита (редко "сильвина), которые своими длинными осями направлены под углами 15–20° к верхней границе галопелитовых прослоев (1,5 на рис. 3.112). Сами прослои или их отдельные части местами субгоризонтально расслоены, а в правой части рисунка отмечается субвертикальная трещина в прослоях 6, 7 и 8, которая деформирована со смещением ее частей субгоризонтальными дислокациями (см. линзовидно-реликтовое включение в прослое 6, рис. 3.112).

Таким образом, наблюдаемую текстуру рассматриваемой породы можно классифицировать, в целом, как линзовидно-флюидально-полосчатую, которая образовалась в результате двухактного метасоматоза и вытеснения замещенного материала в галопелитовые прослойки. Из них первый акт метасоматоза (сильвинитизация карналлита) совпадает с 1-м этапом минералопреобразования, второй акт метасоматоза (галитизация сильвинита), расслоение галопелитовых прослоев и миграция в них растворов с отложением карналлита (реже сильвина) относятся ко 2-му этапу минералопреобразования.

Помимо описанных выше текстур и структур на участках эпигенетических преобразований соляных пород отмечаются и другие текстуры: полосчато-гранулированная, ориентированно-гранулирован-ная и каемчато-гранулированная. Во всех случаях структура равномелкозернистая.

Рис. 3.113 иллюстрирует полосчато-гранулированную микротекстуру, возникшую при метасоматическом замещении части сильвинитового прослоя пласта Кр. II (из слоя 5) с обособлением на месте замещенной части м-с/з гранулированной каменной соли. Последняя содержит мелкие угловатые реликтовые зерна сильвина и его красящего вещества между зернами галита, которые практически прозрачны и лишены зонального строения. Нижезалегающий прослой представлен крупными зернами перистого галита, которые раздвинуты вертикальными зонками перекристаллизации, представленными внизу зернами галита, а выше – сильвина. Сильвиновые зерна образуют клиновидные участки, вершина которых ориентирована вниз.

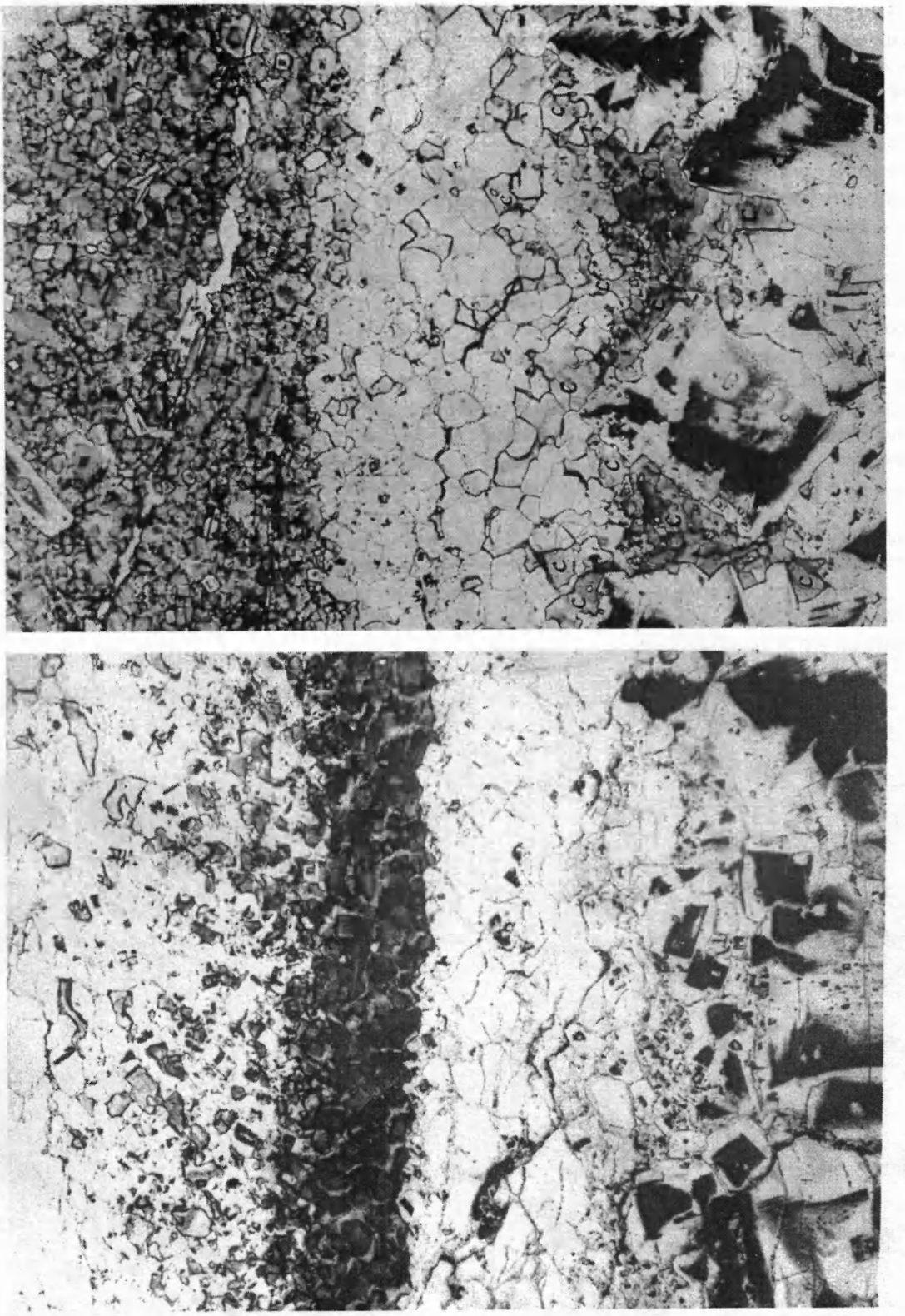


Рис. 3.113. (а и б).

а. Пример практически полного замещения нижней половины прослоя красного сильвинита (темное) сахаровидной каменной солью (светлое). Пояснения в тексте.

б. Реликтовый характер остаточного слойка красного сильвинита, снизу и сверху замещенного каменной солью (светлое).

Пояснения в тексте. Пласт Кр. IIIа, ув. 6ˣ.

Рис. 3.113, б представляет реликтовый характер остаточного сильвинитового прослоя, снизу и сверху замещенного каменной солью. На неровной поверхности пористой каменной соли (1) залегает прослой новообразованной средне-кр/з (от 2 до 7 мм) прозрачной каменной соли, ориентированной по слоистости микротекстуры (Ку = 1,2 – 4,5). Часть ее зерен содержит остатки "лодочек", типичных для каменной соли высаливания, и редкие реликты красного сильвина. Верхняя граница каменной соли (контакт с сильвинитом) ровная, мелкозазубренная. Сильвинит окрашен в красно-бурый цвет, имеет м/з структуру и каемчатую микротекстуру, обусловленную обтеканием зерен сильвина идущими снизу растворами и залечиванием межзернового пространства прозрачными каемками сильвина и реже – галита.

Прослой над сильвинитом представляет собой сильвин-галитовую породу (или, участками, сильвинсодержащую каменную соль). Сильвин в породе реликтовый и переотложенный, часто микровключенный в галит. Зерна последнего прозрачны, но часто содержат в ядрах мелкие зональные "лодочки" (галит высаливания).

На рис. 3.114 микротекстура прослоя розового сильвинита ориентированная, согласная со слоистостью. Ку зерен изменяется от 1,1 до 4,0, структура породы в основном крупно-весьма кр/з с размерами зерен от 2,8 до 10,0 мм. Лишь на контакте с пористой каменной солью отмечается полоса линзовидного характера, сложенная более мелкими (до 2,0 мм) зернами сильвина. Наиболее наглядны на снимке разрывы галопелитового прослоя с субвертикальной зоной переотложенного сильвина (стрелка на рис. 3.114). Зерна вторичного сильвина четко видны и в каменной соли, подстилающей галопелит.

Розовый сильвинит с матовой поверхностью центральных срезов зерен представлен на рис. 3.115. Он обладает менее четко выраженной ориентированной микротекстурой (свидетельство более свободного роста минерала), размеры зерен сильвина изменяются от 1,4 до 5,3–6,0 мм. Матовая окраска внутренних частей зерен обусловлена массой микровключенного галита. Коэффициент удлинения зерен колеблется от 1,0 до 4,0.

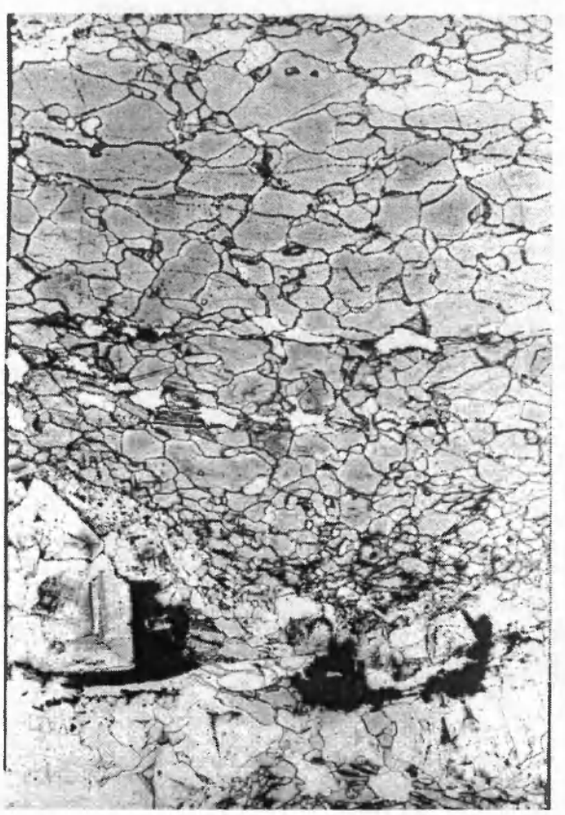


Рис. 3.114. Ориентированная микротекстура розового сильвинита из пласта Кр. I (серое). Через разрывы в подстилающих галопелитах (черное) произошло переотложение сильвина и галита. Ув. 3ˣ.

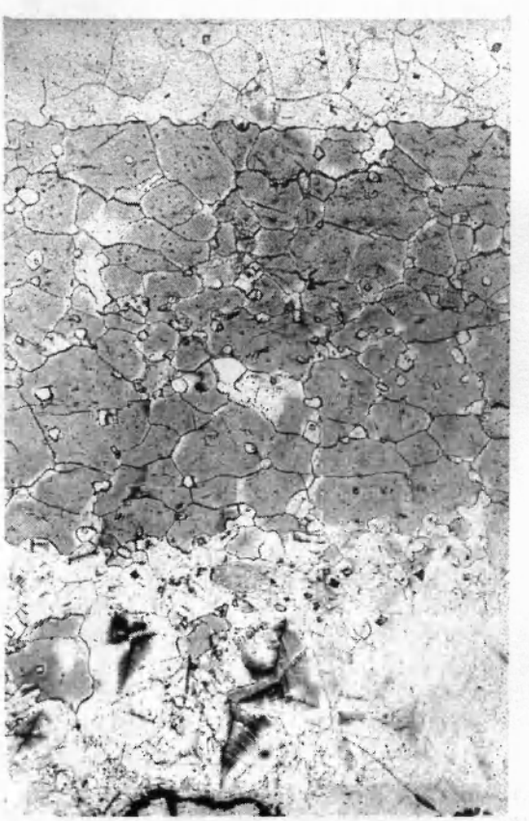


Рис. 3.115. Розовый сильвинит пласта А с преобладающей изометричной формой зерен сильвина (серое). Пояснения в тексте. Ув. 5ˣ.

Каемчатые текстуры формируются, вероятно, в начальную стадию метасоматоза, переходя позже в каемчато-гранулированную и каемчато-ориентированную текстуры. На рис. 3.116 каемчатая микротекстура образована каемкой сильвина (вторичного) вокруг зерен карналлита. Процесс этот происходит при блокировании мелких зерен карналлита в более крупные зерна (в правом верхнем углу рисунка) и наоборот, крупные зерна "распадаются" на мелкие (в левой центральной части рисунка).



Рис. 3.116. Каемчатая микротекстура замещения карналлита (К) сильвином (темное) с выделением в межзерновом пространстве м/з галита высаливания (серое).
Пласт В, ув. 6,5ˣ.

На рис. 3.117, а, б изображена каемчато-гранулированная микротекстура, местами ориентированная (б).

На рис. 3.118 приведен пример метасоматического замещения прослоя красного сильвинита (нижняя половина рис. 3.118, поле "а") и каменной соли высаливания (перекристаллизация, поле "б" на рис. 3.118) равно-м/з сахаровидной каменной солью с изометричной формой зерен галита. Зерна прозрачны и содержат микрореликты сильвина и одиночные "лодочки" изначального галита высаливания. Порода также, как и гранулированные, легко дезинтегрируется при ударе, а на рисунке четко видны каемки в межзерновом пространстве – следы вытеснения газовой фазы на периферию зерен.

Пути миграции раствора отмечены в породе разрывами галопелитов с залечиванием освободившегося пространства столбчатыми формами галита (трещинные текстуры).

Вертикальная миграция растворов, насыщенных хлоридом калия и отложение вторичных густокрасных сильвинитовых зерен иллюстрированы рисунком 3.119. Здесь имеет место комбинация разнозернисто-трещинной структуры и текстуры (нижняя часть рисунка) с гранулированной и ориентированной структурой и текстурой (верхняя часть), образованных при метасоматозе. В р/з каменной соли основная масса представлена прозрачным галитом, резко пористым, развиты участки его грануляции с ориентированной текстурой (а), брекчиевидные включения, комки и примазки серой глины (б) и обрывки бывших галопелитовых прослоев. Выше на довольно ровной поверхности залегает ориентированано-гранулированная каменная соль с субгоризонтально вытянутыми (Ку = 1,2 – 2,0) зернами галита чечевицеобразной формы с оплывшими реликтами сильвина внутри них. Зерна прозрачны, лишены примеси и легко дезинтегрируются при ударе. В целом данный ри-

сунок вскрывает парагенетическую связь грануляции каменной соли с миграцией вверх хлор-калиевых растворов, о чем более подробно изложено в главе раздела 4.

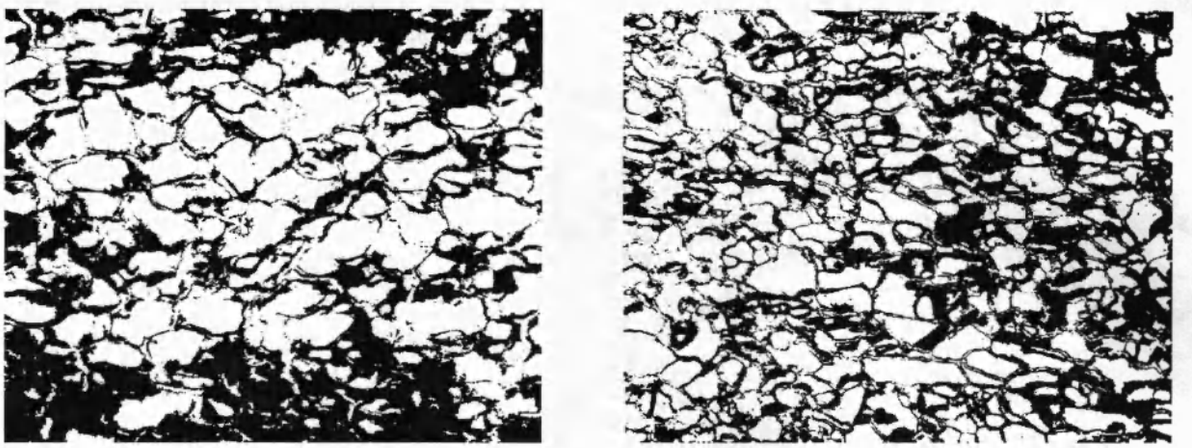


Рис. 3.117. Каемчатые микротекстуры обтекания и залечивания межзернового пространства красных сильвинитов прозрачными каемками вторичного сильвина.
а – Кр. II, слой 7; б – Кр. II, слой 1. Увеличение 9ˣ.

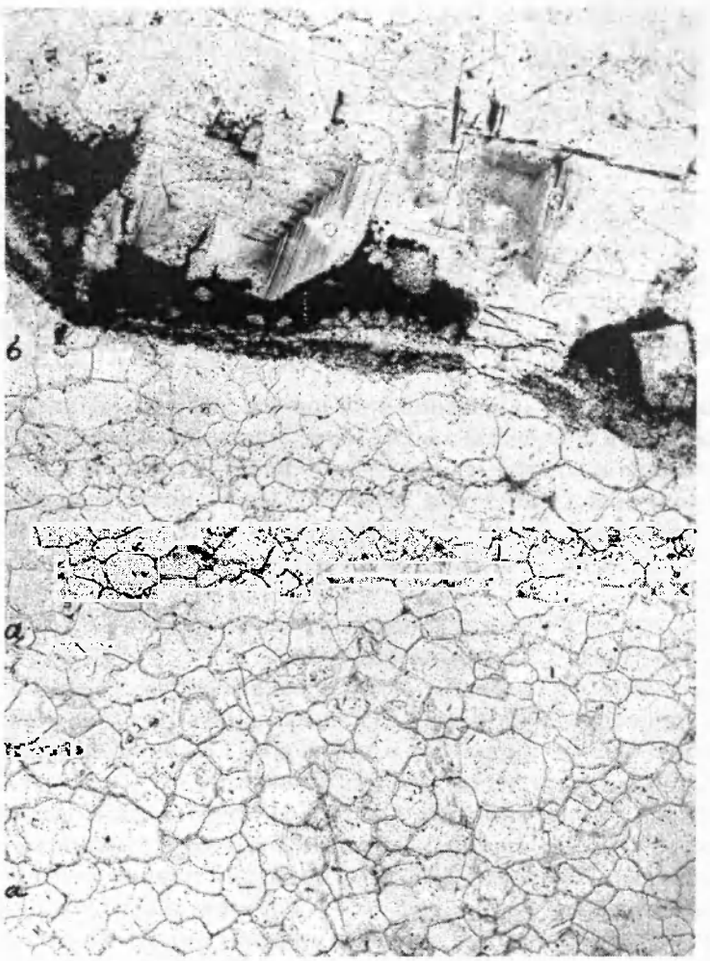


Рис. 3.118. Пример матасоматического замещения (нижняя светлая часть фото) красного сильвинита (а) и каменной соли высаливания (б) равномелкозернистой сахаровидной каменной солью. Подробности в тексте. Пласт Кр. I–II, ув. 7ˣ.



Рис. 3.119. Контакт разнозернистой каменной соли трещинно-гранулированной текстуры с полосой мелкогранулированной каменной соли.

3.4.2.3. Текстуры и структуры тектонического давления

Типичные метасоматические текстуры и структуры нередко ассоциируются с динамофлюидальными и, в этом случае, возникают динамофлюидально-метасоматические текстуры и структуры. Один из примеров такого рода текстур иллюстрирован на рис. 3.120, где изображена вкрапленно-ориентированная текстура карналлит-сильвин-галитовой породы участка Вой-Вож (Печора). Основная масса породы гранулирована и сложена м/з галитом ориентированной микротекстуры. Длинные оси зерен (Ку = 1 – 2,2) направлены субпараллельно к вершине складки, в этом же направлении ориентированы и удлиненные реликты – вкрапленники карналлитовых зерен, также приуроченные к вершине складки. В ядре ее неравномерно среди зерен галита распределены крупные (до 2 см) зерна молочно-белого (с пятнисто-каемчатой красной окраской) сильвина с резко изъеденными фиордообразными контурами и мелкие (до 1,5-2,2 мм) ксеноморфные реликты карналлита и сильвина. Оконтуривающие складку сверху прослои м/з каменной соли высаливания и галитово-глинистый прослой будинированы, раздроблены и рассечены субвертикальными трещинами, залеченными сильвином, карналлитом и галитом. Покрывающий пачку сверху следующий карналлитовый прослой локально сильвинитизирован.

Характерным признаком метасоматических галита и сильвина является четко проявленные в них трещины спайности, причем, если в сильвине они развиты в двух направлениях, параллельных гранях куба, то в фоновом галите ориентированной микротекстуры их преобладающая часть направлена согласно удлинению зерен. Зерна галита прозрачны и содержат лишь микровключенные реликты сильвина и карналлита, при ударе рассыпаются на отдельные индивиды. Таким образом, на рисунке представлен участок метасоматической карналлит-сильвин-галитовой породы с гранулированной основной ее галитовой массой.

Нередко грануляция зерен галита (в карналлитовой массе) или карналлита не приводит к их ориентировке и не сопровождается или предопределяется метасоматозом. Рис. 3.121 иллюстрирует переход от гигантозернистого карналлита в ср/з и, затем, в м/з гранулированный в пласте В (скв. 615, СКПРУ-3). Здесь отмечена все стадии грануляции: а) в начале в гигантском зерне карналлита возникают дислокации, подчеркнутые линейно расположенными вторичными микровключениями, кото-

рые ориентированы под углом 45° к линиям Чернова-Людерса, б) затем это зерно распадается на более мелкие зерна с образованием вокруг них каемок, подчеркивающих их грануляцию. Далее залегает прослой м/з гранулированной ("сахаровидной") каменной соли и выше – типичная гранулированная карналлитовая порода.



Рис. 3.120. Вкрапленные формы и реликтовые остатки островного типа карналлита (К) и сильвина (С) в основной массе гранулированной каменной соли ориентированной микротекстуры и среднезернистой структуры. Детали – в тексте. Вой-Вож, скв. 1012, материалы Н.В. Мелковой. Ув. 3,5ˣ.

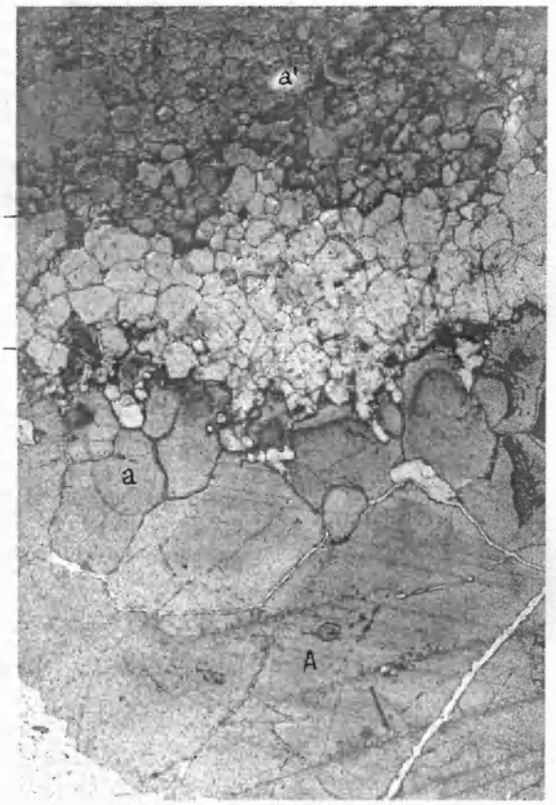


Рис. 3.121. Постепенный переход от гигантозернистого карналлита (А) в ср/з с признаками грануляции (а) и гранулированный (а¹).

Светлое – м/з каменная соль. Материалы Н.В. Мелковой. Ув. 7ˣ.

Переход карналлита с признаками грануляции в гранулированный карналлит не обязателен через гранулированную каменную соль. Рис. 3.122 иллюстрирует именно такой пример. Четко видно "разблокирование" карналлитового зерна среднего размера (а, рис. 3.122) и постепенный переход его в разноориентированную гранулированную ("мелкообломочную") текстуру карналлита, в целом такой переход характерен для относительно мощных карналлитовых слоев. При этом нередко гранулированный карналлит приобретает ориентированность (рис. 3.123).

В целом же, отмеченные выше текстуры и структуры не свойственны прозрачным и лимонно-желтым карналлитам. Они лишены слоистости и являются хрупкими, способными рассыпаться на агрегаты зерен при механическом воздействии /75/. Характерно для них интенсивное тонкое полисинтетическое двойникование, линии Чернова-Людерса и другие микродислокации – признаки интергранулярного скольжения.

Образование текстур и структур, изображенных на рис. 3.122, 3.123, не требует притоков раствора извне. Они являются производными "влажной" перекристаллизации карналлита под воздействием тектонического давления. Подобные явления фиксируются и в пластах каменной соли, например Е–Ж, образованием ориентированно-гранулированной текстуры (рис. 3.124), которая подчеркнута удлинением (Ку = 5 – 7) зерен галита. Трещины субгоризонтального расслоения, показанные на этом рисунке, пересекают зону "вязкого" разрыва и границы удлиненных зерен галита, т. е. образовались после формирования гранулированно-ориентированной текстуры. Таким образом, текстуры и структуры тектонического давления могут возникнуть во всех соляных породах ВКМКМС, и они

так же, как и метасоматические текстуры и структуры, являются следствием эпигенетических преобразований первичных соляных пород.

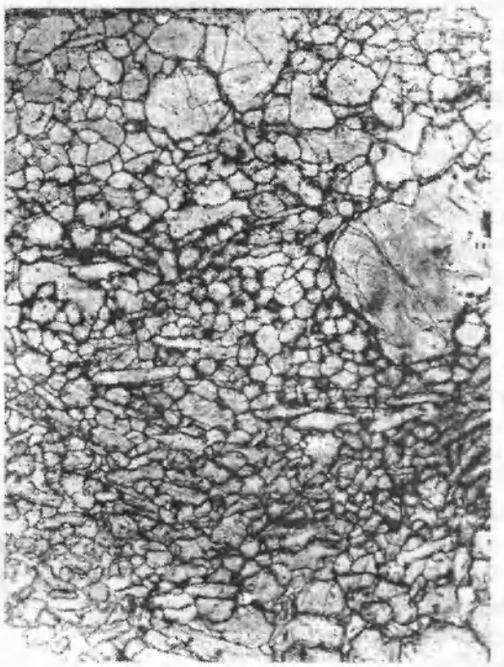


Рис. 3.122. Мелкообломочная текстура карналлитовой породы с неотчетливо ориентированной микротекстурой грануляции основной массы породы, включающей крупные окатанные зерна и агрегаты зерен карналлита. Пласт Г, слой 2, ув. 6ˣ.

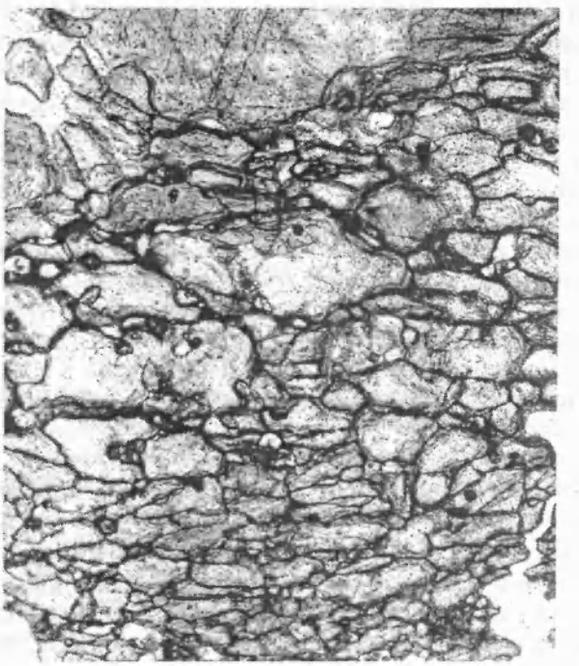


Рис. 3.123. Карналлитовая порода ориентированно-гранулированной текстуры. Пласт Г, скв. 589, Палашерский участок. Ув. 6,5ˣ.

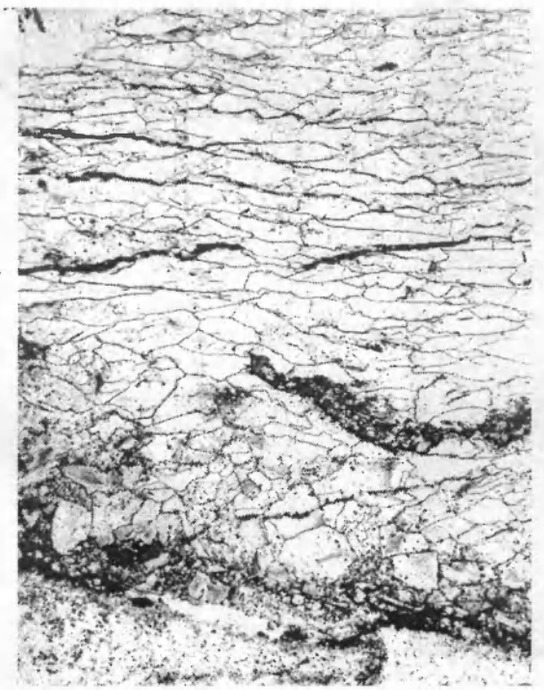


Рис. 3.124. Ориентированно-гранулированная текстура каменной соли над вязким разрывом в галопелитовых прослоях (темное) с наложенной трещиноватостью субгоризонтального расслоения (показано стрелками). Пласт Е-Ж, увеличение 4,5ˣ.

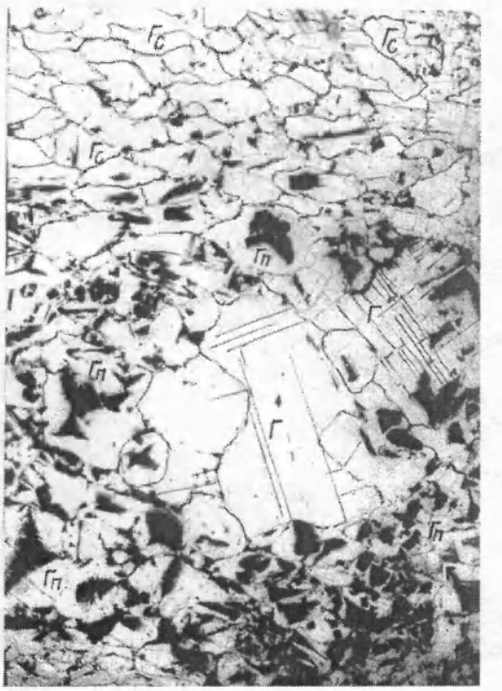


Рис. 3.125. Глазковая (Г) текстура перекристаллизации перистой каменной соли (Гп) и ориентированная – перекристаллизованной каменной соли высаливания (Гс). ПКС, ув. 12ˣ.

Перекристаллизация перистой каменной соли без участия растворов извне и образование вторичной гигантозернистой каменной соли иллюстрированы на рис. 3.125. Реликтовый характер перистого галита и разноориентированность трещин спайности в гигантских зернах галита очевидны. Также очевидно присутствие каплевидных и шнурковидных включений сильвина и карналлита, приуроченных к границам зерен (кристаллов) галита или трещинам спайности; при этом карналлитовые "шнурки" расположены преимущественно на границе перехода перистого галита в перекристаллизованный (например, 1 на рис. 3.126), а сильвиновые – между крупными перекристаллизованными зернами галита (2). Наблюдаются линзовидный будинаж и брекчированность галопе-литовой прослойки, фрагменты которой разорваны и растащены, вероятно, в процессе роста гигантских кристаллов и зерен, представленных. прозрачным шпатовым галитом. В связи с вышеизложенным представляется более вероятным образование капле- и шнурковидных обособлений карналлита и сильвина за счет хлоридно-калийно-маниевых растворов, микровключенных как в перистых, так и в перекристаллизованных галитах. Следовательно, в рассматриваемом случае включения карналлита и сильвина нельзя рассматривать как реликтовые остатки, а необходимо отнести к аутигенным образованиям, происходящим синхронно шпатизации перистого галита.

Шпатизация перистой каменной соли – широко распространенный процесс на ВКМКМС. Она развита внутри слоев перистой каменной соли, образуя глазковую текстуру, а выше залегающая мелкопористая каменная соль при этом существенно преобразуется: зерна практически лишаются зональной структуры, гранулируются и приобретают ориентированность (Ку = 1.4-5.0) согласно слоистости (рис. 3.129). Шпатизация может охватить целиком верхнюю часть прослоя перистой каменной соли, образуя "прослойку" с расположением трещин спайности в шпатовом галите под углом 45° относительно верхнего полого-волнистого контакта (рис. 3.127) Нижний контакт при этом имеет зазубренный характер. Трещины расслоения и в данном случае образовались после шпатизации, но примечательны тем, что они выполнены четковидно расположенными пузырьками газово-жидкой фазы.

Если глазковую текстуру шпатизации перистой каменной соли (рис. 3.128) можно связать с напряжениями сжатия, то гнездовидную текстуру шпатизации м/з гранулированной ("сахаровидной") каменной соли, изображенной на рис. 3.127, следует отнести к результату растягивающих напряжений.

Для сравнения приведем примеры текстур и структур, указывающих на метасоматоз с участием хлоридно-натриевых растворов, мигрировавшихся снизу.

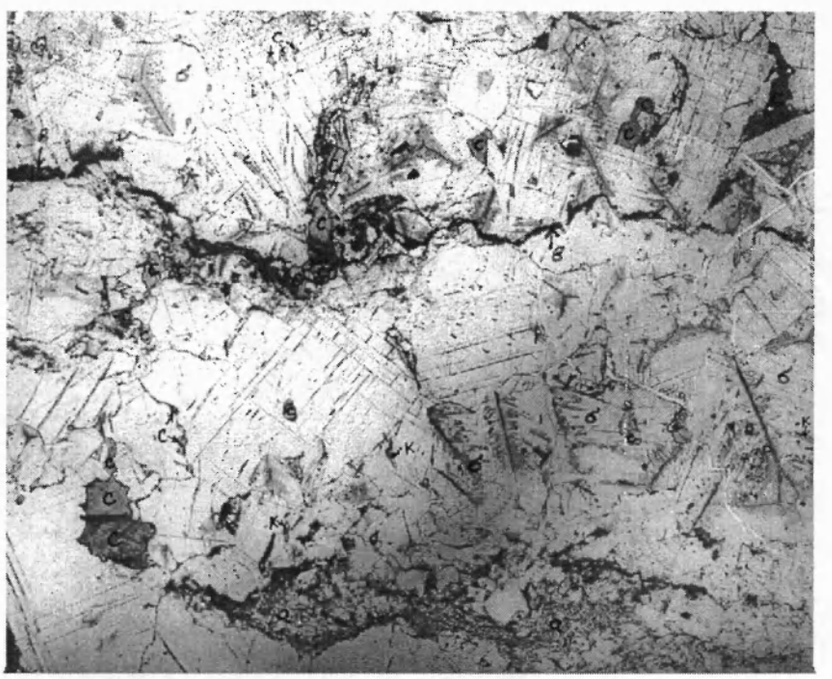


Рис. 3.126. Прозрачная разнозернистая до гигантозернистой вторичная каменная соль с линзовидными участками мелкозернистой каменной соли (а), участками перистой микротекстуры (б) и обрывками прослоев галопелитов (в).

С – реликты сильвина; К – остатки карналлита. Ув. 7ˣ.

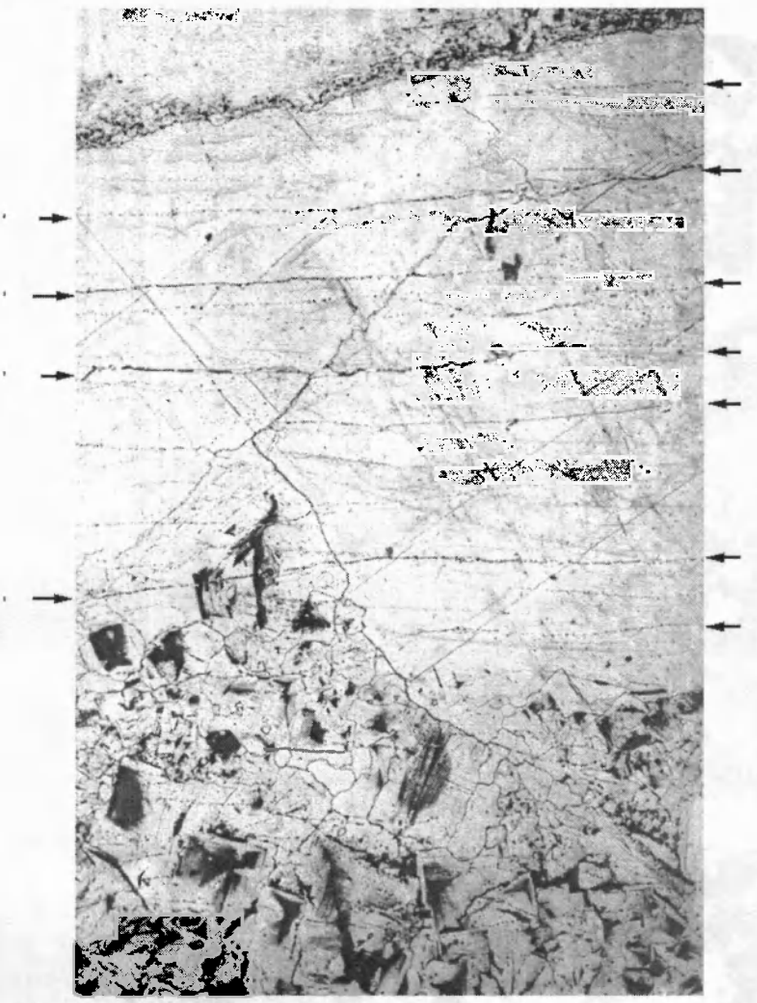


Рис. 3.127. Полная шпатизация каменной соли высаливания с характерным расположением спайных трещин под углом около 45° к горизонтали. Пласт Кр. I–II, ув. 3ˣ. Стрелками показаны трещины расслоения.

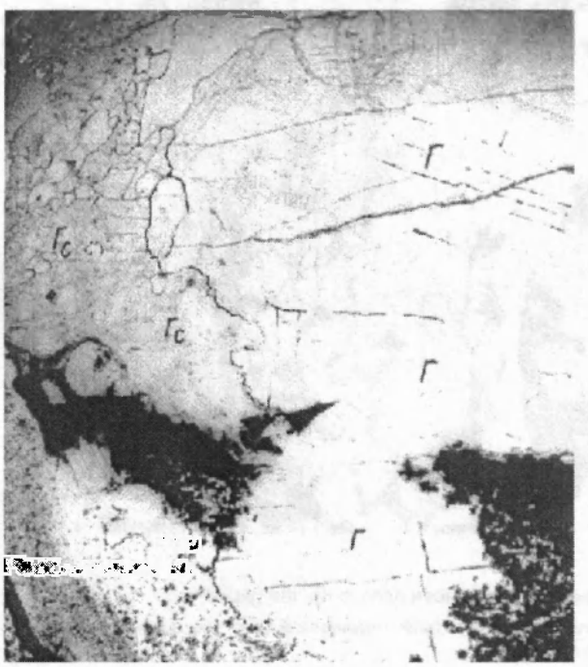


Рис. 3.128. Гнездовидная текстура перекристаллизации каменной соли с возникновением узлов – гнезд шпатового галита (Г).

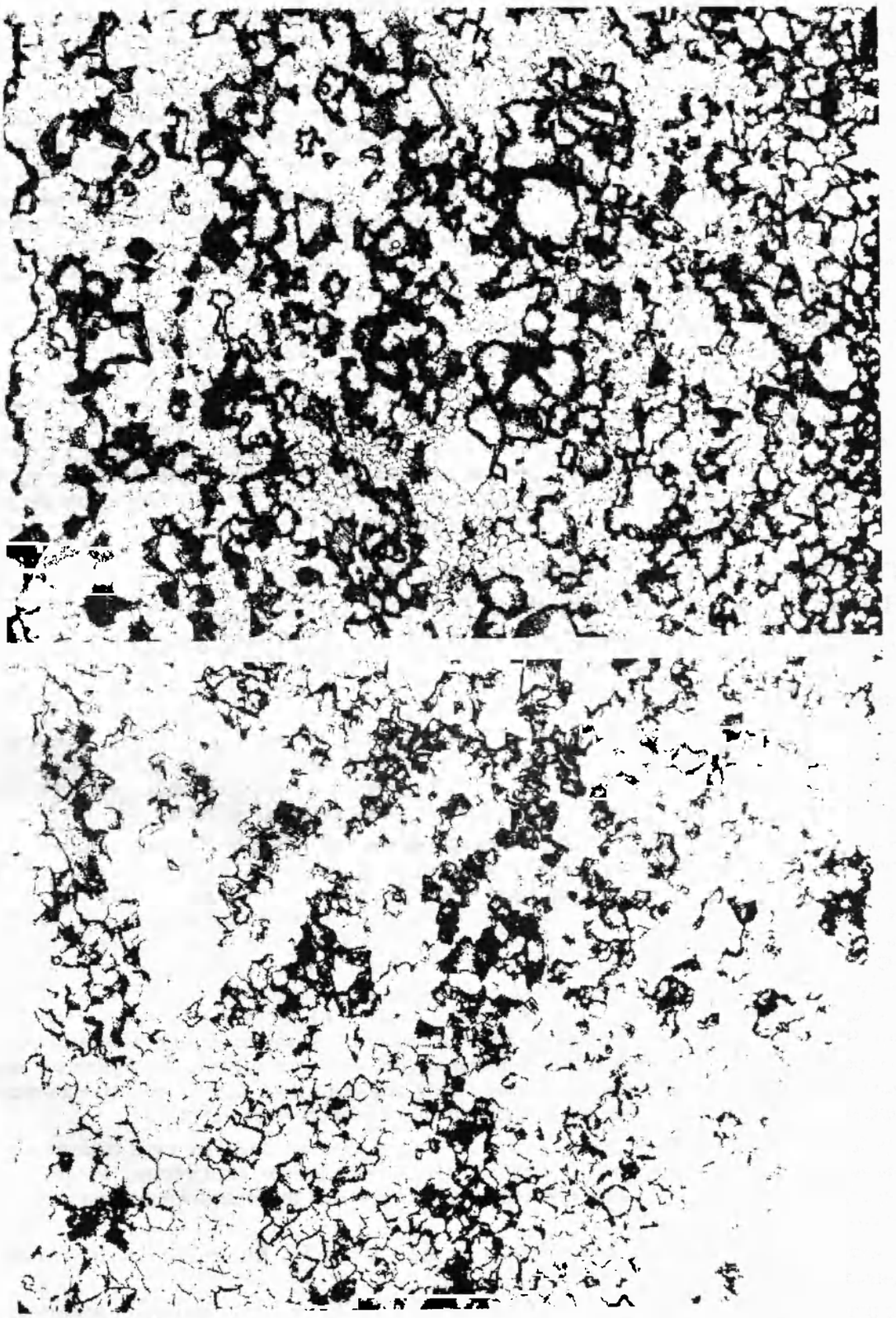
Гс – сахаровидная каменная соль ПКС. Ув. 2,5ˣ. Стрелками показаны трещины расслоения.



Рис. 3.129 (а и б).

а. Обстановка частичного выщелачивания-замещения сильвинитовых прослоев пласта Кр. IIIа (ув. 12ˣ).

б. Субгоризонтальное или наклонное преобразование красного сильвинита ориентированной текстуры с линзовидными участками каменной соли высаливания (белое). Пласт Кр. IIIб (ув. 15ˣ).



а

б

Рис. 3.130 (а и б).

а. Разнозернистая структура галит-сильвиновой породы, образовавшейся путем метасоматического замещения зерен сильвина (темное) с периферии их каменной солью высаливания.

б. Разнозернистая сильвин-галитовая порода с более глубоким преобразованием вещества сильвина. II калийный горизонт, Старобинское месторождение, ув. 7^{x}.

Рис. 3.129, а иллюстрирует метасоматическое замещение части красного сильвинита пласта Кр. IIIа в условиях вертикальной миграции растворов, выщелачивавших сильвин (темное) и высаливавших галит (светлое) в межзерновом пространстве. Красно-бурый сильвин представлен в верхней части рисунка ксеноморфными зернами с резко извилистыми или оплывшими контурами, а в средней части – в виде реликтовых микровключений в новообразованном галите, образующем скопления в виде линзовидной полосы над участком перекристаллизации перистого галита. Однако, перекристаллизация здесь не привела к шпатизации, наблюдаемой в предыдущих рисунках (3.125–3.128).

Рис. 3.129, б отличается от 3.129, а тем, что метасоматическое замещение части красного сильвинита пласта Кр. IIIб происходит субгоризонтальным (под углом около 30°) растворением. В результате формируется каемчато-ориентированная и линзовидная текстуры. Первая представлена ориентированно-удлиненными зернами сильвина с каёмками прозрачного галита, вторая – скоплениями правильных (идиоморфных), нередко кубических кристаллов галита.

Структурно-текстурный облик сильвинитов, изображенный на рис. 3.129, а, типичен для галит-сильвиновых (рис. 3.130) пород участков частичного замещения сильвинитов II калийного горизонта Старобинского месторождения (Белоруссия). Общим структурным признаком их является ксеноморфный характер зерен красного сильвина с резко извилистыми «изъеденными» контурами, «плавающих» среди неравномерных неправильной формы скоплений мелких идиоморфных кристаллов галита. В обеих породах процесс метасоматического замещения происходил при медленном «промокании» красных сильвинитов хлоридно-натриевыми рассолами. Следует подчеркнуть, что в подобных случаях прослои исходных сильвинитов практически сохраняют свою седиментационную мощность, компенсируя вынос хлорида калия эквивалентным высаливанием галита.

3.5. БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В СИЛЬВИНИТАХ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЛИЙНО-МАГНИЕВЫХ СОЛЕЙ И ВОПРОСЫ ЕЕ ГЕНЕЗИСА

3. 5. 1. История вопроса

В 1995 г. были опубликованы две работы А.Ф.Сметанникова и А.И. Кудряшова /254, 255/ о присутствии в Верхнекамском месторождении калийно-магниевых солей Au, Ag и платиноидов. В красных сильвинитах пласта Кр. II в нерастворимом остатке (в дальнейшем он будет обозначаться Н.О) эти металлы были определены в количествах, представляющих промышленный интерес.

Авторами были изучены две пробы из средней и верхней частей пласта Кр. II (Первый и Четвертый Березниковские рудники). Вес проб и места их отбора: 2,2 кг (слой 3 из средней части) и 1,5 кг (слой 1 из верхней части пласта). Переслаивающиеся галит и сильвин позволили авторам выделить существенно галитовую и существенно сильвиновую части проб. В дистиллированной воде пробы растворялись с выделением флотируемой части (пены) и Н.О. (в дальнейшем, при анализе они объединялись). Фильтрат выпаривался и анализировался. Таким образом, на анализ шли валовая проба, выпаренный фильтрат и Н.О. В фильтрате как галитовой, так и сильвиновой частей проб ни в средней, ни в верхней частях пласта Кр. II не обнаружен ни один из изучаемых элементов (Au, Ag, Pt, Pd, Rh, In). Читателю можно сделать вывод, что если в валовой пробе указанные элементы есть, а после растворения солей и последующего их выпаривания они отсутствуют, то, вероятно, вся благороднометальная минерализация связана только с Н.О. или мы имеем дело с легко разлагаемыми при нагревании выпариваемых солей комплексными соединениями этих металлов.

Выход Н.О. (в %) в средней и верхней частях пласта Кр. II существенно различается: в средней части он составляет 1,13–2,20%, в верхней 22,0–26,0%. Н.О. представлен ангидритом, доломитом, кварцем, серицитом и другими минералами; состав и качественные соотношения минералов не зависят от процента выхода Н.О.

Различными методами анализа определено содержание Au, Ag, Pt, Pd, Rh, In. Концентрации Au, Ag, Pt, Pd приведены в табл. 3.5.1 /254/.

Основные количества изученных элементов обнаружены в Н.О. Отмечается несбалансированность содержаний элементов в Н.О. и валовой пробе: например, Au в Н.О. галитовой части (средняя часть пласта Кр.II), составляющем 1,13% от общего объема пробы, содержится в количестве 0,460 г/т, тогда как в валовой пробе – 0,380 г/т (по расчетам его должно быть 0,005 г/т). Аналогичное несоответствие расчетных и полученных в анализе значений свойственно всем пробам и элементам.

Таблица 3.5.1. Содержание Au, Ag, Pt и Pd в исходных пробах и продуктах их фракционирования

№№ проб	Содержание элементов (г/т)			
	Au	Ag	Pt	Pd
Средняя часть пласта Кр. II				
1 С	0,180	2,04	0,140	0,290
1 Сн	2,500	17,10	6,300	1,230
1 Сс	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн
3 Г	0,380	1,76	0,387	0,083
3 Гн	0,460	7,04	4,850	1,070
3 Гс	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн
Верхняя часть пласта Кр. II				
5 С	0,011	25,36	2,260	0,470
5 Сн	0,050	110,60	10,250	2,100
5 Сс	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн
6 Г	0,017	45,17	6,360	0,940
6 Гн	0,060	171,66	24,200	3,400
6 Гс	н/обн	н/обн	н/обн	н/обн

Примечание:
С и Г – сильвиновая и галитовая составляющие, н – нерастворимый остаток, с – фильтрат после выделения нерастворимого остатка, н/обн – анализом не обнаружен. Жирным выделены значения, близкие к расчетным (исходя из % выхода Н.О.).

Учитывая, что валовые пробы состоят только из солей и Н.О., такое расхождение аналитических данных вызывает сомнение в их корректности. Характерной особенностью распределения элементов является их приуроченность либо к сильвиновой (средняя часть пласта), либо к галитовой (верхняя часть) составляющим. Используя при анализе благородных металлов пробирный метод, авторы приходят к выводу, что, учитывая присутствие этих металлов в органических и хлоркабониловых комплексных соединениях (доказательств этого в главе не приводится), данный вид анализа улавливает только 40% истинного содержания элементов. При этом авторы отмечают, что 20–30% Au присутствует в самородной форме /254/.

Во второй своей статье А.Ф. Сметанников и А.И. Кудряшов /255/ сообщают о возможности извлечения Au и Ag либо непосредственно из исходных соляных пород путем выделения Н.О., либо из шламов калийных фабрик путем их гидроциклонирования. Последний способ не нарушает технологию добычи и переработки калийных руд.

02.07.1999 г. в «Российской газете» собственный корреспондент по Пермской области М. Лобанов опубликовал статью /160/ об открытии «самых крупных в Мире запасов золота» в солевых шламах и солеотходах ВКМКМС. В ней сообщается, что, во-первых, на основе исследований, проведенных в Москве и Ташкенте, в 1994 г. на Березниковских рудниках из отходов был изготовлен концентрат, пригодный для получения товарного золота. Во-вторых, пермские геологи выдвинули гипотезу о существовании особого типа золота, названного ими «тороидальным», имеющим различное происхождение – «от механического при отложении в водных потоках до чисто биогенного». В этой заметке ставится задача о поиске в самой соляной толще богатых концентраций Au.

Таким образом, предыдущими исследованиями установлена обогащенность до промышленных содержаний красных сильвинитов и техногенных образований (солевые шламы и отходы) золотом, а также платиной и другими благородными металлами. Поэтому перед авторами настоящей главы (3.5) стояли два главных вопроса: корректность аналитических данных и масштабы оруденения. Поскольку ответ на первый вопрос, ввиду отсутствия дубликатов проанализированных проб, невозможен, то следовало выяснить порядок концентрации данных элементов в аналогичных пробах с других участков месторождения, т. е. объединить 2 вопроса в один – оценить масштабность оруденения.

3.5.2. Результаты исследований

Материалами исследования послужили 14 образцов, отобранных в горных выработках рудника СП БКПРУ-4 (ОАО «Уралкалий») ВКМКМС. Преобладающая часть образцов (9) происходит из слоя 1 пласта Кр. II, 3 образца – из слоя 3 этого пласта, 2 – из пласта Б (пестрые сильвиниты). Места отбора образцов различаются по положению в структуре шахтного поля (рис. 3.131).

В методическом плане каждый образец весом 1,5 кг визуально и под бинокуляром разделялся на разноокрашенные разности соляных пород, каждая из которых растворялась в дистиллированной воде с выделением фильтрата, нерастворимого остатка (Н.О.) и «пены» (флотируемой части Н.О.). Фильтрат выпаривался, а Н.О. высушивался при комнатной температуре и поступал на гранулометрический анализ. В некоторых пробах выделялась валовая глинистая фракция. Крупноалевритовая фракция делилась бромоформом на легкую и тяжелую подфракции, которые подвергались минералогическому анализу. Фильтрат, «пена», валовая и раздельные фракции анализировались химико-спектральным методом для определения в них Au, Pt и Pd.

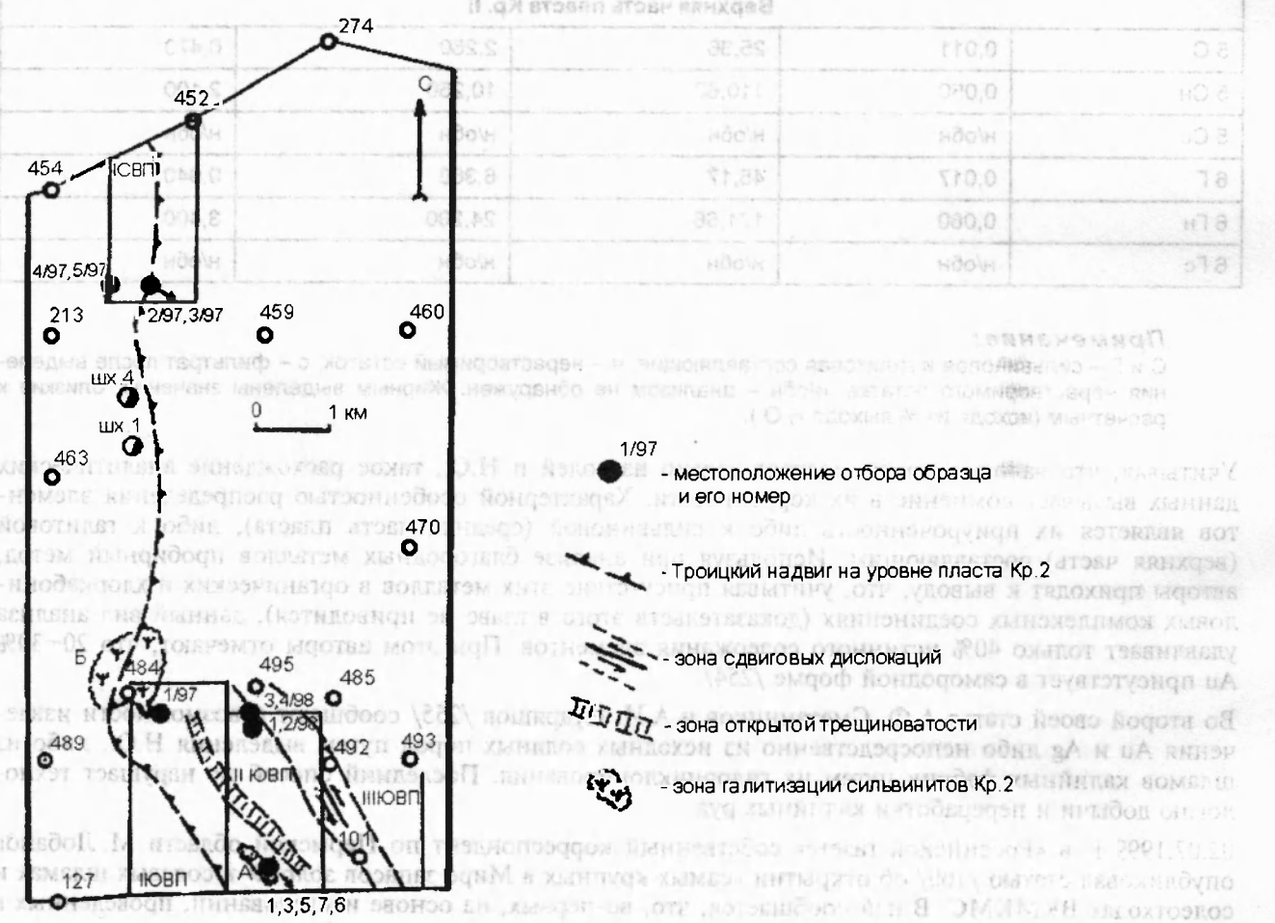


Рис. 3.131. Схема размещения исследованных образцов.

3.5.2.1. Содержание благородных металлов в фильтратах солей

После растворения пробы в дистиллированной воде прозрачный фильтрат выпаривался и анализировался химико-спектральным методом для определения в нем Au, Pt и Pd. Оптимальный вес навески для анализа составлял 10 г., в редких случаях он уменьшался из-за недостатка материала валовых проб. Всего было проанализировано 16 фильтратов. Результаты анализа приведены в табл. 3.5.2.

Содержание Au, Pt и Pd в фильтратах большинства проб находится ниже порога обнаружения для данного метода анализа. Только в двух пробах (3.2 и 7.4) содержание палладия превышает «фоновое» в 4–5 раз.

По результатам анализов можно сделать вывод, что если в валовых пробах солей присутствовали Au, Pt и Pd (см. данные табл. 3.5.1) то в фильтратах они практически отсутствуют, что может быть связано либо с сорбированием (или соосаждением) этих металлов на глинистых частицах Н.О., либо присутствием этих металлов в песчано-алевритовой фракции Н.О., либо с разложением соединений этих металлов при высоких температурах при выпаривании фильтрата.

Таблица 3.5.2. *Содержание Au, Pt и Pd в фильтратах солей*

№№ проб	Характеристика проб	Вес навески, г	Содержание, г/т		
			Pt	Pd	Au
1.1	сильвинит красный	10	0,007	0,005	0,005
1.2	галит белый	10	0,007	0,005	0,005
3.1	сильвинит красный	10	0,007	0,005	0,005
3.2	галит белый	10	0,007	0,025	0,005
5.1	галит серый	10	0,007	0,005	0,005
5.2	сильвинит розовый	10	0,007	0,005	0,005
7.1	сильвинит красный	10	0,007	0,005	0,005
7.2	галит серый	10	0,007	0,005	0,005
7.3	галит серый	10	0,007	0,005	0,005
7.4	сильвинит розовый	10	0,007	0,020	0,005
Б-1	галит серый	10	0,007	0,005	0,005
Б-2	сильвинит красный	10	0,007	0,005	0,005
Б-3	сильвинит розовый	10	0,007	0,005	0,005
Б-4	сильвинит красный	10	0,007	0,005	0,005
2/97	сильвинит красный	5,2	0,015	0,010	0,010
3/97	сильвинит т.кр.	6,8	0,010	0,010	0,010

Примечание:
Предел обнаружения Au и Pd для данной методики анализа 0,005 г/т, Pt – 0,007 г/т.

В качестве эксперимента были приготовлены две порции фильтрата из одной пробы (98–4), содержащей видимое золото, (см. рис. 3.5.137); одна порция для более быстрого растворения соли подогревалась до температуры 70–80°С, вторая порция готовилась при комнатной температуре. Химико-спектральный анализ обеих порций показал отсутствие благородных металлов (ниже порога обнаружения). Таким образом, никакого «разложения» комплексных соединений при нагреве не обнаружено.

3.5.2.2. Содержание благородных металлов в «пене»

«Пена», образующаяся при растворении соляных минералов, имеет кирпично-красную окраску и, вероятно, состоит из мельчайших чешуек гематита и лимонита, которые обусловливают, по мнению большинства исследователей солей, окраску сильвина и карналлита. Фильтрат после прохождения через фильтр становится бесцветным.

Нами были проанализированы две пробы «пены»: 2/97 и 3/97. Результаты анализа помещены в таблицу 3.5.3.

Таблица 3.5.3. Содержание Au, Pt и Pd в «пене»

№№ проб	Вес навески, г	Содержание, г/т		
		Pt	Pd	Au
2/97	5,5	0,010(?)	0,010	0,010
3/97	5,2	0,010(?)	0,010	0,010(?)

Поскольку в «пене» не было обнаружено повышенных содержаний благородных металлов, а навеска ее для анализа в большинстве проб была непредставительной (меньше 10 г), то в остальных случаях она объединялась с Н.О. Аналогичную операцию проделывали А.Ф. Сметанников и А.И. Кудряшов /255/.

3.5.2.3. Выход нерастворимого остатка

Как отмечают А. Ф. Сметанников и А.И. Кудряшов /255/, выход нерастворимого в воде остатка меняется в пределах месторождения: в средней части пласта Кр. II он составляет 1.13–2.20%, тогда как в верхней части достигает 26%, т. е. выше на порядок. По данным других исследователей, выход нерастворимого остатка не превышает первых процентов. Наши данные сведены в таблицу 3.5.4. Из таблицы видно, что % выхода Н.О. колеблется от практически ничтожного до 12.7. В ряде случаев мы имеем чистые соли, не загрязненные посторонними примесями. Обычно в соляных породах присутствуют включения измененных доломитов и мергелей, имеющие в поперечнике размеры от долей мм до 2–3 см. Как правило, они обладают простой уплощенной линзовидной формой. При ударе они легко рассыпаются. Контакты этих включений с вмещающей их солью всегда плотные и относительно ровные. Судя по форме, они имеют осадочное происхождение.

Таблица 3.5.4. Содержание нерастворимого в воде остатка в соляных породах Верхнекамского месторождения

№№ проб	Вес пробы, г вес Н.О., г	% выхода Н.О.	№№	проб	Вес пробы, г	Вес Н.О., г	% выхода Н.О.
1.1	267.2	12.2	4.6	Б-3	99.9	1.1	1.1
1.2	236.4	14.9	6.3	Б-4	93.8	6.9	7.4
3.1	38.2	1.7	4.5	1/97	1150.7	14.5	1.3
3.2	63.7	0.2	0.3	2/97	1000.0	6.7	0.7
5.1	139.1	0.05	–	3/97	958.0	32.5	3.4
5.2	61.0	0.2	0.3	4/97	1166.7	33.7	2.9
7.1	15.1	0.2	1.3	5/97	644.2	10.1	1.6
7.2	94.5	0.03	–	98–1	1273.9	33.5	2.6
7.3	94.4	0.03	–	98–2	1348.3	123.5	9.2
7.4	39.5	1.1	2.8	98–3	1560.4	198.6	12.7
Б-1	4.4	0.05	1.1	98–4	1529.1	187.4	12.3
Б-2	44.1	2.3	5.2				

3.5.2.4. Гранулометрический состав нерастворимого остатка

Всего было проанализировано 6 проб из пласта Кр. II (1/97), 1-го (3/97; 4/97) и 3-го (2/97; 5/97) слоев этого же пласта и из пласта АБ (98-1). Результаты анализа приведены в табл. 3.5.5.

Таблица 3.5.5. Результаты гранулометрического анализа Н.О. соляных пород из пластов Кр. II и АБ

№№ проб	Размер фракции и их процентное содержание (по весу)							
	1.0–0.4 0.4–0.2	0.2-0.1 0.1–0.05	0.05–0.01	0.01–<0.001	Сумма	% выхода	тяжелой	фракции
1/97	1.4	13.1	8.9	4.2	18.6	53.8	100.0	32.7
2/97	–	0.7	5.5	13.3	52.1	28.4	100.0	46.9
3/97	0.2	1.2	3.7	2.8	11.1	81.0	100.0	0.23
4/97	–	0.7	2.4	2.8	27.6	66.5	100.0	12.7
5/97	0.5	1.0	1.5	5.9	23.8	67.3	100.0	44.0
98-1	0.2	1.4	5.0	5.1	31.0	57.3	100.0	0.48

По данным А.А. Иванова /103/, 76–96% Н.О. приходится на алеврит и глинистые частицы, которые преобладают. В песчаной фракции (менее 15%) основная роль принадлежит среднему песку (0,5–0,25 мм).

В проанализированных пробах содержание песчаной фракции (0–0,1 мм) колеблется от 3 до 23,4%, составляя, в среднем, около 8%. В большинстве проб преобладает мелкопесчаная подфракция (0,2–0,1 мм), только в пробе 1/97 – среднепесчаная (0,4–0,2 мм). Алевритовая и глинистая фракции составляют 76,6–97,0% веса породы. В большинстве пород существенно преобладает глинистая фракция – 53,8–81,0%, реже – алевритовая (2/97), доходящая до 65,4%. Мелкоалевритовая подфракция (0,5–0,01 мм) во всех случаях доминирует.

Очень варьирует выход тяжелой фракции – от 0,23 до 46,9%. Он не зависит от соотношения гранулометрических фракций, например, в пробах 5/97 и 98-1 выход тяжелой фракции различается почти на два порядка, тогда как соотношение разноразмерных фракций в этих пробах очень близко. Можно предположить, что в случае преобладания в пробе карбонатных минералов мы будем иметь меньший выход тяжелой фракции, чем в том случае, когда основную массу в ней составляет ангидрит (плотность доломита изменяется от 2,76 до 2,88 г/см^3, плотность ангидрита – от 2,92 до 3,00 г/см^3).

В Н.О. 1-го слоя пласта Кр. II и в пласте АБ преобладающим минералом является карбонат, в 3-ем слое этого же пласта доминирует ангидрит. Это сказывается на выходе тяжелой фракции: в 1-ом слое пласта Кр. II он колеблется от 0,23 о 12,7 (в среднем 4.5), в 3-ем слое – от 32,7 до 46,9 (в среднем 41,2).

3.5.2.5. Минеральный состав нерастворимого остатка[11]

Изучение минерального состава проводилось на пробах, взятых из верхней (слой 1 – пробы 4/97 и 98-3) и средней (слой 3 – пробы 2/97, 5/97 и 98–4) частей пласта Кр. II, т. е. в тех местах, где были установлены повышенные содержания благородных металлов /254, 255/. Кроме этого, изучены две пробы из пласта АБ (98–1 и 98–2) и еще одна проба из пласта Кр. II без более полной привязки.

После разделения Н.О. на узкие классы крупности, из них были выделены фракции с использованием тяжелых жидкостей (бромоформа – CHB_{r3} – с плотностью 2,89 г/см^3 и М-45 с плотностью 2,98 г/см^3) и лабораторного концентрационного стола.

Изучение минерального состава фракций проводилось по стандартной методике подсчетом минералов в дорожках (500–1000 зерен) под бинокулярной лупой. Для идентификации минералов использовались иммерсионные жидкости с показателями преломления 1,518; 1,543; 1,638; 1,702. Проверка иммерсионных жидкостей осуществлялась на рефрактометре. Глинистая и алевритовая фракции исследовались с применением рентгеновского анализа (дифрактометр «Гейгерфлекс Dmax/C», кобальтовый вращающийся анод, напряжение 30 кВ, ток 40 мА, скорость сканирования 4°/мин). Химический состав минералов определялся микрорентгеноспектральным методом на приборе «Camscan» (анализатор LINK-1000, эталоны – чистые металлы).

[11] Автор этого раздела – к. г-м. н. В.И. Петров (АО «Механобр», СПб).

Таблица 3.5.6. Минеральный состав Н.О.

Минералы	№№ проб нерастворимого остатка							
	1/97	2/97	4/97	5/97	98–1	98–2	98–3	98–4
Легкая фракция, %	0.2	8.0	0.5	0.1	0.3	3.1	1.1	3.5
Плагиоклаз кислый	0.3	12.0	0.4	0.7	0.3	1.3	0.7	7.0
Биотит	–	—	–	–	0.3	–	–	–
Хлорит	2.1	4.0	1.6	3.9	0.3	0.5	0.3	0.6
Доломит	12.3	23.8	93.6	6.4	97.9	90.5	93.3	18.9
Лейкоксен	–	–	–	–	0.3	–	–	–
Годроокс. Fe	–	–	–	–	0.3	–	–	–
Обугленная органика	0.1	0.2	0.1	0.1	0.3	0.1	<0.1	<0.1
Ангидрит	85.0	52.0	3.8	88.8	-	4.5	4.6	70.0
Тяжелая фр., %: об.рог.обманка	–	0.2	–	–	0.2	0.2	0.1	0.2
гр.эпидота	–	0.2	–	–	1.6	0.3	–	0.1
турмалин	–	–	–	–	0.2	–	–	–
гранат	–	0.1	–	–	0.2	–	–	–
циркон	0.1	–	0.1	0.4	0.4	<0.1	<0.1	<0.1
Ti-минералы	0.2	0.5	0.3	0.3	0.4	0.2	0.2	0.1
магнетита	3.4	<0.1	1.0	2.1	43.5	14.0	9.4	5.2
пирит	22.0	3.0	18.0	38.0	21.6	50.3	44.2	56.3
маркизит	–	–	–	–	–	4.2	6.9	2.3
гидроок.Fe	0.2	0.3	3.7	2.1	9.9	0.2	1.2	0.7
доломит	2.5	0.1	70.4	2.2	17.2	28.0	35.0	4.7
кальцит	–	1.2	0.1	–	–	0.6	1.2	1.4
барит	0.5	0.2	1.0	0.1	4.4	0.3	0.8	0.6
ангидрит	70.5	94.0	4.9	54.7	0.4	1.5	0.8	28.0
целестин (?)	0.6	0.2	0.5	0.1	–	0.2	0.2	0.4

Минералогический анализ легкой фракции Н.О. показал наличие двух ассоциаций: карбонатной и ангидритовой (табл. 3.5.6): в карбонатной (обр. 4/97, 98-1, 98–2, 98–3) преобладает доломит – 90,5–97,9% (ангидрит составляет 6,4-23,8%); в ангидритовой (образцы 1/97, 2/97, 5/97, 98-4) доминирует ангидрит – 52,0–88,8% (примесь доломита составляет 0–4,6%).

Карбонаты – кальцит и доломит – представлены ромбоэдрическими кристаллами или аналогичными выколками по спайности, реже, зернами неправильной формы, мутными и насыщенными включениями, в том числе органикой.

Ангидрит также как и карбонаты, присутствует во всех пробах и фракциях. Зерна ангидрита имеют правильные прямоугольные сечения. В них встречены включения сульфидов: халькопирита, марказита и пирита (рис. 3.132) размером 3–15 мкм в поперечнике. Этот факт, по-видимому, требует объяснения: как в щелочной среде при формировании солей образовались сульфиды, обычно формирующиеся в восстановительной обстановке? Вероятно, эти минералы связаны со вторичными воздействиями наложенных флюидов.

Зерна кварца и полевых шпатов чаще всего хорошо окатаны, последние – со следами изменений (мутные зерна, иногда с пленками гидроокислов железа).

Тонкие (глинистые и мелкоалевритовые) фракции пробы 2/97 исследованы при помощи рентгенофазового анализа, который показал присутствие большого количества ангидрита (80%) (рис. 3.133), а также примеси кварца (7%), калиевого полевого шпата (8%) и кальцита (3%). Остальные минералы представлены глинистыми фазами, гидрослюдами.

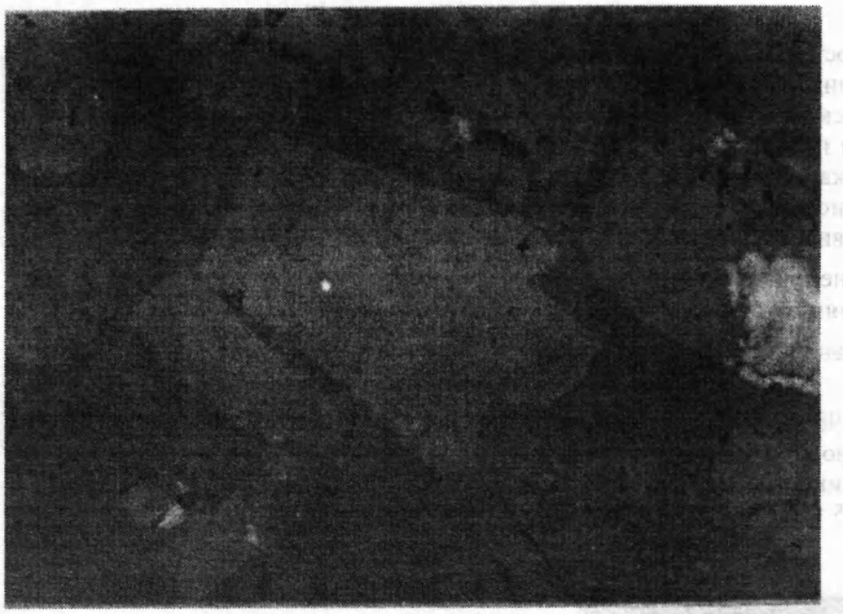


Рис. 3.132. Включения пирита в ангидрите (см. цветную вкладку). Полированный шлиф. Увелич. 200ˣ.

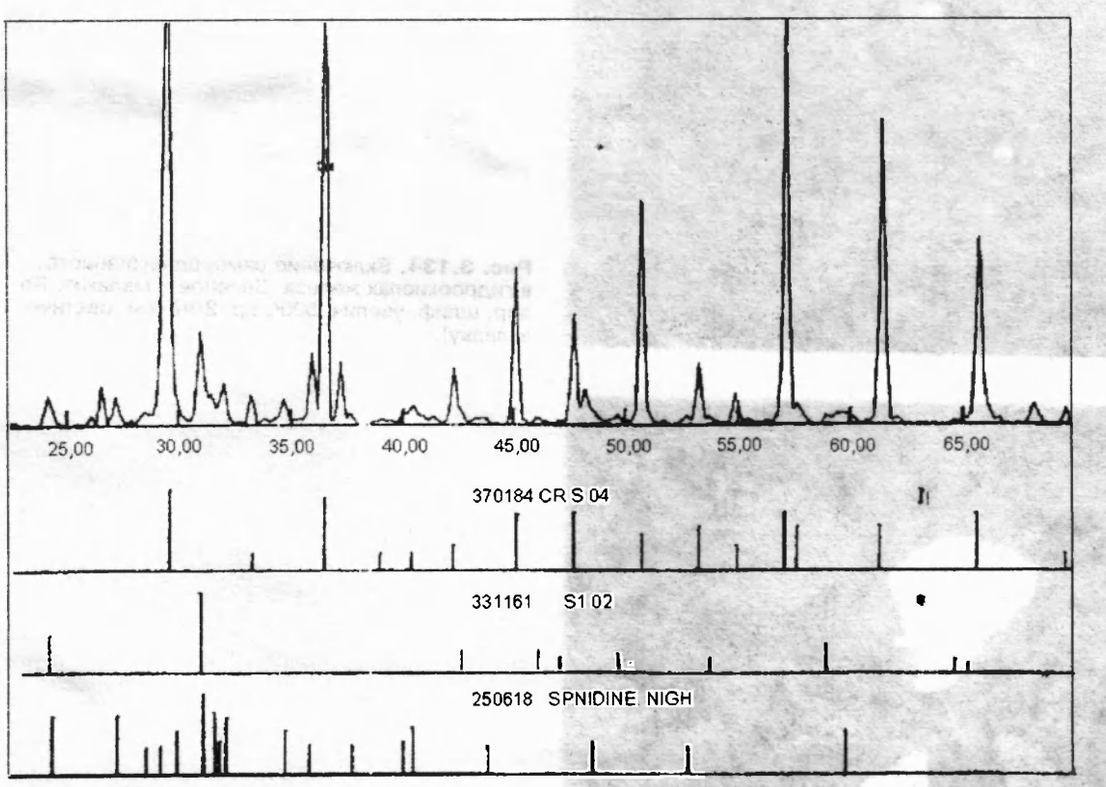


Рис. 3.133. Минеральный состав легкой фракции Н.О. обр. 2/97 по данным рентгенофазового анализа.

Среди минералов тяжелой фракции наибольшим распространением пользуются пирит, марказит, магнетит, барит, гидроокислы железа, лейкоксен. Более редкие минералы – минералы группы эпидота, амфиболов, пироксенов, турмалин, гранат, циркон, сидерит, целестин, апатит. В единичных зернах обнаружены: шпинель, халькопирит, малахит, хлораргирит, смитсонит-церуссит, металлические фазы – самородное золото (рис. 3.134), техногенные (?) фазы – сплавы медь-цинк, свинец-олово (рис. 3.135).

Пирит является наиболее распространенным минералом в тяжелых фракциях. Отмечается две основные морфологические разновидности минерала. Первая (90%) представлена кристаллическими зернами кубической, октаэдрической, кубооктаэдрической формы. Размеры таких зерен от 10 мкм до 1–1,5 мм. Характерной чертой пирита является наличие большого количества пор размерами менее 3–5 мкм. Вторая, более редкая модификация, представлена микроконкрециями, сложенными глобулярным или радиально-лучистым пиритом или марказитом (точная идентификация минерала в конкрециях затруднена вследствие мелких размеров кристаллов – менее 1–2 мкм).

Марказит представлен зернами неправильной формы, иногда с натечными структурами, или кристаллами с ромбическими сечениями.

Для магнетита характерны неправильные, окатанные зерна, часто покрытые пленками гидроокислов железа.

В трех пробах Н.О. (2/97, 98–3, 98–4) обнаружено самородное золото. Используя зависимость размеров золотин и их массы можно рассчитать, зная массу пробы, содержание металла в ней /201/. Ориентировочные содержания минерала (минимальное), исходя из предполагаемой массы золотин, составит: 2/97–0,08 г/т; 98-3–0,25 г/т, 98-4–0,48 г/т.

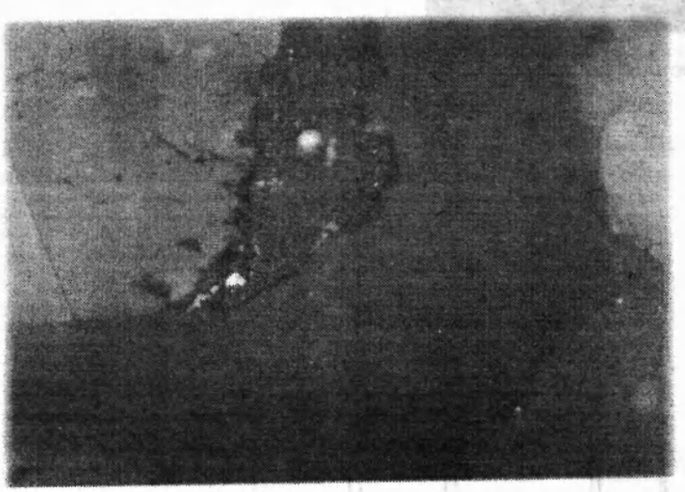
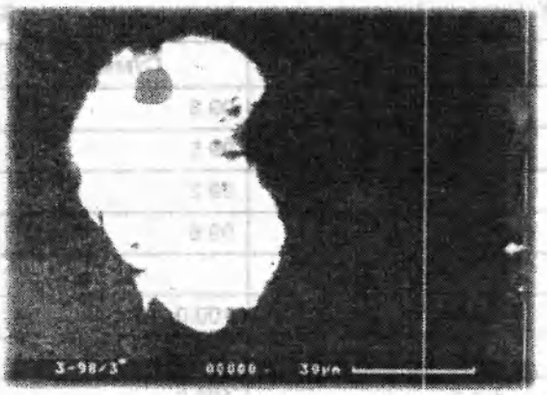


Рис. 3.134. Включение самородного золота в гидроокислах железа. Зеленое – малахит. Полир. шлиф, увелич. 500^{x}, пр. 2/97 (см. цветную вкладку).



Рис. 3.135. Техногенное (?) зерно Pb-Sn сплава. Полир. шлиф. Увелич. 200^{x} (см. цветную вкладку).



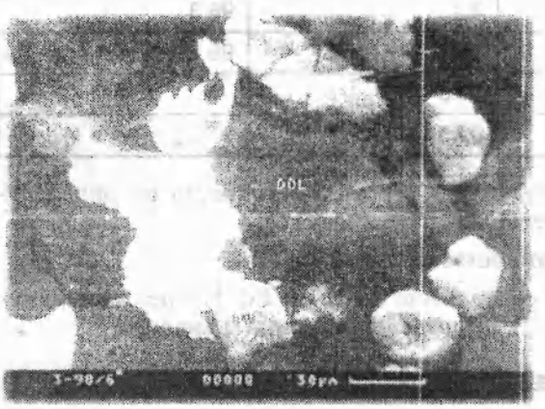
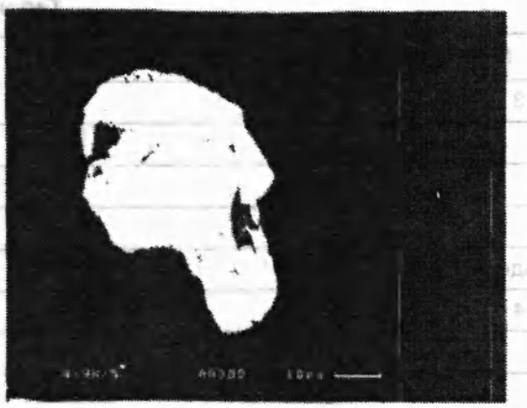
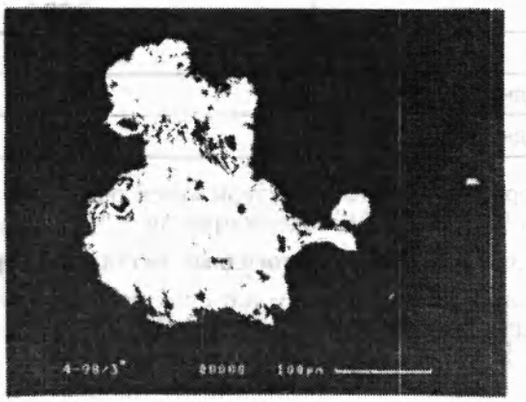




Рис. 3.136. Морфология выделений самородного золота в нерастворимом остатке пробы 98-3.





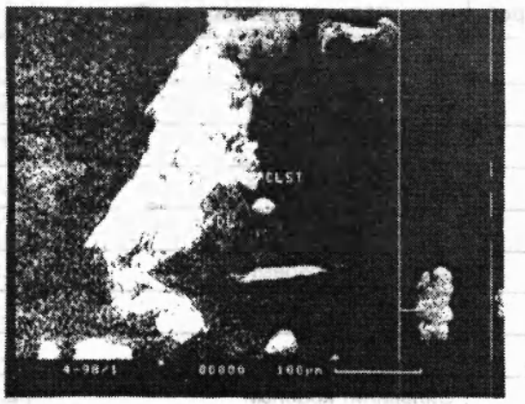


Рис. 3.137. Морфология выделений самородного золота в нерастворимом остатке пробы 98-4.

Проба 3.1 – красный сильвинит из пласта Кр. II (слой 1), взятый в 1 блоке 2-ой юго-восточной панели, в 60,2 м от устья вентиляционного штрека. Н.О. составляет 4.5% от веса пробы.

Проба Б-3 – розовый крупнокристаллический сильвинит, проба Б-4 – темно-красный сильвинит, проба Б отобрана из пласта Кр. II (слой 1) в 1 блоке 2-ой юго-восточной панели из вентиляционного штрека, Н.О. пробы Б-3 составляет 1,1%, а пробы Б-4 – 6,9% от веса пробы.

Выделения самородного золота характеризуются неправильной пластинчатой, чешуйчатой формой, преобладающие размеры: от 50 до 80 мкм, хотя встречены зерна размером более 150 мкм в поперечнике. Самородное золото ассоциирует (срастается или имеет включения) с пиритом (рис. 3.136, б, в), доломитом (рис. 3.136, в, 3.137, в), целестином (рис. 3.137, в), гидроокислами железа (рис. 3.134). Обычно для золота характерны неправильные формы выделения, но в некоторых случаях в виде отдельных зерен встречаются слабоокатанные золотины (рис. 3.136, а, 3.137, а).

Результаты микрозондового анализа приведены в табл. 3.5.7.

Таблица 3.5.7. Химический состав самородного золота, масс.%

№№ проб	Зерна	Au	Ag	Сумма
98–3	1	98.2	1.1	99.3
- -	2	97.9	1.6	99.5
- -	3	98.1	1.1	99.2
- -	4	98.3	1.3	99.6
Среднее	98.1	1.3	99.4	
98–4	1	99.0	1.0	100.0
- -	2	99.1	0.9	100.0
- -	3	98.8	1.2	100.0
- -	4	95.2	3.1	98.3
- -	5	98.1	1.1	99.2
Среднее	98.0	1.5	99.5	
Среднее Au	98.1	1.4	99.5	

Самородное золото характеризуется очень высокой пробностью – средняя пробность по определениям 9 зерен – 981, содержание Ag – 1,4%, других примесей не отмечено.

3.5.2.6. Содержание благородных металлов в нерастворимом остатке

Н.О. анализировался химико-спектральным методом на содержание Au, Pt и Pd. Предел обнаружения для Au и Pd – 0,005 г/т, для Pt – 0.007 г/т. В табл. 3.5.8 приведены результаты анализа.

Таблица 3.5.8. Содержание благородных металлов в Н.О.

№ проб	Характеристика пробы	% выход	Содержание, г/т		
			Pt	Pd	Au
1.1	Сильвинит красный	10	<0.007	<0.005	<0.005
1.2	Галит серый	10	<0.007	<0.005	<0.005
3.1	Сильвинит красный	1.7	<0.007	<0.005	**0.025**
3.2	Галит серый	0.2	<0.007	<0.005	<0.005
5.2	Сильвинит розовый	0.2	<0.007	<0.005	<0.005
7.1	Сильвинит т. красный	0.2	<0.007	<0.005	<0.005
7.4	Галит белый	1.1	<0.007	<0.005	<0.005
Б-2	Сильвинит красный	2.3	<0.007	<0.005	<0.005
Б-3	Сильвинит розовый	1.1	0.380	<0.005	7.300
Б-4	Сильвинит т. красный	6.9	<0.007	0.055	0.910
2/97-1	Галит белый	3.6	<0.007	<0.005	0.010
2/97-2	Галит серый	6.0	<0.007	<0.005	<0.005
2/97-3	Сильвинит розовый	7.7	<0.007	<0.005	<0.005
3/97-1	Сильвинит розовый	7.5	<0.007	<0.005	0.010
3/97-2	Сильвинит т. красный	8.5	<0.007	<0.005	0.010
3/97-3	Галит серый	7.5	<0.007	<0.005	<0.005
4/97-1	Сильвинит т. красный	7.8	<0.007	<0.005	<0.005
4/97-2	Сильвинит красный	7.3	<0.007	<0.005	<0.005
5/97	Валовая проба	6.0	<0.007	<0.005	<0.005

Подавляющее большинство проб практически не содержит Au, Pt и Pd. Повышенное содержание Pt отмечается в пробе Б-3, Pd – в пробе Б-4.

Относительно высокие содержания Au присутствуют в трех пробах: в уже названных Б-3 и Б-4, а также в пробе 3.1.

Что представляют собой эти пробы, где они отобраны?

Имеются данные, что ряд металлов обладает способностью сорбироваться на поверхности некоторых образований. Высокой сорбционной активностью обладают глинистые минералы, причем монтмориллонит, присутствующий, как было сказано выше, в Н.О. соляных пород, характеризуется повышенными сорбционными свойствами.

Учитывая, что при макро- и микроскопическом изучении песчаной и алевритовой фракций платиновые минералы в них не были встречены, а валовые пробы (по данным /254/) содержат повышенные концентрации Pt и Pd, было целесообразно проанализировать саму глинистую фракцию, предполагая сорбцию ею Pt и Pd из раствора. Результаты химико-спектрального анализа глинистой фракции Н.О. приведены в табл. 3.5.9.

Таблица 3.5.9. *Содержание Pt, Pd и Au в глинистой (гл) и алеврито-песчаной (т) фракциях Н.О.*

№№ проб	Характеристика пробы	Содержание, г/т		
		Pt	Pd	Au
98-1 гл	Глинистая фракция	<0.007	<0.005	<0.005
98-2 гл	- « -	<0.007	<0.005	<0.005
98-3 гл	- « -	<0.007	<0.005	<0.005
98-4 гл	- « -	<0.007	<0.005	<0.005
1/97 гл	- « -	<0.007	<0.005	<0.005
5/97 гл	- « -	<0.007	<0.005	<0.005
98-2 т	Песч. и алевровит	<0.007	<0.005	<0.005
98-3 т	- « -	<0.007	<0.005	<0.005
98-4 т	- « -	<0.007	<0.005	<0.005

Как ожидалось, глинистая фракция не содержит благородные металлы. По-видимому, они действительно присутствуют в растворах в виде комплексных соединений, не сорбирующихся на поверхности глинистых минералов.

Резюмируя изложенные выше результаты различных анализов, следует констатировать следующее:

- Из 14 образцов соляных пород изготовлены и проанализированы 23 пробы, из которых лишь в шести обнаружены повышенные содержания золота. Три пробы из этих шести произошли из розовых сильвинитов слоя 1 (Б-3, 2/97) и слоя 3 (98/4) пласта Кр. II, остальные 3 (3.1, Б-4, 98/3) – из красных сильвинитов слоя 1 пласта Кр. II. В пласте АБ повышенные содержания Au, Pt и Pd не выявлены.
- Самородное золото обнаружено в песчано-алевритовой фракции Н.О. трех проб из слоя 1(2/97, 98/3) пласта Кр. II. Максимальное количество (7,3 г/т) Au установлено в валовом Н.О. пробы Б–3. В фильтратах и «пене» образцов 3, Б, 2/97, 98/3 и 98/4 Au не обнаружено. Микроскопическими и химико-спектральными анализами в субколлоидной глинистой фракции не обнаружены золото и другие благородные металлы.
- Pt в повышенном количестве (0,38 г/т) установлена в Н.О. только одной пробы (Б-3), представленной розовым сильвинитом слоя 1 пласта Кр. II, Pd – также в розовом сильвините пробы Б-4 (0,55 г/т). Повышенные содержания Pd обнаружены также в фильтратах проб 3–2 (0,025 г/т) и 7,4 (0,02 г/т), представленных до растворения белым галитом и розовым сильвином, соответственно.

Таким образом, из 23 проанализированных лишь 8 проб (3-1, 3-2, 7-4, Б-3, Б-4, 2/97, 98/3 и 98/4) оказались обогащенными благороднометальной минерализацией.

3.5.3. Декрепитационный анализ включений соляных минералов, содержащих благороднометальную минерализацию

Все образцы, в пробах которых обнаружена благороднометальная минерализация, предварительно дробились ручным способом в металлической ступке, отбиралась фракция 0,5–0,25 мм и из нее изготовлялись пробы из разноокрашенных минеральных модификаций с объемом 1см^3, которые подвергались декрепитационному анализу.

Анализ проводился на усовершенствованном декрепитографе Д-1 с оригинальным пьезодатчиком, позволяющим отфильтровывать посторонние акустические шумы и фиксировать пьезоэффекты с повышенной чувствительностью (коэффициент усиления первичного сигнала 30000 раз). Нагрев пробы производился до 60°С. Термопара градуировалась по трем реперным точкам. Количество декрепитировавших в пробе включений фиксировалось в виде импульсов, выводимых на диаграммную ленту.

В обр. 3 наблюдался контакт красного сильвинита с пестрым. Особенность образца – неравномерное распределение глинистых «ксенолитов», представляющих собой реликты глинистых прослоев, которые включены в красные сильвиниты в виде многочисленных плоских линзочек, а в пестрых – практически отсутствуют. Декрептограммы обоих сильвинитов очень похожи: это крутые пики с началом интенсивной декрепитации при 330°С. Общая газонасыщенность высокая – соответственно 3046 и 3584 импульсов (имп.).

Обр. 7 представлял собой контакт красного сильвинита с молочно- белым. Глинистые «ксенолиты» практически отсутствовали. В молочно- белом сильвините наблюдались точечные вкрапленники синего галита и участки розового сильвина, переходящего постепенно в молочно-белый. Декрептограммы (рис. 3.138) выражены одним пиком с началом интенсивной декрепитации при 330–390°С, но они резко различаются по общей газонасыщенности, возрастающей от молочно-белого сильвинита (498 имп.) к розовому (912 имп.) и красному (6684 имп.).

В обр. Б наблюдался контакт розового сильвинита с пестрым. Проанализировано три разновидности сильвинита: пестрая с точечными вкрапленниками темно-синего галита, красная с большим количеством глинистых «ксенолитов», светло-розовая с большим количеством «ксенолитов» и зеркалами скольжения. На всех декрептограммах (рис. 3.139) обозначен один пик с началом декрепитации от 370°С (розовый сильвинит) до 410°С (пестрый) и 450°С (красный). Наибольшая газонасыщенность характерна для розового сильвинита (3578 ими.), затем – для красного (1630 ими.) и пестрого (800 имп.) сильвинитов.

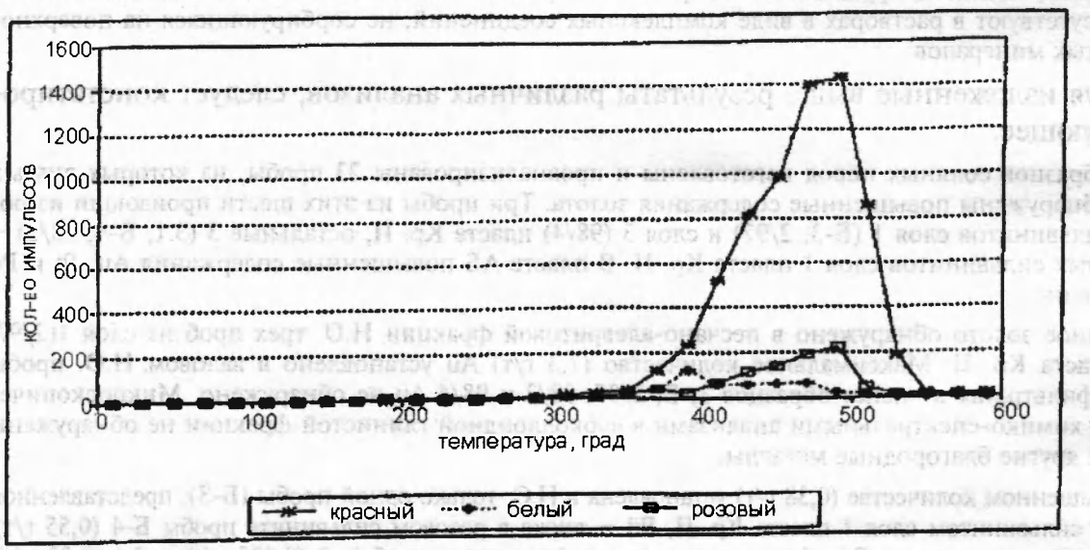


Рис. 3.138. Декрептограммы разноокрашенных сильвинов обр. 7.

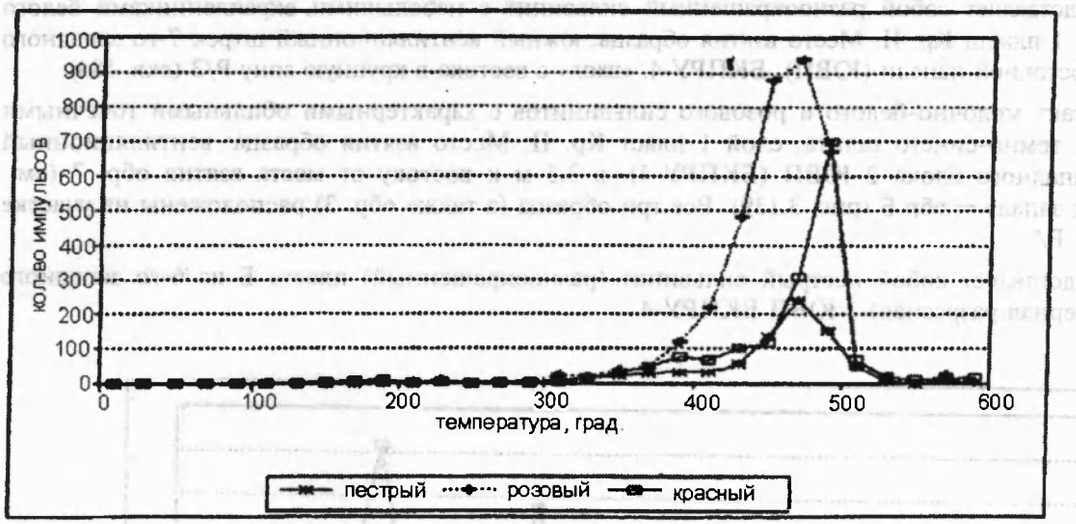


Рис. 3.139. Декрептограммы разноокрашенных сильвинов обр.Б.

Обр. 2/97 представлял собой красный сильвинит. На декрептограммах интенсивная декрепитация микровключений начинала происходить при 310–350°С. При этом газонасыщенность проб достигала 7946 имп.

Обр. 98/3 – красный сильвинит из слоя 1 пласта Кр. II с интенсивной декрепитацией включений в интервале 330–350°С. Газонасыщенность относительно высокая – 3202 имп.

Обр. 98/4, в отличие от предыдущих, происходит из слоя 3 пласта Кр. II. Были отобраны и проанализированы темно-вишневый и розовый сильвиниты, белый и светло-серый галиты. Начало интенсивной декрепитации происходило для сильвинов при 370–390°С, для галита при 350°С (рис. 3.140). Общая газонасыщенность в темно-вишневых сильвинах составляла 1316 имп., розовых – 4486 имп. и резко возрастала в галитах – до 12116 и 15320 имп.

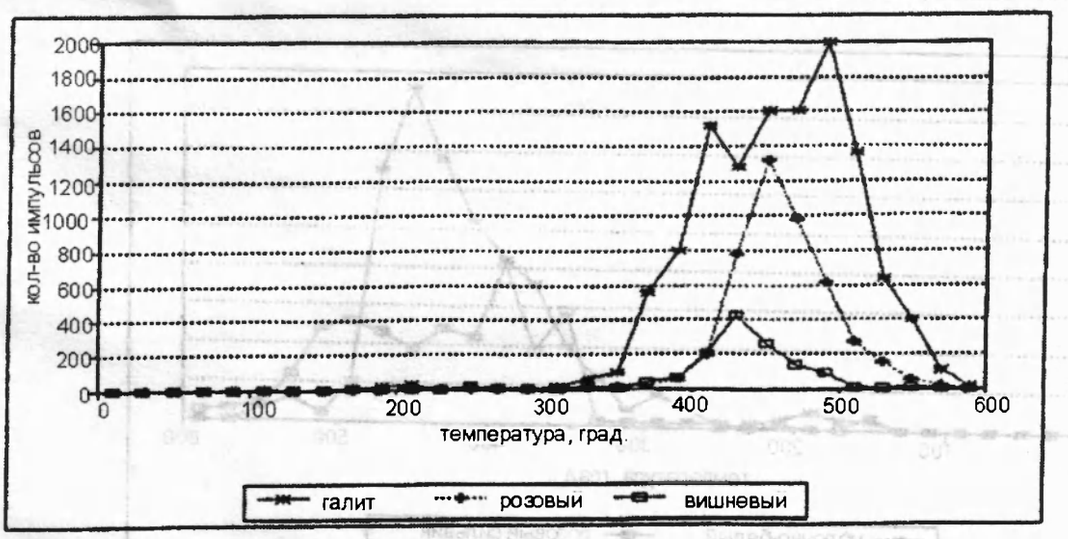


Рис. 3.140. Декрептограммы разноокрашенных сильвинов и галита обр. 98-4.

При сравнении декрептограмм образцов, содержащих благородные металлы, обращает на себя внимание одновершинный характер графика. В связи с этим ниже приведем декрептограммы образцов 1/97, 5 и 98/2 (рис. 3.141, а, б и в, соответственно), в которых не установлены повышенные содержания Au, Pt и Pd.

Обр. 1/97 представляет собой разноокрашенный сильвинит с небольшими вкрапленниками белого галита из слоя 1 пласта Кр. II. Место взятия образца: южный вентиляционный штрек 7-го западного блока 1 юго-восточной панели (ЮВП) БКПРУ-4, «вход» с востока в крупную зону Р/З (скв. 584).

Обр. 5 – контакт молочно-белого и розового сильвинитов с характерными обильными точечными вкраплениями темно-синего галита, слой 1 пласт Кр. II. Место взятия образца: вентиляционный штрек 1-го западного блока 2 ЮВП (БКПРУ-4), в 3,5 м к востоку от места взятия обр. 7 (см. рис. 3.138) и к западу – обр.Б (рис. 3.139). Все три образца (а также обр. 3) расположены на участке «входа» в зону Р/З.

Обр. 98/2 представляет собой пестрый сильвинит (разноокрашенный) пласта Б из 6-го западного блока (2-я северная разрезная) 2 ЮВП БКПРУ-4.

а)

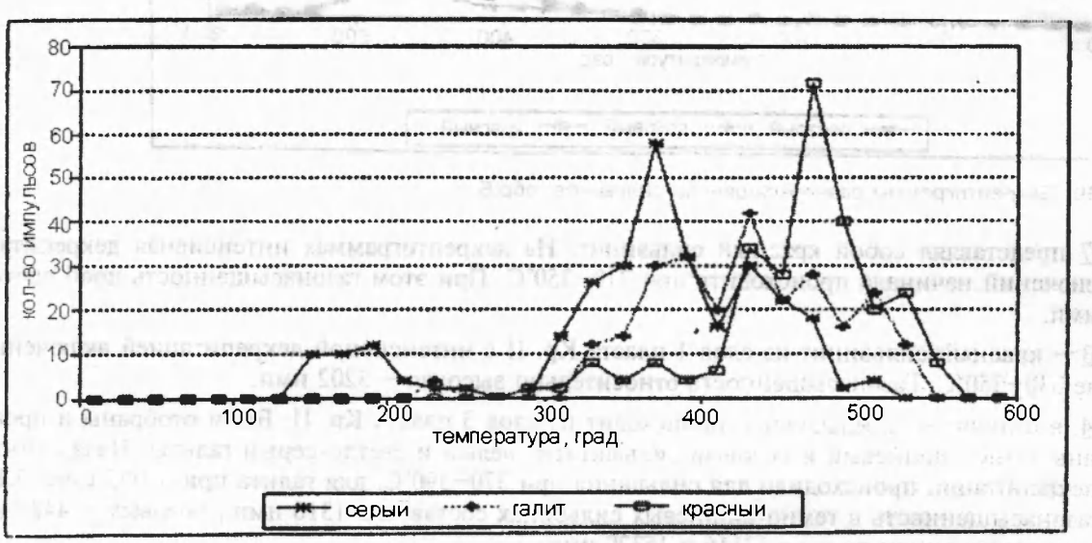
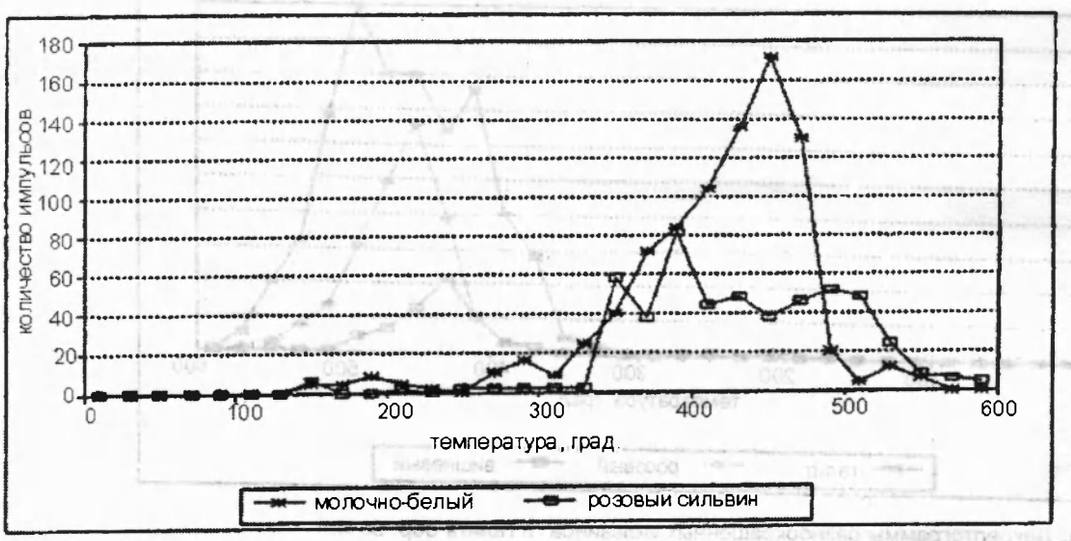
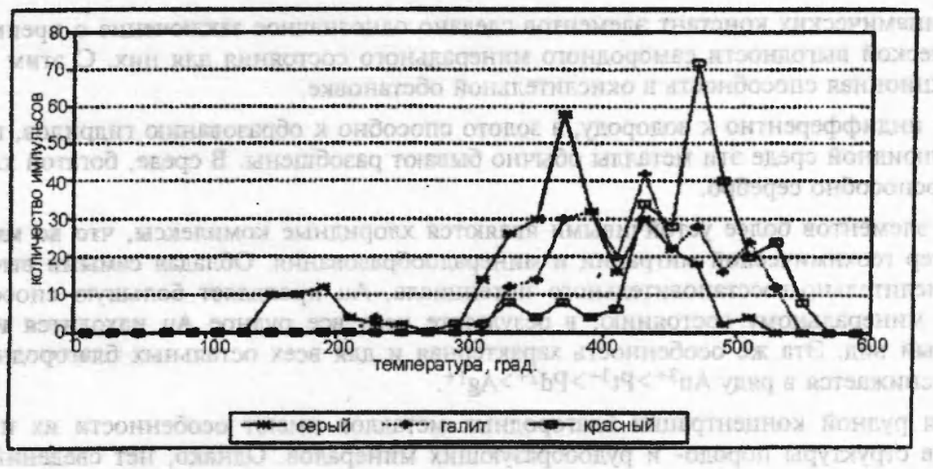


Рис. 3.141. Декрептограммы образцов 1/97, 5 и 98/2.
а. Декрептограммы разноокрашенных сильвинов и галита обр. 1/97.

б)



б. Декрептограммы разноокрашенных сильвинов обр. 5.



в. Декрептограммы розового сильвина и галитов обр. 98-2.

Все декрептограммы на рис. 3.141 выражены в виде многовершинной «пилообразной» графики. Следовательно, можно сделать предварительный вывод о том, что по характеру графики декрептограмм образцов пород можно судить о присутствии или отсутствии в них повышенных содержаний благородных металлов. Этот вывод имеет и генетический аспект: одновершинный график обычно характерен для гидротермальных минералов, а «пилообразный» – может свидетельствовать о метасоматическом происхождении минерала за счет неравновесности самих метасоматических процессов. Вывод имеет также методическое значение, т. к. декрепитационный анализ, как предворяющий проведение долгосрочных и дорогостоящих химико-спектральных анализов, мог бы выступить в качестве предвестника для значительного сокращения объемов исследований по установлению масштабности благороднометального оруденения соляных пород ВКМКМС. Однако, чтобы обсуждаемый вывод стал окончательным, необходимо набрать более представительный материал, чем располагаем мы в настоящее время.

3.5.4. Обсуждение результатов исследований и вопроса о генезисе благороднометальной минерализации в сильвинитах ВКМКМС

Генезис благороднометальной минерализации в связи с их присутствием в соляных отложениях месторождений и галогенных формаций Мира в целом нигде и никогда не обсуждался. Первой попыткой в этом направлении можно считать высказывания А.Ф.Сметанникова и А.И. Кудряшова /254/ о том, что «... распределение Au, Pt и Pd-металлов в пласте Кр. II зависит от двух факторов. Первый из них – различие геохимических условий накопления прослойков, слагающих красный сильвинит, а Au и Pt-металлов – в галитовых прослойках. Второй фактор – эволюция общих условий отложения пласта Кр. II, проявляющаяся в увеличении вверх по его разрезу содержания Н.О. и изменения содержания в нем рассмотренных элементов: уменьшение содержания Au и резкое увеличение содержаний Ag и Pt-металлов» (с. 1350).

Подчеркнутые нами положения цитируемой части работы /254/ несомненно свидетельствуют о том, что ее авторы рассматривают благороднометальную минерализацию в сильвинитах как геохимическую особенность калийной фазы галогенеза раннепермского солеродного бассейна на территории ВКМКМС. Это представление, основанное на изучении образцов, тем самым способствует рассмотрению благороднометальной минерализации в качестве объекта промышленного освоения.

Для правильного понимания масштабности и генезиса благороднометального оруденения, в целом, и результатов проведенных нами исследований, в частности, необходимо рассмотреть геохимические особенности переноса и осаждения интересующих нас благородных металлов.

3.5.4.1. Геохимические особенности Au, Pt и Pd

Для всех этих элементов значения потенциалов ионизации высоки, а величины химического сродства к кислороду наиболее низки, довольно низко также их сродство к сере. Это определяет тенденцию элементов к образованию электронейтральных самородных минералов-металлов, твердых растворов на их основе и интерметаллических соединений, которые имеют большое значение в минералогии благородных металлов.

На основании термодинамических констант элементов сделано однозначное заключение о преимущественной энергетической выгодности самородного минерального состояния для них. С этим же связана их слабая реакционная способность в окислительной обстановке.

Серебро относительно индифферентно к водороду, а золото способно к образованию гидридов, поэтому в водородной флюидной среде эти металлы обычно бывают разобщены. В среде, богатой хлором, более реакционноспособно серебро.

Для рассматриваемых элементов более устойчивыми являются хлоридные комплексы, что во многом определяет характер геохимической миграции и минералообразования. Обладая самыми высокими значениями окислительно-восстановительного потенциала, Au проявляет большую способность к самородному минеральному состоянию, в результате чего все рудное Au находится или переходит в самородный вид. Эта же особенность характерная и для всех остальных благородных металлов и несколько снижается в ряду $Au^{3+}>Pt^{3+}>Pd^{2+}>Ag^{1+}$.

Большое значение для рудной концентрации благородных металлов имеют особенности их изоморфного вхождения в структуры породо- и рудообразующих минералов. Однако, нет сведений о вхождении благородных металлов в структуры галогенидов, хотя отмечается, что серебро в какой-то мере замещает в силикатах Ca^{2+} и Na^{1+}. Аналитический материал по платиновым металлам в породо- и рудообразующих минералах не дает однозначного ответа о форме их нахождения.

В водных растворах Au является типичным комплексообразователем. Изучены многочисленные комплексные соединения Au, однако нет достоверных сведений о присутствии во флюидах бромидов и иодитов Au, также как нет данных о цианидах или роданидах, а тем более о золотоорганических комплексах. Наиболее реальны гипотезы переноса золота в форме хлоридных, гидросульфидных и гидрооксокомплексов, особенно первых двух /158/. Устойчивость хлоридных комплексов увеличивается с ростом щелочности растворов. Появление водорода в хлоридной системе понижает растворимость металла и происходит его отложение.

Золото легко мигрирует в гидротермальных растворах щелочно- хлоридно-бикарбонатного состава, в которых основу газовой фазы составляют CO_2 и CH_4, а также – N_2 и H_2 при температуре 300–250°С и давлении 3–5 МПа. В современных гидротермальных системах миграция Au и Ag происходит в форме металлоорганических комплексных соединений, однако большинство исследователей рудных месторождений считает, что перенос Au и Ag осуществляется, как было сказано выше, в хлоридных и гидроксильных комплексах. Наилучшим переносчиком для платины в природных процессах также являются хлориды.

Растворение и перенос этих металлов наиболее интенсивен в щелочной среде, в кислой среде они устойчивы только при высоких значениях Eh.

Обычно платиновая минерализация связывается с флюидным режимом в мафит-ультрамафитовых расслоенных интрузиях /179/. Большинство исследователей считает, что «платиноиды способны концентрироваться во флюидах в большей степени, чем цветные металлы, и при более низких температурах» (/179/ с. 10). В составе флюидной фазы преобладают восстановленные газы, среди которых важную роль играет водород.

В Норильско-Толнахском регионе гипсометрически ниже интрузий с платиноидной минерализацией залегают пласты кристаллической каменной соли /1/. В ней были изучены газы наложенных вторичных флюидных включений. Основными газами являются водород и метан, в меньшем количестве присутствует азот. Аналогичный газовый состав характерен и для вторичных флюидных включений в основных дифференциатах Верхнетолнахской интрузии, с которой парагенетически связано медно-никелевое и благороднометальное оруденение. Четко устанавливается связь флюидного углеводород-водородного режима с наложенной сульфидной и золото-платиновой минерализацией в диапазоне температур 200–400°С.

Экспериментальные исследования, проведенные Л.П. Плюсниной и другими /207/, по растворимости Pt в водно-хлоридных растворах при температурах 300–500°С при общем давлении 100 МПа показали высокую подвижность Pt в гидротермальных условиях. «Увеличению степени ее подвижности способствуют повышение температуры, увеличение окислительного потенциала среды и кислотность гидротермальных флюидов» (с. 93). Подкисление системы HCl увеличивает растворимость платины до 0,12 г/л.

Вопрос о формах нахождения Pd^{2+} в растворах достаточно сложен из-за большой склонности Pd^{2+} к гидролизу и комплексообразованию /185/. Гидролиз Pd^{2+} становится заметным при добавлении слабоконцентрированных кислот уже от 50°С. Хлоридные комплексы $Pt(PtCl_4^{2-})$ и $Pd(PdCl_4^{2-})$ «относятся к очень сильным комплексообразователям, поэтому в хлоридной среде их акваионы в растворе практически отсутствуют» (/185/, с. 113). Для Au характерно присутствие в водных растворах в виде хлоридных комплексов $AuCl_2^-$ и $AuCl_4^-$.

3.5.4.2. Обсуждение результатов исследований и возможный генезис благороднометальной минерализации

Проведенные исследования показали, что повышенные содержания благородных металлов связаны с нерастворимым остатком соляных минералов. Сами соли (сильвин, галит, карналлит) практически лишены присутствия Au, Pt и Pd. Глинистая фракция нерастворимого остатка также лишена повышенных содержаний благородных металлов. Изучение песчано-алевритовой фракции нерастворимого остатка привело к обнаружению многочисленных зерен самородного золота.

Тот факт, что благородные металлы отсутствуют в минералах солей, связан, вероятно, с тем, что галогениды являются очень сильными электролитами, создающими резкую щелочную среду, в которой золото не может отлагаться. Находящиеся в растворе хлориды Au, Pt и Pd имеют отрицательный заряд и в силу этого не могут сорбироваться на поверхности глинистых минералов, которые также заряжены отрицательно. Следует учитывать, что смешаннослойные минералы глин в Н.О. «являются аутигенными и образуются в процессе изменения обломочного материала при воздействии на него высокоминерализованных рассолов, пропитывавших породу в период диагенеза» (/104/, с. 119). Поднимающиеся высокоминерализованные рассолы могли содержать благороднометальную минерализацию в виде комплексных хлоридных ионов, имеющих отрицательный заряд. Отложение золота и других благородных элементов могло осуществиться только в условиях, когда флюид попадал в среду, имеющую частицы, заряженные положительно.

Обнаруженное в песчано-алевритовой фракции Н.О. самородное Au присутствует в двух формах: окатанных частиц и сложных по форме сильно пористых выделений. Срастание их с доломитом, целестином и пиритом свидетельствует о более позднем формировании самородного Au, чем вмещающие его минералы и породы. Здесь уместно вспомнить о присутствии золота в пиритах (0,08 г/т) и пирротинах (0,044 г/т) на участках «пирротинизации» сильвинитов пласта АБ (см. гл. 3.2).

Температуры декрепитации разноокрашенных сильвинов, содержащих благороднометальную минерализацию, колеблются в интервале 310–450°С. В пиритах из зоны пирротинизации, также содержащих золото, температура декрепитации составляет 290°С. Отмеченные температуры декрепитации включений сопоставимы с наиболее благоприятным температурным интервалом (200–400°С) формирования благороднометальной минерализации на Толнахском медно-никелевом месторождении /1/.

Схема размещения исследуемых нами образцов (см.рис.3.131) свидетельствует о том, что некоторые из золотосодержащих проб приурочены к определенным тектоническим зонам: обр. 2/97 происходит из зоны Троицкого надвига, обр. 98/3 и 98/4 – из зоны дислокаций локального сдвига. Образцы 3,7 и Б взяты из участка «входа» с востока в зону галитизации сильвинитов (рис. 3.131, а) пласта Кр.II. «Вход» представлен стрелкоподобными телами молочно-белых сильвинитов, окаймленными розовыми сильвинитами, а также структурами и текстурами термодинамофлюидального течения /72/. Из этого же участка происходят обр. 1 и 5, в которых не обнаружена благороднометальная минерализация. Аналогичную геологическую позицию занимает место отбора обр. 1/97 (см. рис. 3.131, б), в котором также не установлены повышенные содержания Au, Pt и Pd. Следовательно, концентрация этих металлов не связана с процессами метасоматоза, происходящими при формировании зон галитизации сильвинитов и сильвинитизации карналлитовых пород (см. гл. 3.1.3–3.1.8 данной монографии). С метасоматической природой разноокрашенных сильвинитов (вишнево-красных, розовых и пестрых) из этих зон согласуется «пилообразный» характер декрептограмм (см. рис. 3.141). Вместе с тем, обращает на себя внимание тот факт, что вблизи зоны галитизации А располагается зона развития трещин растяжения, вскрытых эксплуатационной разведкой в пластах АБ, Б–В. В и В–Г. Вблизи зоны галитизации Б такой зоны нет, что оставляет место для высказывания предположения о том, что проявление благороднометальной минерализации не связано во времени с метасоматическими процессами и носит наложенный характер относительно метасоматоза.

Ассоциация самородного золота с пиритом, доломитом, целестином и гидроокислами железа, наличие в зернах ангидрита Н.О. включений сульфидных минералов (халькопирита, марказита и пирита), од-

новершинный график декриптограмм и намечаемая приуроченность образцов, обогащенных золотом к зонам разрывных дислокаций с учетом геохимических особенностей Au, Pt и Pd делают возможным высказать гипотезу о гидротермальном происхождении благороднометальной минерализации в сильвинитах ВКМКМС. Переносу и выпадению золота из хлоридных растворов способствовал метановодородный режим, установленный в калиеносной толще ВКМКМС еще в 1935 г. /107/ и подтвержденный исследованиями (гл. 4.1 данной монографии).

3. 5. 5. Выводы и заключение

- Подтверждены данные /254/ о присутствии в Н.О. соляных пород слоев 1,3 пласта Кр. II самородного золота, наличие платиноидов не нашло подтверждения.
- В самих солях и во флотируемой части («пена») Н.О. золото не обнаружено.
- Самородное золото в виде слабоокатанных и неправильных по форме зерен размером 60–80 мкм установлено в песчано-алевритовой фракции Н.О. 3-х проб из 23 (2/97, 98–3, 98–4). В этих пробах ориентировочное содержание Au составляет, соответственно, 0,08, 0,25 и 0,48 г/т, что намного (1–2 порядка) уступает содержаниям Au, обнаруженным химико-спектральным анализом в Н.О. проб Б–3 (7,3 г/т) и Б-4 (0,91 г/т).
- Между содержанием Au и количеством Н.О. отсутствует прямая связь: в пробах (2/97, Б-3) с минимальным количеством Н.О. (0,7–1,1%) содержание Au колеблется от минимума (0,08 г/т) до максимума (7,3 г/т), а в пробах (98–3, 98–4) с максимальными количествами Н.О. (12,7–7,4%) от 0,25 до 0,91 г/т.
- Доказано отсутствие сорбции металлов на глинистых минералах Н.О.

Перечисленные выше выводы с учетом намечаемой пространственной связи благороднометального оруденения с разрывными дислокациями позволяют утверждать, что существующая оценка золотоносности соляных пород ВКМКМС /160, 254/ завышена. Одновременно с этим отметим, что отнесение благороднометальной минерализации к геохимическим особенностям раннепермского галогенеза /254/ могло бы стать важным аргументом подтверждения «эксгаляционно-осадочной» /57, 58/ или десцендентно-седиментационной» /42, 43/ гипотез галогенеза и, тем самым, представлять особый интерес для одного из авторов данной главы (Н.М. Джинoридзе). Тем не менее, в данной главе предпочтение отдано вторично-наложенному гидротермальному генезису благороднометальной минерализации, что должно вызвать не меньший интерес у сторонников «флюидогеодинамики» в соляных толщах /145, 288, 289/. Следовательно, решение проблемы золотоносности солей ВКМКМС имеет не только важное практическое, но и теоретическое значение. Выполненные работы являются началом исследования этой проблемы. Для ее решения исследования необходимо проводить целенаправленно: представительное количество проб отбирать из зон разрывных дислокаций, а изучение проб микроскопическими, химико-спектральными методами анализа вести с учетом характера их декрептограмм.

4. ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ОСНОВНЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ ТЕКТОНИЧЕСКИХ И ЛИТОГЕОХИМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ СОВРЕМЕННОЙ СТРУКТУРЫ ШАХТНЫХ ПОЛЕЙ ВКМКМС

Петротектонический анализ включает фиксацию тех наблюдаемых ныне на определенном участке особенностей геологического разреза, тектоники, сейсмоволнового и геоэлектрического полей, которые относятся, несомненно, к следствию геологических процессов в пространстве и во времени. Сами же участки распространения по площади и разрезу указанных особенностей, находящихся в парагенетической или причинно-следственной связях, выделяются как петротектогенные зоны и составляют основу петротектонического районирования шахтных полей ВКМКМС. Следовательно, петротектоническое районирование месторождения – это результат совмещения в пространстве двух карт, одна из которых отражает тектонику месторождения (шахтного поля, участка и т. д.) на определенном стратиграфическом уровне, вторая – локализацию по площади участков литогеохимического преобразования соляных пород. Как правило, особенности локализации таких участков достоверно устанавливаются в отработанном пространстве и при ведении эксплуатационной и подземной разведки, менее достоверно – при детальной разведке. Поэтому карты локализации литогеохимических преобразований в пространстве для выявления закономерностей размещения этих участков составляются по нижним пластам калийно-магниевых солей (Кр. 3-В).

Геологические процессы, ответственные за формирование современной петротектонической зональности шахтных полей ВКМКМС, разделяются на две группы: тектоническую и литогеохимическую. Первая из них образует складчатые и разрывные дислокации двух этапов, разорванных во времени (см. рис. 2.55), вторая – все постдиагенетические петрографические и минеральные преобразования соляных пород, приведшие к формированию их современного облика (раздел 3).

Кроме отмеченных двух основных составляющих петротектонического анализа, одна из которых (тектоника) выступает как влияющий фактор на вторую (минерально-петрографическое преобразование пород), существует третья – газовая составляющая, которая вовлечена в эти геологические процессы. Отметим, что газы в виде включений в кристаллах существовали в минералах и породах, возникших при седиментации и диагенезе осадков. В дальнейшем в процессе образования петротектонической зональности ВКМКМС произошло изменение газового состава включений и образовались свободные газы, занимающие порово-трещинное пространство пород.

Вопрос о происхождении газов (свободного и микровключенного) возник в самом начале эксплуатации ВКМКМС и продолжает быть актуальным вплоть до настоящего времени. Поэтому обсудим его ниже.

4.1. АНАЛИЗ СУЩЕСТВУЮЩИХ МАТЕРИАЛОВ И ПРЕДСТАВЛЕНИЙ О ПРОИСХОЖДЕНИИ ГАЗОВОГО СОСТАВА (СВОБОДНОГО И МИКРОВКЛЮЧЕННОГО) В СОЛЯНЫХ ПОРОДАХ ВКМКМС

В процессе отработки калиеносных пластов Верхнекамского месторождения происходят внезапные выбросы пород и газа (газодинамические явления – ГДЯ) в объеме до 4,5 тыс. т. При этом важную роль играют упругая энергия горных пород, сила тяжести, величина горного давления и энергия сжатого газа, содержащегося в породе. Характерной особенностью ГДЯ является их «динамичность», заключающаяся в разрушении и выносе пород в горные выработки с одновременным выделением газа, происходящими со скоростью до десятков метров в секунду. ГДЯ происходят

при проходке очистных и подготовительных выработок как правило в призабойной зоне. Основной, возникающей при этом, проблемой является обеспечение безопасных условий труда горняков. Одновременно с этим происходит ухудшение технико-экономических показателей предприятий.

Проблемы, связанные с газоносностью калийных солей Верхнекамского месторождения, возникли уже на начальной стадии их освоения. При бурении первых разведочных скважин фиксировались бурные выделения газа (скв. 8, 10), находящегося под давлением до 40 атм. Газопроявления имели место при проходке первых шахтных стволов и отработке карналлитового пласта В. В последнем случае имели место воспламенения горючих газов /1/. На основании изучения газопроявлений и вывалов горных пород высказывались различные точки зрения как относительно природы самих газов, так и механизма их проявления и места их расположения. Одна из первых точек зрения по данному вопросу была высказана Ю.В. Морачевским с соавторами /176/. Согласно их представлениям, микровключенный газ на ВКМКМС был захвачен во время садки калийных солей из рассолов. В процессе последующей тектоники месторождения он частично высвободился из соляных минералов и сконцентрировался в полостях и трещинах пород.

Наиболее остро проблема газопроявлений и вывалов горных пород возникла в конце 60-х годов, когда началось строительство подземной части рудника БКРУ-2. ГДЯ начали здесь проявляться при проходке выработок по сильвинитовым пластам. При увеличении глубины горных работ эти явления имели место и на других рудниках как березниковских, так и соликамских. В процессе отработки сильвинитовых пластов на шахтных полях Верхнекамского месторождения было зафиксировано более 250 ГДЯ различной интенсивности. В процессе отработки карналлитового пласта В на рудниках СКПРУ-1 и БКПРУ-1 интенсивность проявлений ГДЯ была значительно выше и достигала до 500 явлений в год.

Сложность решения рассматриваемой проблемы состоит в том, что данные явления происходят под совокупным воздействием большого количества как природных, так и техногенных факторов. В каждом конкретном случае на проявления ГДЯ в горных выработках определенную роль могут влиять как природные геологические характеристики, отражающие состояние горного массива, так и характер ведения горных работ.

Учитывая то обстоятельство, что практически все ГДЯ сопровождаются выделением в горные выработки того или иного количества газа, принципиальное значение приобретает решение вопроса о самой природе газа в калийных солях и возможных механизмах его концентрации на тех или иных участках месторождения или в отдельных пластах. Следует отметить, что господствующая в настоящее время точка зрения на природу газовых скоплений, под которыми понимаются скопления углеводородов, не могла не найти своего отражения и при рассмотрении затрагиваемого вопроса. Большинство исследователей, занимающихся ГДЯ, связывают газовые скопления, сопровождавшие эти явления, с тем или иным преобразованием органического вещества, содержащегося в несоляных прослоях соленосных отложений. При этом делаются попытки определения количественной корреляции между количеством нерастворимого компонента в разрезе отложений (НО) и выбросо- или невыбросоопасностью того или иного участка месторождения /153/. В качестве механизма формирования газовой составляющей обычно принимается метаморфизм органического вещества, содержащегося в породах, аналогичный тому, который признается многими применительно к скоплениям углеводородов /176, 225/. Значительно реже в качестве газогенерирующего фактора признается радиационно-химическое превращение органического материала /16/.

Проведенный нами анализ /182/ имеющегося материала по газоносности соляных пород калийных месторождений, особенностям химического состава этих газов и их изотопного состава дал основание сделать вывод о том, что данные газы представляют собой сложную природную смесь, отдельные компоненты которой имеют различную природу.

4.1.1. Газоносность соляных отложений

По мере накопления нового фактического материала по газоносности калиеносных отложений, совершенствования и развития аналитической базы, разработки новых методов и видов исследования газов, а также привлечения данных по газоносности зарубежных калийных месторождений, появилась возможность рассмотреть газоносность соляных месторождений более разносторонне.

Газы калиеносных отложений характеризуются рядом специфических особенностей. Их изолированность от окружающих пород дает основание считать, что они содержат сведения о реликтах ми-

нералообразующих сред, являющихся важной информацией о физико-химических условиях формирования соляных пород, а также об интенсивности и характере наложенных постседиментационных процессов.

В настоящее время достаточно хорошо установлен химический состав газов калийно-магниевых солей. Изучены изотопы углерода метана, изотопный состав аргона и гелия; имеются сведения о изотопном составе азота. Наиболее полно изучены газы калийных солей Северного и Южного Гарца (Германия), Верхнекамского и Старобинского месторождений.

По характеру распределения газов в соляных породах принято различать диффузно рассеянные (связанные) и свободно выделяющиеся газы /176, 180, 182/. Диффузно рассеянные или микровключенные газы содержатся во включениях в кристаллах и между кристаллами. Свыше 90–96% /347/ газов, связанных с соляными породами, находятся в виде мельчайших пузырьков на границе минеральных зерен и между ними. Интрагранулярные включения достигают в диаметре 7 микрон. Внутрикристаллические пустоты с находящимся в них газом имеют кубическую или призматическую формы и распределены в определенно ориентированных направлениях. Диаметр самых маленьких пор составляет доли микрона. Количества связанных микровключенных газов в соляных породах различных месторождений существенно различаются. В породах калийных рудников Германии оно составляет от 0,05–0,5 до 0,6 $м^3$/т. В основной массе этих газов доминирует двуокись углерода. Максимальное содержание микровключенных газов для калийных солей Верхнекамского месторождения – 0,035–0,1 $м^3$/т Состав его преимущественно метаново-азотный. Распределение микровключенных газов в соляных породах неравномерное. Наибольшим газосодержанием характеризуют ся сильвиниты и карналлитовые породы, наименьшим – каменная соль. Усредненные количества микровключенных газов для различных галогенных пород Верхнекамского месторождения имеют следующие значения, мл/кг /182, 183/:

- сильвин (молочно-белый) – 200–210
- сильвинит (пестрый) – 90–170
- « (полосчатый) – 70–87
- « (красный) – 27–7
- карналлит – 10–21
- каменная соль – 2–10.

В геохимическом отношении диффузно рассеянные газы представляют наибольший интерес, так как они самым тесным образом связаны с образованием и преобразованием соляных минералов и пород, а форма их нахождения в породе исключает воздействие на их состав миграционных флюидов. Распределение диффузно рассеянных газов в соляных породах крайне неравномерное. Например, на Верхнекамском месторождении наибольшим газосодержанием характеризуются пестрые сильвиниты, а в них – молочно-белый сильвин /180, 182, 183/. Меньшей газонасыщенностью обладают красные сильвиниты и карналлитовые породы. Минимальное газосодержание характерно для каменной соли. Газонасыщенность сильвина, нередко, почти на два порядка выше, чем галита одной и то же сильвинитовой породы.

Газы калийных месторождений, расположенных в различных регионах и относящихся к различным возрастным формациям, характеризуются некоторыми общими геохимическими чертами, важнейшими из которых являются высокие содержания водорода, редко встречающегося в газах осадочной толщи, и высокие концентрации азота невоздушного происхождения. Наряду с этим для газов калийных месторождений отдельно взятых регионов характерны свои специфические черты.

Состав связанных газов, выделенных из пород II и III калийных горизонтов Старобинского месторождения, характеризуется относительной обогащенностью газов III горизонта азотом, а II – гелием. Отличительная особенность диффузно рассеянных газов данного месторождения – высокое содержание в них двуокиси углерода (от 48 до 68%) и резкое преобладание метана над тяжелыми углеводородами (табл. 4.1). Повышенные концентрации CO_2 в связанных газах вообще характерны для всех разновидностей соленосных отложений данного региона /87/.

Диффузно рассеянные газы Верхнекамского месторождения по сравнению с аналогичными газами Старобинского месторождения обогащены водородом (табл. 4.2). Углеводородная составляющая газа ВКМКМС характеризуется резко пониженными содержаниями метана и представлена в значительной своей части тяжелыми углеводородами. Для связанных газов всего калиеносного разреза

ВКМКМС характерны более низкие (не более 35%) содержания двуокиси углерода, а также относительно низкие концентрации гелия, чем они существенно отличаются от газов Старобинского месторождения (табл. 4.2).

Таблица 4.1. *Компонентный состав газов продуктивных горизонтов Старобинского месторождения*

Горизонт	Кол-во анализов	Состав газа, об. %								
		CO_2CH_4	C_2H_6	C_3H_8	C_4H_{10} i/n	C_5H_{12}	H_2	N_2	Ar	He
Диффузно рассеянные (связанные) газы										
II	17	68.20 9.38	0.06	0.02	0.007	0.0	0.20	22.1	–	0.073
III	21	48.54 9.38	0.23 0.14	0.077 0.137	0.087	0.045	0.77	40.6	–	0.020
Свободно выделяющиеся газы										
II	5	0.20 64.34	2.60 0.27	0.08	0.01	0.0	0.30	33.9	0.533	0.724
III	20	0.30 4.30	0.90 0.20	0.035	0.054	0.0	0.40	93.4	0.336	0.100

Таблица 4.2. *Типичный состав связанных газов соляных пород калийных месторождений, об. %*

Состав газа	Месторождения											
	Верхнекамское			Старобинское			Южный Гарц**/			Верра**/		
	Каменная соль	Сильвинит	Карналлит	Каменная соль	Сильвинит*/	Карналлит	Каменная соль	Сильвинит	Карналлит	Каменная соль	Сильвинит	Карналлит
CO_2	23,3	32,30	34,87	83,31	48,04	64,18	1,46	4,2	1,0	87,7	84,1	87,7
CH_4	5,1	0,221	0,390	9,60	9,38	6,76	12,65	27,5	27,4	–	4,3	4,6
C_2H_6	–	0,17	0,065	0,05	0,23	0,40	2,27	)	)	–	)	)
C_3H_8	–	0,041	0,026	0,01	0,14	0,40	0,83	)	)	–	)	)
C_4H_{10}	–	0,032	0,021	0,077	0,068	–	) 20,0	) 28,1	)	) 4,3	)	) 2,4
	0,011	0,011	0,0	0,137	0,108	)	)	–				
C_5H_{12}	–	0,026	0,0	0,045	–	)	)	–	)	)	)	)
	0,012	0,001	0,087	0,0	)	)						
	66,5	61,23	63,81	6,79	41,07	27,83	64,36	42,5	39,9	9,4	7,3	2,9
H_2[2]	5,0	5,95	0,78	0,22	0,77	0,67	0,73	3,3	1,2	2,9	–	2,4
He	–	0,032	0,002	0,01	0,02	0,08	–	–	–	–	–	–
Содержание газа, мг/кг	0,81	46,5	64,1	26,0	35,0	48,0	0,80	135,0	80,0			

*/ Дан анализ газа пестрого сильвинита

**/ Анализы приведены по данным П. Мюллера и В. Хаймела /345/

Доказательством этого являются включения жидкой двуокиси углерода в соляных минералах /347/.

Связанные газы месторождения Южного Гарца (табл. 4.2) /345/ характеризуются резко пониженными концентрациями двуокиси углерода, но более высокими содержаниями углеводородов. Концен-

трации азота в этих газах сопоставимы с содержаниями этого компонента в газах Старобинского месторождения.

Диффузно рассеянные газы солей калиеносного бассейна Верра характеризуются необычайно высокими концентрациями двуокиси углерода (табл. 4.2) /345/. Калиеносный бассейн Верра характеризуется рядом особенностей, которые отличают его от других калиеносных бассейнов Германии. Здесь широко распространены вулканогенные образования, часто наблюдаются выбросы CO_2 в шахтах и значительно развиты зоны Р/З в калийных пластах. Они располагаются в основном в пределах прервично карналлитовых пластов. Зоны Р/З и сильвинитовые зоны характеризуются очень разнообразным содержанием CO_2 /143/.

По мнению О. Оелснера /347/ и других, основным фактором, вызвавшим формирование крупных скоплений CO_2 в соляных породах бассейна Верра и, как следствие, этих скоплений – прорыв газов в горные выработки, является олигоценовый базальтовый магматизм. При этом двуокись углерода и эксгаляция воды не обязательно связываются с известными, незначительными по массе, внедрениями интрузивных базальтов, как это предполагалось ранее. Выделение газов происходило, по всей вероятности, из субвулканитов, при остывании которых высвобождалось большое количество воды и газов. По нарушениями в горных породах газы вместе с водяными парами внедрялись в уже сформировавшиеся соляные горизонты и принимали участие в переформировании минералогического состава калийно-магниевых образований и перекристаллизации каменной соли. Часть газа при этом была включена в кристаллы.

Характерной особенностью свободно выделяющихся газов III калийного горизонта Старобинского месторождения является их азотный состав (от 91 до 93%) при невысокой концентрации метана (не более 6%). Газы II горизонта характеризуются резко повышенными содержаниями метана (порядка 60%) и гелия (до 0,7% и выше против 0,095% для III горизонта). Содержание тяжелых углеводородов в газах II горизонта несколько выше 2% против 1–2% для III горизонта. Примесь водорода в свободно выделяющихся газах этих горизонтов незначительна (0,4–0,5%) (табл. 4.1) /182, 183/.

Особенностью азотных газов Старобинского месторождения является отсутствие корреляции их с гелием, которая, как правило, наблюдается для большинства природных газов осадочного чехла /246, 311/.

Свободно выделяющиеся газы Верхнекамского калийного месторождения характеризуются главным образом метаново-азотным составом. Содержание метана в них колеблется от 31,4 до 43,1%, а азота от 45,4 до 57,5% (табл. 4.3).

Таблица 4.3. *Компонентный состав свободно выделяющихся газов из различных продуктивных пластов Верхнекамского месторождения (по данным /183/)*

Шахтное поле	Пласт	Состав газов в % по объему						
		CO_2	CH_4	C_2H_{6+} $+\Sigma$ ТУ	H_2	N_2	Ar	He
СКПРУ-1	В карн.	0.3	31.6	0.8	19.9	53.5	0.095	0.004
БКПРУ-1	«	0.06	31.0	3.8	7.8	57.5	0.077	0.003
СКПРУ-1	Б сильв.	0.1	37.2	4.3	4.4	51.2	0.071	0.005
БКПРУ-1	«	0.5	33.2	7.5	0.0	45.4	0.181	0.004
СКПРУ-1	А	0.3	34.6	4.1	7.4	51.8	0.039	0.005
БКПРУ-1	«	0.75	43.1	0.5	0.0	55.8	0.182	0.007
СКПРУ-1	Кр.2	0.1	33.1	10.9	0.0	55.8	н/с	н/с
БКПРУ-1	«	0.0	31.4	13.3	0.0	55.0	0.196	0.008

В отличие от газов бассейна Верра, они почти полностью лишены двуокиси углерода. Газам Верхнекамского месторождения свойственна определенная зональность в их распределении по стратиграфическому разрезу. Верхние карналлитовые горизонты месторождения, как правило, обогащены водородом, а углеводородная составляющая характеризуется более высокими содержаниями метана.

Газы нижних (сильвинитовых) горизонтов содержат повышенное количество тяжелых углеводородов, концентрация которых достигает 13,3%. Другая характерная черта газов данного месторождения, отличающая их от газов Старобинского месторождения, – резко пониженные концентрации гелия (не более 0,009%) /181, 182, 183/. Как следует из данных (табл. 4.3), все свободно выделяющиеся газы на площади СКПРУ-1 характеризуются более высокими концентрациями по сравнению с газами, отобранными из аналогичных калийно-магниевых пластов на БКПРУ-1.

В ряде экспериментальных работ /50, 184/ было показано, что азот газов калийных солей Верхнекамского месторождения не сопровождается воздушными компонентами (Ar^{36}, Ne), и аргон этих газов имеет радиогенную природу. Данное положение относится также и к газам соляных пород Старобинского месторождения. Следовательно, азот, составляющий основную массу газа на Верхнекамском и Старобинском месторождениях, не может быть отнесен к воздушному.

4.1.2. О природе газов калийно-магниевых солей

Азотную составляющую газов в породах калийной залежи нередко принято рассматривать или в качестве продуктов биогенного характера /175/, или как следствие радиационно-химических превращений органического вещества /16/. Однако четкая приуроченность подавляющего большинства газопроявлений к карналлитовым породам, либо к горизонтам, представляющим собой продукты перекристаллизации последних (пестрые сильвиниты), значительно более низкая газонасыщенность чисто сильвинитовых горизонтов, а также крайне низкое газосодержание каменной соли (независимо от того, содержит ли она в своем составе терригенные прослои, обогащенные органическим веществом, или нет) свидетельствуют в пользу того, что повышенное и высокое газосодержание соленосных образований является характернеой чертой, присущей карналлитовым породам и продуктам их перекристаллизации. Наиболее отчетливо эта особенность проявляется не в чистых карналлитах, а в карналлитах, подвергшихся постседиментационной перекристаллизации.

Известно, что при формировании карналлитов совместно с ними сокристаллизуется аммонийный карналлит ($NH_4Cl.MgCl_26H_2O$) и кремерзит – минерал, в котором калий частично замещен на NH^+_4. В то же время соли аммония являются неустойчивыми соединениями, легко разлагающимися при нагревании. При этом возможен целый ряд химических реакций, приводящий к распаду аммониевых солей и образованию газообразного азота /3, 4, 182/. Возможно, что более активные химические взаимодействия будут осуществляться особенно интенсивно в процессе распада кристаллической решетки минералов за счет мгновенных радикальных реакций, что может иметь место при термодинамометаморфизме /46, 83/ и перекристаллизации карналлитовых образований. Закрытая система соляных пород, не благоприятная для выноса газообразных продуктов, обеспечила сохранность в пестрых сильвинитах основной массы азота, возникшего при перекристаллизации карналлитов. Это фиксируется как высоким газосодержанием пестрых сильвинитов (особенно молочно-белого сильвина), так и большим давлением находящихся в них газов (местами до 200 атм).

С целью проверки высказанных выше предположений был произведен химический анализ всех минеральных разностей калийных солей Верхнекамского месторождения /182/. Аналитические данные показали, что наиболее высокие концентрации иона аммония присущи карналлитам (0,05%). Пестрые и другие разности сильвинитов характеризуются более низкими его содержаниями (от 0,01 до 0,03%). В красных сильвинитах как Верхнекамского, так и Старобинского месторождений наличия иона аммония установлено не было. Исключение составляли лишь сильвиниты, отобранные из зон тектонических нарушений. Аналогичные данные были получены и другими исследователями в пермских солях Верхнекамского месторождения /3, 4/ и в соляных породах германского цехштейна /327/.

Предположение об образовании молекулярного азота за счет связанного азота аммония подтверждается простым расчетом. Если допустить, что в процессе перекристаллизации карналлита и перехода его в пестрый сильвинит первый теряет 0,4 г NH^+_4 на 1 кг карналлита, а на формирование 1 кг пестрого сильвинита с содержанием KCl, равным 30%, необходимо 1,12 кг карналлита, то в соответствии с законом Авогадро это количество связанного азота способно продуцировать 0,286 л молекулярного азота. Если учесть неполный распад аммония и потери газообразного азота, то теоретически рассчитанная величина газообразования хорошо совпадает с аналитически установленной /181/ величиной газосодержания для молочно-белого сильвина (0,2 л/кг) пестрых сильвинитов пластов В и Б Верхнекамского месторождения.

Одновременно с азотом за счет аммония, по всей вероятности, образуется также и водород. В пользу такого вывода свидетельствует, в частности, резко повышенное по сравнению с солями Старо-

бинского месторождения содержание водорода в газах калийных солей Верхнекамского месторождения (табл. 4.2, 4.3), породы которого, как известно, интенсивно смяты в складки, чего не наблюдается на Старобинском месторождении. Характерно, что наиболее высокими концентрациями водорода характеризуются свободные газы карналлитовых пластов и микровключенные газы пестрых сильвинитов.

Радиационно-химическая природа водорода газов калийных месторождений неоднократно рассматривалась в литературе /184/. Указанную природу, по всей вероятности, имеет лишь часть водорода этих газов, другая же – является метаморфогенной.

Приведенные выше данные и расчеты вполне удовлетворительно объясняют неожиданно высокую насыщенность азотом молочно-белого сильвина и пестрых сильвинитов, в целом. Становится также понятным снижение концентрации гелия в составе свободных газов III горизонта Старобинского месторождения (по сравнению с газами II горизонта) за счет интенсивного разбавления газов этого горизонта азотом метаморфогенного происхождения.

Относительно повышенные количества двуокиси углерода на Верхнекамском месторождении были зафиксированы лишь в связанных газах пестрых сильвинитов и в молочно-белом сильвине, то есть в солях, претерпевших интенсивный метаморфизм и перекристаллизацию /182/. Это положение, видимо, свидетельствует в пользу метаморфогенной природы углекислого газа на данном месторождении. Соленосные отложения Старобинского месторождения характеризуются повышенными концентрациями двуокиси углерода (табл. 4.1, 4.2). Отличительной особенность углекислого газа на этом месторождении является то, что он присутствует в соизмеримых количествах не только в калийных солях, но и в каменной соли. По всей вероятности, это обусловлено тем, что формирование Припятского солеродного бассейна, включающего данное месторождение, происходило на фоне вулканических и поствулканических процессов /41, 45, 69, 71/. Мощные проявления этого газа фиксируются в калийных солях рудников бассейна Верра и Фульда (Германия), где они связываются с проявлениями олигоценового вулканизма (табл. 4.1). Следовательно, двуокись углерода газовой составляющей калийных месторождений является наиболее важным показателем, отражающим влияние на химический состав связанных газов геолого-геохимических условий солеродного бассейна и постседиментационных изменений соленосных пород.

Формирование углеводородной составляющей газов калийно-магниевых отложений носит дискуссионный характер. Господствующая в настоящее время точка зрения на природу газовых скоплений, под которыми понимаются скопления углеводородов, не могла не найти своего отражения и при рассмотрении газоносности калийно-магниевых месторождений. Большинство исследователей, занимавшихся данным вопросом, связывают газоносность соляных пород с тем или иным преобразованием органического вещества, содержащегося в несоляных прослоях соленосных отложений. При этом делаются попытки проведения количественной корреляции между количеством нерастворимого компонента в разрезе отложений (Н.О.) и выбросо- или невыбросоопасностью того или иного участка месторождения /153/. В качестве механизма формирования газов калийно-магниевых отложений обычно принимается метаморфизм органического вещества, содержащегося в солях, аналогичный тому, который признается многими применительно к скоплениям углеводородов /176, 224, 225/. Значительно реже в качестве газогенерирующего фактора признается радиационно-химическое превращение органического материала /16/.

Углеводородная составляющая газов солей Верхнекамского месторождения характеризуется относительной обедненностью их метаном /182, 183/ (табл. 4.2). Эта особенность газового состава данного месторождения находит, по нашему мнению, вполне удовлетворительное объяснение, если признать, что соленосные породы данного бассейна имеют десцендентно-седиментационную природу /41, 42, 45, 71/, а углеводороды прошли сложный и длинный путь от разрушающейся углеводородной залежи к солеродному бассейну. В первом приближении данный солеродный бассейн, по всей вероятности, имел ряд общих черт с современным соляным оз.Индер, на котором отмечаются участки питания озера «подземными водами, связанными с глубинными нефтеносными отложениями» (/149/, с. 40).

Как показали исследования, проведенные во ВНИГРИ /183/, $C_{орг}$ в соляных породах и минералах Старобинского месторождения колеблются в следующих пределах: каменная соль – 0,06, сильвинит – 0,34, глинистые прослои от 0,39 до 0,51% по весу. Степень метаморфизма органического вещества находится на буроугольно-длиннопламенной стадии. Образование метана на разных стадиях диагенеза данного органического вещества в условиях высокой солености бассейна было сильно

затруднено ввиду отключения биогенного механизма его генезиса. Об этом же свидетельствует исключительно тяжелый изотопный состав углерода метана, что особенно характерно для микровключенных газов сильвинитов II и III горизонтов Старобинского месторождения (δC^{13} соответственно равно -2,2 и -1,81% /180/). Столь низкие значения величины δC^{13} метана свойственны газам гидротермальных и вулканических областей /91, 115/. Изотопный состав углерода углеводородных компонентов газа соляных пород соизмерим с таковым керогена органического вещества. Все это позволяет сделать вывод о вторичной природе основной массы углеводородов соляных пород Старобинского месторождения по отношению к органическому веществу этих образований.

Весьма показательно, что на основании изучения сингенетического РОВ в соленосных глинах и растительных остатков в солях Верхнекамского месторождения, А.И. Кудряшов с соавторами /148/ пришли к выводу, что в истории формирования данного месторождения «не было условий для образования углеводородов нефтяного ряда» (с. 58). Отмечается также приуроченность нефтепроявлений в солях Верхнекамского месторождения к зонам Р/З.

Таким образом, своеобразный состав углеводородов, формы и характер газовых включений в солях, зональное распределение газов по разрезу и данные по изучению органического вещества и изотопного состава углерода углеводородов свидетельствуют об отсутствии генетической связи между углеводородными газами соляных пород и органическим веществом этих образований.

Гелий – постоянная составная часть газов древних соленосных отложений. Его содержание в газах калийных залежей различных месторождений колеблется в очень широких пределах (табл. 4.1–4.3). Из расчетов Борна /184/ следует, что радий, находящийся в морской воде, не может привести к значительным концентрациям гелия в солях. В то же время его радиогенная природа доказывается величиной отношения He^3/ He^4, которая для газов Старобинского месторождения оказалась на три порядка ниже, чем в воздухе. Величина этого отношения в газах калийных солей здесь колеблется в пределах $0,5 - 0,6 \cdot 10^{-3}$, приближаясь к отношению, характерному для радиоактивных минералов /115/. Резко различные концентрации гелия в газах II и III горизонтов (табл. 4.1) Старобинского месторождения свидетельствуют о их полной изоляции друг от друга.

Имеется указание /184/, что гелий газов соляных пород мог быть сформирован за счет распада радия, находящегося в равновесии с ураном. Известно, что все щелочноземельные элементы, в том числе и радий, образуют с хлором хорошо растворимые соединения, а также то, что формирование соленосных отложений Старобинского месторождения происходило в пределах активно развивающейся внутриконтинентальной рифтовой структуры на фоне интенсивного подкорового вулканизма, то есть в пределах эксгаляционно-седиментационного солеродного бассейна /41, 45, 69, 71/. Отсюда следует, что в позднедевонском солеродном бассейне имелись необходимые условия для накопления в рассолах этого бассейна повышенного количества радия, который мог сокристаллизоваться с калийными солями. Ввиду относительно малого периода полураспада радия (1950 лет) последний подвергся в солях полному распаду (Ra^{226} --- $Pb^{206} + He^4$). Следы этого распада в настоящее время можно наблюдать в виде гелия и свинца, содержащихся во многих соленосных толщах в повышенных количествах /343/.

Низкие содержания гелия (тысячные доли процента) в газах калийных солей ВКМКМС (табл. 4.2, 4.3) становятся понятными, если допустить, что соли данного бассейна в основной своей массе были сформированы за счет продуктов разрушения более древних солей, т. е. относятся к категории десцендентно-седиментационных формаций /41, 42, 45, 71/. Действительно, при формировании соленосных отложений за счет продуктов разрушения соленосных пород, в которых радий успел уже полностью распасться, будут формироваться отложения, практически не содержащие этого элемента, вследствие чего газы этих отложений будут содержать необычайно низкие для данной геологической формации концентрации гелия.

Рассмотренный материал по газоносности калиеносных отложений Верхнекамского и Старобинского месторождений, а также месторождений Германии, по особенностям химического состава этих газов и их изотопного состава свидетельствует о том, что данные газы представляют собой сложную гетерогенную смесь, отдельные компоненты которой имеют различную природу. Среди газов калийных отложений выделяются газы, генетически связанные с этими отложениями, и газы, чуждые калиеносным образованиям, генетически с ними не связанные. Первые включают в себя радиогенно-химические, а также метаморфогенные газы, вторые – захваченные (окклюгированные) солями в процессе их перекристаллизации и пришедшие в соленосные отложения извне (эпигенетические).

Изложенный материал дает основание сделать вывод, что химический состав газов соляных пород калийных месторождений, изотопный состав этих газов и сама газообильность данных образований зависят от многих факторов. Главные из них – генетический тип солеродного бассейна, к которому приурочены калиеносные образования, состав этих отложений и их возраст, а также характер и интенсивность постдиагенетических преобразований соляных пород.

4.2. ВЗАИМООТНОШЕНИЕ ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМА И МЕТАСОМАТОЗА В ПРЕОБРАЗОВАНИИ ПЕТРОГРАФИЧЕСКОГО И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО ОБЛИКА СОЛЯНЫХ ПОРОД ВКМКМС

Постановка данного вопроса обусловлена, с одной стороны, результатами тектонических и литогеохимических исследований (разделы 2, 3) и, с другой – необходимостью определения значений динамометаморфизма и метасоматоза в образовании петротектонической зоны. Суть обсуждаемого вопроса заключается в том, что в условиях ВКМКМС эти два процесса либо противостоят друг другу, либо находятся в причинно-следственных или парагенетической связях, дополняя друг друга.

Для обсуждения данного вопроса целесообразно произвести в начале анализ результатов экспериментальных исследований по воздействию на соляные породы относительно высоких температур и давления, а затем – сопоставить результаты анализа с природными явлениями, наблюдаемыми в пределах шахтных полей ВКМКМС.

4.2.1 Экспериментальные исследования термодинамометаморфизма соляных пород

Существуют неопровержимые доказательства того, что некоторые соляные минералы (и их свойства) образовались гораздо позже вмещающих пород соляной толщи (по абсолютному возрасту датировки калий-аргоновым методом) и во времени связаны с эпохами формирования складчато-разрывных дислокаций. К числу таких минералов относятся лангбейнит на месторождениях сульфатных калийно-магниевых солей /46, 68, 83, 337, 347/, молочно-белый и розовый сильвины, а также ассоциирующий с ними синий галит – на ВКМКМС /46, 76, 77/.

Пластическое состояние соляных пород при их тектонической деформации, происходящей гораздо позже (на несколько десятков миллионов лет) образования соляной толщи, не оставляет сомнения в том, что породы были литифицированы задолго до приобретения ими пластических свойств и, следовательно, находились в жестком состоянии.

Вместе с тем, соляные минералы отличаются друг от друга по физическим условиям (температура, давление – T/P) перехода в текучее состояние (табл. 4.4). На повышение T/P условий в наибольшей степени реагирует карналлит из-за содержания молекул воды в кристаллической решетке. Безводные сильвин и галит на фоне карналлита кажутся устойчивыми. Однако при возрастании температуры от 25 до 125°С величины необходимых давлений устойчиво уменьшаются: у сильвина – на 28,5, синего галита – 25,3 и бесцветного галита – 26%. Можно предположить, что эта тенденция будет сохраняться при дальнейшем возрастании температуры и достигнет того значения, при котором давление составит более 2000 кг/см^2 (204,6 МПа при горизонтальном тектоническом давлении) /33/. В данном случае у сильвина температура приведения в текучее состояние составит 250°С, судя по шагу уменьшения давления (400 кг/см^2 на 25°С табл. 4.4).

Таблица 4.4. *Термодинамические параметры приведения соляных минералов в текучее состояние /328/*

Минерал	Давление (кг/см^2) при температуре (°С)				
	25	50	75	100	125
Галит бесцветный	7700	7100	6600	6100	5700
Галит синий	7100	6600	6100	5700	5300
Сильвин	5600	5200	4800	4400	4000
Карналлит	2060	1600	1100	650	440

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что табл. 4.4 отражает результаты термодинамического воздействия на соляные минералы в условиях их «сухого» состояния, без учета газово-жидких включе-

ний в монокристаллах, т. к. в 20-е годы 20-го столетия еще не были разработаны методы термобарогеохимических исследований соляных минералов. Позже, начиная с 70-х годов экспериментами установлено, что при прогреве соляных минералов до 70°С и более вытеснение первичных газово-жидких микровключений из их внутренних частей к периферийным приводит к усилению перекристаллизации минералов /350/. Различают два вида динамической перекристаллизации: ротационная (с вращением зерна или кристалла) и миграционная /243, 336, 356/ с активным участием внутрикристаллической воды (карналлит) и газово-жидких включений.

В пачках чередования карналлитовых пород с каменной солью и в породах, представленных смесью карналлита и галита в различных объемных соотношениях все виды пластической деформации происходят раньше в карналлитах, чем в галитовых образованиях. Как следует из геологических наблюдений /26–28, 88, 89/, при давлении карналлит выстраивается в следующий ряд последовательности видов пластической деформации.

1. Скольжение частей зерен карналлита по кристаллографическим плоскостям и образование «линий Чернова-Людерса» в виде валика при сжатии или неглубокого желобка в случае растяжения, а когда плоскости скольжения перпендикулярны к направлению действующей силы, эти «линии» приобретают вид пологих откосов /28/.
2. Двойникование давлением кристаллов карналлита, расположенных нередко вертикальными плотными рядами /27, 88, 243/, разделенными тончайшими трещинками кливажа.
3. Изменение положения в пространстве кристаллов карналлита первичных газово-жидких включений, составляющих до 5% их объема /326, 350/. Вытесняясь из внутренних частей кристалла, они вызывают либо его «распад» на более мелкие кристаллы, либо блокирование его с другими кристаллами и образование крупных до гигантских (до десятков см) кристаллов. На поверхности одного из таких гигантских кристаллов вторичного карналлита В.А. Вахрамеевой (/28/, с. 302) наблюдалась масса мельчайших отрицательных призматических кристаллов, представленных смесью водорода и азота и расположенных в виде резких линий строго параллельно друг другу и под углом около 67° к системе линий Чернова-Людерса. В данном случае зафиксировано вытеснение из первичных кристаллов карналлита наиболее легких компонентов включений – газовой фазы, а жидкая фаза первичных включений, хотя и перемещается, но остается еще внутри кристалла. Важно подчеркнуть, что жидкая фаза первичных включений, как правило, недонасыщена по карналлиту, поэтому ее появление в межзерновое пространство может вызвать высаливающий эффект, т. е. разложение карналлита по краям контактирующих зерен и его кристаллизацию в межзерновое пространство. Возникает разнозернисто-пленочная структура карналлитовой породы и происходит ее «увлажнение».

   Таким образом, перекристаллизацию карналлита с участием газовой фазы включений следует отнести к стадии (3.1), предшествовавшей «увлажнению» (3.2) и объединить ее с первыми двумя видами пластических деформаций в группу деформаций, происходящих в «сухом» состоянии породы и относящихся к собственно динамометаморфизму.
4. В начале «влажной» стадии (3.2) деформации карналлита субгоризонтальным давлением, когда количество влаги недостаточно для перекристаллизации всей породы слоя, возникают неоднородности в ее структуре и текстуре, а также по окраске зерен. На участках отсутствия или малых количеств влаги порода продолжает хрупко деформироваться с образованием субвертикальных трещин, которые впоследствии залечиваются карналлитом, а участки присутствия влаги становятся пестроокрашенными, появляется м/з слабогранулированная структура и линзовидная текстура, а также слабо ориентированная.
5. В дальнейшем при возрастании Т/Р условий «влажная» стадия деформаций распространяется на весь слой карналлитовых пород, ограниченных сверху и снизу слоями каменной соли, которая в это время претерпевает деформации 1–3.1 видов. Следовательно, возникает ситуация, когда карналлитовые породы перешли из хрупкого в пластичное состояние, а вмещающая их каменная соль остается еще в хрупком состоянии. В связи с этим карналлит и галит по разному реагируют на складкообразование. При этом решающее значение отводится их соотношению в породе (карналлитовая, галит-карналлитовая, карналлит-галитовая), слоях (с содержанием прослоев каменной соли, например, слои 4–5 пласта В), пачках (пласты В, Г, Д и Е с внутрипластовыми слоями каменной соли) и подтолщах (в нижней части карналлитовой зоны преобладают карналлитовые породы, в верхней – каменная соль). В практически мономинеральных слоях текстура гранулированно-ориентированная, окраска розовая, лимонно-желтая, пестрая и белая

(прозрачно-бесцветная). В галит-карналлитовых породах с прослойками каменной соли и галопелитов на фоне гранулированно-ориентированной текстуры развиты гнездовидные образования участков блокирования кристаллов галита («бластеза») формированием гигантских кристаллов шпатового галита, а также будинирование прослоек каменной соли и галопелитов. В пачках (пластах) карналлитовых пород возникает брекчиевидная текстура, на участках разрывных дислокаций может образоваться карналлитовый «меланж», определенный нами по данным В.А. Вахрамеевой, согласно которым в розово-желтых карналлитовых породах пласта Г были обнаружены обломки-брекчии каменной соли маркирующих слоев 4–5 пласта В, затащенных в пласт Г вдоль разрывных дислокаций. Данный участок расположен в западной части СКПРУ-1 (блок 5) и, по нашим представлениям – на пересечении двух зон разрывных дислокаций: субмеридионально-надвиговой и субширотно-сдвиговой.

При данном виде (5) пластических деформаций карналлитовых пород (пачек) вмещающая их каменная соль дислоцирована видами 1 и 3,1[1]; разница в пластичности выражена трещинообразованием в каменной соли. Если внутри пачек (пластов) трещины в слоях каменной соли залечены карналлитом, то в межпластовой каменной соли (например, В–Г на руднике БКПРУ-1) трещины шириной до 5 см выполнены розовым и молочно-белым сильвином в ассоциации с голубым галитом. В подошве и кровле пластов (пачек) карналлитовых пород, вблизи контактов их с вмещающей каменной солью, как правило, появляются линзовидные «прослойки» пестрых сильвинитов с синим галитом. Их появление закономерно: отмеченные контакты являются границами пород, находящихся в различном физическом состоянии (в пластичном и относительно хрупком), что при горизонтальном давлении приводит к их перемещению относительно друг друга и усилению перекристаллизации галита. Последний процесс сопровождается выносом из кристаллов галита жидкой фазы включений, недонасыщенной по хлористому калию. В результате взаимодействия этого раствора с карналлитовыми породами, находящимися в пластическом состоянии, могут образоваться в небольшом количестве пестрый сильвинит, который выполняет роль реакционной каемки вокруг пласта карналлитовых пород. На участках развития трещин в перекрывающей каменной соли реакционная каемка отсутствует, и сами трещины выступают в качестве носителей пестрых сильвинитов.

Последовательность отмеченных видов (1–5) деформаций карналлитов в процессе возрастания субгоризонтального тектонического давления (до 204,6 МПа) отражают процесс постепенного перехода карналлитовых пород из вязко-хрупкого в пластическое состояние. При этом виды 1,2 и 3,1 относятся к динамометаморфизму, а виды 3, 2, 4 и 5 – к термодинамометаморфизму. В результате образуются вторичные карналлиты со вторичными включениями газово-жидких и твердых фаз, происходит изменение структурно-текстурного облика карналлитовых пород. В карналлитах нередко отмечаются отклонения от нормативных содержаний KCl или $MgCl_2$ (избыток первого или второго из них /173/).

Первые лабораторные опыты сжатия кристаллически-зернистого карналлита под давлением около 70 кг/см^2 привели к превращению его в плотную породу и выделению кристаллизационной воды – рассола хлористого магния, оставившего след в виде резкой коррозии стенок сосуда, в котором проводился опыт /173/. Предполагалось, что «...остаточный материал перекристаллизовывается и дает пестрый сильвинит» (/173/, с. 184), а дальнейшая судьба «выжатого» хлористого магния в то время оставалась неизвестной.

В настоящее время стало очевидным (см. раздел 3), что главным условием образования пестрых сильвинитов за счет «остаточного материала» является привнос извне растворов, обогащенных хлористым калием. Растворы эти образуются при формировании зон галитизации красных сильвинитов. При этом определена и судьба «выжатого» $MgCl_2$, который образует ореолы засолонения пород несоляной части соляно-мергельной толщи (см. гл. 3.1.7.1), то есть значительная часть хлористого магния перемещалась вверх и выносилась за пределы соляной толщи. Рис. 3.28 опровергает тезис А.А. Иванова о том, что «отсутствует взаимозависимость в распределении в разрезе[2] зон разубоживания и образования пестрого сильвинита (/105/, с. 196). Таким образом, пестрый сильвинит – это метасоматит, сформированный при медленном проникновении растворов с хлористым калием в «остаточный материал» карналлитовой породы, прошедшей термодинамометаморфизм. Следовательно, при сильвинитизации карналлитовых пород метасоматоз наступает после термодинамометаморфизма. Необходимо отметить,

[1] Двойникование давлением кристаллов сжатия галита (вид 2) не имеет место в природе, вероятно.

[2] И в пространстве, Н. Дж.

что относительно высокотемпературные растворы (привнесенные с KCl и «выжатые» с $MgCl_2$) при перемещении вверх субгоризонтально должны были пройти на своем пути слои, пачки и подтолщи каменной соли. Экспериментально доказано /353/, что под воздействием таких растворов повышается растворимость галита, что приводит к его грануляции и окрашиванию участков грануляции каменной соли в слегка розоватый цвет. Такие участки нередко развиты в пластах каменной соли в виде слоеподобных тел, расположенных под зонами сильвинитизации карналлитовых пород пластов Б и В (м/з сахаровидная розоватая каменная соль «высаливания»). Прочностные свойства этих образований резко ослаблены, и их присутствие в потолочине очистных камер является отрицательным фактором ведения добычных работ.

В 1997–98 гг. В ОАО «ВНИИГ» проводились лабораторные опыты по воспроизводству термодинамического (Т/Р) воздействия на карналлит. Ниже приводятся описание эксперментальной установки и основные результаты.

4.2.1.1. Описание экспериментальной установки

Серия опытов проходила на приборе БТУТ–1, модернизированном в процессе экспериментов. Прибор состоит из четырех основных узлов:

- ❒ станина с воротом и вертикальными тисками;
- ❒ камера давления;
- ❒ динамометр;
- ❒ реостат.

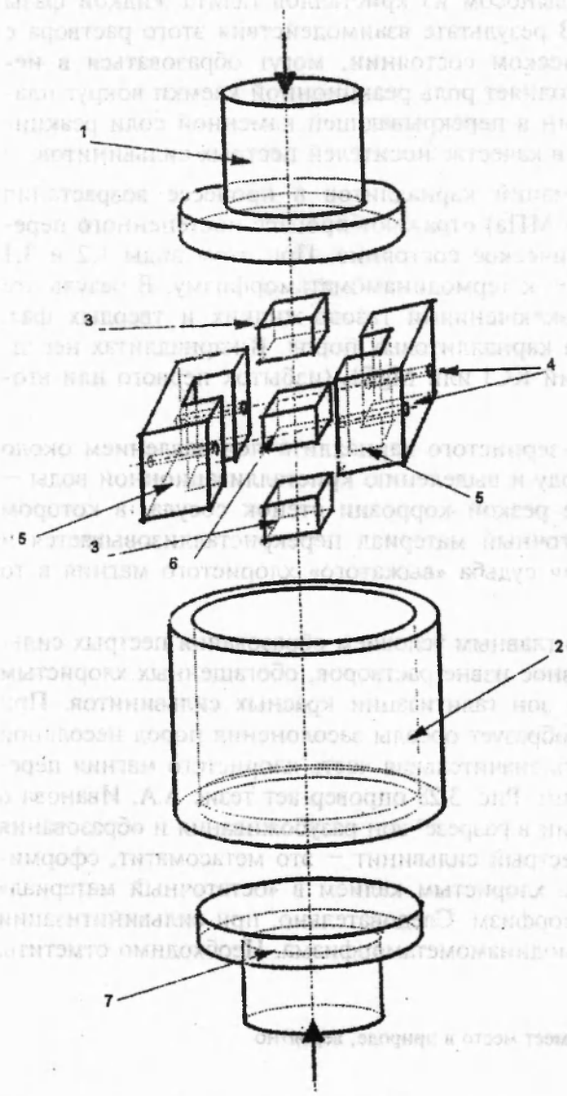


Рис. 4.1. Основной узел экспериментальной установки БТУТ-1. Пояснения в тексте.

Рис. 4.1 демонстрирует камеру давления установки БТУТ-1. Вертикальные тиски передают давление на верхний шток (1), представленный цилиндрической стойкой диаметром 65 мм и столиком диаметром 65 мм. Образец в форме параллелепипеда (6) находится в сборной кассете, которую окружает нагревательный элемент и защитный стакан диаметром 75 мм (2). Кассета состоит из двух равных частей (5) с прорезью для испытуемого образца, соединенных болтами через отверстия (4), и двух прямоугольных пластин (3). Размер кассеты 30×30×50 мм, размер прорези для образца 16×16×50 мм, размер прямоугольных пластин 16×16×10 мм. Верхний шток передает напряжение на верхнюю пластину, которая свободно двигается вдоль прорези для образца. Далее давление передается на испытуемый образец и, затем, на нижнюю пластину. За счет жесткого соединения боковых частей кассеты образец лишен возможности расшириться в стороны. Нижняя пластина передает давление на нижний шток (7) и далее на динамометр сжатия ДОСМ-3-3. В установке используется реостат Dioptra lm III и нагревательный элемент, представленный нагревательной лентой Drute VA 242.

Данная установка позволяет подвергать образец прямоугольной формы размером 16×16×25 мм давлению в диапазоне от 1 до 180 атм в температурном интервале от 25 до 600°С, как в сухих условиях, так и в присутствии раствора. Однако, она не фиксирует появление растворов включений и кристаллизационной воды, что имеет место при воздействии на карналлит давления и температуры.

4.2.1.2. Результаты экспериментов и микроскопического изучения испытуемых образцов

Эксперимент № 5. Для эксперимента взят образец карналлитовой породы р/з структуры, размер зерен карналлита колеблется от 0,5 до 1,5 см. Форма зерен неправильная, реже округлая, края зерен зазубренные. Окраска распределена неравномерно, располагается буро- и оранжево-красными пятнами неправильных очертаний внутри и по краям зерен. Зерна карналлита несут следы частичного растворения и дорастания: краевые зоны многих зерен прозрачные, бесцветные. Кристаллы карналлита часто рассечены трещинами спайности. Среди карналлитовых зерен встречаются отдельные включения, реже скопления бесцветных прозрачных изометрических зерен галита размером до 2 мм. Наблюдаются относительно крупные вертикальные трещины, проходящие через два зерна и более. Эксперимент длился 33 дня, начальная температура – 50°С, давление 23 атм, далее в течение 22-х дней температура была поднята до 110°С, давление – до 39 атм. В таком режиме эксперимент продолжался еще 11 дней. В результате эксперимента порода приобрела трещиноватость, причем большинство трещин проходит под углом 45° к направлению приложенной силы. Наибольшее количество трещин наблюдается в прозрачных бесцветных зернах карналлита. Мелкие зерна измельчены, кроме того, на контактах крупных зерен наблюдается их перетирание, в результате чего образуется зона дробления, состоящая из порошковидного карналлита. Под микроскопом, в редких случаях, в препаратах, взятых из зоны дробления, обнаружен сильвин, замещающий карналлит и образующий пойкилитовую структуру (рис. 4.2, а). Так как эксперимент проходил без добавления жидкой фазы, остается предположить, что замещение карналлита сильвином проходило при посредстве флюида из газово-жидких включений.

Эксперимент № 4. Для эксперимента взята карналлитовая порода, аналогичная использованной в эксперименте № 5. Эксперимент длился 47 дней. Начальная температура 70°С, давление – 16 атм; через 15 дней температура была поднята до 100°С, давление – до 97 атм, а еще через 15 дней давление поднято до 115 атм. На 39-й день эксперимента температура была снижена до 50°С, давление – до 65 атм, и в таком режиме эксперимент длился еще 8 дней. По окончанию опыта испытуемый образец представлял собой рассыпчатое сахаровидное образование. Крупные зерна испещрены многочисленными вертикальными и косыми трещинами, очертания зерен размыты из-за зон интенсивного дробления между ними. Карналлит приобретает молочно-белую окраску с красно-белыми пятнами. Также обнаружен сильвин, замещающий карналлит.

Эксперимент № 3. Для исследования взята карналлитовая порода р/з структуры, размер зерен карналлита колеблется от 1,5 до 20 мм. Форма зерен неправильная, реже округлая. Края зерен зазубренные. Карналлит бесцветный, прозрачный, реже слабо окрашен в желтый цвет. Иногда в центре крупных зерен сохранена первичная кирпично-красная окраска, что свидетельствует о перекристаллизации карналлита.

Образец был прогрет в течение 5 дней при температуре 170°С, далее, при той же температуре давление было поднято до 57 атм, через неделю – до 95 атм. Опыт длился 18 дней. По окончании эксперимента было обнаружено, что кассета, в которой находился образец, растащена по направлению скрепляющих ее болтов. Следовательно, образец испытал не только сжатие, но и растяжение. В результате образец подвергся дроблению. Рис. 4.2, б иллюстрирует вертикальный разрез образца, про-

ходящий через его центр. Наиболее сильное дробление наблюдается в средней части образца, при этом нераздробленный карналлит (1) составляет два конуса, образуя текстуру «песочных часов». Зона дробления (2) состоит из порошковидного карналлита, который имеет белую окраску. Первичная кирпично-красная окраска переходит в темно-коричневую. Граница зоны дробления с нераздробленным карналлитом четкая, не наблюдается увеличения размерности частиц порошковидного карналлита при приближении к границе. Граница изрезанная, неровная, при этом зона дробления развивается вглубь зерен карналлита по трещинам спайности, напоминая пойкилитовую структуру, описанную выше. Однако замещения карналлита сильвином не наблюдается, возможно это связано с тем, что образец был прогрет при температуре 170°С, и это привело к отгону карналлитовой воды, вскрытию газово-жидких включений и отгону их флюида, без которого процесс не идет.

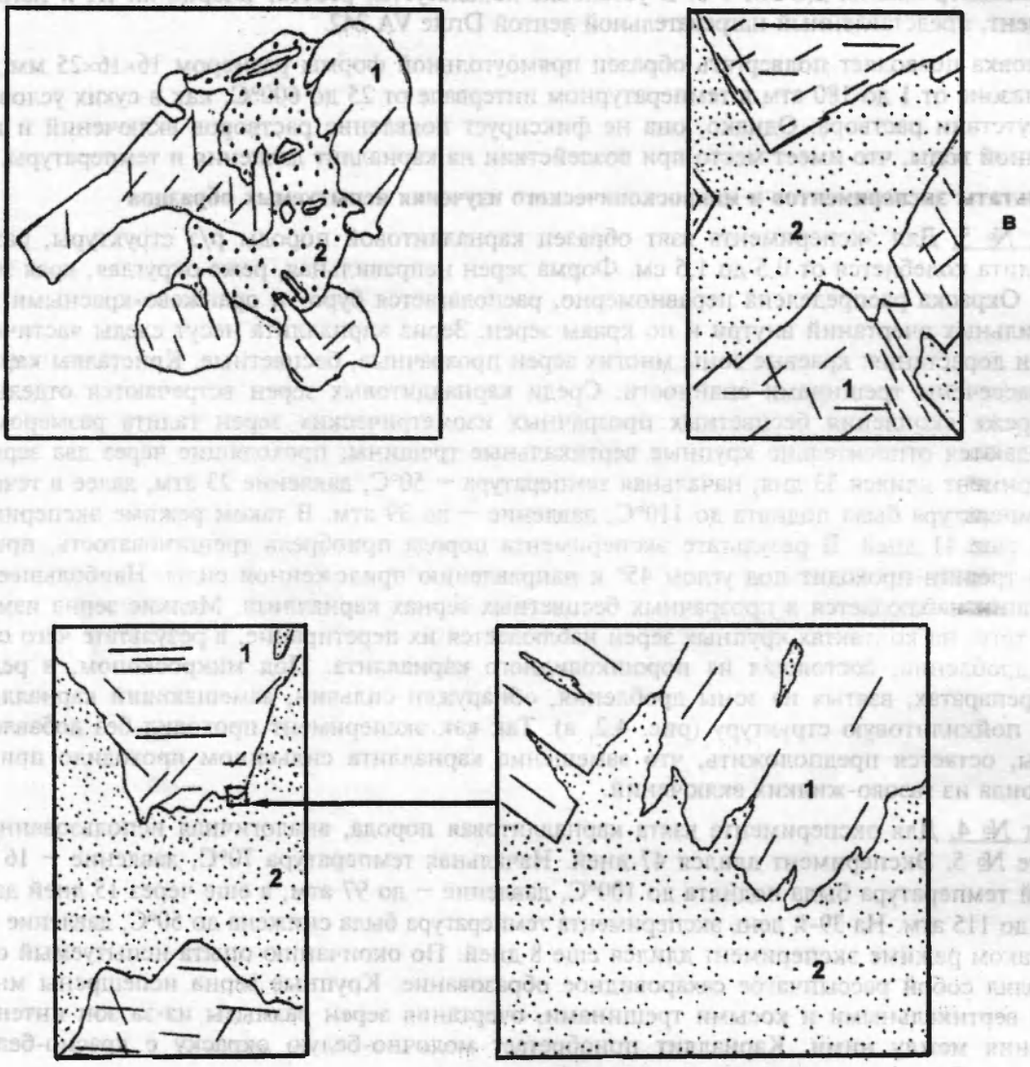


Рис. 4.2. а, б, в. Результаты экспериментов 5,3 и 1
а) замещение карналлита (1) сильвином (2)
б, в) взаимоотношение нераздробленного карналлита (1) и зоны его дробления (2)

Эксперимент № 1. Исследованию подверглась бледно-красная с пятнами кирпично-красной окраски р/з карналлитовая порода. Размерность зерен колеблется от 3 до 15 мм, 30–40% породы составляют бесцветные прозрачные зерна карналлита. В течение всего эксперимента поддерживалась температура 300°С. Начальное давление составляло 43 атм, через 7 дней оно было поднято до 81 атм, еще через неделю – до 120 атм. На этом значении давление удерживалось в течение 10 дней. На опытном образце, в продольном разрезе (рис. 4.2, в) наблюдается текстура «песочных часов», образованная зоной дробления (2) и нераздробленным (1) карналлитом. В верхнем и нижнем конусах трещи-

трещиноватость развита слабо, участками она вообще отсутствует. Боковые конусы нераздробленного карналлита развиты слабо и имеют высокую трещиноватость. Замещение карналлита сильвином наблюдается в очень незначительной степени, очевидно по той же причине отсутствия жидкой фазы, что и в эксперименте № 3.

Эксперимент № 2. Исследовалась кирипично-красная карналлитовая порода р/з структуры. Начальная температура эксперимента 50°С, давление 16 атм. В течение 4 недель температура была поднята до 105°С, а давление – до 47 атм. В вертикальном продольном разрезе испытуемого образца видна система вертикальных и косых (под углом 45°) трещин. Зона дробления развита слабо и преимущественно на границе крупных зерен. В незначительном количестве наблюдается замещение карналлита сильвином.

Эксперимент № 7. Исследовалась карналлитовая порода, аналогичная использованной в эксперименте № 2. Образец был прогрет до 550–600 С при нормальном давлении, в результате чего образец уменьшился в 3.1 раза в объеме, превратившись в пористый шлакообразный материал, состоящий из сильвина, карналлита и галита бурого цвета.

Эксперимент № 6. В качестве испытуемого образца взята крошка карналлита размерностью 5–10 мм. При температуре 110°С в течение 45 минут образец подвергся давлению 97 атм. В результате эксперимента образовалась плотная карналлитовая «порода» р/з структуры бледно-оранжевого цвета, с участками молочно-белой и кирпично-красной окраски, размер зерен 1,5–10 мм. Зерна имеют неправильную, реже овальную, либо округлую форму, с неровными границами. В крупных зернах наблюдаются единичные трещины спайности, в целом, однако, трещиноватость отсутствует. В иммерсионном препарате видно, что в незначительном количестве (меньше 1–2%) присутствует порошковидная фракция, кроме того в зернах карналлита не наблюдаются полисинтетические двойники.

Эксперимент № 8. В данном опыте карналлитовая крошка при температуре 50°С и давлении 27 атм находилась в пересыщенном карналлитовом растворе в течение 17 дней. В результате образовался плотный субстрат, напоминающий карналлитовую породу пятнистой структуры. Так как в состав исходного материала входили галопелит и различный карналлит: прозрачный, бесцветный, желтый и кирпично-красный, образовавшаяся «порода» имеет пятнистую окраску. Зерна карналлита уплощены и имеют неправильную форму с неровными изрезанными границами. Сцементированы зерна бесцветным, либо бледно-желтым карналлитом. В имерсионном препарате наблюдается замещение карналлита сильвином.

Эксперимент № 9. Для исследования взят образец бледно-желтой р/з карналлитовой породы из зоны перекристаллизации. При давлении 48–65 атм и температуре 20–30°С образец в течение 7 дней находился в насыщенном растворе KCl. В результате эксперимента объем образца уменьшился в 2.5 раза. Образец состоит из молочно-белого сильвина м/з структуры (размер зерен 0,5–0,7 мм), неясно полосчатой текстуры. Полосчатость обусловлена наличием вытянутых линзочек кирпично-красного сильвинита. Трещиноватость не наблюдается.

Для сравнения был поставлен еще один опыт: в насыщенный раствор хлористого калия был помещен аналогичный вышеописанному образец карналлитовой породы. Этот образец не подвергался давлению и находился при температуре 20–30 С. В течение 7 дней образец покрылся коркой столбчатых кристаллов сильвина высаливания, под которой сохранился карналлит. На границе карналлита и сильвина обнаружен бишофит.

4.2.1.3. Результаты изменения химического состава пород

Таблица 4.5 демонстрирует изменение химического состава образцов в ходе проведения эксперимента и исходный состав породы. При воздействии на образец температуры до 300°С и давления до 120 атм в сухих условиях содержание сильвина в образце увеличивалось на 0,22–0,84 масс. %. Расчет коэффициентов корреляции между множеством содержания карналлита и множествами содержаний нормативных минералов до и после эксперимента (табл. 4.6) позволяет сделать следующие выводы.

Таблица 4.5. *Химический состав соляных пород до и после эксперимента (по данным рентгеноспектрального флуоресцентного анализа), масс. %*

№№ пп	№ эксперимента	Порода	Нормативный состав образцов					
			карналлит	KCl	NaCl	$CaSO_4$	Н.О.	Сумма
1	5 фон	Карналлит	94,97	0,6	2,06	0,41	0,96	99,01
2	5 экспер.	«	90,74	1,01	6,18	0,41	0,97	99,31
3	4 фон	«	94,63	0,76	2,19	0,41	0,96	98,95
4	4 экспер.	«	89,72	0,98	6,82	0,51	0,99	99,01
5	3, 9 фон	«	94,29	0,68	2,29	0,44	0,97	98,67
6	3 экспер.	«	94,17	0,15	3,53	0,41	0,97	99,23
7	1 фон	«	87,43	0,56	9,61	0,33	0,93	98,86
8	1 экспер.	«	82,86	0,85	13,22	0,33	0,93	98,19
9	1 экспер.	«	89,03	1,37	6,56	0,44	0,98	98,36
10	2, 7 фон	«	93,6	0,47	4,07	0,41	0,95	99,51
11	2 экспер.	«	91,43	0,79	4,71	0,41	0,95	98,28
12	7 экспер.	Сильвинит	22,17	62,28	15,41	0,16	0,52	100,6
13	6, 8 фон	Карналлит	65,14	0,51	29,46	1,77	1,65	98,53
14	6 экспер.	«	82,74	1,35	13,88	0,93	0,93	99,26
15	8 экспер.	Карналлитовая порода	41,83	2,7	49,72	1,57	1,36	97,18
16	9 экспер.	Сильвинит	0	82,08	16,34	0,17	0,66	99,25

Таблица 4.6. *Коэффициент корреляции между множествами содержаний карналлита и нормативных минералов до эксперимента и после*

Минерал	До эксрперимента	После эксперимента
KCl	0.439	-0.901
NaCl	-0.999	-0.501
$CaSO_4$	-0.999	0.1
Н.О.	-0.999	0.452

До эксперимента в породе наблюдается четкая взаимосвязь между содержанием карналлита, с одной стороны, и галита, ангидрита и нерастворимого остатка – с другой. Взаимосвязь между содержанием карналлита и сильвина не обнаружена. После эксперимента картина резко меняется. Исчезает корреляционная взаимосвязь содержания карналлита с галитом, ангидритом и Н.О. Однако, возникает четкая зависимость между содержанием карналлита и сильвина, то есть изменение содержания карналлита связано с возрастанием содержания сильвина, что подтверждается микроскопическими наблюдениями замещения карналлита сильвином в результате экспериментов. Таким образом, можно считать доказанным, что содержашийся в микровключениях в карналлите флюид может благодаря одностороннему давлению в незначительной степени изменять состав карналлитовой породы.

В эксперименте № 1 анализировались пробы, взятые из внутренней (№ п.п.) и наружной (№ п.п.) частей образца. Примечательно, что содержание сильвина увеличивается по мере удаления от центра образца, что можно объяснить накоплением флюида в зоне с меньшим давлением.

При проведении эксперимента в насыщенном карналлитовом растворе (эксп. 8) содержание сильвина увеличилось на 2.19 масс. %, что объясняется возрастанием растворимости (на первой ступени диссоциации) карналлита с увеличением давления. Однако в эксперименте давление не передавалось на жидкость, что несомненно снизило его эффективность. Если удастся применить прибор, передающий давление и на образец, и на жидкость, то можно ожидать более значительных изменений в составе карналлитовой породы. Подобный эксперимент будет лучше отвечать реальным условиям динамометаморфизма в природе карналлитовой породы. Эксперимент № 8 скорее отвечает условиям, возникающим при открытии трещин в присутствии карналлитового рассола в карналлитовой породе.

При проведении эксперимента в насыщенном сильвиновом растворе (эксп. № 9), карналлит полностью перешел в сильвин (содержание сильвина увеличилось на 81,40 масс. %), что очевидно сопровождалось растворением ангидрита (его содержание уменьшилось на 0,27 масс.%, т. е. в 2,6 раза) и некоторых минералов из растворимого остатка (содержание Н.О. уменьшилось на 0,31 масс. %, т. е. в 1,5 раза). Данный процесс сопровождался накоплением в породе галита – его содержание увеличилось на 14,05 масс. %, т. е. в 7,1 раза.

4.2.2. Обсуждение результатов экспериментальных работ

Согласно В.А. Вахрамеевой /26/, в 1936 г. Г.Ф. Бюллер «... решительно высказался в пользу динамометаморфического происхождения пестрых сильвинитов». Он считал, что «... под влиянием высокого давления и температуры... карналлит был разложен на составные части. Хлористый магний, растворенный в кристаллизационной воде карналлита, был выжат из этих пластов. Оставшиеся на месте хлористый калий и каменная соль перекристаллизовались и дали пестрый сильвинит» (с. 129). Несмотря на «решительность» высказываний Г.А. Бюллера, В.А. Вахрамеева еще в 1941 г. приходит к выводу об осадочном происхождении пестрых сильвинитов, который, по ее мнению, был позже (1943 г.) обоснован П.Н. Чирвинским геохимической возможностью одновременной садки сильвина и карналлита в одном бассейне /33/.

В лабораторных опытах Ю.В.Морачевского полностью был исключен эффект воздействия температуры, который представляется существенным: при нагревании карналлита в закрытом сосуде до +167,5°С в твердую фазу отделяется, согласно Я. Вант-Гоффу и В.Мейергофу /26/, лишь 75% сильвина, в расплаве же остается 75% $MgCl_2$ (раствор) + 25% карналлита. Это положение полностью подтверждено нашим экспериментом № 7, хотя прогрев образца был значительным (550–600°С), но конечный результат оказался близким, образец с содержанием карналлита 93,6 масс. % был разложен на сильвинит (62,3 мас. %) и карналлит (22,2 масс. %), составляющих, соответственно, 76,3 и 23,7% от первоначального содержания карналлита. При этом произошло уменьшение объема образца в 3.1 раза за счет перехода 2/3 образца в хлормагниевый раствор и его отжима, не фиксированных прибором. Следовательно, полная сильвинитизация карналлита не достигается возрастанием температуры. Еще менее эффективным оказалось влияние температуры (до 300°С) совместно с давлением (до 120 кг/см^2), например, при эксперименте № 1.

Таким образом, результаты экспериментов /33/ 1–8 указывают на то, что одним термодинамометаморфизмом не происходит полная сильвинитизация карналлитовых пород. Однако, карналлит, испытавший небольшое давление (48–65 кг/см^2), полностью сильвинитизирован в условиях взаимодействия с раствором, насыщенным по хлористому калию, за короткий промежуток времени (7 дней, эксперимент № 9). При этом в 2.5 раза уменьшился объем карналлитового образца. Следовательно, необходимым условием полной сильвинитизации карналлитов является привнос хлоркальциевых растворов и их взаимодействие с продуктами термодинамометаморфизма карналлитов. Обращает на себя внимание тот факт, что воздействие этих же растворов на карналлит образца, не испытавшего на себя давление, не привело к замещению карналлита сильвином. Следовательно, можно сделать вывод о том, что полная сильвинитизация карналлитовых пород наступает после термодинамометаморфизма последних (и отжатия избыточных хлормагниевых растворов, соответственно) и воздействия на остаточный карналлит эпигенетических хлоркалиевых растворов, формирующихся в зонах галитизации сильвинитов. Отжатие вверх избыточных хлормагниевых растворов сопровождается уменьшением объема карналлитовых пород, выносом из них более легких газов (водород, метан), соединений железа (в виде $FeCl_2$) и уменьшением пластового давления. Последнее явление способствует привносу эпигенетических растворов и замещению карналлитов крупнокристаллическими пестрыми сильвинитами.

Дальнейшая судьба отжатых хлормагниевых растворов нам известна (см. гл. 3.1.7.1). Известно также, что метасоматическая модель образования зон Р/З предполагает образование жидких флюидов, насыщенных по хлористому калию и возможности их перемещения в субгоризонтально-восходящем направлении (см. гл. 3.1.4, 3.1.6) в процессе возрастания одностороннего тектонического давления и сопровождавшей его температуры. Очевидны также, с одной стороны, пространственная связь между зонами Р/З и сильвинитизации (полной) карналлитовых пород пласта В (см. рис. 3.28) и, с другой, – петротектоническая природа зон сильвинитизации карналлитов пласта Б, например, в южной части ВКМКМС (рис. 4.3).

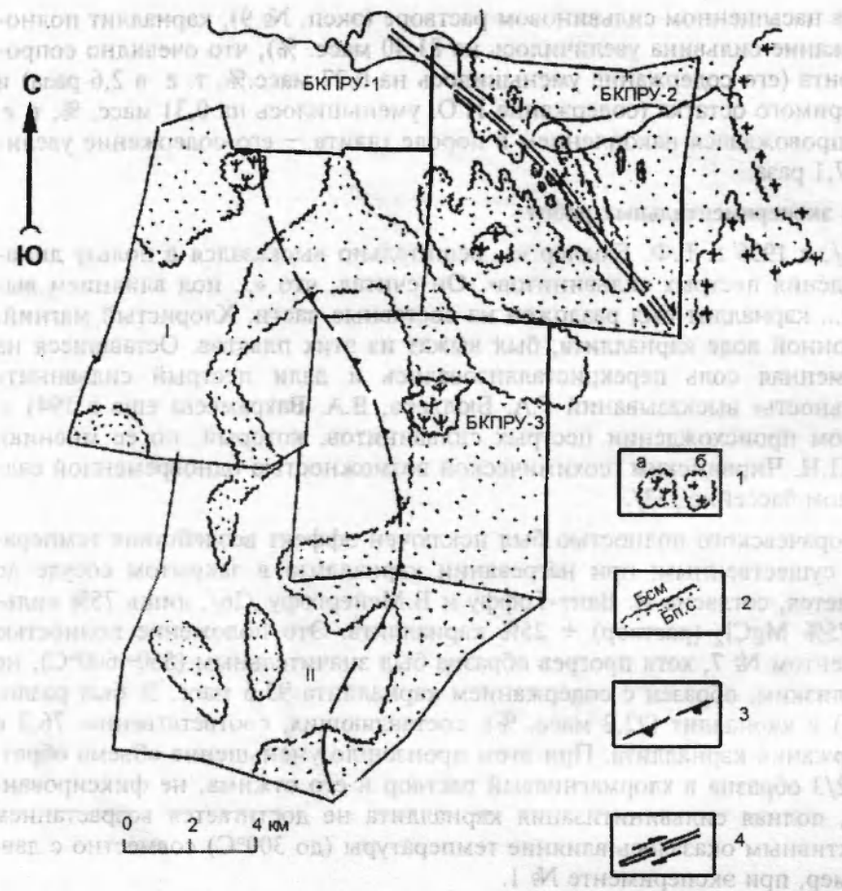


Рис. 4.3. Размещение участков сильвинитизации карналлитовых пород пласта Б в южной части ВКМКМС
1 – зоны Р/З: а) по пластам В–Е, б) – по пластам Кр. 3–Б; 2 – граница между сильвинитами и смешанными солями пласта В; 3 –Соликамский надвиг; 4 – Зыряновский сдвиг.
I – Усть-Яйвинский участок; II – Палашерский участок

Необходимо подчеркнуть, что при проведении экспериментов (1–8) не были соблюдены все необходимые условия. Во-первых, практически все испытуемые образцы еще до экспериментов в той или иной степени прошли стадию термодинамометаморфизма: лишь карналлиты обр. 2 (эксп. № 2, б) были наиболее приближены к первичным карналлитам. Во-вторых[3], прибор не позволяет подвергать образец большим, чем 180 атм (18,4 МПа), давлениям, что явно не достаточно для воспроизводства структур течения (44,9 МПа, см. табл. 4.4 при температуре – 125°С) и в 11 раз меньше субгоризонтального тектонического давления (204,6 МПа), имевшего место при складко- и надвигообразовании на ВКМКМС. В дальнейшем необходимо устранение этих всех упущений, которые предопределили возникновение преимущественно хрупких деформаций во время экспериментов, выраженных трещинообразованием в карналлитовых породах.

[3] Третье упущение в проведенных экспериментах отмечено на с. 337.

Как отмечено выше, в результате экспериментов №№ 1 и 3 в образцах появлялась текстура «песочных часов», образованная зонками интенсивного дробления и нераздробленного карналлита. Эксперименты показали, что необходимыми для образования данной текстуры являются напряжения сжатия, действующие на породу в одном направлении, и перпендикулярное ему направление растяжения в одном или более направлениях.

В экспериментах наблюдались два варианта. Первый – когда напряжение растяжения воздействует на породу во всех направлениях, т. е. порода имеет возможность расширяться в плоскости, перпендикулярной вектору напряжения сжатия. Второй вариант реализуется при напряжении растяжения, действующем в одном направлении, перпендикулярном вектору напряжения сжатия. Образующаяся при этом текстура «песочных часов» приобретает вид двух ромбических пирамид. В природе подобные условия возникают в двух случаях. Во-первых, когда литостатическое давление обусловливает напряжения сжатия, а возникновение в массиве пустот (отработанные пространства) приводит к «течению» породы во всех направлениях. Подобные «текстуры» относятся к техногенным дислокациям и приведены в соответствующей главе (2.4.4, рис. 2.92). Во втором случае ромбические «песочные часы» могут возникать при горизонтальном сдвиге в соляных породах, который обусловливает взаимоперпендикулярные горизонтальные напряжения сжатия и растяжения. Подобные образования в соляных породах Верхнекамского месторождения местами наблюдаются часто и называются ромбоэдрами скалывания (см. гл. 2.2.2.3.2.1.).

Во время экспериментов также велись наблюдения за формированием параллельных вертикальных, либо секущих трещин, проходящих через весь образец и близких, вероятно, по условиям эксперимента к кливажу, развитому в карналлитовых пластах В/Г некоторых участков ВКМКМС. Таблица 4.7 показывает экспериментально установленную зависимость образования таких трещин от температуры и давления. Коэффициент корреляции между множествами значений температуры и давления образования системы трещин равен 0,988, что говорит о высокой точности наблюдений. Удалось выявить линейную зависимость между температурой и давлением образования кливажа в карналлитовой породе, выраженную уравнением:

$t = 2.62\ (°C/атм)p\ (атм) + 39.47°C$

Таблица 4.7. *Температура и давление возникновения системы трещин в карналлитовой породе*

№№ эксперимента	Температура, °С	Давление, МПа
1	300	9.8
2	100	2.14
3	180	5.8
4	90	1.3
5	110	3.37

В свете изложенных в данной главе (4.2) положений о формировании пестрых сильвинитов небезинтересно указать на основные результаты исследования флюидных включений из аутигенных кристаллов кварца, содержащихся в соляных толщах цехштейна 1 и 2 /326/:

1. Кристаллы кварца образовались на 35–40 миллионов лет позже диагенеза каменной соли, то есть после литификации соляных и вмещающих пород.
2. Температурные условия кристаллизации кварца колеблются 92,3 + 179,7°С. Из них минимальная – отвечает гомогенизации микровкдючений (t_h), максимальная – захвату кристаллом этих микровключений (t_t).
3. Разница между указанными температурами ($t_t - t_h$) отвечает, согласно Дж. Фабрициусу /326/, тому давлению (87 МПа), которое должно было быть при погружении толщи более, чем на 3800 м.
4. Отмеченные t/p условия могли вызвать термальную конвекцию и движение солей вверх и быть причиной «галокинеза» /354/, завершившегося диапировым протыканием перекрывающих отложений /326/.

Если правомерно уравнение $t_t - t_h = P$ (п. 3), то зная P и t_h, можно рассчитать t_t. Это означает, что в условиях одностороннего тектонического давления в 204 МПа и t гомогенизации включений 70–

80°С, существующих, по нашему мнению, при динамометаморфизме соляных пород ВКМКМС, температуры захвата (t_t) включений кристаллов галита колебались в пределах 274–284°С. Полученные значения близки к температурам, определенным методом декрепетационного анализа (см. гл. 3.2.3, 3.5.3), что делает реальным существование P/t условий, при которых сильвин и галит могут быть приведены в текучее состояние (согласно табл. 4.4). Это подтверждено также вскрытием горными выработками участков развития структур и текстур динамофлюидального течения соляных пород независимо от глубины их залегания /77/ и деформацией гипсо-ангидритовых желваков (см. гл. 3.3.3. и /210/).

4.3. ПЕТРОТЕКТОНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ПРИМЕНИТЕЛЬНО К ОЦЕНКЕ ОПАСНОСТИ ВЕДЕНИЯ ГОРНЫХ РАБОТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ ШАХТНЫХ ПОЛЕЙ ВКМКМС

С позиции оценки опасности эксплуатации калийных рудников ВКМКМС основная цель петротектонического анализа – выделить и локализовать в пространстве петротектоническую зону, в пределах которой тектонические и литогеохимические признаки, относящиеся к аномальным особенностям строения и состояния пород водозащитной толщи (ВЗТ), находятся в причинно-следственных отношениях. Такую зону можно рассматривать как петротектогенную модель строения и состояния пород ВЗТ. Выделяя петротектонические зоны в пределах шахтных полей и определяя их петротектогенную модель, мы фактически осуществляем площадное дифференцирование соляного массива по совокупности тех природных признаков, которые негативно влияют на эксплуатацию калийных рудников. Следовательно, петротектонический анализ является ключом прогнозирования потенциально опасных участков и, тем самым, предотвращения аварийных ситуаций.

Вместе с тем, необходимо отметить два обстоятельства. Во-первых, петротектонический анализ обязан своим происхождением двум чрезвычайным ситуациям (ЧС), произошедшим в 1986 г. на руднике БКПРУ-3 (ОАО «Уралкалий») и в 1995 г. – СКПРУ-2 (ОАО «Сильвинит») и различающимся между собой по последствиям аварий. В связи с этим ЧС на руднике БКПРУ-3 следует отнести к 1-ой категории – это прорыв надсолевых вод в подземные выработки, завершившийся затоплением рудника. Второй случай относится ко 2-ой категории ЧС – внезапное обрушение горных пород в выработанное пространство, которое завершилось катастрофическим провалом земной поверхности и землетрясением. Последнее имеет, по нашему мнению, техногенную природу, так как ВКМКМС располагается в стабильной зоне перехода Восточно-Европейской плиты в Уральскую складчатую область, где в настоящее время не происходят глубинные процессы (на границе земной коры с мантией или двух плит, различных по возрасту и происхождению континентальной коры) и, следовательно, отсутствует современная геодинамическая активность. Такая активность имеет место в настоящее время в Предкарпатских и Закарпатских соленосных бассейнах при сталкивании под Карпатами Закарпатского микроконтинента с Восточно-Европейским континентом /71/, что вызывает глубокофокусные землетрясения в Румынии.

Второе обстоятельство заключается в том, что петротектонический анализ основан на концепции о горизонтальных движениях литосферных плит, и прогноз потенциально опасных участков может быть достоверным только при тектоническом районировании ВКМКМС в соответствии с этой концепцией.

В связи с вышеизложенными двумя обстоятельствами укажем, что упомянутые аварии определяют достоверность выделяемых тектонических и литогеохимических признаков как природных факторов, спровоцирующих ЧС 1-й и 2-й категорий из-за неучета их при подработке ВЗТ, а тектоническое районирование позволяет осуществить прогноз опасных участков на эксплуатируемых и резервных участках ВКМКМС. Поэтому ниже изложим петротектогенную модель строения участка ЧС 2-й категории, так как модель строения участка ЧС 1-й категории рассмотрена при обосновании зоны Соликамского надвига (гл. 2.2.2.1, рис. 2.23; гл. 2.3.1, рис. 2.62) и генезиса динамических разновидностей каменной соли (гл. 3.3).

4.3.1. Петротектогенная модель строения участка возникновения ЧС 2-й категории

Участок катастрофического оседания земной поверхности (до 4-х м) и обрушения горных пород в отработанное пространство, произошедших 5 января 1995 г., практически одновременно с землетрясением силой до 5 баллов по шкале Рихтера («Заключение...» ГИ УрО РАН), расположен на се-

веро-востоке шахтного поля СКПРУ-2 ОАО «Сильвинит», рис. 4.4), в пределах первой (камеры 48–96) и, частично, второй (55–95) северо-восточных панелей (СВП) горизонта -143 м. Участок имеет изометричную форму (600 м З-В х 550 м С-Ю) и площадь около 30 га. Основная часть участка отработана в течение 1978–83 гг. 2-х пластовой выемкой (Кр. 2, АБ), остальная часть – в 1986 г. 3-х пластовой (Кр. 2, АБ, В) выемкой (2-я СВП).

В геологическом отношении данный участок расположен вблизи свода Соликамского поднятия, на отрезке ундуляции (погружения) его шарнира, и на северо-западном продолжении зоны Р/З (район скважин 130–131), к северу от границы сильвинитизации карналлитовых пород пласта В (см. рис. 4.4).

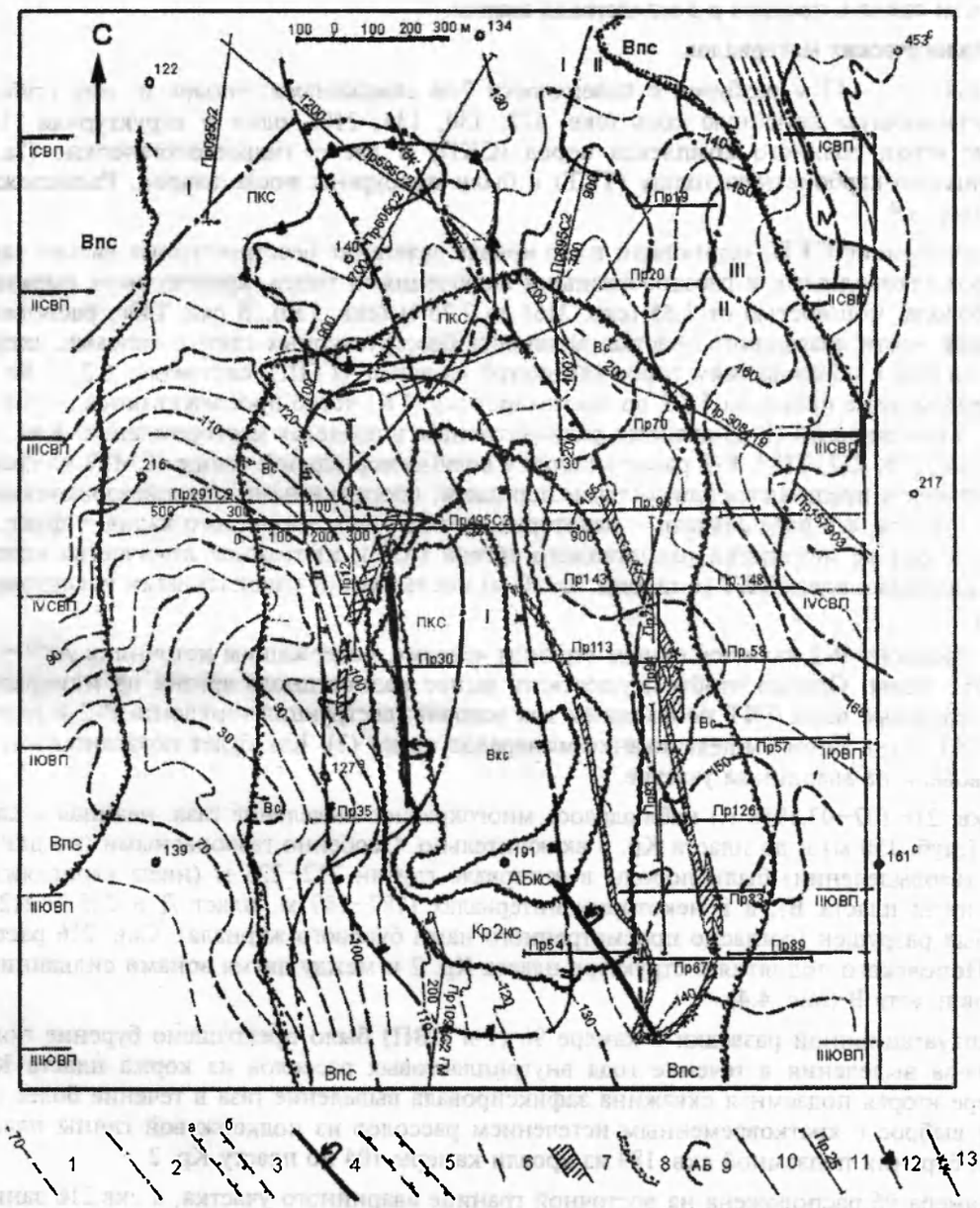


Рис. 4.4. Карта фактического и аналитического материалов петротектонической зоны 130–131.
Составили Н.М. Джинoридзе, М.Г. Аристаров, Е.И. Леонкин, 1998 г.

1 – изогипсы кровли пласта Кр. II; 2 – граница однотипных разрезов ВЗТ; 3 – сбросовые дислокации; 4 – ось флексурной складки; 5 – граница депрессии вторично-уплотненных пород соляного массива; 6 – открытая трещина растяжения; 7 -низкоомные аномалии в ВЗТ; 8 – граница сильвинитизации карналлитов пласта В; 9 – граница галитизации пластов КР. $II_{к.с.}$, $АВ_{к.с.}$ и $В_{к.с.}$; 10 – сейсморазведочный профиль и его номер; 11 – электроразведочный профиль и его номер; 12 – контур аварийного участка; 13 – граница аномальной зоны ВЗТ 2-й группы.

В результате проведения до и после аварии геологоразведочных (на стадиях детальной и подземной разведок), геофизических (наземно-подземных), эксплуатационных и научно-исследовательских работ по 1–2-й СВП (гор. -143 м) накоплен обширный разнообразный геологический материал, всесторонний анализ которого должен решать следующие основные задачи:

1. Типизировать аварийный участок по петротектогенным признакам, разработать модель его строения и определить его местоположение в петротектонической зоне с целью прогнозирования его аналогов на других участках шахтных полей ОАО «Сильвинит» и ВКМКМС.
2. Максимально приблизится к раскрытию геологической причины спровоцирования аварийной ситуации.
3. По возможности сделать прогноз о последствиях аварии.

4.3.1.1.Анализ геологических материалов

Район 1–2-й СВП гор. -143 м разбурен с поверхности 7-ю скважинами: четыре из них глубокие, вскрывшие подстилающую каменную соль (скв. 122, 130, 134, 216), одна – структурная (140с), вскрывает самые верхи соляного комплекса пород (СКП) и две – гидрогеологические (1а, 2а) вскрывают терригенно-карбонатную толщу (ТКТ) и были пробурены после аварии. Расположение скважин см. на рис. 4.4.

Все скважины, вскрывшие СКП, установили в его кровле залегание бесструктурных вязких глинистых пород с прожилковидными и гнездообразными включениями гипса, кристалликов пирита и с запахом сероводорода, мощностью от 1,85 (скв. 216) до 7,75 м (скв. 130). В скв. 140с, расположенной в центральной части аварийного участка, мощность бесструктурных глин с гипсами, которые относятся несомненно к образованиям гипсо-глинистой «шляпы» (ГГШ), составляет 6,3 м. Во всех скважинах в 14–28 м ниже подошвы ТКТ по гаммокаротажу (ГК) четко прослеживаются 2 геофизических репера, из них верхний (Р-2) является радиоактивным в пределах месторождения. Как показали исследования /215, 217, 218/, Р-2 располагается в соляно-мергельной толще (СМТ) на границе 8-й и 9-й ритмопачек и представлен глинистыми породами, обогащенными новообразованиями калиевых полевых шпатов, а в ряде случаев – некоторым количеством хлористого калия – факт, указывающий на возможные источники радиогенного аргона (Ar^{40}), ничтожное количество которого установлено в подземных водах ТКТ (с глубин 70–80 м) после аварии специальными исследованиями ГИ УрОРАН.

Таким образом, горизонт Р-2 является самым верхним «слоем», содержащим источники Ar^{40} – хлориды и силикаты калия. Однако чтобы осуществить вынос радиогенного аргона из минеральных соединений в подземные воды ТКТ необходимы два условия: деструкция горизонта Р-2 и границы между СМТ и ТКТ (1), а затем выщелачивание минералов калия (2). Как будет показано ниже, эти условия существовали на аварийном участке.

При бурении скв. 216 (02–03.1958 г.) наблюдалось многократное выделение газа, начиная с каменной соли И–К (глуб. 150 м) и до пласта Кр. 3 включительно. Особенно газоопасными (по длительности времени газовыделений) были породы в интервале глубин 212–225 м (низы карналлитов и пестрые сильвиниты пласта В), а в некоторых интервалах (187–189 м, пласт Д и 205,9–212,2 м, пласт В) керн был разрушен (согласно просмотренного нами бурового журнала). Скв. 216 расположена на своде Поповского поднятия в структуре пласта Кр. 2 и между двумя зонами сильвинитизации карналлитов пласта В (рис. 4.4).

В процессе эксплуатационной разведки в камере 96 (1-я СВП) было прекращено бурение подземной скв. 193 из-за выделения в течение года внутрипластовых рассолов из коржа пласта Кр. 1. В этой же камере вторая подземная скважина зафиксировала выделение газа в течение более месяца. Суфлярный выброс с кратковременным истечением рассолов из подкоржевой глины пласта Б наблюдался при бурении подземной скв. 189 из кровли камеры 104 по пласту Кр. 2.

Отметим, что камера 96 расположена на восточной границе аварийного участка, а скв.216 занимает близкую с аварийным участком позицию относительно литологической зональности пласта В (за пределом границы полной сильвинитизации карналлитовых пород пласта В), что с учетом данных бурения скв. 216 свидетельствует о газонасыщенности пород сильвин-карналлитовой зоны аварийного участка. При бурении скв.130, расположенной в зонах Р/З, и сильвинитизации карналлитов пласта В, выделение газов практически не наблюдалось. Это объясняется одним из основных положений термодинамического механизма (и метасоматического) образования этих зон /72, 77, 82,

190/, а именно: в условиях формирования складчатых структур с западной вергентностью перемещение основного потока флюидной фазы (жидкой и газовой) всегда направлено по восстанию на запад (северо-запад, юго-запад). Таким образом, аварийный участок располагался в области повышенного содержания газов в породах сильвин-карналлитовой зоны СКП.

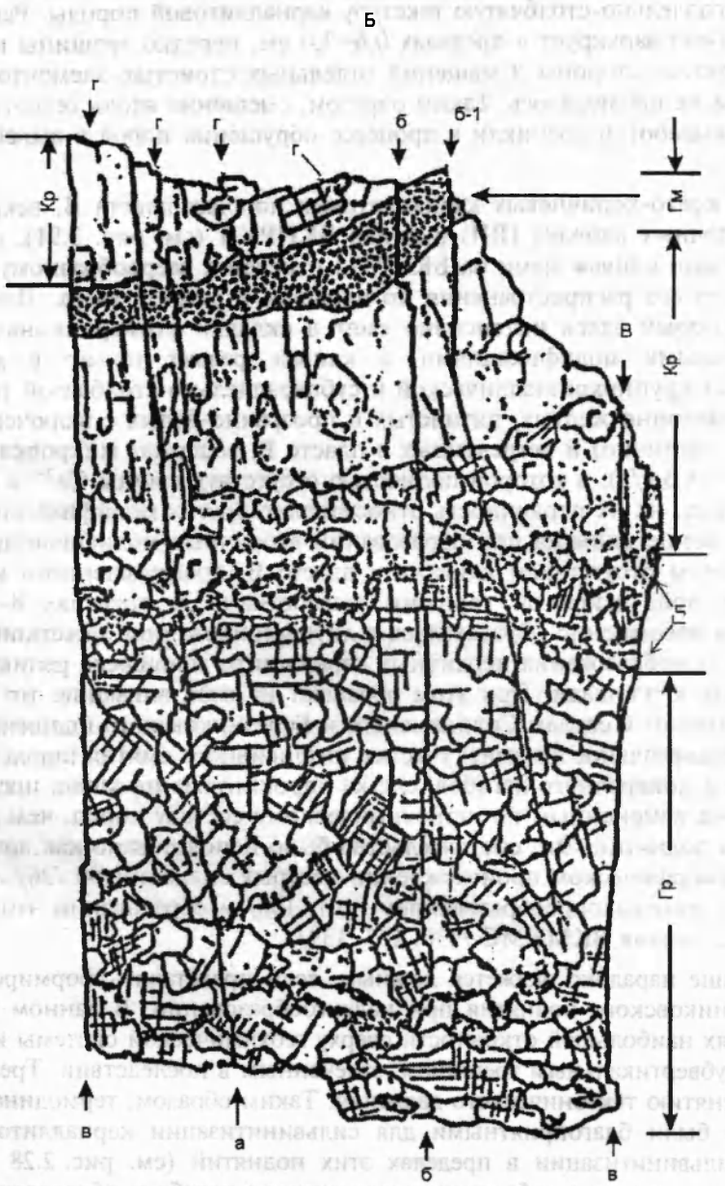


Рис. 4.5. Трещины кливажа (а, б, в, г, б-1) в пласте В (камера 81 1-й СВП, гориз. – 143 м, СКПРУ-2)
Кр – карналлитовая порода; Г – галит; Гл – галопелитовые прослои; Гм – мелкозернистая сахаровидная каменная соль; Гр – разнозернистая каменная соль

После аварии межкамерный целик (87/89) по пласту АБ был пройден исследовательской выработкой на северном крае аварийного участка (расположение см. на рис. 4.4) от северного вентиляционного штрека 1-й СВП в южном направлении (длиной 53 м). Забоем данной выработки вскрыт северный край обрушения, представленный, по нашим наблюдениям, серией техногенных трещин со смещениями соседних блоков пласта АБ. Простирание трещин субпараллельно направлениям соседних камер (87 и 89). В камере 81, расположенной в 90 м к западу от данной исследовательской выработки, наблюдался четко выраженный кливаж в желто-коричневой крупнокристаллической карналлитовой породе пласта В (рис. 4.5, см. также рис. 3.91, б), который был обнажен в кровельной части камеры. Простирания трещин кливажа колеблются в пределах аз. 355±5°, т. е. практиче-

ски идентичны простиранию техногенных трещин, вскрытых забоем исследовательской выработки. Исследование кливажа показало, что одни трещины секут все слойки («а»), вторые – затухают в р/з каменной соли («б»), третьи – приобретают ступенчатый характер в слойках пятнистых карналлитовых пород («в»), а в карналлитах между трещинами «а» появляются локальные, иногда ступенчатые трещины («г»), подчеркивающие параллельно-столбчатую текстуру карналлитовой породы. Расстояние между основными трещинами («а») варьирует в пределах 0,6–3,0 см, нередко трещины наклонены навстречу или в противоположные стороны. Смещений отдельных слоистых элементов или зерен породы вдоль трещин кливажа не наблюдалось. Таким образом, смещения вдоль техногенных трещин в забое исследовательской выработки возникли в процессе обрушения пород в выработанное пространство.

Кливаж наблюдался нами ранее в желто-коричневых карналлитовых породах пласта В, вскрытых выемочным штреком в 8–10-й восточных панелях (ВП) рудника БКПРУ-1 (см. рис. 3.91), где по развитию двух основных систем трещин кливаж нами на БКПРУ-1 отнесен к веерообразному типу, что предполагает локальный характер его распространения по площади и разрезу вверх. Действительно, карналлиты в пласте В, который здесь интенсивно смят в складки субмеридионального простирания, представлены различными модификациями, а кливаж развит только в желто-коричневых и сургучных карналлитах крупнокристаллической и субпараллельно-столбчатой текстуры. Эти карналлиты, в отличие от лимонно-желтых, пятнистых и прозрачно-белых с включениями красноватых зерен (расположенных хаотично) и встреченных в пласте В, содержат микровключенную фазу Mg^{2+} 50,6–0,3 и K^{+} 17,88–88,5 г/л), в которой полностью отсутствуют ионы Ca^{2+} и SO^{2-}_{4}. Это указывает, несомненно, во-первых, на их первичность относительно других модификаций карналлита и, во-вторых, – на исчезновение кливажа при образовании вторичных модификаций карналлита. Оба положения подтверждены отсутствием кливажа в пласте В, представленного мелкобрекчиевидной карналлитовой породой, вскрытой горными выработками в пределах 8-й ВП БКПРУ-1. Система трещин кливажа несомненно образовалась в литифицированной (жесткой) среде в процессе складчатости и после преобразования первичных карналлитов приобрела реликтовый характер распространения по разрезу и площади. При этом обращает на себя внимание тот факт, что участки с развитием кливажа тяготеют к сводам Соликамского и Березниковского поднятий, где наблюдается, на первый взгляд, парадоксальное явление: участки интенсивного смятия пород в субвертикальные складки продольного и поперечного изгибов, слегка опрокинутые на запад, представлены карналлитовым разрезом, менее измененным по петрохимическому составу пород, чем разрезы, расположенные на склонах этих поднятий. Это обстоятельство было использовано как аргумент против взглядов о термодинамометаморфическом происхождении пестрых сильвинитов /26/, об отсутствии связи между тектоникой и минералопреобразованием /101, 105/ и образовании этих поднятий в кондиагенетическом этапе развития ВКМКМС /136, 137, 139/.

В действительности отмеченный выше парадокс окажется ложным, если представить формирование единой системы Соликамско-Березниковского поднятия при надвигообразовании. В данном случае свод поднятий развивается в условиях наибольшей открытости сверху геохимической системы и утечки через нее тепловой энергии по субвертикальным трещинам, залеченным в последствии. Трещинообразование способствовало также снятию тектонического давления. Таким образом, термодинамические условия сводообразования не были благоприятными для сильвинитизации карналлитов, что объясняет отсутствие зон Р/З и сильвинитизации в пределах этих поднятий (см. рис. 2.28 и 4.2) и,наоборот, сохранение здесь кливажа, развитие субвертикальных складок изгиба и образование гипергенных сильвинитов. Это позволяет считать вполне закономерным наличие кливажа в пласте В на аварийном участке и отнести его к петротектогенному признаку, существующему до аварии.

4.3.1.2. Анализ сейсморазведочных материалов

Результаты анализа сейсморазведочных профилей МОГТ, отработанных на аварийном и примыкающих участках «Пермнефтегеофизикой» до аварии и ГИ УрО РАН после аварии приведены в гл. 2.3.1 (см. рис. 2.68–2.70), а также рис. 2.24. Здесь рассмотрим только те результаты, которые имеют непосредственное отношение к установлению петротектогенной модели строения аварийного участка.

В сейсмогеологическом разрезе, составленном М.Г. Аристаровым (см. рис. 2.68) по временному разрезу № 595С2 МОГТ, обращает на себя внимание наличие разрывных дислокаций, из которых одни рассекают ПКС и нижезалегающий интервал, другие – расположены в СМТ. Преобладающая часть этих дислокаций падает на СВ под углом 50–60° и относится к сбросам; реже сбросовые дис-

ции имеют встречное падение, а одна из них – относиться к взбросу. В целом, на пикетах 650–1250 в кровле СМТ четко выделяется прогиб, ограниченный разрывными дислокациями. Если юго-западная граница этого прогиба трассируется системой эшолонированных сбросов, то северо-восточная – имеет более сложное строение: по кровле СМТ- сбросовый характер, а по кровле ПКС – взбросовый. Несмотря на это, данный прогиб оставляет впечатление грабенообразной структуры.

Для расшифровки данной структуры и поиска «корней» системы разрывных дислокаций были привлечены материалы сейсморазведочных работ ПО «Пермнефтегеофизика». Выяснилось, что по дороге Соликамск-Березники, где располагается последующий профиль № 595С2, до аварии дважды (1979 и 1984 гг.) проводились исследования МОГТ по профилям 157803 и 308419.

На профиле МОГТ 157803 (1979 г.), как показано в гл. 2.3.1 (рис. 2.69), уверенно следятся отражающие горизонты «С» (подошва соляного комплекса пород – СКП) и «$А^т$», отождествленный с подошвой филипповских ангидритов. В СКП можно уверенно проследить лишь горизонт МГ и наметить положение ПКС в разрезе. В самых верхах подсоляного комплекса пород (ПКП) выделяется система малоамплитудных разрывных дислокаций, образующих здесь (пикеты 22–26) неглубокий грабен по горизонту «С». Несмотря на слабую освещенность разреза, можно заметить развитие этого грабена в более молодых горизонтах. По нашей версии (рис. 2.69) грабенообразная структура охватывает по горизонту ПКС и выше значительно большую площадь (пикеты 17–32). В надсолевом комплексе пород (НКП) пунктирно намечается поверхность (?) СМТ, которая отмечает здесь пологую мульду прогибания. Развитая система разрывных дислокаций на рис. 2.69 выделена под индексом А.

Последующий профиль МОГТ 308419 (1984 г.) содержит более информативный материал (см. рис. 2.69). Резко возрастает число уверенно следящихся горизонтов в подсолевом комплексе. Довольно уверенно иллюстрируется строение соляной части разреза, а выделенные на профиле №157803 разрывные дислокации приобретают большую конкретность.

Сопоставление и совместный анализ материалов сейсмогеологических разрезов по профилям МОГТ 157803 и 308419 с временным разрезом по профилю 595С2 обнаруживают в волновом поле последнего признаки грабенообразного опускания горизонта МГ (пикеты 500 и 1150), связываемые нами с проявлением здесь разрывных дислокаций $А_1$ и $А_4$ (см. рис. 2.68). При этом выявляется, что участок внезапного обрушения горных пород размещается на профилях в центральной зоне грабенообразной структуры, в блоке, восточным ограничением которого является разрывная дислокация $А_2$ (см. рис. 2.69). На западе отмечается зона отсутствия сейсмических отражений, связываемая нами (профиль 595С2) с развитием здесь пликативных дислокация, восточнее которых расположена система сбросов ($А_1$). Все разрывные дислокации, рассекающие ПКС на профиле 595С2, следятся также на профилях 157803 и 308419, что указывает на их существование до внезапного провала земной поверхности. На профиле 308419 уверенно следится осложнение в залегании ОГ «$А^т$» пологими разрывными дислокациями (см. рис. 2.69, б), восстающими на северо-запад и относимыми нами к зоне Соликамского надвига, а расположенная выше грабенообразная структура не пересекает эту зону.

Используя сейсмостратиграфические приемы расшифровки волнового поля, были составлены сейсмогеологические разрезы по семи временным разрезам (5 отработаны ГИ УрО РАН, 2 – «Пермнефтегеофизикой») и на основе их кореляции установлено, что зона сбросовых дислокаций простирается с ЮВ на СЗ: от зоны Р/З к аварийному участку и далее. Ширина зоны составляет 600–700 м на уровне кровли соляно-мергельной толши (СМТ) и 230–350 м – на поверхности покровной каменной соли (ПКС) (см. рис. 4.4). Уменьшение ширины зоны продолжается вниз по геологическому разрезу и ниже подошвы подстилающей каменной соли выклинивается, выполаживаясь «ковшеобразно».

Отличие представлений ОАО «ВНИИГ» о тектонике аварийного участка по данным сейсмоматериалов МОГТ от представлений ГИ УрО РАН иллюстрировано на рис. 2.70.

4.3.1.3. Петротектонический анализ результатов геолого-геофизических и литогеохимических исследований

С позиции петротектоники аварийный участок расположен в северо-западной части единой петротектонической зоны (ПТЗ) 130–131[4], которая продолжается на юг, практически до юго-восточной границы шахтного поля СКПРУ-2 (см. рис. 2.28). Рис. 4.4 синтезирует особенности тектоники, гео-

[4] Номера скважин, вскрывших зону Р/З при детальной разведке.

логического разреза, строения ВЗТ и результаты обобщения материалов сейсморазведки МОГТ и подземной электроразведки только на северной половине ПТЗ 130–131.

Особенности тектоники выражены структурной картой поверхности пласта Кр. 2 и разрывными дислокациями, включая открытые трещины.

Особенности геологического разреза выражены границами зон Р/З (по пластам Кр. 2, АБ и В) и СКП, а строения ВЗТ – изолиниями, которые разделяют представленную на рис. 4.4 площадь на участки, в пределах которых последовательно с юго-запада на северо-восток наращивается полнота разреза ВЗТ от ПКС в ее кровле до соляного пласта ритмопачки IV соляно-мергельной толщи ($СМТ_1$)

Результаты обобщения сейсморазведочных материалов отражены на карте разрывными дислокациями, а подземных электроразведочных – выделением участков с относительно низкими значениями электросопротивлений.

Центральной частью ПТЗ 130–131 является зона галитизации сильвинитовых пластов от Кр. 3 до В включительно и обрамляющая ее зона сильвинитизации карналлитовых пород пласта В. Литогеохимические исследования показали (см. гл. 3.1.3, 3.1.4, 3.1.6), что данная зона Р/З относится к экранированному типу и формировалась метасоматическим путем. Западная вергентность внутреннего строения зоны по мере перехода ее от пласта Кр.3 к пласту В, фрагментарное развитие флексурных складок и структурное несоответствие между поверхностями пласта Кр. 2, ПКС и СМТ (смена поднятия прогибом) указывают на формирование зон галитизации и сильвинитизации во время складко- и надвигообразования. Метасоматоз сопровождался выносом большого количества газово-жидких флюидов, что приводило к уменьшению объемов соляных пород массива, которые были затем повторно уплотнены, потеряв при этом первичный структурный рисунок, сформированный в процессе складкообразования. Движение газово-жидких флюидов происходило субгоризонтально-восходящей линией в сторону формирующегося свода Поповского поднятия, где в карналлитовой части разреза развивалась система трещин кливажа, выполненных свободными газами – метаном и водородом, которые как наиболее легкие газы высвобождались в первую очередь при термодинамометаморфизме первичных карналлитовых пород, предшествовавшем их сильвинитизацию.

Вторичное уплотнение пород, слагающих зоны галитизации и сильвинитизации, способствовало возникновению в ВЗТ границ латеральной неоднородности, выраженных в сейсмоволновом поле в виде разрывных дислокаций, которые в действительности не имеют тектоническую природу.

Наглядным примером высказанного является геологосейсмический разрез (рис. 4.6), составленный М.Г. Аристаровым на основе интерпретации временного разреза МОГТ по профилю 495С2, обработанного И.А. Санфировым в 1995 г. На данном разрезе четко выделяется в кровле ВЗТ депрессия шириной около 550 м (см. рис. 4.4). Ее западная граница выражена зонкой «сбросовых» дислокаций шириной до 10 м. Серия «сбросов» зафиксирована в центральной части депрессии: одни из них рассекают ПКС, но гаснут ниже СКЗ, другие – наоборот, рассекают зону промышленных пластов, но гаснут вверх (СКЗ), не фиксируясь в ПКС. Аналогичная ситуация наблюдается и вблизи восточной границы депрессии (рис. 4.6), что подтверждает нетектоническую природу дислокаций.

Вместе с тем, в районе пикета 600 пр. 495С2 есть и типичная сбросовая дислокация (с погружением на восток), которая выражена в надсолевом комплексе пород, являясь продолжением на юго-восток западной границы грабенообразной структуры (А, рис. 4.4), выявленной нами на аварийном участке (гл. 4.3.1.2).

Параллельно пр.495С2 располагается электроразведочный пр. 25 (по пласту Кр. 2), который практически характеризует геоэлектрическое поле выявленной (на пр. 495С2) депрессии. Геоэлектрическое поле по пр. 25 имеет неоднородное строение как в латеральном, так и вертикальном направлениях. Так, например, на пк 7, 10, 51 в ВЗТ фиксируются низкоомные (<100 Омм) аномалии кажущегося электросопротивления ($\rho_к$), которые перемежаются (пк 9, 13, 5, 17, 41, 54.5) с высокоомными. Вкрест простирания депрессии пр. 495С2 геоэлектрическое поле ВЗТ охарактеризовано пр. 12 (см. рис. 4.4), где участок низкоомной аномалии расположен на пк 13-:-16. Эту аномалию, вероятнее всего, следует увязать с аномалией пр. 25 на пк 51 м (чем на пк 7, 10), что и сделано нами на рис. 4.4. При этом отметим, что наличие низкоомной аномалии в ВЗТ (пр. 12) предполагает продолжение на юг депрессии вторичного уплотнения пород (ДВУП). Еще одной особенностью западной части ПТЗ 130–131 является наличие вдоль границы зоны Р/З по пластам АБ и В фрагментов флексурных складок, опрокинутых на запад (рис. 4.4) и обозначающих край «выхода» из зоны Р/З (в отличие от «входа» с востока /60/).

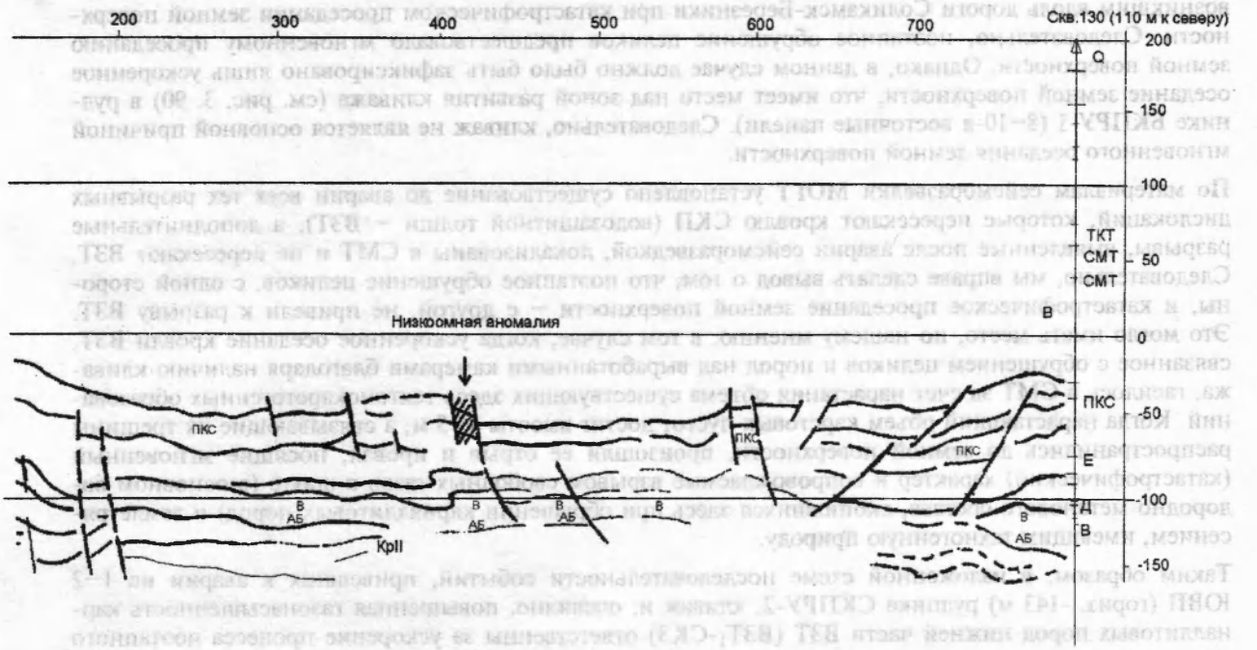


Рис. 4.6. Сейсмогеологический разрез по профилю 495С2 (МОГТ) (составили М.Г. Аристаров, Н.М. Джиноридзе, 1998 г.)

В восточной части ПТЗ 130–131 в геоэлектрическом поле ВЗТ четко прослеживается узкая (10–40 м) зона низкоомных значений кажущегося сопротивления $\rho_к$ с сопротивлением на северо-запад (пр. 67, пласт Кр. 1, пк 22.25.27; пр. 83, пласт В. Пк 37-39,5; пр.57, пласт АБ, пк 2; пр. 58, пласт АБ, пк 5–10,14; пр. 94, пласт Кр. 2, пк 5, 12, 14, 15.5, 20, 26, 30; пр. 76, пласт Кр. 2, пк 5, 7, 26, 28; пр. 95. пласт АБ, пр. 42).

Пространственно эта зона совпадает с восточной границей (по кровле ВЗТ) грабенеообразной структуры аварийного участка (рис.4.4) и является, вероятнее всего, юго-восточным продолжением этой границы. В таком случае западная граница указанной грабенообразной структуры, вероятно, выражена также зоной низкоомных значений кажущегося сопротивления $\rho_к$, фиксируемой в геоэлектрическом поле ВЗТ на профилях 113 (пласт В, пк 11), 83 (пласт В, пк 37–39,5), 87 (пласт Кр. 2, пк 4,5), 84 (пласт АБ, пк 16, 25,5). Таким образом, можно предположить, что показанные на рис. 4.4 узкие зоны низкоомных аномалий в ВЗТ являются продолжением на юго-восток сбросовых дислокаций, ограничивающих в северной части ПТЗ 130–131 грабенообразную структуру. В южной части ПТЗ 130–131 (2 ЮВП и 3 ЮВП) на временном разрезе МОГТ, выполненном лабораторией активной акустики (ГИ УрО РАН) на пк 200-:-75 м в кровле ВЗТ и ниже фиксируется сбросовая дислокация, которая, вероятно, представляет собой западную границу депрессии вторичного уплотнения пород. Наличие же низкоомной аномалии в ВЗТ по профилю 84 (см. рис. 4.4), по-видимому, дает основание предположить, что этот участок является продолжением цепочки подобных аномалий, которая к северо-западу соединяется с западной границей грабенообразной структуры.

4.3.1.4. Петротектоническая модель аварийного участка и ее возможные аналоги

Наличие и наложенный характер образования структуры растяжения в соляном и надсоляном комплексах пород (1), кливаж (2) и повышенная газонасыщенность (3) карналлитовых пород $ВЗТ_1$ и присутствие, вероятно, закарстованных пород в ТКТ (4) представляются теми основными геологическими особенностями, совокупность которых спровоцировала обрушение горных пород в отработанное пространство и катастрофический провал земной поверхности. Все эти особенности являются классификационными признаками петротектонической модели строения аварийного участка.

Каждый признак данной модели требует индивидуальной оценки относительно произошедшей аварии. Разделение волновых пакетов на временном разрезе профиля МОГТ 495С2 указывает, по нашему мнению, на поэтапное вовлечение горных пород в процесс обрушения снизу вверх. Это вполне могло иметь место, так как трещины кливажа субпараллельны, с одной стороны, техногенным трещинам обрушения целиков вдоль северного края аварийного участка и, с другой, – трещинам,

возникшим вдоль дороги Соликамск-Березники при катастрофическом проседании земной поверхности. Следовательно, поэтапное обрушение целиков предшествовало мгновенному проседанию земной поверхности. Однако, в данном случае должно было быть зафиксировано лишь ускоренное оседание земной поверхности, что имеет место над зоной развития кливажа (см. рис. 3. 90) в руднике БКПРУ-1 (8–10-я восточные панели). Следовательно, кливаж не является основной причиной мгновенного оседания земной поверхности.

По материалам сейсморазведки МОГТ установлено существование до аварии всех тех разрывных дислокаций, которые пересекают кровлю СКП (водозащитной толщи – ВЗТ), а дополнительные разрывы, выявленные после аварии сейсморазведкой, локализованы в СМТ и не пересекают ВЗТ. Следовательно, мы вправе сделать вывод о том, что поэтапное обрушение целиков, с одной стороны, и катастрофическое проседание земной поверхности – с другой, не привели к разрыву ВЗТ. Это могло иметь место, по нашему мнению, в том случае, когда ускоренное оседание кровли ВЗТ, связанное с обрушением целиков и пород над выработанными камерами благодаря наличию кливажа, гасилось в СМТ за счет нарастания объема существующих здесь тектонокарстогенных образований. Когда нарастающий объем карстовых пустот достиг высоты 4–5 м, а связывающие их трещины распространились до земной поверхности, произошли ее отрыв и провал, носящие мгновенный (катастрофический) характер и сопровождаемые взрывом свободных газов в шахте (в основном водородно-метанового состава, скопившихся здесь при обрушении карналлитовых пород) и землетрясением, имеющим техногенную природу.

Таким образом, в изложенной схеме последовательности событий, приведших к аварии на 1–2 ЮВП (гориз. -143 м) рудника СКПРУ-2, кливаж и, очевидно, повышенная газонасыщенность карналлитовых пород нижней части ВЗТ ($ВЗТ_1$-СКЗ) ответственны за ускорение процесса поэтапного обрушения целиков и кровли очистных камер, наличие же карста в ТКТ привело к тому, что указанный процесс не дошел до земной поверхности и, тем самым, обусловил ее катастрофический провал.

В настоящее время ни один из признаков петротектонической модели рассматриваемого аварийного участка не входит в перечень аномальных особенностей ВЗТ, охраняемых при ее подработке существующей «Инструкцией...». Это связано с тем, что «геологическая основа, заложенная в «Инструкции...», разрабатывалась в результате исследований /72–74, 78–80, 82, 190, 191, 261/ геологической модели строения аварийного участка затопленного рудника БКПРУ-3 (ОАО «Уралкалий»), изложенной в гл. 2.2.2.1 (рис. 2.23). Основными признаками этой модели являются региональный надвиг и широкое развитие в $ВЗТ_2$–$ВЗТ_3$ динамических разновидностей каменной соли (ДРК), механизм образования которых рассмотрен в гл. 3.3.1 и 3.3.2. Именно эти признаки обусловили общее признание того, что причиной возникновения аварийной ситуации на руднике БКПРУ-3 явилось несоответствие параметров и технологии подработки ВЗТ с геологическим строением аварийного участка /148а, 149/.

Таким образом, по геологическим признакам петротектонические модели участков чрезвычайных ситуаций (ЧС) 1 и 2 категорий резко отличаются друг от друга: первая из них формировалась в условиях продольного сжатия (надвиг, флексурная складка, зона разрывных и флексурно-складчатых дислокаций – РФСД), вторая – в условиях продольного растяжения (сбросы, грабен) соляного и надсоляного комплексов пород массива, прошедшего этап продольного сжатия. Помимо противоположности векторов тектонических напряжений эти модели различаются присущими петротектогенными признаками. Для модели продольного сжатия (ЧС 1-й категории) характерны: грануляция и субгоризонтальное расслоение каменной соли $ВЗТ_2$ (ПКС) и $ВЗТ_3$ ($СМТ_1$), а также тектоническое срезание верхней части $ВЗТ_1$ (сильвин-карналлитовая зона СКЗ). Для модели тектонического растяжения (ЧС 2-й категории) характерны кливаж и газонасыщенность пород $ВЗТ_1$ (СКЗ) и разуплотнение пород надсоляного комплекса с вероятным развитием в терригенно-капрбонатной толще (ТКТ) карстогенных процессов.

Аналоги модели ЧС 1-й категории широко известны в пределах шахтных полей ОАО «Сильвинит» и ОАО «Уралкалий». Они по мерам охраны подразделяются на зоны 1 и 2-й групп аномальности строения и состояния пород ВЗТ и прогнозируются при проектировании горных работ.

Аналоги модели ЧС 2-й категории также выделяются и прогнозируются по площади шахтных полей. Вместе с тем в этой модели структура растяжения может иметь двоякую природу: листрическую (эталон модели в ПТЗ 130-131) или сдвиговую. С последним, сдвиговым типом модели, связаны интенсивные обрушения горных пород в 1939–42 гг. В руднике СКПРУ-1 в блоках 5 (камеры 30, 33) и 7 (9, 11, 21, 32), а также многочисленные суфлярные газовыделения с выбросами пород в

блоках 4, 5, 7, 9, 11, 13, 15 и т. д. После обрушения в камере 21 блока 7 были обнаружены открытые трещины, секущие кровлю камеры почти в широтном направлении. Идентичные трещины были вскрыты также в камерах 9–11. Все трещины, как зияющие (шириной до 5 см), так и залеченные карналлитом (до 7–8 см), переходят в друг друга, что указывает на техногенную природу «раскрытости» трещин, которые первоначально были залечены карналлитом и формировались растяжением в зоне сдвиговых дислокаций субширотного простирания. В обрушенных породах пластов В и Г карналлиты имели «чешуйчато-пластинчатый» облик, указывающий на их кливажированность. Рассматриваемая зона сдвиговых дислокаций прослежена нами на структурных картах поверхностей пласта Кр. 2, ПКС и СМТ (прилож. 1.1, 2.1, 3.1, ПТЗ 6-48с) по линии скв. 6 и 48с, осложняя зону Соликамского надвига. Именно в районе пересечения двух тектонических зон, одна из которых представлена Соликамским надвигом (структурой продольного сжатия), а другая – левосторонним сдвигом (структура растяжения – сжатия), В.А. Вахрамеевой /27/ наблюдались, с одной стороны, сублежачие высокоамплитудные складки северо-западного простирания (элементы зоны надвига) и с другой – срывы пласта Г вниз по поверхности пласта В, в процессе которых был уничтожен слой 6 пласта В, а фрагменты слоя 5 были в виде брекчий включены в карналлитах пласта Г (элементы зоны сдвига). Отметим, что наличие данного сдвига было прогнозировано нами в конце 1997 г. при подготовке проекта (ОАО «Галургией») о строительстве камер большого сечения в подстилающей каменной соли (ПдКС), и этот прогноз в дальнейшем подтвержден проходкой штрека на уровне маркирующего горизонта (МГ) в ПдКС.

Таким образом, рассматриваемый участок возникновения аварийных ситуаций в 1939–42 гг. характеризуется практически теми же геологическими признаками (структура растяжения в соляном и надсоляном комплексах пород и ее наложенный характер на структуры продольного сжатия; кливаж и газонасыщенность пород $ВЗТ_1$), что и участок аварии, произошедшей в 1995 г. в ПТЗ 130–131. При этом отметим, что на первом участке аварийная ситуация возникла в процессе добычных работ, во втором – через 17–9 лет после отработки, что обусловлено, вероятно, различием в способах ведения горных работ – буровзрывной в первом случае и комбайновый – во втором.

Петротектонический анализ результатов тектонических и литогеохимических исследований участков крупных аварий, относящихся к ЧС 1-й и 2-й категориям, и установленные нами различия между моделями строения этих участков составляют основу выделения аналогичных участков в пространстве и, следовательно, их регионального прогнозирования. Это означает, что петротектоническое районирование шахтных полей представляет по сути своей основу стратегии снижения риска и смягчения последствий чрезвычайных ситуаций, спровоцированных природными факторами. Если «снижение риска» достигается прогнозом природных факторов и разработкой мер охраны, то «смягчение последствий» – путем прогноза категорий ЧС в случае, если не были во время приняты соответствующие меры охраны.

Петротектоническое районирование и региональный прогноз потенциально опасных участков подработки ВЗТ возможны лишь после тектонического районирования шахтных полей и разработки тектонических моделей строения осадочного чехла территории ВКМКМС, что является предметом обсуждения следующей главы.

4.3.2. Тектоническое районирование шахтных полей и тектоническая модель строения осадочного чехла Соликамской впадины на территории ВКМКМС

На протяжении нескольких десятков лет тектоника ВКМКМС изучалась на фоне доминанты представлений о «галокинезе» или «соляной тектонике» и вертикальном дифференцировании блоков фундамента Восточно-Европейской платформы. Ценой затопления рудника БКПРУ-3 в 1986 г. тектоника стала первоочередным объектом исследования, имеющим непосредственное отношение к проблеме безопасной эксплуатации калийных рудников ВКМКМС. Последняя авария на руднике СКПРУ-2 в январе 1995 г. обозначила проблему «землетрясения», которая породила, в свою очередь, еще одну проблему: «Геодинамическую безопасность эксплуатаци ВКМКМС при совместной разработке калийного и нефтяных месторождений».

В связи с вышеизложенным, особое значение приобретают:

1. Площадная дифференциация структурно-тектонических неоднородностей на различных уровнях структурных поверхностей соляного массива в пределах шахтных полей, как наиболее детально изученных объектов.
2. Установление пространственной связи между этими уровнями структурных поверхностей.

3. Прослеживание вглубь осадочного чехла основных тектонических структур (складчатых и разрывных), выявленных в результате выполнения работ по пп. 1, 2 и установление тектонической модели строения осадочного чехла.

Для решения поставленных задач необходимо рассмотреть методику их выполнения.

4.3.2.1. Методика проведенных исследований

Методика решения задач 1, 2 включает выбор структурных поверхностей и составление структурно-тектонических карт в масштабе 1:50000 по выбранным поверхностям.

При выборе структурных поверхностей предпочтение отдано трем стратиграфическим уровням: кровле пласта Кр. 2, кровле ПКС и границе СМТ/ТКТ. Кровля маркирующего горизонта (МГ), залегающего в подстилающей каменной соли, надежна для построения структурной карты, однако она не вовлекалась в решении задач 1 и 2 в отличие от поверхностей ПКС и СМТ, детальность изучения которых более высока за счет наличия данных по структурным скважинам.

Поверхности пласта Кр. 2 отдано предпочтение по отношению кровли пластов АБ и В по следующим причинам:

- во-первых, в отличие от пластов АБ и В вблизи кровли пласта Кр. 2 залегает «книжка» – 3–4 сантиметровый прослой слоистого глинистого ангидрита, который при полной галитизации сильвинитов или сложном разрывно-складчатом залегании их всегда четко выделяется в выработках, в подземных и геологоразведочных скважинах, отмечая гипсометрию залегания кровли пласта Кр. 2;
- во-вторых, гипсометрия пласта Кр. 2 более полно охарактеризована данными, чем пластов АБ и В в связи с тем, что пласты Б и В на значительных пространствах шахтных полей представлены карналлитовыми или смешанными сильвин-карналлитовыми породами, и на таких участках их гипсометрия остается неизвестной;
- в-третьих, даже на участках развития пластов Б и В сильвинитового состава гипсометрия их кровли не носит относящуюся к тектонике информацию, т. к. в процессе сильвинитизации карналлита происходит сокращение объема породы (за счет выноса хлористого магния) и, следовательно, нарушается первичный тектонический рисунок.

Структурная карта поверхности пласта Кр. 2 построена первоначально в масштабе 1:10 000 по материалам детальной разведки, подземной доразведки и эксплуатационной разведки. Последние из этих материалов были любезно предоставлены нам А.Л. Богдановым (БКПРУ-1), А.П. Бойченко (БКПРУ-2), С.И. Булатовым (СКПРУ-1), Т.В. Дьюпиной (СКПРУ-2) и О.Ф. Корочкиной (СКПРУ-3). Материалы эксплуатационной разведки по руднику БКПРУ-3 были собраны нами во время аварии с участием А.Г. Коваленко и А.Н. Котельникова.[5]

Карты по поверхностям кровли ПКС и границы СМТ/ТКТ составлялись в м-бе 1:50 000 с изогипсами через 10 м с учетом простираний структур, вскрытых в пределах шахтных полей по промышленной зоне. Эти простирания принимались затем за основу при построении карт за пределами шахтных полей. Учитывая преимущественно северо-западное простирание структур в пределах шахтных полей (за исключением западной части БКПРУ-4) при экстраполяции залегания изогипсов между двумя точками наблюдения в скважинах, предпочтение отдавалось северо-западным направлениям. Это обстоятельство отличает составленные нами карты[6] от карт других исследователей (А.В. Крутова, 1990, Т.В. Харитонова, 1992 и др.)

Необходимо указать еще на одно обстоятельство, учитывающее при построении структурной карты поверхности границы СМТ/ТКТ. В разрезах преобладающей части скважин эта граница фиксируется четко появлением относительной мощной пачки (20–30 м и более) известняков, однако местами известняки прерываются появлением мергелей и гипсов, а затем разрез продолжают вверх опять известняки. Последнее обстоятельство многие относят к особенностям седиментации, включая нижние известняки в стратиграфический объем СМТ (например, /166/), а границу проводят по подошве верхних известняков. Однако это представление полностью исключает эффект последующей тектоники ВКМКМС, который четко выявлен в разрезах некоторых скважин. Так, например, в Камском прогибе, в разрезе скв. 992 «нижняя» и «верхняя» пачки известняков (толщиной 40 и 90 м,

[5] Пользуясь случаем, всем перечисленным лицам авторы данной работы выражают благодарность за оказанную помощь в работе.

[6] По техническим причинам структурно-тектонические и геодо-тектонические карты не могут быть опубликованы в этом издании.

соответственно) разделены каменной солью, а в скв. 996 место каменной соли занимают мергели с гипсами (СМТ). В обоих случаях имеет место повторение разреза по разрывной дислокации: «нижние» и «верхние» известняки относятся к одной и той же толще нижней части ТКТ. Следовательно, в таких разрезах наблюдается повторение границы СМТ/ТКТ. Второй пример более близок к структурам шахтных полей: в скв.186 граница СМТ/ТКТ находится в нормальном залегании, а в скв. 1541 (расположенной на расстоянии 200 м от 186) – в повторном залегании, т.е. фиксируется 2 уровня этой границы. В связи с этим, во всех скважинах, где в нижней части ТКТ наблюдаются мергели и гипсы, выделялись два уровня границы СМТ/ТКТ и экстраполяция проводилась с их учетом, что позволило выделить разрывные дислокации, которые могут быть региональными (пример взаимоотношения скв.186 и 1541, или в Камском прогибе) или локальными, не прослеживаемыми в структуре поверхности ПКС.

Помимо структурных карт тектоническую информацию несет геологическая карта поверхности ВЗТ, обращенной вниз от соляного «зеркала». Она фиксирует рельеф, снивелированный подземным выщелачиванием кровли соляной толщи. Гипсометрия «прямой» поверхности (обращенной вверх) соляного зеркала не отражает структурные особенности и ее нельзя использовать в тектонических исследованиях. На «прямой» поверхности соляного зеркала залегают относительно маломощные специфические породы гипсово-глинистой «шляпы», которые являются водоупором для проникновения вод надсолевого комплекса в ВЗТ. Таким образом, обращенная вниз поверхность соляного зеркала одновременно является кровлей ВЗТ, которая в пределах месторождения разделена нами на 3 части:

- верхнюю ($ВЗТ_3$), представленную нижней соляной частью соляно-мергельной толщи ($СМТ_1$), сложенную ритмопачками (мергель – соль) в количестве до 9-ти /270/;
- среднюю ($ВЗТ_2$) в границах покровной каменной соли (ПКС) и
- нижнюю ($ВЗТ_1$) в границах сильвин-карналлитовой зоны (СКЗ) до кровли подрабатываемого пласта.

Наличие $ВЗТ_3$, $ВЗТ_2$ и $ВЗТ_1$ определяет полноту разреза ВЗТ. Выделяются три типа разреза: полный ($ВЗТ_3 + ВЗТ_2 + ВЗТ_1$), частично полный ($О + ВЗТ_2 + ВЗТ_1$) и неполный ($О + О + ВЗТ_1$). Последний тип разреза при определенных условиях («Инструкция...», 1994[7]) квалифицируется как аномальная зона ВЗТ 1-ой или II-й групп. При построении карты поверхности ВЗТ принимались также следующие положения:

1. Построение осуществлялось по принципу от частного к общему с использованием детальных геологических разрезов по шахтным полям, при этом результаты выносились к их границам с последующей увязкой с данными скважин, расположенных за пределами шахтных полей.
2. В каждой скважине или опорной точке геологического профиля (при необходимости) обозначается стратиграфическим индексом ритмопачка (римскими цифрами), которая залегает в кровле ВЗТ. Индекс, как правило, одновременно соответствует количеству ритмопачек (например, индекс IV означает, что в кровле ВЗТ залегает соляная пачка ритмопачки IV, указывающей на присутствие в разрезе 4-х ритмопачек). При отсутствии $ВЗТ_3$ ставится индекс ПКС, а если и ее нет – индекс СКЗ. В последнем случае возникает необходимость в определении границ аномальной зоны ВЗТ 1-й группы, и тогда СКЗ делится на две части ($СКЗ_2$ и $СКЗ_1$), при этом контуры с $СКЗ_1$ ограничивают площадь, в пределах которой на соляном зеркале обнажен разрез, сложенный пластом Е и ниже (в данном случае оставляется целик).

Составленная по изложенной выше методике карта поверхности ВЗТ дифференцирует соляной массив по строению ВЗТ. В связи с этим правомерен вопрос: содержится ли в такой карте тектоническая информация. Ответ однозначен: да и это очевидно из карты, где все площади с идексом СКЗ расположены на сводах крупных поднятий (например, Березниковского – на БКПРУ-1, Поповского – на СКПРУ-2 и т. д.), а площади с индексом VII и VIII – в мульдах крупных прогибов (например, Тверитинского в центральной части СКПРУ-3, в аварийном участке БКПРУ-3, в Камской депрессии и т. д.). Это означает, что представленная карта не только локализует площади с распространением одних и тех же стратиграфических единиц разреза, обнажающихся на обращенной вниз поверхности соляного зеркала (геологическая карта), но и четко обозначает разделение

[7] Инструкция по защите рудников от затопления и охране объектов на земной поверхности от вредного влияния подземных горных разработок в условиях Верхнекамского месторождения калийных солей // СПб.: ОАО «ВНИИГ», ОАО «Галургия».

этой поверхности на крупные антиклинальные и синклнальные структуры, прогнозируя их простирание и, соответственно, границы. Поэтому обсуждаемая карта является геолого-тектонической.

Сравнительным анализом структурных поверхностей пласта Кр. 2, ПКС и СМТ выявлялась пространственная связь между основными тектоническими элементами (складчатые и разрывные дислокации), соответственно, промышленной зоны, соляного и надсоляного комплексов пород (задача п. 2, см. стр. 316). Затем эти тектонические элементы фрагментарно прослеживались в глубь осадочного чехла в структуре подсоляного комплекса пород (задача п. 3), используя при этом материалы сейсморазведки МОГТ (гл. 2.3, рис. 2.66, 2.72, 2.75).

4.3.2.2. Сравнительный анализ тектоники надсоляного, соляного и подсоляного комплексов пород, тектоническое районирование шахтных полей и геологические модели строения осадочного чехла Соликамской впадины на территории ВКМКМС

Осадочный чехол Соликамской впадины на территории центральной и южной частей ВКМКМС, включающих эксплуатируемые шахтные поля ОАО «Сильвинит» и ОАО «Уралкалий», можно представить в виде трехслойного геологического разреза. Из них нижний слой отвечает подсоляному комплексу пород (ПКП), сложенному терригенно-карбонатными отложениями (D_2 – $P\ Kg_2\ ir_1$, см. рис. 2.2) толщиной до 2-х км по скважинам 1-ОП Березниковская, 8-ОГН, 12-ОГН, 40-ОГН и др. Средний слой представлен соляным комплексом пород (СКП, $P_1\ Kg_2\ ir_{2-4}$ – $P_2\ uf_1$) толщиной 400–500 м, верхний слой – карбонатно-терригенными отложениями ($P_2\ uf$ – Kz) надсоляного комплекса пород (НКП). По всей рассматриваемой территории толщина слоя ПКП распределена относительно равномерно, слоя НКП – неравномерно за счет изменения толщины пестроцветных терригенных отложений шешминского горизонта, переходящих вверх в красноцветные образования. Максимальная толщина (до 1200 м) пестроцветов и красноцветов отмечается в восточной части Дуринского прогиба, где наблюдается стратиграфическое наращивание их мощности за счет омоложивания возраста до верхнего мела включительно (см. гл. 2.2.2.3). Это предполагает наличие первоначальной мощности НКП 1400 м и более за счет накопления пестроцветных моласс в течение поздней перми, средней юры и мела, возможно с перерывами в осадконакоплении в триасе – ранней юре.

Как следует из гл. 2.2.3.2., основная фаза складчатости и надвигообразования произошла после того, когда была сформирована трехслойная модель осадочного чехла. Поэтому в современной структуре осадочного чехла все основные (региональные) тектонические элементы среднего слоя (СКП) должны быть выражены в нижнем (ПКП) и верхнем (НКП) слоях. При этом нельзя ожидать полного подобия структур, поскольку средний соляной слой резко отличается от нижнего и верхнего по физико-механическим свойствам (высокая растворимость, содержание микровключений газово-жидкой фазы в минералах и породах, способность к реоморфизму и изменению объемов пород). С учетом свойств и горизонтальной направленности продольного сжатия с востока на запад подобие структур должно выражаться в их западной вергентности и пространственном совпадении одних и тех же надвигов. Это теоретическое положение подтверждено результатами интерпретации сейсмоматериалов МОГТ (гл. 2.3) и иллюстрировано рисунками 2.24, 2.72, 2.73 и 2.75.

Необходимо отметить еще одну особенность тектоники среднего слоя: несоответствие структурных планов его поверхности (граница с НКП) и подошвы (граница с ПКП), которое выражено образованием практически повсеместно соляного «зеркала» и на ее поверхности продуктов (гипсово-глинистая «шляпа») подземного выщелачивания кровли СКП. Интенсивность данного процесса определяется гипсометрическим положением кровли СКП: чем выше это положение, тем глубже проникает процесс выщелачивания в стратиграфическом разрезе СКП. Так, например, в пределах Клестовского поднятия к северу от г.Соликамска (шахтного поля СКПРУ-1) выщелочены породы ВЗТ и калийной залежи. Изменение гипсометрии кровли СКП определяется ее положением в системе поднятие --- склон --- прогиб. В пределах последнего кровля СКП, как правило, располагается внутри соляно-мергельной толщи (СМТ), разделяя ее на две части: нижнюю соленосную ($СМТ_1$) и верхнюю несоленосную ($СМТ_2$). $СМТ_1$ разделяется на ритмопачки (мергель – каменная соль) в количестве от одного до девяти, в зависимости от амплитуды прогиба. Все геологические разрезы, составленные по принципу разделения СМТ (взамен традиционного рассмотрения ее в ранге нижнесоликамского подгоризонта), вскрывают прямую зависимость мощности шешминского горизонта от количества ритмопачек в $СМТ_1$, что при повсеместном развитии и подземном механизме образования соляного «зеркала» свидетельствует о соответствии структурных планов между стратиграфи-

ческими горизонтами соляного (например, покровная каменная соль – ПКС) и надсоляного (граница между СМТ и ТКТ – терригенно-карбонатной толши) комплексов пород.

Таким образом, при тектоническом продольном сжатии с востока (основная фаза складчатости) трехслойного осадочного чехла ВКМКМС и Соликамской впадины, в целом, в наибольшей степени дислоцированным должен был оказаться средний слой (СКП) и, в меньшей степени, – нижний слой (ПКП). При этом, если учесть, что уровень детальности изучения среднего слоя более высок (особенно в пределах шахтных полей), чем нижнего слоя, то станет очевидным, что сравнительный анализ тектоники

всех трех слоев осадочного чехла может привести к надежным (достоверным) результатам в том случае, когда тектонические структуры, выявленные в пределах шахтных полей, будут прослежены вниз (нижний слой) и вверх (верхний слой). Другие варианты прослеживания тектонических структур, например, из верхнего слоя в нижний (с применением дешифрирования аэрокосмических снимков и морфометрического анализа) или из нижнего слоя (включая фундамент) в верхний (с помощью различных методов нефтяной геофизики), не приводили к положительным результатам, так как на пути их прослеживания в качестве неопознанной преграды выступала соляная толша (средний слой). Это со всей наглядностью выражено представлениями об отсутствии разрывных дислокаций в соляной толще /105/, о «внутренней тектонике» /278/ и «галокинезе» /274/ или об автономности тектоники на разных уровнях соляной толщи /136, 137, 139/. В подтверждение высказанного тезиса ниже приведена схема тектонического районирования шахтных полей и примыкающих участков ВКМКМС (рис. 4.7), которая основана на сравнительном анализе тектоники СКП и НКП, представленном на структурных картах (м-б 1:50000) поверхностей ПКС и СМТ.

Рис. 4.7 отражает тектонику только соляного комплекса, так как показанные на нем оси крупных пликативных и разрывных (сдвиги) дислокаций взяты из структурной карты поверхности ПКС, а надвиги – показаны на трех уровнях поверхностей: СМТ (А, Б, В), ПКС ($А_1$, $Б_1$, $В_1$) и пласта Кр. 2 ($А_2$, $Б_2$, $В_2$). Практически все разрывные дислокации, фиксируемые в ПКС, прослеживаются и на уровне границы СМТ/ТКТ. Обращает на себя внимание тот факт, что некоторые разрывные нарушения, выявленные в поверхности СМТ, не прослеживаются на уровне кровли ПКС.

Согласно рис. 4.7, в современной структуре центральной и южной частей ВКМКМС, разделенных системой (зона 1) субширотных горизонтальных сдвигов Дуринского прогиба, четко выявляется субмеридиональная тектоническая зональность, осложненная сдвиговыми дислокациями.

Наиболее западная субмеридиональная тектоническая зона (**II**, рис. 4.7) ограничена с востока Усольским региональным надвигом (А), а с запада – границей между Восточно-Европейской платформой и Соликамской впадиной Предуральского краевого прогиба, показанной на рис. 1.1 данной работы. В эпоху складчатости и надвигообразования эта граница сыграла роль жесткого упора, и давление с востока было компенсировано ростом в верх соляной антиклинали, приобретавшей форму соляных куполов и валов (1, 2, 3, рис. 4.7). В восточной части зоны **II** располагается ось Камского прогиба, которая выявлена в 1980 г. М.И. Денисовым. Обращает на себя внимание близкое и параллельное расположение с востока к этой оси депрессии Усольского надвига ($А_2$), что указывает на формирование этой депрессии в процессе образования этого надвига.

Обоснование выделения и прослеживания Усольского надвига приведено в специальной гл. 2.2.2.1 данной работы. Здесь укажем только на то, что многие скважины (910, 992, 994, 996, расположение см. на рис. 4.7) вскрывают поднадвиговую синклинальную складку, прослеженную нами на расстоянии 8 км. Эта складка занимает наиболее глубокую часть Камского прогиба, опрокинута на запад и своим местоположением совпадает с депрессией Камского прогиба, ось которой показана на рис. 4.7. Протяженность ее к северу от Южнодуринского регионального сдвига составляет 26 км. К югу от сдвига она вскрыта к востоку от скв. 1002 и 179, а еще южнее – к западу от скв. 403, 404, вдоль надвига ($А_2$). При этом необходимо отметить, что в скв. 403, 404 Усольский надвиг расположен непосредственно вблизи маркирующего горизонта (МГ) подстилающей каменной соли и зафиксирован здесь появлением красных сильвинитов ниже МГ /105/, выделенных в качестве пласта «Кр. IV», образовавшегося в седиментации /139/, с чем трудно согласиться. Следует также отметить, что рассматриваемая поднадвиговая складка не зафиксирована нами по широте скв. 930–997. Если при этом обратим внимание на изменение простирания Пыскорского соляного вала на этой же широте (2, рис. 4.7), то станет очевидным, что оба факта следует рассматривать как следствие влияния системы горизонтальных сдвигов Дуринского прогиба. Вдоль Южнодуринского сдвига это влияние четко фиксируется разрывом зоны Усольского надвига и перемещением ее северной части влево (на запад) на расстоянии 1,5–1,8 км. Ширина тектонической зоны **II** на уровне пласта Кр. 2 более 4 км.

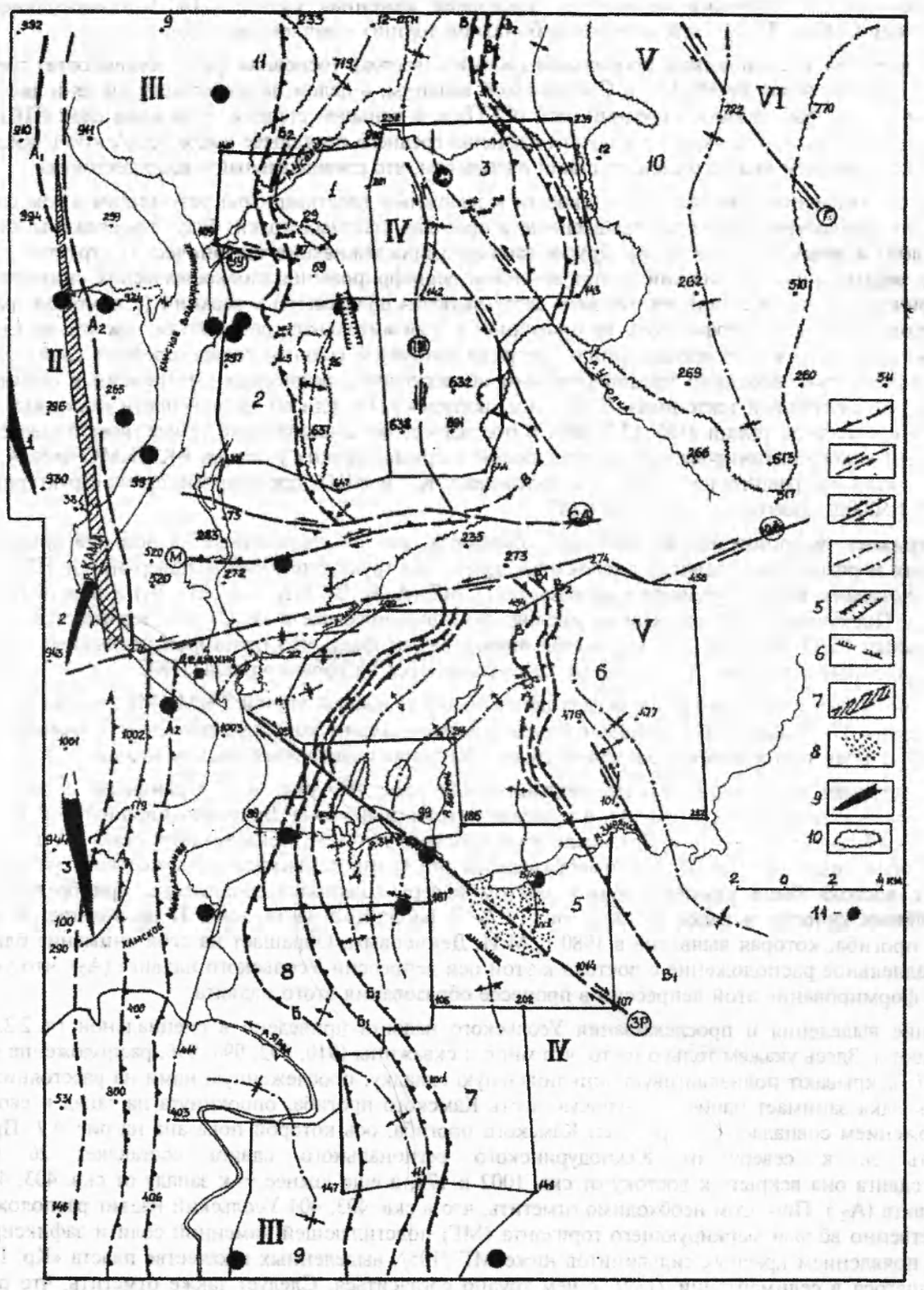


Рис. 4.7. Схема тектонического районирования шахтных полей и примыкающих участков ВКМКМС по синтезу структурных карт (м-ба 1:50000) поверхностей СМТ, ПКС и пласта Кр. II.

1 – Региональный надвиг: Усольский (А, $А_1$, $А_2$), Соликамский (Б, $Б_1$, $Б_2$) и Троицкий (В, $В_1$, $В_2$); показаны на поверхностях СМТ (А, Б, В), ПКС ($А_1$, $Б_1$, $В_1$) и пласта Кр. II ($А_2$, $Б_2$, $В_2$); 2 – сдвиг, стрелки показывают направление горизонтального перемещения соседних блоков; 3 – сдвиго-надвиг; 4 – ось крупных антиклинальных (а) и синклинальных (б) структур (их название см. в тексте); 5 – структура растяжения; 6 – листрический сброс; 7 – ось депрессии в Камском прогибе (по М.И.Денисову); 8 – проницаемый сверху для подземных вод участок; 9 – ось куполовидных структур: Западно-Пыскорской (1), Пыскорской (2) брахиантиклиналей (по М.И. Денисову) и Усольской (3); 10 – площади отсутствия ПКС; 11 – сейсмически активный участок.

Следующая к востоку тектоническая зона **III** расположена между Усольским и Соликамским надвигами. Ее ширина (на уровне поверхности СМТ, $А_1$–$Б_1$, рис. 4.7) составляет около 8 км в Усть-Боровской широте и 12 км – в Усть-Яйвинской широте; минимальная ширина (6 км) зоны отмечается на Усть-Зырянском участке. В данную зону входят западные части шахтных полей СКПРУ-1, СКПРУ-2 (гориз. -220 м), БКПРУ-4, БКПРУ-1, а также большая часть Боровского, Усть-Яйвинского и Палашерского участков. Зона располагается на восточном борту Камского прогиба. Ее можно обозначить как Боровско – Яйвинскую тектоническую зону (ТЗ.БЯ). В южной части зоны простирание осей крупных складок субпараллельно Соликамскому надвигу, что вполне закономерно, а в центральной части зоны оси складок приобретают простирание Южнодуринского сдвига, что свидетельствует о влиянии последнего на формирование складок и, следовательно, также закономерно.

Тектоническая зона IV расположена между Соликамским и Троицким надвигами. В ее пределах находится основная часть шахтных полей. Наибольшая ширина зоны (12 км и более) отмечается на широтах г.Соликамска и р.Зырянка, наименьшая (до 4 км)- на севере центральной части БКПРУ-4 (см. рис. 4.7). Эту зону можно выделить как Центральную тектоническую зону. В пределах зоны оси складчатых структур, в целом, субпараллельны простиранию Соликамского надвига. Наиболее крупные из них: Березниковское поднятие на юге зоны, Соликамская группа поднятий (Поповское, Рудничное и Клестовское, соответственно, а, б и в на рис.4.7) и Тверитинский прогиб (г) на севере зоны. Отметим, что до формирования Дуринского прогиба и сдвигообразования, в целом (мел – миоцен, гл. 2.2.3.2), Березниковское поднятие с поднятиями Соликамской группы (а, б и в) представляли собой единую мегаантиклиналь, формировавшуюся при надвигании зоны IV на зону III.

Тектоническая зона V, обозначенная нами как Половодовско-Талицкая, располагается к востоку от Троицкого надвига. Ее восточная граница остается неопределенной в настоящее время. На севере, в Половодовской части зоны, восточную границу можно провести по сдвигу-надвигу (рис. 4.7), выделяемую нами в поверхности СМТ (см. прилож. 2.1) под наименованием Камынинским (с. Камынино). В поверхности ПКС эта разрывная дислокация не выделяется, но S-образный характер простирания оси Шубинской синклинали (прилож. 1.1) предполагает его присутствие здесь. В таком случае этот сдвиго-надвиг будет являться разделом единого Осокинско-Шубинского прогиба (д, рис. 4.7). Таким образом, на севере Половодовско-Талицкая тектоническая зона расположена между Троицким ($В_2$) надвигом и Камынинским сдвиго-надвигом (г) Последний простирается в начале на СЗ, рассекая Харюшинско-Потымковское поднятие, а затем на ЗСЗ и, вероятно, соединяется с Боровицким левосторонним сдвигом /43, 44/, который установлен бурением скважин вдоль южной границы Боровицкого прогиба и выделен в качестве разлома /251/. Сдвиг этот не имеет восточного широтного продолжения, так как не фиксируется ни в Потимковском поднятии, ни в соседствующем Шубинском прогибе (в северной части).

На юге рассматриваемой тектонической зоны восточная граница не фиксируется из-за отсутствия данных. Поэтому предполагается, что ее ширина здесь более 10 км (на севере около 8 км). В ее пределах расположена восточная часть БКПРУ-4 и Талицкий участок. Простирание осей складок субпараллельно Троицкому надвигу и нередко является северо-западным (например, Бушкашерское поднятие или соседняя синклиналь, е, ж, см. рис. 4.7).

Тектоническая зона VI выделяется в настоящее время только на севере, где расположена между Камынинским сдвиго-надвигом и Всеволодо-Вильвенским надвигом.

Субмеридиональная тектоническая зональность месторождения осложнена субширотными и диагональными горизонтальными сдвигами, крупнейшими из них являются сдвиги системы Дуринского прогиба (1), которые рассекают все тектонические зоны (II–V). Система включает Южнодуринский и Северодуринский левосторонние сдвига (ЮД, СД, рис. 4.7) и правосторонний сдвиго-надвиг, выделяемый нами под названием Медвединского (М). Некоторые сдвиги начали развиваться из данной системы, унаследовавшие левосторонний характер – это прежде всего Пашковский и Селянский (ПШ, С, рис. 4.7) на шахтном поле СКПРУ-3. Встречены и другие сдвиги, не связанные с Дуринской системой. Один из них Усть-Усольский – простирается субширотно, рассекая зону Соликамского надвига на шахтном поле СКПРУ-1 (УУ, рис. 4.7), другой – Зырянский сдвиг (ЗР), имеет правосторонний характер и прослеживается в структурах шахтных полей (БКПРУ-1, 2) на расстоянии более 20 км.

Местоположение Зырянского сдвига первоначально (1989 г.) было намечено нами на шахтном поле БКПРУ-2 по таким признакам, как частота проявлений ГДЯ, мелко-островной характер сильвини-

тизации карналлитов пласта Б (см. рис. 4.3) и резкое изменение простираний структур по поверхности ПКС. В связи с этим было выбрано местоположение бурения скв.1014 в юго-восточной части рудника БКПРУ-2 (см. рис. 4.7), где отсутствовали какие-либо геологические данные. Прогноз был подтвержден аномальностью строения как промышленной зоны и ВЗТ, так и надсолевого комплекса пород в разрезе этой скважины. Бурением установлена необычность разреза терригенно-карбонатной толщи (ТКТ), которая заключается в отсутствии мощной пачки известняков в ее основании, выделяемой в качестве $ТКТ_1$. Еще один примечательный факт – это наличие в разрезе НКП проницаемой зоны (см. рис. 4.7), выделенной в 1980 г. проф. В.А.Мироненко с сотрудниками как «язык рассолов» от шламохранилища к Верхне-Зырянскому водохранилищу, засолоняющий пресные воды ТКТ со скоростью фильтрации 0.1–1.0 м/сутки.

На шахтном поле БКПРУ-1 Зырянский сдвиг фиксируется резким изменением вдоль его простираний складчатых структур (рис. 4.8). Далее на СЗ наличие этого сдвига отражено в в резком изменении простирания р.Камы от юго-восточного на юго-западное в районе с. Дедюхина.

Таким образом, в современной структуре СКП и НКП центральной и южной частей ВКМКМС выделяются 4 субмеридиональные тектонические зоны (блоки), которые разделены Усольским, Соликамским и Троицким региональными надвигами. Надвиги погружаются на восток под углами, соответственно, 6–7, 11–15 и 13–21°. Четвертым надвигом, ограничивающим с востока тектоническую зону VI, является Всеволодо-Вильвенский, который погружается на восток под углами 5–18° (/110/, см. рис. 2.1, 2.65).

Предлагаемая нами схема тектонического районирования центральной и южной частей ВКМКМС резко отличается от «Схемы тектонических структур ВКМКМС» (рис. 4.9), в которой выделены субмеридиональные, субширотные и диагональные разломы 2–4 рангов. Все разломы отнесены практически к разряду «глубинных» в понимании А.В. Пейве. Однако ссылка на известную работу этого выдающегося ученого не корректна, т. к. А.В. Пейве в одной из последних работ /196/ отказался от своих прежних взглядов и сформировал новое представление о глубинных разломах, относя их к следствию горизонтальных тектонических движений. Только два разлома из «схемы» на рис. 4.9 (1, 2) находят свое место в нашей «схеме» (рис. 4.7), а именно: Красноуфимский (1) и Дуринский (2). Согласно Г.Г. Кассину и В.В. Филатову /116/, Красноуфимский «разлом» ступенеобразно погружается на восток, т. е. он имеет сбросовую природу и должен относиться к структуре горизонтального растяжения. Этот сброс является одновременно западной границей Соликамской впадины (см. рис. 2.1) и тектонической зоны II (рис. 4.7), обозначенной нами под наименованием «Пыскорской». Красноуфимский сброс, по нашему мнению, заложился в артинское время на восточном склоне Восточно-Европейской карбонатной платформы и в дальнейшем развивался как структура растяжения с погружением восточного блока, в пределах которого образовался Предуральский прогиб. В кунгурскую эпоху соленакопления вдоль сброса располагалась краевая рифовая фация Предуральского солеродного бассейна. Позже сброс был погребен отложениями верхней перми, а в раннем мезозое он выполнял функцию «жесткого уступа», противостоящего тектоническому давлению с востока, о чем упомянуто выше при рассмотрении Пыскорской тектонической зоны.

По природе и местоположению Дуринского «разлома» нет принципиальных разногласий (см. гл. 2.2.2.3.1). Различие касается ширине этого «разлома»: на рис. 4.9 она составляет 8 км. На рис. 4.7–3,5-4 км. Вопрос имеет важное значение с позиции безопасности эксплуатации примыкающих к нему калийных рудников, т.к. согласно рис. 4.9 значительная часть шахтных полей СКПРУ-2, БКПРУ-4 и Новосоликамского участка располагается в границах Дуринского разлома. В связи с этим данный вопрос будет рассмотрен в последующей главе.

Остальные разломы 3-го и 4-го рангов не находят отражения в структурах СКП и НКП шахтных полей и примыкающих участков ВКМКМС (рис. 4.7). Поэтому они никакого отношения не имеют к «схеме тектонических структур ВКМКМС», а крупные пликативные структуры, принадлежащие, несомненно, к тектоническим структурам ВКМКМС, на рис. 4.9 отсутствуют. Мы не случайно остановились подробно на рассмотрении рис. 4.9. Эта «схема тектонических структур» в настоящее время нередко подается как основа количественной и качественной оценки изменения геодинамической обстановки при рассмотрении проблемы совместной разработки месторождений калийно-магниевых солей и нефти. В связи с этим можно предположить, что рассматриваемая «схема...» предлагается в качестве геологической модели строения осадочного чехла Соликамской впадины, с чем трудно согласиться, так как она не выражена в СКП (и НКП) и отражает полностью концепцию вертикального движения блоков фундамента. Эта концепция, как показали тектонические исследования (гл. 2.1–2.2) и анализ сейсмоматериалов МОГТ (гл. 2.3), не применима для тектоники СКП и НКП. Поэтому ниже рассмотрим возможную тектоническую модель строения осадочного чехла территории ВКМКМС.

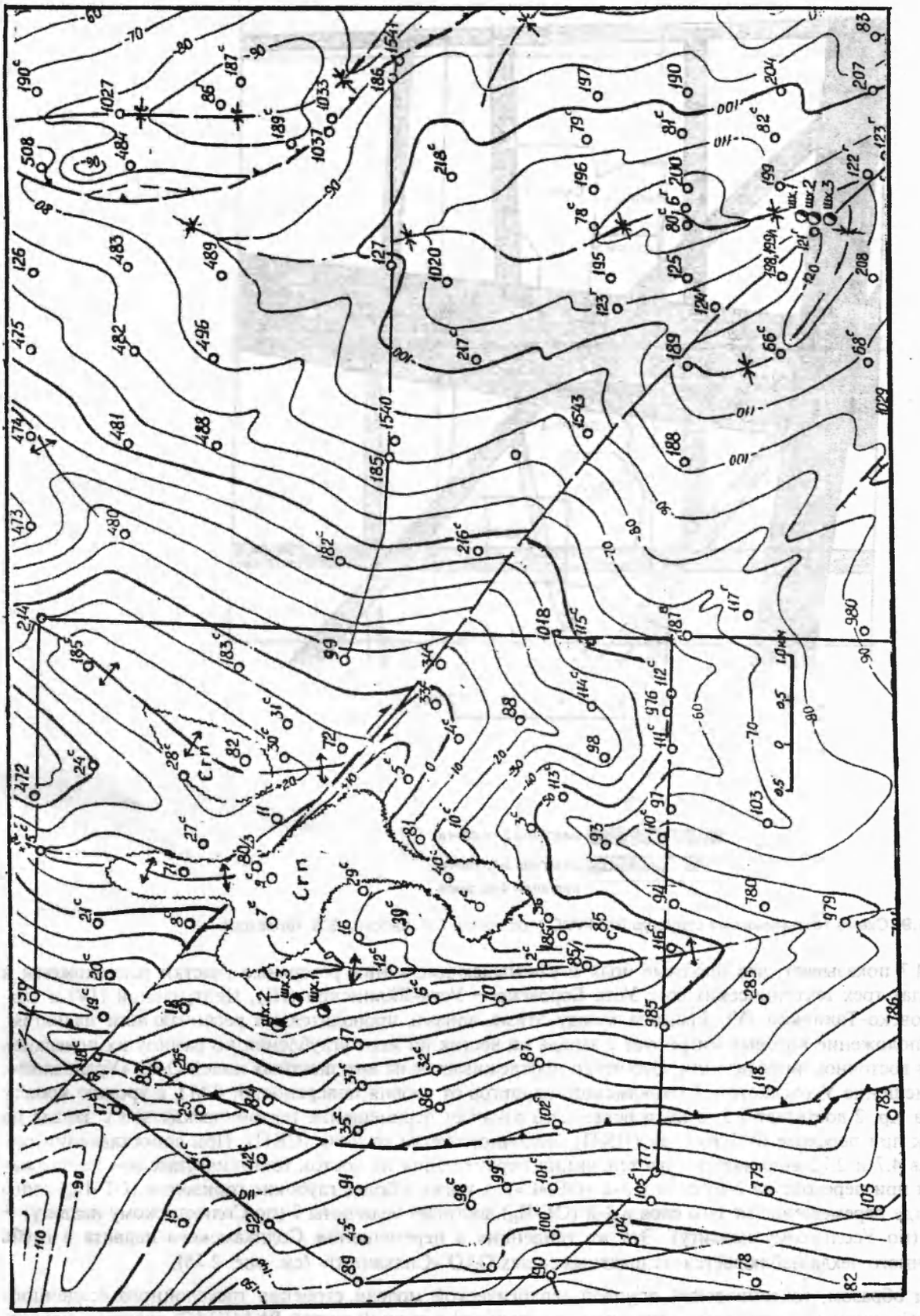


Рис. 4.8. Структурная карта поверхности ПКС вдоль Зырянского сдвига (усл. обозн. см. рис. 4.7.).

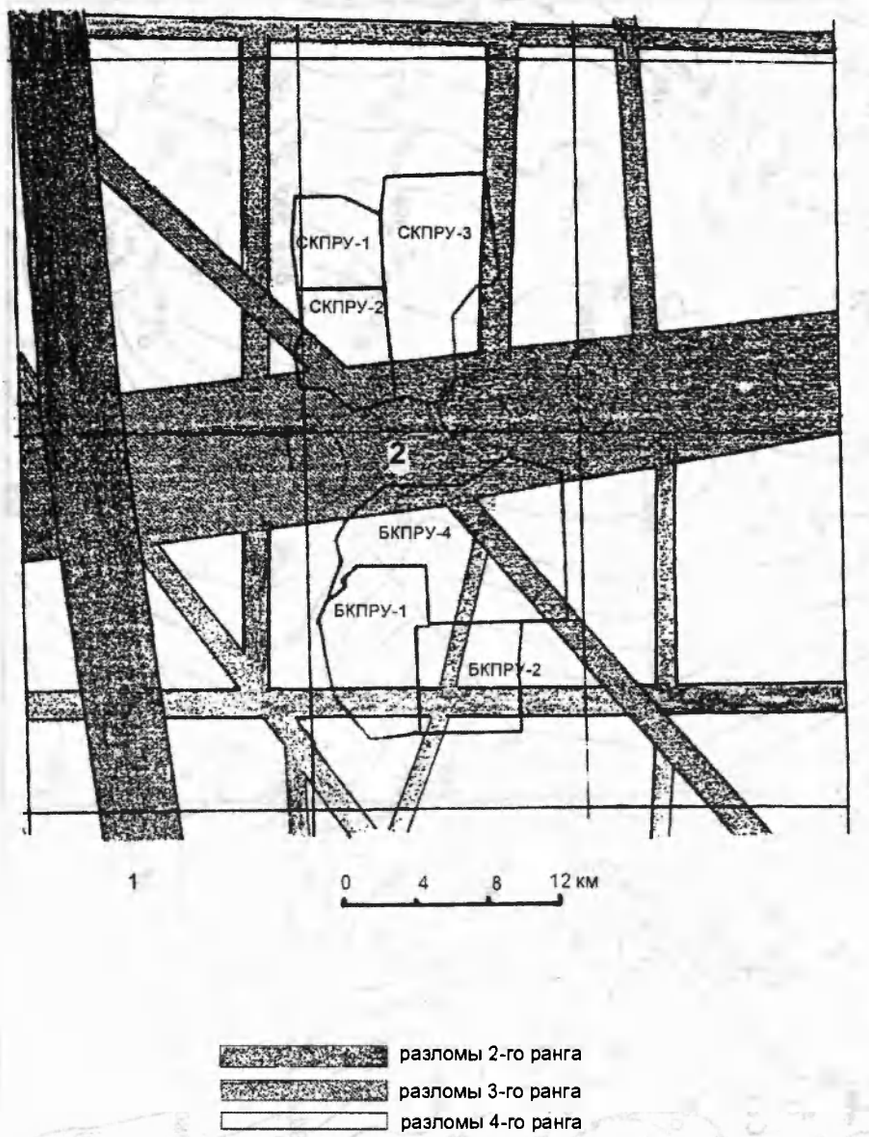


Рис. 4.9. Схема тектонических структур ВКМКМС (составили Г.Г. Кассин, В.В. Филатов).

Рис. 4.7 показывает, что шахтные поля и примыкающие к ним резервные участки расположены в пределах трех тектонических зон: Усть-Боровско – Усть-Яйвинской (III), Центральной (IV) и Половодовско-Талицкой (V). Граница между этими зонами проводится по региональным надвигам, местоположение которых мигрирует с запада на восток по мере углубления по разрезу их поверхностей в восточном направлении. Это четко прослеживается на юге шахтных полей ОАО «Уралкалий», где смещение Усольского и Соликамского надвигов от уровня поверхностей СМТ к уровню кровли пласта Кр. 2 достигает 2,5–3 км и более. Это означает перемещение тектонических зон с запада на восток при переходе от 1-го слоя (НКП) осадочного чехла ко 2-му (СКП). При сопоставлении рисунков 4.7 и 2.72 выясняется, что тенденция перемещения на восток тектонических зон продолжается и при переходе из 2-го слоя в 3-й (ОГ-«С»), а также в более глубокие горизонты (ОГ-$II_п$) этого слоя, где перемещение от 1-го слоя в 3-й (ОГ-$II_п$) достигает величины 7 (по Соликамскому надвигу) – 9 км (по Усольскому надвигу). Эта же тенденция в перемещении Соликамского надвига в глубь осадочного чехла наблюдается на шахтных полях ОАО «Сильвинит» (см. рис. 2.75).

Таким образом, тектонической основой геологической модели строения трехслойного осадочного чехла Соликамской впадины (в границах центральной и южной частей ВКМКМС) является существование субгоризонтально-нисходящей пространственной связи между основными тектоническими структурами, наблюдаемой при переходе от 1-го в 3-й слой. По площади происходит смещение тек-

тонических зон на восток при расстоянии до 9-ти км и менее в зависимости от углов погружения надвигов. Крупные поднятия во 2-м и 3-м слоях осадочного чехла имеют близкую морфологию: асимметричное строение с более крутым западным склоном (рис. 2.24). Сравнение Поповского поднятия с Пашковским «рифогенным массивом» показало, что последний обладает всеми чертами тектонического поднятия и, возможно, является глубинным (на ОГ-$II_п$) выражением Поповского поднятия.

Субвертикально-составляющий характер имеют только горизонтальные сдвиги, которые относятся к наиболее молодой системе разрывных дислокаций. Они вызывали горизонтальные перемещения разделенных ими блоков, нарушали линейность субмеридиональных тектонических зон и структур, возникших при складко- и надвигообразовании, преобразовывали крупные антиклинали в поднятия изометричной формы, синклинали – в мульдообразные депрессии, а региональным надвигам придавали дугообразно-прерывистый характер.

4.3.2.3. Влияние системы сдвигов Дуринского прогиба на безопасность эксплуатации калийных рудников ВКМКМС

Система сдвигов Дуринского прогиба состоит из двух окраинных левосторонних сдвигов: Южнодуринского – на юге и Северодуринского – на севере (рис. 4.7), между которыми в западной части прогиба располагается правосторонний сдвиг, переходящий местами в надвиг (в районе скв. 272). Непосредственно к югу от Южнодуринского сдвига расположена северная граница шахтного поля БКПРУ-4, к северу от Северодуринского сдвига на расстоянии 2–3 км проходит южная граница СКПРУ-2 и Новосоликамский участок. Расстояние между указанными сдвигами составляет около 4,5 км на западе и 1,5–2,5 км в центральной части, а на востоке эти сдвиги сближаются и, вероятно, сливаются в одну зону Дуринского сдвига. Расширение зоны на западе связано с ее разделением правосторонним сдвигом.

Южнодуринский сдвиг непосредственно вскрыт скв. 273[а] в центральной части и скв. 1026 – в восточной части. В районе скв. 1026 зона сдвига и ее влияние на строение и состояние пород ВЗТ при отработке руд исследованы достаточно детально (см. гл. 2.2.2.3.1, а также – /73/) и нет необходимости повторно касаться результатов исследований. Отметим только, что зона сдвига выражена в СКП в виде «взброса», а по НКП – «сброса». Изменение знака движения блока по субвертикали не относится к изменению знака тектонических движений во времени. На самом деле разрезом скв.1026 вскрыты два соседних блока, разделенных плоскостью сдвига, погружающейся на север под углом около 50°. Южный блок перемещался вправо (на восток), а северный – влево (на запад). Поэтому к югу от сдвига на всем его протяжении располагается узкая полоса поднятия и выщелачивания СКП, а к северу – зона растяжения (см. рис. 4.7). Что касается разреза скв. 273[а], то здесь сдвиг выражен палеокарстовыми воронками в СКП, заполненными брекчией из пород СМТ и шешминского горизонта /105/. Однако, на этом участке зона сдвига (и скв. 273[а]) располагается на расстоянии более одного километра к северу от границы шахтного поля БКПРУ-4. Между этой границей и зоной сдвига расположена субширотная синклиналь, ось которой проходит по линии скв. 538–1047. Ее протяженность составляет 2 км. Синклиналь асимметрична: ее северный борт, прилегающий к сдвигу, более крутой.

Учитывая погружение зоны сдвига на север, ее влияние на отработку запасов сильвинита южного борта этой синклинали практически отсутствует. В связи с этим указанные запасы можно разрабатывать путем продления на север I[й] северо-западной панели (до начала северного борта этой синклинали). Далее на запад зона Южнодуринского сдвига максимально приближена к границе шахтного поля в районе скв. 499 (расстояние между ними около 200 м). Этот участок шахтного поля относится к его западной части. Влияние зоны сдвига выражено в наличии субширотных складчатых структур. Таким образом, влияние Южнодуринского сдвига максимально для северо-восточной части шахтного поля БКПРУ-4 (район скв. 274, 1026, 223, 194), минимально для западной части и практически отсутсвует на севере центральной части (I СЗП, I СВП).

Формирование Северодуринского сдвига происходило при доминантном перемещении влево (на запад) северного блока[8], относящегося к шахтному полю СКПРУ-2 и резервному участку рудника БКПРУ-3. Это явилось причиной, видимо, возникновения ряда «дочерних» левосторонних сдвигов. Некоторые из них имеют большую протяженность (15–20 км) и рассекают шахтное поле СКПРУ-3, формируя здесь зоны открытой трещиноватости северо-западного простирания и ромбоэдры скалы-

[8] Движущегося, вероятно, с большей скоростью, чем соседствующий южный блок (вправо, на восток).

вания. В блоках между двумя сдвигами создавались условия, когда восточная часть блока двигалась вправо (на ЮВ), а западная – влево (СЗ) и в результате этого между ними возникают структуры раздвига и открытая трещина северо-восточных простираний. Одна из таких трещин зафиксирована во 2-м блоке 1-й панели. Все эти явления в достаточной степени исследованы нами и отнесены к 1-й или 2-й группам аномальности строения и состояния пород ВЗТ (рис. 4.10) в соответствии с «Инструкцией...» 1994 г.

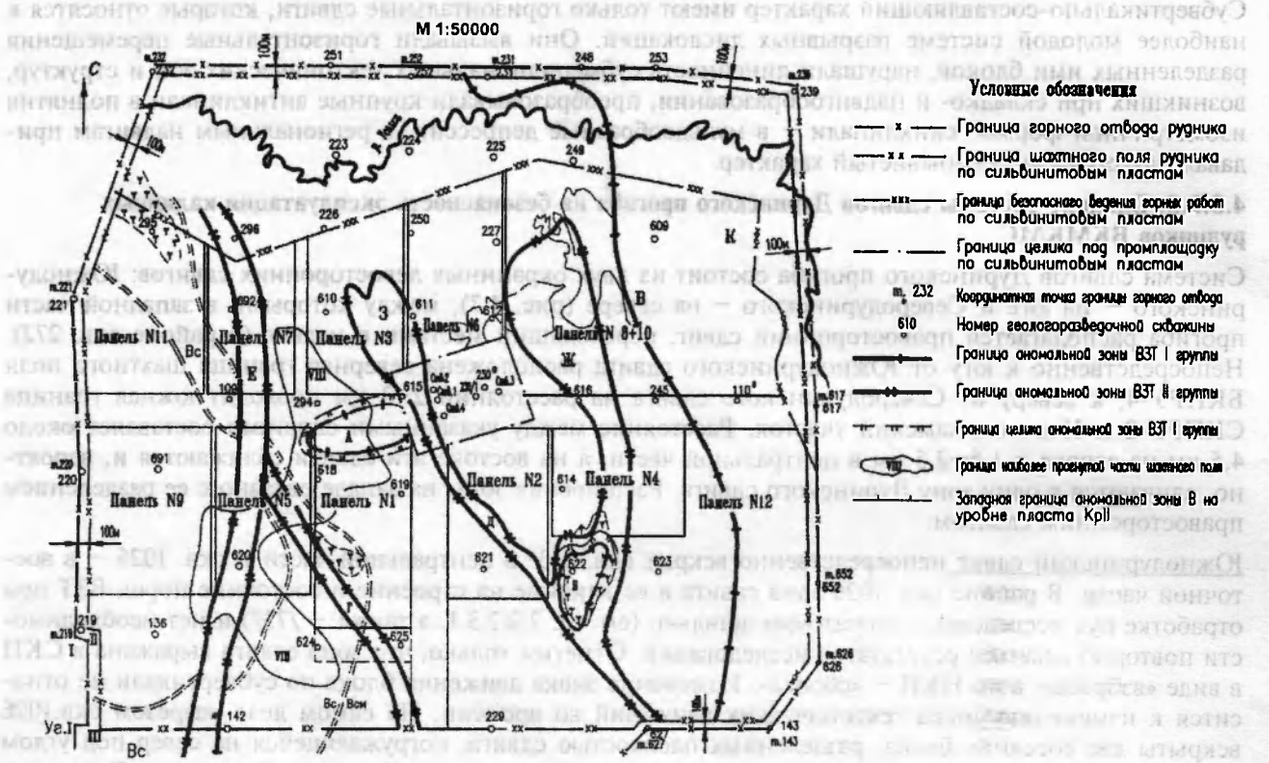


Рис. 4.10. Схема размещения аномальных зон ВЗТ на шахтном поле СКПРУ-3 (Н.М. джиноридзе, 1996 г.)

На юге шахтного поля СКПРУ-2 влияние Северодуринского сдвига выражается формированием вдоль этой границы зон галитизации сильвинитов, группирующихся в субширотном направлении, а также в изменении простираний Соликамского надвига и оси Поповского поднятия (см. рис. 4.7, а также рис. 2.75). Все выделенные сдвиги «дочерного» ряда местами фиксируются на временных разрезах МОГТ (см. гл. 2.3).

В связи с вышеизложенным, представляет интерес рассмотрение вопроса об оценке опасности возникновения аварийных ситуаций на отработанных участках Зырянского сдвига, пересекающего шахтные поля БКПРУ-2, БКПРУ-1 и г.Березники. Подчеркнем, что этот сдвиг не относится к «дочерному» ряду системы сдвигов Дуринского прогиба. Однако он привлекает внимание на себя в связи с происходящими в 1997 г. землетрясением и некоторыми явлениями в районе ств.1 рудника БКПРУ-2.

Так, например, в разрезе передовой скв. 199/1 ствола № 1 подземные воды ТКТ имели минерализацию 20–25 г/л, а после проходки этого ствола в отложениях ТКТ (глубина 145,1 м) были встречены воды с повышенной минерализацией (до 141,5 г/л), содержащей: KCl – 6,13, $MgCl_2$ – 1,59, $CaSO_4$ – 1,43, $Ca(HCO_3)_2$ – 0,14 и $CaCl_2$ – 16,59, $NaCl$ – 43,55 и Br – 0,127 г/л (А.Н. Никулина, 1982). Отметим также, что в 1975 г. в северо-западной стенке ств. № 1 наблюдалось истечение рассола через бетонную крепь с глуб. 44 м (в 29 м ниже кровли ПКС) и его просачивание на глуб. 68 м (в юго-восточной части ствола). В этой же части ствола на глуб. 361,5 м в ноябре 1995 г. был обнаружен вывал у породной стенки размером 2×0,8 м, обнажившим пласт Д. Ранее в этом стволе также имело место отслоение бетонной крепи на глуб. 70 м (пласт $B_{кр}$), а за 1972–1987 гг. фильтрация рассолов из шламохранилища вглубь осуществлялась со средней скоростью 0,014 м/сутки. Это означает, что за 15 лет рассолы шламохранилища могли просочиться лишь до глубины не более 80 м. Поэтому

установленные высокие содержания хлористого калия и магния в водах из глуб. 141,1 м не могли происходить, по нашему мнению, за счет рассолов шламохранилища. Более правдоподобным нам кажется восходящее движение растворов, связанное с близостью расположения ств.1 к зоне сдвига.

Зона Зырянского сдвига простирается от о-ва Дедюхина до Талицкого участка на расстоянии более 23 км. Вдоль зоны сдвига расположены 3 водохранилища (Камское, Семинское и Верхне-Зырянское) и участок фильтрации растворов шламохранилища в породах ТКТ, который возник в результате разуплотнения пород ТКТ над зоной сдвига. Поскольку «язык рассола» прослежен до Верхне-Зырянского водохранилища (см. рис. 4.7), то и это гидротехническое сооружение вовлечено в динамику перемещения вниз поверхностных вод. Оно расположено в 0,7–2 км к северу от сдвига на участке «языка рассола». В районе этого водохранилища осуществлялась добыча меди, а на о-ве Дедюхин – добыча рассолов. При всем этом обращает на себя внимание последовательность двух фактов. Один из них – повторная прорезка целиков в 1991 г. на 1-й и 5-й западных отработанных панелях, где преобладающая часть техногенных дислокаций представлена структурами растяжения (гл. 2.4.4), а сами участки прорезки расположены практически в зоне сдвига (см. рис. 2.89) и на участке фильтрации сверху поверхностных вод. Второй факт – это отслоение в 1988 г. бетонной корки ствола № 1 на уровне пласта $B_{кр}$ и образование вывала здесь на уровне пласта Д в 1995 г. Эти факты, вероятно, находятся в причинно-следственных связях, так как отработка пластов Кр. 2 и АБ в указанных панелях (до 1988 г.) и повторная прорезка целиков (1991 г.) осуществлялись в присдвиговой зоне, где изначально могли существовать напряжения растяжения, усиливающиеся после отработки и способствующие передаче давления к району ствола № 1.

Таким образом, мы приходим к выводу о том, что причиной землетрясения 9-го октября 1997 г. (с магнитудой 3,0 по заключению А.А. Маловичко, ГИ УрО РАН) могли быть техногенные нагрузки на зону Зырянского сдвига. Основным из этих нагрузок являются водохранилища. Таких примеров в Мировой практике много. Так, например, заполнение водохранилищ Кремести в Греции (1965–1966 гг.) и Койна в Индии (1962–67 гг.) привело к землетрясениям с магнитудой 6–6,3 и максимальной интенсивностью 8 баллов. Они возникли на имеющихся тектонических нарушениях при гидравлической связи водохранилищ с трещиноватыми породами /63/.

В связи с вышеизложенным, на рис. 4.7 черными кружками показаны участки повышенной сейсмоактивности по данным А.А. Маловичко (ГИ УрО РАН). Из 18 участков 2 расположены в пределах эксплуатируемых нефтяных залежей, 7 – в пределах шахтных полей, 9 – за их пределами и приурочены к долине р. Кама, находясь в зоне влияния Камского водохранилища. При рассмотрении тектонической позиции участков повышенной активности (см. рис. 4.7) наблюдается следующее распределение участков: 9 из них расположены в зоне Усольского надвига, находясь под влиянием Камского водохранилища, 4 – в зоне влияния Зырянского сдвига (а также Семинского и Верхнезырянского водохранилищ), 3 – на участках внезапного обрушения горных пород (СВ и СЗ рудника СКПРУ-2), 1 – в зоне сдвига-надвига в Дуринском прогибе и 1 – в зоне Соликамского надвига (на уровне нефтеносного горизонта) на Уньвинском участке. Таким образом, преобладающая часть участков повышенной сейсмоактивности расположена в зонах влияния двух факторов: водохранилищ и разрывных дислокаций.

В завершении данной главы укажем на необычность строения разреза надсоляного комплекса пород в скв.1014, местоположение которой было определено нами для подтверждения наличия зоны Зырянского сдвига. В этой скважине непосредственно на СМТ залегает 46-ти метровая толща терригенных пород (песчаники, алевролиты, глины, мергели, интервал 202,5–156,2 м), а известняки ТКТ, залегающие выше (156,2–114,3 м), сменяются пестроцветной терригенной толщей (114,3–25,0 м) шешминского горизонта, которая перекрыта известняками со вскрытой толщиной в 13,5 м (25,0–11,5 м, выше – четвертичные отложения). Приведенная последовательность литологических комплексов пород указывает на двукратное повторение (выше кровли СМТ) перевернутых разрезов ТКТ/ПТЦ, что невозможно представить без субвертикальных разрывных дислокаций, возникающих при горизонтальных сдвигах.

5. ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На протяжении многих десятков лет тектоника соляных отложений Верхнекамского месторождения изучалась на фоне доминанты представлений о «галокинезе» или «соляной тектонике». Ценой затопления рудника БКПРУ-3 в 1986 г. тектоника стала первоочередным объектом исследования, имеющим непосредственное отношение к проблеме безопасной эксплуатации калийных рудников Верхнекамского месторождения. Последняя авария на руднике СКПРУ-2 в январе 1995 г. обозначила проблему геодинамической безопасности эксплуатации ВКМКМС при совместной добыче калия и нефти.

В работе впервые тектоника ВКМКМС рассмотрена с позиции примата горизонтальных движений, обусловливающих продольное сжатие осадочного чехла в конце перми – триасе – ранней юре (складчатость, надвигообразование, субмеридиональная тектоническая зональность) и сдвигообразование – начиная со средней юры, особенно в позднем мелу и, возможно, до миоцена включительно. Выделены и типизированы соответствующие складчатые и разрывные дислокации. Показано их взаимоотношение в пространстве. В калийных пластах впервые установлены индикаторы сдвиговых дислокаций: ромбоэдры скалывания и «диапировидные» перемещения глинистого материала. На основе анализа сейсмоматериалов МОГТ установлено наличие надвигов и сдвигов в подсолевом комплексе пород.

На основе изучения обильного фактического материала минералопреобразующие процессы отнесены к метасоматозу, установлены структуры и текстуры соляных пород, формировавшихся в результате метасоматоза, доказана эпигенетическая природа зон галитизации сильвинитов и сильвинитизации карналлитов, выявлено широкое развитие субгоризонтального расслоения, грануляции и бластеза соляных пород под воздействием термодинамометаморфизма, который сопровождал складко- и надвигообразование. Установление пространственной связи зон галитизации сильвинитов, с одной стороны, с хлоридно-магниевыми ореолами в соляно-мергельной толще и, с другой,- с зонами сильвинитизации карналлитовых пород, окончательно решает два вопроса: куда делся хлористый магний после сильвинитизации карналлитовых пород и почему содержание хлористого калия больше в пестрых сильвинитах, чем в карналлитовых породах и даже в красных сильвинитах? В многолетней дискуссии о происхождении пестрых сильвинитов, начавшейся еще в 30-е годы и продолжавшейся до настоящего времени, правыми оказались Ю.В. Морачевский и Е.Э. Разумовская.

Впервые широко обсуждены в работе такие уникальные для калийных месторождений Мира явления, как пирротинизация сильвинитов пласта АБ и благороднометальная (Au, Pt, Pd) минерализация в сильвинитах пласта Кр. 2. При рассмотрении источника рудообразования предпочтение отдано гидротермальному процессу.

Обобщение материалов и результатов тектонических и литогеохимических исследований выполнено впервые на основе петротектонического анализа, суть которого следует из «петротектоники» – научного направления в области соляной геологии, определявшего влияние тектоники на изменение петрографии (структуры, текстуры), минералогии и химизма соляных пород. На основе анализа натурных наблюдений и результатов проведенных экспериментов устанавливается, что термодинамометаморфизм предшествовал метасоматозу. Эти процессы совместно с тектоническими находятся в парагенетической связи и ответственны за формирование современной петротектонической зональности ВКМКМС. Построены структурные карты (м-б 1:50000) по поверхностям ПКС и СМТ, которые вскрывают особенности современной структуры соляного и надсоляного комплексов пород (СКП, НКП) в пределах шахтных полей (ОАО «Сильвинит», ОАО «Уралкалий») и примыкающих участков. На их основе проведено тектоническое районирование центральной и южной частей ВКМКМС. Надвиги, выделенные в соляном комплексе пород, прослежены в глубь осадочного чехла: на площадях с хорошей информацией сейсмоматериалов МОГТ они установлены в структурах по отражающим горизонтам «С», «$А^{т}$» и местами «$II_{п}$». Это сделало возможным разработать тектоническую основу геологической модели строения осадочного чехла рассматриваемой территории ВКМКМС, основные положения которой сводятся к следующему:

1. В современной структуре осадочного чехла территории Верхнекамского месторождения существует прямая субгоризонтально-направленная связь между основными тектоническими структурами (надвиги и крупные пликативы) соляного и подсоляного комплексов пород. На некоторых участках эта связь нарушена горизонтально-сдвиговыми дислокациями.
2. Тектонические зоны в слое 2 (соляной комплекс пород) осадочного чехла постепенно смещаются по площади на восток при переходе из слоя 2 в слой 3 (подсоляной комплекс) и на запад из слоя 2 в слой 1 (надсоляной комплекс). В связи с этим над зоной III по поверхности ОГ-$II_{п}$ может оказаться зона II по поверхности ПКС, а над зоной IV – соответственно, зона III и т. д. Носителями субвертикальной связи между зонами, например, III, IV по ОГ-$II_{п}$ и II, III – по СКП могут являться сдвиги.

Положения 1, 2 приобретают важное значение при исследовании влияния добычи нефти на эксплуатацию ВКМКМС и могут позволить более эффективно осуществлять разработку нефтяных месторождений в Соликамской впадине.

В результате проведенных исследований выявлено разнообразие геологических признаков аномальности строения и состояния пород ВЗТ, негативно влияющих на ведение горных работ. Разработанный нами петротектонический анализ позволил определить геологические процессы образования этих признаков, произвести генетическую классификацию аномальных зон ВЗТ, определить закономерности их размещения в пространстве и, тем самым, концепцию геологического обеспечения безопасности эксплуатации калийных рудников ВКМКМС. Установлено, что происхождение практически всех изученных нами аномальных зон ВЗТ прямо или косвенно связано с историей тектонического развития соленосного бассейна, начавшейся после формирования отложений соликамского горизонта (СМТ и ТКТ). Все аномальные зоны ВЗТ разделяются на пять генетических типов, 4 из которых непосредственно связаны с петротектоническими процессами формирования зон: 1) надвига, 2) свода поднятия, 3) горизонтального сдвига и 4) листрического сброса. К надвиговому генотипу относятся зоны разрывных и флексурно-складчатых дислокаций (РФСД) вдоль Соликамского и Троицкого надвигов. Генотипы «свода поднятия» располагаются в пределах сводов Березниковского, Поповского, Рудничного, Харюшинского и южной части Клестовского поднятий, где формировались под воздействием гипергенных процессов при росте антиклинальных структур. Аномальные зоны в ВЗТ третьего генотипа расположены вдоль сдвиговых дислокаций, а четвертого – в зоне листрических сбросов. Аномальные зоны первых трех генотипов размещены в пространстве закономерно, что определяет возможность их регионального прогноза (например, по схеме тектонического районирования или структурным картам). Для прогноза зон четвертого генотипа необходимо привлечение сейсмоматериалов МОГТ. Аномальные зоны в ВЗТ пятого генотипа обязаны своим происхождением образованию крупных зон галитизации сильвинитов. В связи с западной вергентностью строения этих зон, выносом из них большого количества газово-жидких флюидов и реоморфизмом соляных пород в процессе метасоматоза аномальная зона данного генотипа располагается, как правило, в западном (юго-западном, северо-западном) склоне зоны галитизации. Данный генотип аномальной зоны ВЗТ встречается в зонах надвига, сдвига, листрического сброса и интенсивного развития флексурных складок. Однако эти зоны не всегда сопровождаются крупными зонами галитизации сильвинитов. Поэтому затруднен региональный прогноз аномалий данного генотипа.

В приведенной генетической типизации аномальных зон ВЗТ степень опасности ее подработки (принадлежность к I-й или II-й группам аномальности) определяется совокупностью петротектогенных признаков аномальности строения и состояния пород ВЗТ с учетом последствий аварий 1986 и 1995 гг. Как показано в работе, участки этих аварий резко отличаются друг от друга по совокупности петротектогенных признаков. Это обстоятельство можно использовать для прогноза последствий при возникновении аварийных ситуаций.

Среди авторов работы дискуссионным остается вопрос об источнике «увлажнения» соляных пород при метасоматическом образовании зон галитизации сильвинитов. Одни считают источником хлоридно-натриевые растворы, мигрировавшие из подстилающей каменной соли, отнеся эти зоны при этом к эпигенетическим образованиям. Другие полагают, что источником «увлажнения» была жидкая фаза, заключенная в минералах соляных пород (образовавшихся на стадиях седиментации и диагенеза) и высвобожденная на стадии термодинамометаморфизма, сопровождавшего процесс продольного тектонического сжатия.

В целом, применение петротектонического анализа в работе позволило снять многие вопросы геологии ВКМКМС, накопившиеся за 70 лет эксплуатации. Это направление исследований имеет перспективу, так как возникают новые проблемы, которые могут быть решены на основе петротектоники. Одна из них геодинамическая безопасность эксплуатации калийных рудников при совместной добыче калия и нефти, другая – выявление участков локализации благороднометальной минерализации на калийных рудниках. Кроме того, петротектонический анализ может быть использован при решении вопросов о герметичности соляных толщ и выборе мест для подземного хранения нефти и газа или захоронения вредных промышленных отходов.

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ИСТОЧНИКИ

1. Андреичев А.Н. Разработка карналлитов на Первом калийном руднике / Калий: № 4, 1935. – С. 27–36.
2. Аплонов В.С. Флюидный режим и проблемы платиноносности дифференцированных интрузий основного состава / Платина России, т. 11, кн. 1 // М.: Геоинформмарк, 1995. – С. 102 – 106.
3. Аполлонов В.Н. Аммоний в сильвине Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 3. – С. 709–710.
4. Аполлонов В.Н. Происхождение азота в месторождениях калийных солей / Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления // Новосибирск: Наука, СО, 1982. – С. 153–157.
5. Аполлонов В.Н, Барсанов Г.П, Блинов В.А. и др. О полевом шпате галопелитов Верхнекамского месторождения //Докл. АН СССР, 1975, т. 225, № 4. – С. 908–910.
6. Архангельский А.Д. К вопросу о покровной тектонике Урала // Бюлл. МОИП. Отдел геол., 1932, т. 10, вып. 2. – С. 308 –345.
7. Атлас структур и текстур галогенных пород // Л.: Недра, 1974. –231 с. (авт. Яржемский Я.Я., Протопопов А.Л. и др.).
8. Бахтин В.В. и др. Изменение состава и водно–физических свойств пород соляно–мергельной толщи Соликамской впадины в зонах гипергенеза / Л.: ВНИИГ // Черкассы: ОНИИТЭХИМ, № 441ХП, 1985. – 85 с.
9. Белоусов В.В. Основы структурной геологии // М.: Недра, 1985. – 207 с.
10. Бельтюков Г.В, Морозов Л.Н. Палеокарст Верхнекамского соленосного бассейна // Сов. Геол., 1975, № 9. – С. 138–143.
11. Биллингс М.П. Структурная геология. М.: Изд. Иностр. Лит., 1949, 431 с.
12. Блохин А.А. Новые данные о геологическом строении Южного Урала // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1932, вып. 1, т. 10. – С. 193–207.
13. Богомолов Г.В, Матвеева Л.И, Козлов М.Ф. Поровые растворы осадочных пород солеродных бассейнов // Минск: Наука и техника, 1980. – 142 с.
14. Бондаренко П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая) / ИГиГ, вып. 267 // Новосибирск: Наука, СО АН СССР.– 118 с.
15. Борисяк А.А. Происхождение контактов и океанов // Природа, 1922, № 1/2. – С. 13–22.
16. Борщевский Ю.А. Геохимическое значение радиоактивности К40 на примере калийных солей /Автореф. канд. дисс. // М.; 1966.– 23 с.
17. Буртман В.С. Геология и механика шарьяжей // М.: Недра (ГИН АН СССР), 1973. – 104 с.
18. Бюллер Г.А. Некоторые особенности тектоники сильвинитовой зоны и наивыгоднейшее направление камер // Калий, № 10, 1936,– С. 13–18.
19. Валуконис Г.Ю., Ходьков А.Е. Геологические закономерности движения подземных вод, нефтей и газов // Л.: Изд. МГУ, 1973. – 304 с.
20. Валуконис Г.Ю., Ходьков А.Е. Роль подземных вод в формировании месторождений полезных ископаемых // Л.: Недра, 1978. – 296 с.
21. Валяшко М.Г. Галит, основные его разности, встречаемые в соляных озерах, и физико–химические условия их образования // Уч. Записки ВМО, LX, в. 3, 1941.

22. Валяшко М.Г. Геохимические закономерности формирования месторождений калийных солей // М.: 1962. −397 с.

23. Валяшко М.Г, Роскина Р.С. Исследование условия получения хлористого калия вымораживанием из сгущенной рапы оз. Индер / Тр. ВНИИГ, № 27 // Л.: Госхимиздат, 1953. − С. 171−192.

24. Валяшко М.Г, Соловьева Е.Ф. О кристаллизации сильвина при испарении морской воды / Тр. ВНИИГ, вып. 27 // Л.: Госхимиздат, 1953. − С. 159−170.

25. Васильева С.Н, Галкин В.Ф, Тархов Е.Н. Геофизическая интроскопия покрывающей толщи в ходе ее подработки на Старобинском месторождении // Л.: ВНИИГ, 1977. − С. 100−106

26. Вахрамеева В.А. О генезисе пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения / Мат−лы по петрографии районов соленакопления. Тр. ВНИИГ, вып. 29 // Л.: Госхимиздат, 1954. − С. 129−142.

27. Вахрамеева В.А. К стратиграфии и тектонике Верхнекамского месторождения / Мат−лы изуч−я районов совр. и ископ. соленакопления. Тр. ВНИИГ, вып. 32 // Л.: Госхимиздат, 1956. − С. 277−313.

28. Вахрамеева В.А. Трещиноватость соляных пород карналлитовой зоны Верхнекамского месторождения / Мат−лы по геол. и гидрогеол. районов соленакопления / Тр. ВНИИГ, вып. 35 // М.: Госхимиздат, 1959. − С. 251−273.

29. Вахрамеева В.А. О микровключенном сероводороде в соляных породах Верхнекамского месторождения / Мат−лы по геологии районов соленакопления / Тр.ВНИИГ, вып.45 // М.: Недра, 1964. − С. 151−155.

30. Вахрамеева В.А. Годовые слои соляных пород Верхнекамского месторождения / Бром в соляных отложениях и рассолах // М.: МГУ, 1976. − С. 9−27.

31. Вахрамеева В.А, Горкун О.П. Петрографическое описание пород подсолевой толщи и нижней каменной соли Верхнекамского месторождения / Тр. ВНИИГ, вып. 40 // Л.: Госхимиздат, 1960. − С. 371−391.

32. Вахрамеева В.А, Чирвинский П.Н. Минералогическая характеристика Соликамского карналлита / Зап. ВМО, 2−я серия, ч. 72, № 3−4, 1943. − С. 213−223.

33. Винклер Г. Генезис метаморфических пород / Пер. с англ. под ред. В.П. Петрова // М.: Мир, 1969. − 207 с.

34. Виноградов В.И. О признаках былого существования эвапоритовых отложений в раннем докембрии (по данным изотопного состава серы) // Проблемы соленакопления, т. 1 // Новосибирск: Наука, 1977, − С. 105−108.

35. Вихерт А.В. О складчатой структуре, возникающей при разуплотнении слоистости толщ (по экспериментальным данным) // Геотектоника, 1980, № 3. − С. 27−34.

36. Вишняков А.К. Вторичные (эпигенетические) изменения галогенной толщи Соликамской впадины / Строение и усл. образ. соленосн. фаций// Новосибирск: Наука, 1981. − С. 59−68.

37. Вишневский П.В, Радионов В.И. Машинная интерпретация материалов ВЭЗ на площади нефтепоисковых работ в Соликамской впадине / Нефтегазовая геология и геофизика. Текущая информация, 1969, вып. 20. − С. 15−18.

38. Вольфкович С.И. Материалы по истории отечественной химии //М.−Л.: Изд АН СССР, 1950. − С. 135−153.

39. Галушко Н.О. Первый калийный рудник им. 10−летия Октябрьской революции // Калий, 1932, № 11−12. − С. 7−16.

40. Гарбер Р.И, Кириллов В.С. Изменение спектрального распределения оптической плотности // Кристаллография, т. 7, вып. 1, 1962.

41. Гемп С.Д. К вопросу формирования соленосных отложений Днепровско−Донецкой впадины // Изв. АН СССР, серия геол., 1979, № 9. − С. 133−146.

42. Гемп С.Д. Припятско−Днепровско−Донецкий калиеносный регион и Предуральско−Прикаспийский калиеносный регион / Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР // «Мецниереба», Тбилиси, 1980. − С. 12−72, 204−266.

43. Гемп С.Д. О формировании структурного плана Верхнекамского месторождения калийных солей / Тезисы докл. У Международного Всеросс. солевого совещ // СПб: РАН, 1994. – С. 30.

44. Гемп С.Д. Влияние структуры Верхнекамского месторождения калийных солей на его эксплуатацию //Отечеств. геология, 1996, № 1. – С. 26–32.

45. Гемп С.Д, Джинoридзе Н.М, Раевский В.И. Галогенные отложения пассивных и активных окраин материков / Новые данные по геологии, геохимии, подземным водам и полезным ископаемым соленосных бассейнов // Новосибирск: Наука, СО, 1982. – С. 165–176.

46. Гемп С.Д, Джинoридзе Н.М, Раевский В.И. Термодинамометаморфизм сульфатных калийно–магниевых солей / Литол, фац. и геохим. Проблемы соленакопления // М.: Наука, 1985. – С. 48–59.

47. Галкин В.И. Некоторые особенности распределения и формирования газов Верхнекамского месторождения калийных солей / Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления // Новосибирск: Наука, 1982. – С. 172–174.

48. Геологический словарь // М.: Недра, 1973. Т. 1–486 с., Т. 2–456 с.

49. Гептнер Т.М. Моделирование тектонических разрывов / Методы моделирования в структурной геологии // М.: Недра, 1988. – С. 184–209.

50. Герлинг Э.К, Титов Н.Е, Ермолин Г.М. Определение константы «К–распада К40» / Докл. АН СССР, 1949, т. 68, № 3. – С. 553–556.

51. Гзовский М.В. Основы тектонофизики // М.: Наука, 1975.

52. Глушков И.Н. О необходимости исследования пермских отложений каменной соли проведением новых или углублением существующих скважин // Уральский техник, 1911, № 4–5. – С. 23–28.

53. Глушков И.Н. О поисках каменной поваренной соли и калийных солей в северо–восточной России // Уральский техник, 1915, № 9–10. – С. 49–52.

54. Голубев Б.М. О пустотах в породах калийной зоны Верхнекамского месторождения, вскрытых горными выработками Березниковского калийного рудника // Тр. ВНИИГ, вып. 51, 1969.– С. 140–153.

55. Голубев Б.М. О несогласии залегания пород внутри соленосной толщи Верхнекамского месторождения / Геология и гидрогеология соляных месторождений // Л.: Недра, 1972. – С. 8–12.

56. Голубев Б.М. Роль послойного течения солей во внутренней тектонике калийной зоны Березниковской брахиантиклинали Верхнекамского месторождения // Тр. ВНИИГ, 1972, вып. 6.– С. 100–111.

57. Голубев Б.М. Морфологические особенности складок внутри калийной толщи Верхнекамского месторождения и условия их формирования // Докл. АН СССР, 1972, т. 204, № 3. – С. 671–674.

58. Голубев Б.М. Горно–геологические условия отработки сильвинитовых пластов Верхнекамского месторождения и рекомендации по выбору способов выемки сильвинитовых руд // Пермь: ППИ, 1977. – С. 10–16.

59. Гольдберг В.М, Скворцов Н.М. Проницаемость и фильтрация в глинах / М.: Недра, 1986. – 160 с.

60. Гольдберг–Захарова П.С. К вопросу о стратиграфии и тектонике калийного месторождения Соликамского района // Калий, № 8 и 9, 1932. – С. 8–19, 1–8.

61. Гончаров М.А. Моделирование складчатости общего смятия /Методы моделирования в структурной геологии // М.: Недра, 1988. – С. 105–160.

62. Гончаров М.А. Инверсия плотности в земной коре и складкообразование // М.: Недра, 1979.

63. Горная энциклопедия // М.: Сов. энцикл., 1986, т. 2. – С. 367–371.

64. Гутерман В.Г. Структурообразующие свойства слоистых толщ по данным моделирования / Геофизический сборник, вып. 85 // Киев: Наукова думка, 1978. – С. 3–13.

65. Гутерман В.Г. Структурообразующие свойства слоистых толщ по данным моделирования и их обслуживание / Геофизический сборник,вып. 87 // Киев: Наукова думка, 1979. – С. 36–48.

66. Дедеев В.А, Генец В.Г, Запорожцева И.В, Юдин В.В. Структура платформенного чехла Европейского Севера ССС Р // Л.; Наука, 1982. – 200 с.

67. Джоридзе Н.М. Методические рекомендации по составлению тектонических и прогнозных крупномасштабных карт в условиях Предкарпатских калийных месторождений // Л.: ВНИИГ, 1976. – 69 с.

68. Джоридзе Н.М. Геологические этапы формирования калийных месторождений Предкарпатья и стадия динамотермального метаморфизма /Геол. и минералого–петрографическая оценка распространения, качества руд и усл. разработки калийных месторождений // Л.: ВНИИГ, 1979. – С. 55–73.

69. Джоридзе Н.М. Континентальный рифтогенез и галогенез / Континентальный и океанский рифтогенез // М.: Изд. АН СССР, 1982. – С. 19–23.

70. Джоридзе Н.М. Геологические и физико–химические основы эксгаляционно–осадочного галогенеза // Изв. АН СССР, серия геолог, 1987, № 3. – С. 122–131.

71. Джоридзе Н.М, Гемп С.Д, Горбов А.Ф, Раевский В.И. Закономерности размещения и критерии поисков калийных солей СССР //Тбилиси: Мецниереба, 1980. – 373 с.

72. Джоридзе Н.М, Киселева О.В, Ковалевич В.М. и др. К проблеме происхождения зон «замещения» в пределах Верхнекамского месторождения / Усл. образ. м–ний калийных солей // Новосибирск: Наука, СО. – С. 165–174.

73. Джоридзе Н.М, Киселева О.В, Мелкова Н.В. и др. Зоны разрывных дислокаций на Верхнекамском месторождении калийных солей: парагенез с аномальным типом строения и состояния пород водозащитной толщи, природа и время их образования / Тектоника, минералопреобразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей // СПб: ВНИИГ, 1992. – С. 55–98.

74. Джоридзе Н.М, Ковалевич В. М, Мелкова Н.В. и др. Ромбоэдры скалывания в калийном пласте АБ Верхнекамского месторождения: природа и время образования / Тектоника, минералопреобразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей // СПб.: ВНИИГ, 1992. – С. 6–55.

75. Джоридзе Н.М, Ковалевич В.М, Мынка Ю.В. и др. Природа пирротиновой минерализации в сильвинитах пласта АБ Верхнекамского месторождения калийных солей / Тез. докл. У Международного Всерос. солевого совещ. // СПб.: РАН, 1994. – С. 41.

76. Джоридзе Н.М, Коринь С.С. Минеральный состав и физические свойства соляных пород Предкарпатья – индикаторы тектонических движений // Докл. АН СССР, 1986, т. 286, № 6. – С. 1468–1471.

77. Джоридзе Н.М, Мелкова Н.В, Павленский А.Н. и др. Термодинамофлюидальные текстуры и структуры соляных пород Верхнекамского месторождения – индикаторы интенсивности и времени проявления тектонических деформаций /Усл. образ. м–ний кал. солей // Новосибирск: Наука, СО, 1990. – С. 144–153.

78. Джоридзе Н.М, Павленский А.Н, Плотников Ю.А. и др. Геологические аспекты безопасной эксплуатации калийных рудников / Геофизические аспекты изучения геологического строения м–ний калийных солей // Л.: ВНИИГ, 1989. – С. 23–52.

79. Джоридзе Н.М, Павленский А.Н, Плотников Ю.А, Поликарпов А.И. Геологические аспекты безопасности добычи калийных солей / Мат–лы регионального совещания по проблеме изуч. водозащитной толщи на Верхнекамском м–нии калийных солей // Березники: АО «Уралкалий», 1991. – С. 32–55.

80. Джоридзе Н.М, Плотников Ю.А. Геологическая характеристика Верхнекамского месторождения / Методическое руководство по ведению горных работ на рудниках Верхнекамского калийного м–ния // М.: Недра, 1992. – С. 4–17.

81. Джоридзе Н.М, Плотников Ю.А. О динамике тектонических процессов на Верхнекамском месторождении калийных солей / Тез. докл. У Междунар. Всероссийского солевого совещания // СПб.: РАН, 1994. – С. 40.

82. Джоридзе Н.М, Поликарпов А.И, Раевский В.И. и др. Критерии и концептуальная основа геологического прогнозирования безопасной эксплуатации Верхнекамского месторождения калийных солей /Мат–лы Ш рег. совещ. по проблеме компл. изуч. водозащитной толщи на м–ниях кал. солей // Пермь: УФ ВНИИГ, 1991. – С. 3–13.

83. Джиноридзе Н.М, Соколова Т.Н, Гемп С.Д. и др. Маркирующие горизонты, тектоническое строение и пути преобразования пород месторождения калийно–магниевых солей одного из куполов Центрального Прикаспия / Л.: ВНИИГ, 1982. – С. 44–70.

84. Додин Д.А, Изойко В.М, Говорова Л.К. и др. Техногенные месторождения платинометального сырья Норильского района / Платина России. Проблемы развития минерально–сырьевой базы платиновых металлов // М.: АО «Геоинформмарк», 1994. – С. 128–139.

85. Долгих С.А. О строении одного из соляных куполов Прикаспия /Вестник АН Каз. ССР, 1960, № 6 (183). – С. 71–75.

86. Доливо–Добровольский А.В. Прогнозирование открытых трещин в соленосных толщах на основе дистанционных методов (для территории Третьего рудоуправления ПО Сильвинит) / Геофиз. аспекты изуч. геолог. строения м–ний калийных солей // Л.: ВНИИГ, 1989. – С. 52–75

87. Дорогокупец Т.И, Зорькин Л.М, Войтов Г.И. Газы эвапоритовых толщ данково–лебедянского горизонта Припятской впадины // Докл. АН БССР, 1972, т. XXI, № 10. – С. 922–925.

88. Дубинина В.Н. К минералогии и петрографии Верхнекамского месторождения / Тр. ВНИИГ, вып. 29 // Л.: Госхимиздат, 1954. – С. 3–128.

89. Дубинина В.Н. О красной окраске минералов соляных пород (сильвина, карналлита и др.) на примере Верхнекамского месторождения /Тр. ВНИИГ, вып. 54 // Л.: Недра, 1969. – С. 124–133.

90. Дубинина В.Н, Яржемский Я.Я. К вопросу о фациальных переходах в соляной толще Верхнекамского месторождения // Докл. АН СССР, т. 90, № 6, 1953. – С. 1131–1134.

91. Дуброва Н.В, Несмелова З.Н. Изотопный состав углерода природного метана / Геохимия, 1968, № 9. – С. 1066–1071.

92. Дурнинин 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, № 4, 1994. – С. 68–73.

93. Енцова Ф.И. Триасовый тафтогенез на Урале // Геотектоника, 1985, № 1.

94. Еременко Н.А, Панкина Р.Г. Вариации δ 34 S в сульфатах современных и древних морских водоемах Советского Союза // Геохимия, 1971, № 1–6. – С. 81–91.

95. Журавлев В.С. Проявление соляной тектоники в современных глубоких морях и океанических впадинах / Геология и полезные ископаемые соленосных толщ //Киев: Наукова думка, 1974. – С. 25–32.

96. Земсков А.Н, Полянина Г.Д. Закономерности распределения сероводорода в продуктивной толще Верхнекамского калийного месторождения /Физ.–хим. закономерности осадконакопления в солеродных бассейнах // М.: Наука. 1986. – С. 13–21

97. Зуева А.С. О мощности калийных солей в связи со структурным положением подсолевых горизонтов / Усл. образ–ия м–ний кал. солей //Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1990. – С. 153–157.

98. Иванов А.А. Верхнекамское месторождение калийных солей / Тр. ВГРО НКТП СССР // Л.–М.: Гос. НТГРИ, 1932. – 154 с.

99. Иванов А.А. Основы геологии и методики поисков, разведки и оценка месторождений минеральных солей // М.: Госгеолиздат, 1953. – 200 с.

100. Иванов А.А. История открытия Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВСЕГЕИ. Новая серия, т. 83, 1962. – С. 137–145.

101. Иванов А.А. О пестрых сильвинитах Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 99, 1963. – С. 153–180.

102. Иванов А.А. Минеральные соли в недрах земли // М.: Недра, 1973. – 90 с.

103. Иванов А.А. Пермские соленосные бассейны Печоро–Камского Предуралья // Новосибирск: СО Наука, 1965. – 99 с.

104. Иванов А.А, Воронова М.Л. О сильвинитовой шляпе Верхнекамского месторождения / Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 99, 1969. – С. 181–190.

105. Иванов А.А, Воронова М.Л. Верхнекамское месторождение калийных солей // Л.: Недра, 1975. – 219 с.

106. Иванов А.А, Морачевский Ю.В, Фивег М.П. История открытия и изучения Верхнекамского месторождения калийных солей // Тр. ВНИИГ, вып.19, 1948. – С. 7–39.

107. Иванов А.А, Рейнике В.И. Газы Верхнекамского соленосного района / В кн.: Природные газы СССР // М.–Л.: ОНТИ, 1935. – С. 72–76.

108. Иванов А.Г. Состав галопелитов как геохимический индикатор глубины развития процесса галогенеза / Автореф. канд. дисс.// М.: МГУ, 1980. – 20 с.

109. Иванов А.Г. Рассеянных элементов руды / Горная энциклопедия // М.: Советская энциклопедия, 1989, т. 4. – С. 314–316.

110. Ильиных Ю.А. К вопросу о поисках антиклинальных складок, связанных с надвигами / Геол.–геофиз.методы поисков и разведки нефт. м–ний в Пермском Прикамье // Пермь, кн. Изд–во, 1970. – С. 49–54

111. Казанцев Ю.В. Структурная геология Предуральского прогиба // М.: Наука, 1984. 185 с.

112. Казанцев Ю.В, Камалетдинов М.А. Особенности соляной тектоники южной части Предуральского прогиба и ее связь с надвиговыми дислокациями // Геотектоника, 1977, № 4. – С. 81–87.

113. Калинко М.К. Соленакопление, образование соляных структур и их влияние на нефтеносность // М.: Недра, 1973. – 129 с.

114. Камалетдинов М.А. и др. Шарьяжно–надвиговая тектоника литосферы // М.: Наука, 1991. – 225 с.

115. Каменский И.Л. и др. Компоненты верхней мантии земли в газах Камчатки (по изотопам He, Ne, Ar, C) // Геохимия, 1976, № 5. – С. 682–695.

116. Кассин Г.Г, Филатов В.В. Геодинамический анализ Верхнекамского месторождения калийных солей по геофизическим данным /Геофиз. аспекты изуч–я геол. строения м–ний кал. солей // Л.: ВНИИГ, 1989. – С. 75–83.

117. Катченков С.М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях // Л.: Гостоптехиздат, 1959.

118. Квиткин С.Ю. Новые данные о характере залегания подсолевого ложа во внутренних частях Соликамской впадины / Пробл. форм–ия и освоения м–ний полезн. ископ. солеродных бассейнов. Тез. докл. У Междунар. Солевого совещ–ния // СПб: СПГУ, РАН, 1994. – С. 61.

119. Киселева О.В. Расчленение соляно–мергельной толщи Верхнекамского месторождения в зонах гипергенеза // Сов. геология, 1987, № 8. – С. 87–90.

120. Киселева О.В, Поликарпов А.И. Экзогенное трещинообразование в надсоляных отложениях и его значение при прогнозе изменения геологической среды под воздействием техногенных факторов / Охр. геол. среды на кал. м–ниях // Л.: ВНИИГ. 1985. – С. 39–48.

121. Кислик В.З. Некоторые особенности локальных зон замещения второго калийного горизонта Старобинского месторождения калийных солей // Докл. АН СССР, т. 7, № 2, 1963. – С. 87–88.

122. Кислик В.З, Лупинович Ю.И. Годовой ритм седиментации сильвинитов Старобинского месторождения / Литология, геохимия и полезные ископаемые Белоруссии и Прибалтики // Минск: Наука и техника, 1968. – С. 207–218.

123. Кислик В.З, Лупинович Ю.И. О постседиментационных изменениях горизонтов калийных солей / Геология и петрография калийных солей Белоруссии // Минск: Наука и техника, 1969. – С. 155–174.

124. Кислик В.З, Лупинович Ю.И, Еремина Д.М. Периодичность осадкообразования галогенной формации Припятской впадины / Геология и петрография калийных солей Белоруссии // Минск: Наука и техника, 1969. – С. 29–53

125. Китык В.И. Дисгармоничные складки осадочных толщ // Киев: Наукова думка, 1979. – 128 с.

126. Китык В.И, Бокун А.Н. Современные представления о механизме образования солянокупольных структур в свете данных тектонического моделирования / Геология и геох. соленосных формаций Украины //Киев: Наукова думка, 1977. – С. 5–14.

127. Кларк Ф.У, Вашингтон Х.С. Состав земной коры / Перевод В.В. Щербины // М.: ОНТИ, 1936. – 213 с..

128. Клосс Э. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мэриленд // Вопросы структурной геологии // М.: Изд. ИЛ, 1958. – С. 96–156.

129. Ковалевич В. М, Московский Г.А, Копнин В. И. Химический состав рапы нижнепермских солеродных бассейнов Восточно–Европейского региона // Литолого–фациальные и геохим. пробл. соленакопления // М.: Наука, 1985. – С. 203–211.

130. Ковальский Ф.И, Свидзинский С.А. Некоторые вопросы тектоники Северного Прикаспия / Лит. и геох. соленосных толщ // Киев: Наукова думка, 1980. – С. 107–112.

131. Козлов С.С. и др. Гидрогеологическая роль тектонических нарушений на Старобинском месторождении / Геол. м–ний кал. солей и их разведка // Л.: ВНИИГ, вып. 64, 1973. – С. 72–78.

132. Конищев В.С. Сравнительная тектоника областей галокинеза древних платформ // Минск: Наука и техника, 1984. – 190 с.

133. Копнин В.И. О соленосности пород верхнего кунгура в районе Верхнекамского месторождения солей // Докл. АН СССР, т. 144, № 3, 1962. – С. 1123–1125.

134. Копнин В.И. Условия развития соляной тектоники в Соликамской депрессии // Тр. ВНИГНИ, вып. 46, 1965. – С. 121–129.

135. Копнин В.И. О распределении постоянных компонентов в отложениях Верхнекамского калийного месторождения // Геохимия, 1966, № 6. – С. 715–725.

136. Копнин В.И. Кондиагенетические складки течения на месторождениях калийных солей // Бюлл. МОИП, отд. Геол, 1982, № 2. – С. 59–69.

137. Копнин В.И. Этапы и условия складкообразования на Верхнекамском месторождении калийных солей // Геотектоника, 1983, № 6. – С. 46–59.

138. Копнин В.И. Строение и генезис галитовых аномалий в калиеносных пластах южной части Верхнекамского месторождения калийных солей // Литология и полезн. ископ, 1995. – С. 500–512.

139. Копнин В.И. Верхнекамское месторождение калийных солей, калийно–магниевых и каменных солей и природных рассолов // Изв. ВУЗов, Горный журнал, // 1995, № 6. – С. 10–43.

140. Копнин В.И, Зуева А.С, Курочкин В.С, Хурсик В.З. Строение и корреляция галогенных отложений Соликамской впадины и прилегающих территорий /Осадочные породы и руды // Киев: Наукова думка, 1978. – С. 185–193.

141. Корочкина О.Ф, Кудряшов А.И. Системы трещин в соляной толще Верхнекамсого месторождения калийных солей. Мат–лы III регионального совещания 23–25 января 1991 г. // Пермь, 1991. – С. 16–24.

142. Косыгин Ю.А. Соляная тектоника платформенных областей // М.: Гостоптехиздат, 1950. – 248 с.

143. Кох К. О базальтовых интрузиях в соленосной свите калиеносного бассейна Верра / Строение и условия формирования месторождений калийных солей // Наука, СО, Новосибирск, 1981. – С. 21–28.

144. Кудряшов А.И. Роль подземных вод в формировании калийной залежи Верхнекамского месторождения /Гидрогеология и карстоведение, вып. 7 // Пермь, ПГУ, 1975. – С. 66–76.

145. Кудряшов А.И. Флюидогеодинамика // Свердловск: УО АН СССР, 1991. – 226 с.

146. Кудряшов А.И, Корочкина О.Ф, Скрябина Н.Е, Харитонов Т.В. Редкие породы соляной толщи Верхнекамского месторождения /Пермская система Земного шара. Междун. конгресс. Тез. докл.//Свердловск: УО АН СССР, 1991. – С. 163.

147. Кудряшов А.И, Молоштанова Н.Е. Состав и римичность строения пачки галит–ангидритовых и глинисто–доломитовых прослоев («книжечка») пласта Кр. 1–Кр. 2 Верхнекамского месторождения /Строение и условия формирования месторождений калийных солей // Новосибирск: Наука, СО, 1981. – С. 106–110.

148. Кудряшов А.И, Одинцова Т.А, Николаев А.С. Генезис нефтепроявлений в солях Верхнекамского месторождения // Изв. ВУЗов, Горный журнал, 1995, № 6. – С. 56–60.

148а. Кузнецов Н.В. Проблемы изучения водозащитной толщи на Верхнекамском месторождении калийных солей /Тез. докл. У Межд. солевого сов–я: Проблемы форм–ия и освоения м–ний полезных ископаемых солеродных бассейнов // СПб.: РАН, 1994. – С. 74.

149. Кузнецов Н.В, Котельников А.Н. Анализ причин затопления рудника БКРУ–3 на Верхнекамском месторождении /Тектоника, минералопреобразование и их знач. в решении пробл. безопасности эксплуатации м–ний кал. солей // СПб.: ВНИИГ, 1992. – С. 135–145.

150. Курнаков Н.С, Лепешков И.Н. Индерское озеро как представитель нового типа хлоркальциевых соляных озер /Бор и калий в Западном Казахстане // М.–Л.: Изв. АН СССР. 1935. – С. 40–61.

151. Курнаков Н.С. О нахождении калиевого минерала хлористого калия или сильвина в России //Изв. ЦАН, № 15, 1916. – С. 1411.

152. Кутейников Е.С, Кутейникова Н.С. Комплексы выполнения зон сдвигов / Докл. АН СССР, т. 309, № 1. – С. 160–163.

153. Лаптев Б.В. Газоносность соляных пород / Методическое руководство по ведению горных работ на рудниках Верхнекамского калийного месторождения // М.: Недра, 1992. – С. 155–173.

154. Лацкова В.Е. О происхождении галопелитов галогенной толщи / Литология подсолевого палеозоя Прикаспийской синеклизы // Саратов: Изд. Саратовского ун–та, 1977. – С. 167–174.

155. Лебедева Н.Б. Роль неоднородностей горных пород в процессе образования кливажа // Геотектоника, 1976, № 2. – С. 31–43.

156. Лебедева Н.Б. Моделирование кливажа /Методы моделирования в структурной геологии // М.: Недра, 1988. – С. 160–183.

157. Лебедева Н.Б, Вихерт А.В. Моделирование структур нагнетания /Методы моделирования в структурной геологии // М.: Недра, 1988. – С. 60–104.

158. Летников Ф.А, Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе // М.: Недра, 1981. – 224 с.

159. Липницкий В.К, Бахтин В.В. Инженерно–геологические свойства пород соляно–мергельной толщи в связи с их гипергенными преобразованиями и перспективами разработки Верхнекамского месторождения /Усл. форм. и преобр. вещ. состава пород кал. м–ний // Л.: ВНИИГ, 1982. – С. 92–105.

160. Лобанов М. Наш клондайк на древнем море / «Российская газета», 02.1999. – С. 8

161. Лунин П.И. О генетической связи соляных и нефтеносных погребенных структур Приуралья / Тр. ИГН АН СССР, вып. 60, № 18 // М.: Недра, 1941. – 83 с.

162. Лупинович Ю.И, Кислик В.З, Седун Э.В, Шабловская Р.К. Структурно–текстурные особенности сильвинитовой западной части Припятской впадины /Геология и петрография // Минск: Наука и техника, 1969. – С. 245–276.

163. Лупинович Ю.И, Кислик В. З, Седун Э.В, Ляхович О.К О структурных особенностях и вещественном составе пород промышленных калийных горизонтов на разных шахтных полях Старобинского месторождения // Минск: Наука и техника, 1969. – С. 333–341

164. Международный тектонический словарь (пер. с англ. В. П.Колчанова) // М.: Мир, 1982.–142 с.

165. Методы моделирования в структурной геологии (под ред. В.В. Белоусова, А.В. Вихерта) // М.: Недра, 1988. – 222 с.

166. Мигунов Л.В. Вопросы литологии и стратиграфии Соликамской впадины с учетом гидрогеохимических данных // Лит. и полезн. ископ., 1992, № 1. – С. 136–141.

167. Мигунов Л.В. О куполовидном залегании минеральных новообразований и минерализованных подземных вод в долинах рек Камы и Вахша // М.: Вестник МГУ, 1975, № 1. – С. 82–86.

168. Мигунов Л.В. О содержании понятий «соляное зеркало» и «зеркало гипса» // Сов. геол., 1977, № 2. – С. 144–149.

169. Мигунов Л.В. Вопросы тектонического развития Соликамской впадины с учетом гидрогеохимических данных // Геотектоника, 1992, № 2. – С. 124.126.

170. Минералогическая энциклопедия / Под ред. К.Фрея. Пер. с англ. Изд.: США, 1981 // Л.: Недра, 1985. – 512 с.

171. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса // М.: МИР, 1976. – 535 с.

172. Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе / Новосибирск: Наука, 1981. – 142 с.

173. Морачевский Ю.В. Геохимические исследования Верхнекамских соляных залежей / Уч. зап. ЛГУ, сер. хим. наук, вып.5, № 54 // Л.: Изд.ЛГУ. 1940. – С. 175–189.

174. Морачевский Ю.В. О генезисе пестрых сильвинитов / Тр. ВНИИГ, вып. 19 // Л.: Госхимиздат, 1948. – С. 121–143.

175. Морачевский Ю.В. и др. Очерки геохимии Верхнекамских соляных отложений / Тр. ВИГ, вып. 17 // Л.: Госхимиздат, 1939. – 88 с.

176. Морачевский Ю.В, Самарцева А.Г, Черепенников А.А. Газоносность толщи калийных солей Верхнекамского месторождения /Калий, № 7, 1937. – С. 24–31.

177. Морачевский А.Г. Калийные соли Верхнекамского месторождения / Журнал прикладной химии, т. 70, вып.11 // СПб.: Гос. техн. университет, 1997. – С. 1931–1933.

178. Наливкин В. Д. Пологие надвиги в окрестностях г.Чусового //Изв. АН СССР. Сер. геол., № 4, 1950. – С. 154–158.

179. Неручев С.С, Просолов Э.М. Флюидно–геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом / Платина России. Проблемы развития минерально–сырьевой базы платиновых металлов // М.: АО «Геоинформмарк», 1994. – С. 94–101.

180. Несмелова З.Н. Газы древних соляных отложений / Метан // М.: Недра, 1978. – С. 218–222.

181. Несмелова З.Н. О газах в калийных солях Березниковского рудника / Тр.ВНИИГ, вып. XXXУ // Л.: Госхимиздат, 1959. – С. 206–243.

182. Несмелова З.Н, Гемп С.Д. Вероятная модель формирования газовой составляющей соляных пород калийных месторождений / Нефтегазоносность регионов древнего соленакопления // Новосибирск: Наука, СО, 1982. – С. 162–172.

183. Несмелова З.Н, Солдатова К.С. и др. Геолого–геохимические факторы формирования компонентного и изотопного составов газа // Л.: ВНИГРИ, 1978. – 191 с.

184. Несмелова З.Н, Травникова Л.В. Радиогенные газы древних соляных отложений // Геохимия, 1973, № 5. – С. 716–722.

185. Николаева О.В, Рыженков Б.И, Германов А.И. Восстановление сульфатной серы углеводородами или спиртовыми производными в водном растворе при температурах 200–3000 С // Геохимия, 1982, № 5. – С. 726–742.

186. Новиков Г.В, Егоров В. К, Соколов Ю.А. Пирротин // М.: Наука, 1988. – 184 с.

187. Офман П.Е. Новые данные по геологии Соликамского Приуралья // Сов. геол, 1946, № 10. – С. 29–36.

188. Ошакпаев Т.А. К проблеме деформаций кристаллов каменной соли / Литологические исследования в Казахстане // Алма–Ата: ИГН АН Каз. ССР, 1966, т. 16. – С. 48–61.

189. Ошакпаев Т.А. Внутренняя тектоника соли и физические основы соляной тектоники / Тектоника и нефтегазоносность соляно–купольных областей СССР // Алма–Ата: Наука, 1973. – С. 75–77.

190. Павленский А.Н, Рогова М.С. Зоны разубоживания промышленных пластов калийных пород Верхнекамского месторождения: их природа и связь с сильвинитизацией карналлитов / Тектоника, минералопреобразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации м–ний кал. солей // СПб.: ВНИИГ, 1992. – С. 99–115

191. Павленский А.Н, Рогова М.С. О парагенной связи процессов разубоживания калийно–магниевых солей и сильвинитизации карналлитов на Верхнекамском месторождении / Тез. докл. У Междун. Всеросс. солевого совещ. //. СПб.: РАН, 1994. – С. 91.

192. Паталаха Е.И. Механизм возникновения структур течения в зонах смятия // Алма–Ата: Наука, КазССР, 1970. – 215 с.

193. Паталаха Е.И. О некоторых закономерностях и причинах внутренней структуры диапировых куполов / Тектоника и нефтегазоносность солянокупольных областей // Алма–Ата: Наука, 1973. – С. 53–61

194. Паталаха Е.И, Слепых Ю.Ф. Пересекающаяся складчатость (геометрический анализ) // М.: Недра, 1974. – 120 с.

195. Пейве А.В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей – сравнение // Геотектоника, 1973, № 3. – С. 3–13.

196. Пейве А.В. Глубинные разломы / Тектоника в исследованиях геологического института АН СССР //М.: Наука, 1980. – С. 95–122.

197. Пейве А.В, Яншин А.Л. и др. Становление континентальной коры Северной Евразии (в связи с составлением новой тектонической карты) // Геотектоника, 1976, № 5. – С. 6–23.

198. Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза //М.: Недра. 1972. – 288 с.

199. Петриченко О.И. Методы дослідження включень у мінералах галогенных порід // Київ: Наукова думка, 1973. – 91 с.

200. Петров Е.В, Поликарпов А.И. Изменение окраски галопелитов в зонах замещения, связанных с тектоническими нарушениями Старобинского месторождения /Реф. сб. «Калийная промышленность», вып. 4 // М.: НИИТЭХИМ, 1977. – С. 6–8.

201. Петров С.В. Морфологические особенности самородного золота и их влияние на результаты обогащения руд // Обогащение руд, 1966, № 2. – С. 34–39

202. Петрологический англо–русский толковый словарь (в 2–х томах) / Пер. с англ. под. ред. чл.–корр. АН СССР А.А. Маракушева // М.: Мир, 1986.– т. 1–285 с.; т. 2 – 284 с.

203. Плоткина Ю.В. Морфологические, кинетические и эпитаксикальные эффекты кристаллогенеза в системе KCl–NaCl–MgCl2–H2O /Автореферат канд. дисс. // СПб.: ГУ, 1998.

204. Плотников Л.М. Атлас тектонических текстур метаморфизованных осадочных пород / Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 281 // Л.: Недра, 1980. – 96 с.

205. Плотников Ю.А. Ромбоэдры скалывания в сильвинитах пласта АБ как индикаторы проявления сдвиговых дислокаций на Верхнекамском месторождении калийных солей / Тез. докл. 5 Межд. сол. Сов–я: Проблемы форм–ия и освоения месторождений полезных ископаемых солеродных бассейнов // СПб.: РАН, 1994. – С. 102.

206. Плюснин К.П. Методические рекомендации по использованию кинематики разрывов для определения геологического возраста тектонических дислокаций и горных пород // Свердловск: Уралгеология, 1982. – 42 с.

207. Плюснина Л.П, Лихойдов Г.Г, Щека Ж.А, Сапин В.И. Исследование растворимости платины в водно–хлоридных растворах в присутствии различных буферных систем / Платина России. Пробл. разв. мин.–сырьевой базы платиновых металлов // М.: АО «Геоинформмарк», 1994. – С. 91–94.

208. Поликарпов А.И. Метаморфизм в Ново–Черкасской зоне зачаточного колчеданного рудообразования / Тез. докл. К П Уральск. петрографическому совещанию // Свердловск: 1966.

209. Поликарпов А.И. О своеобразных формах эпидотизации в боковых породах Ново–Черкасской минерализованной зоны // Тр. Свердловского горн. ин–та, 1969, вып. 57. – С. 107–11

210. Поликарпов А.И. Деформация гипсо–ангидритовых желваков в соляно–мергельной толще Верхнекамского месторождения / Тектоника, минералопреобразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей //СПб.: ВНИИГ, 1992. – С. 115–122.

211. Поликарпов А.И, Джиноридзе Н.М, Поляковский В.Я, Протопопов А.Л. Расслоение, грануляция и другие преобразования, связанные с динамометаморфизмом соляных пород Верхнекамского месторождения /Тез. докл. У Междун. Всеросс. солевого совещания //СПб., 1994. – С. 106.

212. Поликарпов А.И, Джиноридзе Н.М, Поляковский В.Я, Самарин Б.Н. Содержание и типы накопления стронция в породах и минералах Верхнекамского месторождения / Тез. докл. У Междун. Всеросс. солевого совещания // СПб., 1994. – С. 107.

213. Поликарпов А.И, Киселева О.В, Мелкова Н.В. Минералы кремнезема в породах морских галогенных формаций // Минералогич. журн., 1986, т. 8, № 1. – С. 66–75

214. Поликарпов А.И, Киселева О.В, Поляковский В.Я, Ковальская В.В. Гидрогеохимическая зональность и хлоридно–магниевые аномалии в соляно–мергельной. Толще Верхнекамского месторождения / Тектоника минералопреобразования и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей // СПб.: ВНИИГ, 1992. – С. 123–135.

215. Поликарпов А.И, Киселева О.В. Палеогеографическое и палеогидрогеологическое значение силифицированных галогенных пород в зоне гипергенеза / Состав и условия образования морских галогенных формаций // Новосибирск: Наука, 1991. – С. 33–39.

216. Поликарпов А.И, Мелкова Н.В, Киселева О.В. Породы и минералы – индикаторы выщелоченных галогенных отложений соляно–мергельной толщи Верхнекамского месторождения / Условия формирования и преобразования вещественного состава пород калийных месторождений // Л.: ВНИИГ, 1982. – С. 34–44.

217. Поликарпов А.И, Петров Е.В, Поляковский В.Я, Толкачев М.Д. Калиевые полевые шпаты в породах морских галогенных формаций // Минералогический журнал, 1981, т. 3, № 4. – С. 34–45.

218. Поликарпов А.И, Поляковский В.Я, Мелкова Н.В. О значении аутигенных калиевых полевых шпатов в породах соляно–мергельной толщи Верхнекамского калийного месторождения // Зап. Всес. минералогического об–ва, 1979, ч. 108, вып. 4. – С. 471–475.

219. Поликрпов А.И, Рудашевская Н.С, Мелкова Н.В. О составе глинистых фракций пород калиеносной части разреза Палашерского участка Верхнекамскогно месторождения / Тр.ВНИИГ, вып. 71 // Л.: ВНИИГ, 1974. – С. 9–15.

220. Поляковский В.Я. Амезит – аутигенный минерал карналлитовых пород Верхнекамского месторождения / Проблемы морского и континентального галогенеза. Тез. докл. 4 Всес. солевого совещ. // Новосибирск: Ин–т геологии и геофизики СО АН СССР, 1988. – С. 75.

221. Поляковский В.Я. О распространении и условиях образования глинистых минералов пород Старобинского и Верхнекамского месторождений калийных солей / Условия формирования и преобразования вещественного состава пород калийных месторождений // Л.: ВНИИГ, 1982. – С. 24–33.

222. Поляковский В.Я, Поликарпов А.И. Состояние изученности глинистых минералов пород соленосных серий / Развитие калийной промышленности // М.: НИИТЭХИМ, 1979. – 34с.

223. Поляковский В.Я, Поликарпов А.И, Мелкова Н.В. Особенности минералогии глинистых фракций калиеносных пород Ново–Соликамского участка Верхнекамского месторождения / Калийная промышленность, вып. 3 // М.: НИИТЭХИМ, 1980. – С. 15–17.

224. Полянина Г.Д. О природе динамических явлений и возможности их прогнозирования в условиях Второго Березниковского рудника / Материалы отрасл. сов–я «Газодинамические явления на калийных рудниках» // Л.: ВНИИГ, 1974. – С. 122–137.

225. Полянина Г.Д. Научное обоснование и разработка безопасных методов горных работ в соляных породах в условиях газовыделений и газодинамических явлений / Автореф. докт. дисс. // Л.: ЛГИ, 1990. 36 с.

226. Попков В.И. Внутриплитные структуры бокового сжатия // Геотектоника, 1991, № 2. – С. 13–27.

227. Поспелов Г.Л. О природе границ метасоматических тел и роли гидротермального промачивания при их образовании / Физико–химические проблемы формирования горных пород и руд, т. 2 // М.: АН СССР, 1963. – С. 129–151.

228. Поспелов Г.Л. Парадоксы, геологофизическая сущность и механизмы метасоматоза // Новосибирск: Наука, СО, 1973. – 355 с.

229. Преображенский П.И. Открытие калийных солей в районе Соликамска // Вестн. Геол. комитета, 1925, № 1. – С. 9–11.

230. Преображенский П.И. Соликамское калийное месторождение // Л.: Госхимиздат, 1933. – 34 с.

231. Протопопов А.Л. О генезисе каменной соли высаливания /Геология и условия образования месторождений калийных солей // Л.: Тр. ВНИИГ, вып. 60, 1972. – С. 32–50.

232. Протопопов А.Л. Об искусственной кристаллизации хлоридов натрия, калия и магния / Тр. ВНИИГ, вып. 68 // Л.: 1974. – С. 13–14.

233. Протопопов А.Л, Петров Е.В. Некоторые особенности постседиментационных преобразований калиеносных пород (на примере Верхнекамского и Старобинского месторождений) / Основные проблемы соленакопления // Новосибирск: Наука, 1981. – С. 59–72.

234. Протопопов А.Л, Рогова М.С, Джиноридзе Н.М. О двух путях образования гипергенных сильвинитов на Верхнекамском месторождении калийных солей / Тез. докл. 5 Междун. Всеросс. солевого совещания // СПб.: РАН, 1994. – С. 109.

235. Пучков П.Е. Проходка соликамской калийной шахты № 2 способом глубокого замораживания // Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1934. – 243 с.

236. Пэк А.В. Трещинная тектоника и структурный анализ // М.–Л.: Изд. АН СССР, 1939. – 152 с.

237. Раевский В.И. Методы оценки основных горно–геологических параметров при подготовке исходных данных для проектирования калийных рудников / серия «Развитие калийной промышленности» // М.: НИИТЭХИМ, 1976. – 41 с.

238. Раевский В.И. О происхождении пестрых сильвинитов Верхнекамского месторождения // Геохимия, 1967, № 3. – С. 378–380.

239. Раевский В.И, Кудряшов А.И. Принципы районирования месторождений калийных солей по горно–геологическим условиям их отработки на примере Верхнекамского месторождения / Геологическая и минералого–петрографическая оценка распространения качества руд и условий разработки калийных месторождений СССР // Л.: ВНИИГ, 1979. – С. 3–9.

240. Раевский В.И, Медведев Н.С. Методы изучения изменчивости свойств пластовых месторождений // Л.: Недра, 1976. – 102 с.

241. Раевский В.И, Фивег М.П, Герасимова В.В. и др. Месторождения калийных солей СССР. Методы их поисков и разведки // Л.: Недра, 1973. – 344 с.

242. Разумовская Е.Э. Причины и характер красной окраски калиевых соединений Соликамского месторождения / Мат–лы общей и прикладной геологии, вып. 105 // М., 1927. – С. 61–74.

243. Разумовская Е.Э. Описание соленосной толщи Соликамского месторождения / Тр. ГГРУ ВСНХ СССР, вып. 54 // М.–Л.: Изд–во ГГРУ, 1931. – 43 с.

244. Рамберг Х. Сила тяжести и деформации в земной коре // М.: Недра, 1965.

245. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания (пер. с нем.) // М.: ИЛ., 1962. – 1132 с.

246. Роджерс Т. Гелионосные природные газы // М.–Л.: ОНТИ, 1935. – 218 с.

247. Рябинин А.Н. К вопросу о геологических условиях нахождения калийных солей в Соликамском районе Пермской губернии / Мат–лы по общей и прикладной геологии, вып.53 // Петроград: Геолком, 1920. – 48 с.

248. Рязанцев Н.П. Как был открыт калий / Проблема Уральского калия // Свердловск, Изд–е Уральск. обл. хоз–ва, 19.

249. Савостьянов М.В. О природе окрашенной каменной соли // Изв. физ.–мат. ин–та им. В.А. Стеклова, 1930, № 3. – С. 169–188.

250. Самаркин В.А. Литолого–геохимические особенности и условия образования серных месторождений Среднего Поволжья//Литология и полезн. иск., 1983, № 3. – С. 81–91.

250а. Санфиров И.А. Рудничные задачи сейсморазведки МОГТ// Екатеринбург: ИГ УрО РАН, 1996. – 168с.

251. Сапегин Б.И, Янин В.Н. Основные черты тектоники Верхнекамского калийного месторождения / Строение и условия формирования месторождений калийных солей // Новосибирск: Наука, СО, 1981. – С. 118–124.

252. Седун Э.В, Ерошина Д.И. Петрография основных разновидностей каменной соли Припятской впадины / Геология и петрография калийных солей Белоруссии // Минск: Наука и техника, 1969. – С. 204–245.

253. Скрипий А.А, Юнусов Н.К. Структуры растяжения и сжатия в зоне сочленения Южного Урала и Восточно–Европейской платформы // Геотектоника, 1989, № 6. – С. 62–71.

254. Словарь по геологии нефти и газа // Л.: Недра, 1988. – 679 с.

255. Сметанников А.Ф, Кудряшов А.И. Содержание и распределение Au, Ag и Pt – металлов в сильвините Верхнекамского месторождения // Геохимия, № 9, 1995. – С. 1348–1351.

256. Сметанников А.Ф, Кудряшов А.И. О возможности извлечения золота и серебра из руд Верхнекамского месторождения калийных солей /Руды и металлы, 1995, № 5. – С. 118–121.

257. Сребродольский Б.И. Стадии метасоматического преобразования гипсо–ангидритов // Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 2.

258. Стоянов С.С. Механизм формирования разрывных структур //М.: Недра, 1977.

259. Страхов Н.М. Основные вопросы геологии кунгурских отложений Башкирского Приуралья // Сов. геол, 1946, вып. 9. – С. 3–22.

260. Суворов А.И. Региональные тектонопары как основа внутренней структуры геосинклинальных областей и платформ // Докл.АН СССР, 1976, т. 226, № 5. – С. 1154–1157.

261. Тектоника, минералопреобразование и их значение в решении проблемы безопасной эксплуатации месторождений калийных солей / Сб. научн. трудов под ред. Н.М.Джиноридзе // СПб.: ВНИИГ. 1992. – 223 с.

262. Титлинов В.С, Журавлев Р.Б, Вязникова О.И. Возможности и некоторые результаты комплексных частотных зондирований на Верхнекамском месторождении калийных солей /Геофизические аспекты изучения геолог. стр. месторождений калийных солей // Л.: ВНИИГ. 1989. – С. 84–94.

263. Толковый словарь английских геологических терминов (Пер. с англ. д.г.–м.н. Л.П. Зоненшайна) // М.: Мир, 1977, т. 1. – 586 с.

264. Третьяков Ю.А. Закономерность распределения зон разубоживания в калиеносных отложениях Верхнекамского месторождения /Геол. м–ний кал. солей и из разведка // Л.: ВНИИГ. Вып. 64, 1973. – С. 40–48.

265. Третьяков Ю.А. Состав карбонатов и гидрослюды в отложениях зон разубоживания Верхнекамского месторождения /Тр. ВНИИГ, вып. 68 //Л.: ВНИИГ, 1974. – С. 86–94.

266. Третьяков Ю.А. Строение зон разубоживания в пластах красных сильвинитов Верхнекамского месторождения / Тр. ВНИИГ, вып. 64 //Л.: ВНИИГ, 1973. – С. 26–39.

267. Третьяков Ю.А. Строение и распространение зон разубоживания на Верхнекамском калийном месторождении / Автореферат канд. дисс. // М.: МГУ, 1975. – 25 с.

268. Третьяков Ю.А, Гребенькова М.В. и др. Изучение закономерностей распределение и образования замещенных зон в толще калийных солей на Верхнекамском месторождении // Березники: БНИЛ, ВНИИГ, 1969–71 (три тома).

269. Третьяков Ю.А, Морозов Л.Н. Микростратиграфия зон разубоживания Верхнекамского калийного месторождения / Условия образований калийных солей // Новосибирск: Наука, СО, 1990. – С. 158–164.

270. Третьяков Ю.А, Сапегин Б.И. Стратиграфия соляно–мергельной толщи района Верхнекамского месторождения калийных солей / Строение и условия образования соленосных формаций // Новосибирск: Наука, СО, 1981 . – С. 52–59

271. Третьяков Ю.А, Сидоров И.В. Состав сульфатов, карбонатов и гидрослюды в соляных отложениях юго–восточной части Верхнекамского калийного месторождения / Тр.ВНИИГ, вып. 71 // Л.: ВНИИГ, 1979. – С. 18–25.

272. Тупицын И.С, Лаптев Б.В. Особенности распределения сероводорода в соляных породах Верхнекамского месторождения // Сов. геология, № 9, 1991. – С. 26–27.

273. Уразов Г.Г. Порядок отложения солей калиевого Соликамского месторождения с точки зрения исследования путей кристаллизации четверной системы KCl–NaCl–MgCl2–H2O // Изв. ИФХА АН СССР, т. 4, вып. 2. М., 1930. – С. 41–81.

274. Фивег М.П. Верхнекамский калийный бассейн / Месторождения калийных солей СССР // Л.: Недра, 1973. – С. 104–142.

275. Фивег М.П. О годовом цикле седиментации каменной соли Верхнекамского месторождения // М.: ДАН СССР, т. 61, № 6,1948. – С. 1087–1090.

276. Фивег М.П. О работах ВИГ по изучению газов карналлитовых пород Соликамского рудника / Тр.ВНИИГ, вып. 64 // Л.: ВНИИГ,1973. – С. 63–72.

277. Фивег М.П. О текстурах нижней каменной соли Верхнекамского месторождения / Тр. ВНИИГ, вып. 35 // Л.: Госхимиздат,1959. – С. 244–250.

278. Фивег М.П. Стратиграфия и внутренняя тектоника продуктивной толщи Верхнекамского месторождения калийных и магниевых солей /Тр.ВНИИГ, вып. 19 // Л.: ВНИИГ, 1948. – С. 41–120.

279. Филиппов С.А. Конседиментационно–фильтрационные зоны замещения продуктивных пластов каменной солью на Верхнекамском калийном месторождении // Литология и полезн. ископ., 1988, № 6. – С. 124–128.

280. Филиппов С.А. Морфогенетические разновидности зон разубоживания и замещения продуктивных пластов калийных месторождений и их классификация /Условия образования месторождений калийных солей //Новосибирск: Наука, СО, 1990. – С. 41–47.

281. Филиппов С.А, Корочкина О.Ф. Проявление дизъюнктивной тектоники в продуктивной толще Верхнекамского месторождения калийных солей // Геотектоника, 1990, № 1. – С. 64–67.

282. Филиппов С.А, Наймушина Р.П. Зоны замещения в продуктивных пластах Верхнекамского месторождения //Сов. геология, 1988, № 9. – С. 21–27.

283. Фоменко К.Е. Глубинное строение Прикаспийской впадины по геофизическим данным // Бюлл. МОИП, отд.геол., 1972, т. 47, вып. 5. – С. 103–111.

284. Фредерикс Г.Н. Вопросы тектоники Урала // Вестник геолкома, 1927, № 4. – С. 7–15.

285. Хесс Х. Геология и геофизика морского дна // М.: Мир, 1969.

286. Хитаров Н.И, Хундадзе А.Г, Сендеров Э.Э, Шибаева Н.П. Влияние вулканогенных пород на состав гидротермальных растворов // Геохимия, 1970, № 6. –С, 678–692.

287. Ходьков А.Е. Геологическая роль процессов подземного выщелачивания галогенных пород / Тр. ВНИИГ, вып. 35 // Л.: Госхимиздат, 1959. – С. 422–451.

288. Ходьков А.Е. Флюидогеодинамика и ее значение в понимании процессов диагенеза галогенных толщ / Проблемы соленакопления // Новосибирск: Наука СО, 1977, т. 1. – С. 171–183.

289. Ходьков А.Е. Флюидогеодинамические особенности тектоники соляной толщи Верхнекамского месторождения / Теорет. и прикл. Вопросы геологии и гидрогеологии // Л.: ВНИИГ, 1989. – С. 28–36.

290. Ходьков А.Е. Об экзотектонических явлениях как следствии подземного выщелачивания галогенных пород / Тр. ВНИИГ, вып. 28 // Л.: Госхимиздат, 1953. – С, 90–94.

291. Ходьков А.Е. О происхождении замещенных зон на Верхнекамском месторождении / Тр. ВНИИГ, вып. 33 // Л.: Госхимиздат, 1956. – С. 314–338.

292. Ходьков А.Е. О роли подземных вод, нефти и газов в образовании антиклинальных, куполовидных и диапировых складок осадочных толщ / Мат–лы изуч. рай–в современного и ископаемого соленакопления // Л.: Госхимиздат, Тр. ВНИИГ, вып.32, 1956. – С. 394–407.

293. Ходьков А.Е. Основные черты гидрогеологии важнейших эксплуатируемых соляных (калийных) месторождений / Мат–лы по гидрогеологии и геологической роли подземных вод // Л.: Изд. ЛГУ, 1971 . – С. 4–70.

294. Ходьков А.Е. Роль процессов подземного выщелачивания в геологии Старобинского месторождения / Тр. ВНИИГ, вып. 64 // Л.: 1964. – С. 26–46.

295. Ходьков А.Е, Часовникова Е.В, Малкин Г.А. Гидрогеологические особенности надсолевой толщи Верхнекамского калийного месторождения / Гидрогеология и охрана недр при разработке соляных месторождений / Л.: ВНИИГ, 1976. – С. 13–21.

296. Хрущев Д.П, Зайдис Б.Б. Определние абсолютного возраста пород и минералов соленосных формаций / Осадочн. пор. и руды // Киев: Наукова думка, 1978. – С. 221–227.

297. Хэтч Ф, Уеллс А, Уеллс М. Петрография магматических пород // М.: Мир, 1975. – 511 с.

298. Цифринович В. Мы создали калийную промышленность //Свердловск: Политиздат, 1934. – 67 с.

299. Чернышев С.Н. Трещины горных пород // М.: Наука, 1983. – 240с.

300. Чирвинский П.Н. Загадка окраски синей соли // Изв. ЕНЦ при Пермском гос. ун–те, т. 12, вып. 5, 1947. – С. 211–223.

301. Чудинов Н.К. Генезис газов калийных солей и методы прогноза газодинамических явлений / Мат–лы отрасл. сов–я «Газодинамические явления на калийных рудниках» // Л.: ВНИИГ, 1974. – С. 137–146.

302. Шабловский В. П, Третьяков Ю.А. Разрывные нарушения и зоны разубоживания Верхнекамского калийного месторождения /Тез. докл. 1У Всесоюзн. сол. сов–я «Проблемы морского и континент. галогенеза» // Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988. – С. 127–128.

303. Шарц А.К. Первооткрыватель калия Н.П.Рязанцев // Пермь: Пермское книжное изд–во, 1957.

304. Шатский Н.С. Гипотеза Вегенера и геосинклинали // Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 4. – С. 7–21.

305. Шерифф Р, Гелдарт Л. Сейсморазведка (обработка и интерпретация данных) / (перевод Ефимовой Е.А, Стор М.А, под ред. Калинина А.В.)// М.: Мир, 1987, 2 тома.

306. Шерман С.И, Борняков С.А, Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов // Новосибирск: Наука, 1983.

307. Шешуков Н.Г. К вопросу геологии карналлитов Верхнекамского месторождения // Калий, 1936, № 9. – С. 16–22.

308. Шлеймович Р.Э. Бром в соляных породах Верхнекамского месторождения / Бром в соляных отложениях и рассолах // М.: МГУ, 1976. – С. 48–140.

309. Щербина В.Н. О неравномерности синей окраски природного галита и возможной ее причине // Докл. АН БССР, 1958, т. 2, № 6. – С. 257–261.

310. Якубовская Н.Ю. Пирротин / Горн. энц. // М.: Сов. энц., 1989, т. 4. – С. 103.

311. Якуцени В.П. Геология гелия // М.: Недра, 1968. – 232 с.

312. Яншин А.Л. Тектоника Каргалинских гор // Бюлл. МОИП, отд. геол., 1932, т. 10, вып. 2. – С. 308–345.

313. Яржемская Е.А. Вещественный состав галопелитов / Тр. ВНИИГ, вып. 29, 1954. – С. 260–314.

314. Яржемский Я.Я. Калийные и калиеносные галогенные породы // Новосибирск: Наука, СО АН СССР, 1967. – 134 с.

315. Яржемский Я.Я. К петрографической характеристике галогенных осадков // Докл. АН СССР, 1949, т. 68, № 6.

316. Яржемский Я.Я, Очаповская Т. Н. Мощные четвертичные отложения соляного озера Индер / Тр. ВНИИГ, вып. 68 // Л.: ВНИИГ, 1974. – С. 22–29.

317. Яржемский Я.Я, Третьяков Ю.А. Краткая петрографо–минералогическая характеристика пород Дуринского участка Верхнекамского калийного месторождения / Геолог. и мин.–петрограф. оценка распространения качества руды и условий разработки калийных месторождений // Л.: ВНИИГ, 1979. – С. 91–106.

318. Alla M.A. Diapirism in Sonthern Iran // Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1974, v. 58, N 9. P. 1758–1770.

319. Allen E.T. u.a. Die mineralischen Eisensulfide / Z. anorg. Chel., 76. P. 201–273.

320. Barton P.B. Possible role of organic matteri the precipitation on the Mississippi valey ores // Econ. Geol., 1967. V. 62. P. 371–378.

321. Bolk R. Salt structure of Jefferson Island salt dome, Iberia and Vermilion Parishes, Louisiana / Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., 1953, v. 37, N II. P. 2455–2474.

322. Braitsch O. Salt deposits, their origin and composition // Springer–Verlag, Berlin, 1971. – 297 pp.

323. Butler R.W.H. The terminology of structures in thrust belt // Jorn. Of structural geol., 1982, v. 4, N 3. P. 239–245.

324. Dahlstrom C.D. Structural geology in the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains // Bull. Can. Petrol. Geol., 1970. 18. P. 332–406.

325. Dzhinoridze N.M. Upper–Kama deposit of lower permian potash–magnesium salts: peculiarities of halogenesis, tectonic development and mineral transformation // Warszawa: Prace Panstw. Inst. Geol., CLVII, 1997. – S. 65–70.

326. Fabricius J. Studies of fluid inclusions in halit and euhedral quartz crystals from Salt domes in the Norwegien–Danish Basin // Sixth Intern. Simposium on Salt, 1983, v. 1. P. 247–255.

327. Freyer H.D. Degradation products of organic matter in evaporites containing trapped atmospheric gases / Chem. Geol., 1978, v.23, N 4. P.293–307.

328. Geller A. Ueber das Verhalten verschiedener mi erale der Salzlager unter hohen Drucken und wechselnden temperaturen // Zeitschr. fur Krist., 1924, 60. – S. 414–472.

329. Gibbs A.D Structural evolution of extensional basin margins //J. Geol. Soc. Lond., 1984, N 141. P. 609–620.

330. Ginoridze N.M, Aplonov V.S, Petrov S.V. Noble metal mineralization in silvinites of the permian Verchnekamsk deposit (Ural, Rossia) of potash–magnesium salts and questions of its genesis / Warszawa: Biul. Panstw. Inst. Geol., 1999. – S. 28–29.

331. Gobbold P, Rossello E, Vendeville B. Some experiments on interactiong sedimentation and deformation above salt horizons // Bull. Soc. Geol. France, 1989 (8), t.V, N 3. S. 453–460.

332. Gregg T.M, Sibleg D.F. Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture // J.Sedim. Petrol.– 1984, v. 54, N 3. P. 908–931.

333. Guillope M, Poirier J.P. Dinamic recristallisation during creep of single–crystalline halit^ an experimental study //J. Geoph. Rcs., 1979, 84, N 810. – P. 5557–5567.

334. Hartmann M Bericht uber geochemische Untersicingen in der Hydrothermallaugen – Becken am Boden des Roten Meers // Geol. Rundschau, 1970, Bd.60, N 1. S. 244–256.

335. Hast N. The state of stress in the upper part of the Eart^s crust as determined by measurements of absolute rock stress // Naturwissenschaften.–1974. – Vol. 61, N II. – P. 468–475.

336. Kern H, Franke J.H. Carnallit – Thermisches und thermomechanisches verhalten in Endlanger. Salzstochen // Zeitschrift der deutschen geol. Gesellschaft.–1986. Vol. 137, N 1. – S. 1–27

337. Kokorsch R. Zur Kehntnis Genesis, Metamorphose und Faziesverhaltnissen des Stassfurtlagers im Grabenfeld Hildesia – Mathildenhall, Diekholzon bei Hildesheim / Bundesanst. Bodenforsch., Geol. Tahrb., Beih., 1960, 41, 140 s.

338. Kosakevitsch A. Authigenic pyrrotite from Souk – el – Arba tu Rharb // Notes Mem. Serv. Geol. Morocco, 1966, 198, s. 126–127.

339. Kupfer D.N. Structure of Morton Salt Company Mine, Meeks Island salt dome, Louisiana / Amer. Ass. Petr. Geol. Dull, 1962, v. 46, N 8. – P. 1460–1467.

340. Linn K.O, Adams S.S. Barren Halite Zones in Potash Deposites Carlsbad, New Mexico / Sei. Symp. On Salt, v. 1 // Clevaland, Ohio, 1966, p. 59–69.

341. Liyama I.T, Roy R. Controlled synthesis of heteropolytypic (mixed–layer) cley minerals / Cecys and cley minerals // Oxford, London – New York – Paris, Pergamon, Press, 1963.

342. Lotze F. Steinsalz und Kalisalze. / 2 nd ed. Gebr. Borntraeger / Berlin, 1957, v. 1, 466 pp.

343. Moor G.W. Geologic Significance of the Minor Element composition of marine Salt deposits / Econ. Geol., 1971, v. 66, N 1, p. 214–221.

344. Mossop G.D, Shearman D.J. Origin of secondary gypsum rocks //Trans. Inst. Min. Metall. 1973, v. 82, p. 147–154.

345. Mueller P, Heymel W. Verfaren zur Bestimmung der Gaskonzentration der Gassalze des Sudharz – und Werrakalibergbaues / Bergbautechnik, H.6, 1956. – S. 56–72.

346. Muehlberger W.R. Interal structure of the Grand Saline Salt dome, Nav Zandt County Texas / Texas Univ., Bur Econ. Geol., Rept. Inv., 1959, N 38. – 24 p.

347. Oelsner O. Ergebnisse neuer Untersuchungen in CO2 – fuhren den Salzen des Werra–revieres / Freiberger Forschung, 1961, Hf A. 183. – P. 5–19.

348. Oelsterle F.P, Zippolt A.J. Isotopische Datierung der Langbeinit–Biuldung in der Kalisalzlagerstatte des Fulda–Beckens / Kalisteainsalz, 1975, 6(II). – S. 391–398.

349. Raup O. Brine mixing an additional mechanism for formation of basin evaporites // Bull. Am.Assoc.Pet.Geol., 1970, 54 (12). – P. 2246–2259.

350. Roedder E, Belkin H.E. Thermal gradient migration of fluid inclusions in Single crystals of salts from the Waste isolation Pilot plant (WIPP) site //Sci. Dasis Nucl. Waste Manage, 1980, 2. – P.453–464.

351. Schlater J.G. and Francheteau J. The implications of terestrial heat flow observations on current tectonic and geochemical models of the crust and upper mantle of the earth /Geophys. J.R. Astr. Soc., 1970, 20. – P. 509–542.

352. Shiley R.H, Konopka K.L., Hincley C.C. a.a. // JSGS, RB, Illinois mineral, N 83, 1982.

353. Stewart D.B, Potter R.W. Application of physical – chemistry of fluids in rock salt at elevated temperature and pressure to repositories for radioactive waste // Sci. basis for Nuclear waste Management, 1979, N 1. – P. 297–311.

354. Talbot C.I. Halokineses and thermal convection // Nature, 1978, 273, N 5665. – P. 739–741.

355. Trusheim F. Mechanism of Salt migration in northern Germany / Amer. Ass. Petr. Geol. Bull., 1960, v. 44, N 9. – P. 1519–1540.

356. Urai J.Z. Water–enhanoed dynamic recrystallization and solution transfer in experimentally deformed carnallite. – Tectonophysics, 1985, 120, N. – P. 285–317.

357. Woodcock N.H, Fischer M. Strike–Slip duplexes // J. Struct. Geol., 1986, v. 8, N 7. – P. 725–735.

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие 3

1. Вводная часть: история открытия и исследования месторождения; объекты, методика и задачи обобщения результатов исследований; определение основных геологических терминов и явлений 5

1.1. История открытия и исследования Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей 5

1.2. Объекты, методика и задачи обобщения результатов геологических исследований 7

1.3. Определение основных геологических и горно-геологических терминов и явлений 9

2. Обобщение результатов исследований тектоники Верхнекамского месторождения калийно-магниевых и каменных солей 13

2.1. Современные представления о тектонике ВКМКМС и их исторические истоки 13

2.2. Складчатые и разрывные группы дислокаций: их временно-пространственные взаимоотношения и механизмы образования 19

2.2.1. Складчатые дислокации 19

2.2.2. Разрывные дислокации 37

2.2.2.1. Надвиговые дислокации 37

2.2.2.2. Листрические сбросы 52

2.2.2.3. Дислокации зоны горизонтального сдвига 54

2.2.3. Механизм и время образования складчатых и разрывных дислокаций на ВКМКМС 68

2.2.3.1. Анализ результатов экспериментальных работ по моделированию складчатых и разрывных дислокаций при одностороннем тектоническом давлении 68

2.2.3.2. Последовательность и время образования складчатых и разрывных дислокаций 79

2.3. Эффективность сейсморазведки МОГТ в решении вопросов тектоники 82

2.3.1. Разрывные дислокации, наблюдаемые в волновом поле сейсмических профилей на ВКМКМС 82

2.3.2. Геологическая интерпретация и площадная увязка сейсмоматериалов МОГТ по шахтному полю СКПРУ-3 97

2.4. Полигенетические дислокации 106

2.4.1. Зоны силицифицированных брекчий 107

2.4.2. Экзогенное трещинообразование и другие экзотектонические явления 110

2.4.3. Дислокации вторичного уплотнения соляных пород 117

2.4.4. Техногенные дислокации 117

3. Обобщение результатов литогеохимических исследований соляных пород Верхнекамского месторождения 129

3.1. Зоны разубоживания/замещения (Р/З) 130

3.1.1. Внутреннее строение зон Р/З 130

3.1.1.1. Зоны галитизации сильвинитов в пределах шахтных полей ОАО «Уралкалий» 130
3.1.1.2. Зоны галитизации сильвинитов шахтных полей ОАО «Сильвинит» 146
3.1.2. О парагенезисе и единстве процессов галитизации сильвинитов и сильвинитизации карналлитов на ВКМКМС 154
3.1.3. Типизация зон галитизации сильвинитовых пластов и закономерности их размещения 156
3.1.4. Основные минералопреобразующие процессы в зонах галитизации сильвинитов 160
3.1.5. Поведение силикатов, сульфатов, карбонатов и минералов железа при формировании зон разубоживания – замещения 178
3.1.5.1. Силикаты 178
3.1.5.2. Сульфаты и карбонаты 182
3.1.5.3. Минералы железа 187
3.1.6. Ангидрито-галитовые и другие обособления в зонах разубоживания/замещения 189
3.1.6.1. Особенности локализации, морфологические типы и внутреннее строение обособлений 190
3.1.6.2. Состав и взаимоотношения минералов несоляной части обособлений 194
3.1.7. Геохимические признаки эпигенетического образования зон разубоживания/замещения 200
3.1.7.1. Ореолы вторичного хлоридно-магниевого засолонения в надсоляном комплексе 200
3.1.7.2. Поведение стронция в зонах разубоживания/ замещения и перекрывающих их отложениях 208
3.1.8. Принципиальные схемы формирования зон разубоживания-замещения: представления о механизмах метасоматоза в приложении к галогенным комплексам 222
3.1.8.1. Общие сведения и терминология 222
3.1.8.2. Схема развития метасоматического процесса 223
3.2. Пирротинизация сильвинитов пласта АБ ВКМКМС 232
3.2.1. Результаты исследования образца 77 п. 232
3.2.2. Результаты исследования «ядер» пирротинизации 238
3.2.3. Термобарогеохимические исследования минералов и пород зоны пирротинизации 247
3.2.4. Пространственно-временная локализация, условия и источник рудогенеза 257
3.3. Расслоение, грануляция и другие преобразования, связанные с динамометаморфизмом соляных пород Верхнекамского месторождения 260
3.3.1. Расслоенность соляных пород 260
3.3.2. Динамические разновидности соляных пород 267
3.3.3. Деформации гипсо-ангидритовых желваков в соляно-мергельной толще ВКМКМС 271
3.4. Петрография соляных пород Верхнекамского месторождения 275
3.4.1. Седиментационные признаки петрографии соляных пород 275
3.4.1.1. Каменная соль 275
3.4.1.2. Красные сильвиниты 276
3.4.1.3. Карналлитовые породы 279
3.4.2. Эпигенетические признаки петрографии соляных пород ВКМКМС 280
3.4.2.1. Трещинные текстуры и структуры эпигенеза 281
3.4.2.2. Текстуры и структуры метасоматоза 286
3.4.2.3. Текстуры и структуры тектонического давления 295

3.5. Благороднометальная минерализация в сильвинитах Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей и вопросы ее генезиса ... 302
3.5.1. История вопроса ... 302
3.5.2. Результаты исследований ... 304
3.5.2.1. Содержание благородных металлов в фильтратах солей ... 304
3.5.2.2. Содержание благородных металлов в «пене» ... 306
3.5.2.3. Выход нерастворимого остатка ... 306
3.5.2.4. Гранулометрический состав нерастворимого остатка ... 307
3.5.2.5. Минеральный состав нерастворимого остатка ... 307
3.5.2.6. Содержание благородных металлов в нерастворимом остатке ... 312
3.5.3. Декрепитационный анализ включений соляных минералов, содержащих благороднометальную минерализацию ... 314
3.5.4. Обсуждение результатов исследований и вопроса о генезисе благороднометальной минерализации в сильвинитах ВКМКМС ... 317
3.5.4.1. Геохимические особенности Au, Pt и Pd ... 317
3.5.4.2. Обсуждение результатов исследований и возможный генезис благороднометальной минерализации ... 319
3.5.5. Выводы и заключение ... 320

4. Петротектонический анализ основных результатов тектонических и литогеохимических исследований и тектоническое районирование современной структуры шахтных полей ВКМКМС ... 321
4.1. Анализ существующих материалов и представлений о происхождении газового состава (свободного и микровключенного) в соляных породах ВКМКМС ... 321
4.1.1. Газоносность соляных отложений ... 322
4.1.2. О природе газов калийно-магниевых солей ... 326
4.2. Взаимоотношение динамометаморфизма и метасоматоза в преобразовании петрографического и минералогического облика соляных пород ВКМКМС ... 329
4.2.1. Экспериментальные исследования термодинамометаморфизма соляных пород ... 329
4.2.1.1. Описание экспериментальной установки ... 332
4.2.1.2. Результаты экспериментов и микроскопического изучения испытуемых образцов ... 333
4.2.1.3. Результаты изменения химического состава пород ... 335
4.2.2. Обсуждение результатов экспериментальных работ ... 337
4.3. Петротектонический анализ применительно к оценке опасности ведения горных работ и тектоническое районирование шахтных полей ВКМКМС ... 340
4.3.1. Петротектогенная модель строения участка возникновения ЧС 2-й категории ... 340
4.4.1.1.Анализ геологических материалов ... 342
4.3.1.2. Анализ сейсморазведочных материалов ... 344
4.3.1.3. Петротектонический анализ результатов геолого-геофизических и литогеохимических исследований ... 345
4.3.1.4. Петротектоническая модель аварийного участка и ее возможные аналоги ... 347
4.3.2. Тектоническое районирование шахтных полей и тектоническая модель строения осадочного чехла Соликамской впадины на территории ВКМКМС ... 349
4.3.2.1. Методика проведенных исследований ... 350

4.3.2.2. Сравнительный анализ тектоники надсоляного, соляного и подсоляного комплексов пород, тектоническое районирование шахтных полей и геологические модели строения осадочного чехла Соликамской впадины на территории ВКМКМС 352
4.3.2.3. Влияние системы сдвигов Дуринского прогиба на безопасность эксплуатации калийных рудников ВКМКМС 359
5. Заключение 361
Использованные источники 365

CONTENTS (abridged)

Foreword 3

1. Background: History of discovery and exploration of the deposit: objects methodology and problems in generalizing of investigation, definitions of main geological terms and phenomena 5

1.1 History of discovery and exploration of the Upper Kama deposit of potassium-magnesium salts 5

1.2. Objects, methodology and problems in generalizing of geological investigations results 7

1.3. Definitions of main geological and mining-geological terms and phenomens 9

2. Generalizing of investigation results in tectonics of the Upper Kama deposit of potassium-magnesium salts 13

2.1. Current notions about tectonics of the UKDPMS and their historical origins 13

2.2. Folded and ruptured groups of dislocations: their time-space relationships and mechanisms of forming 19

2.2.1. Folded dislocations 19

2.2.2. Folded dislocations 37

2.2.2.1. Thrusted dislocations 37

2.2.2.2. Lystrical faults 52

2.2.2.3. Dislocations of the horizontal shift zone 54

2.2.3. Mechanism and time of forming folded and ruptured dislocations in UKDPMS 68

2.2.3.1. Analysis of results of experimental work in modelling folded and ruptured dislocations under unilateral tectonic pressure 68

2.2.3.2. Sequence and time of forming the folded and ruptured dislocations 79

2.3. Efficiency of seismic prospecting dy Common-Depth-Point Technique (CDPT) in solving tectonic problems 82

2.3.1. Ruptured dislocations observed in the wave field of seismic profiles in UKDPMS 82

2.3.2. Geological interpretation and areal correlation of CDPT seismic materials for mine field Solikamsk-3 mine 97

2.4. Polygenetic dislocations 106

2.4.1. Zones of silicified breccias 107

2.4.2. Exogenous fracture-forming and other exotectonic prenomena 110

2.4.3. Secondary consolidation dislocations in saline rocks 117

2.4.4. Technogenic dislocations 117

3. Generalizing of results of lithogeochemical investigations in saline rocks of the Upper Kama deposit 129

3.1. Zones of impoverishment/replacement (J/R) 130

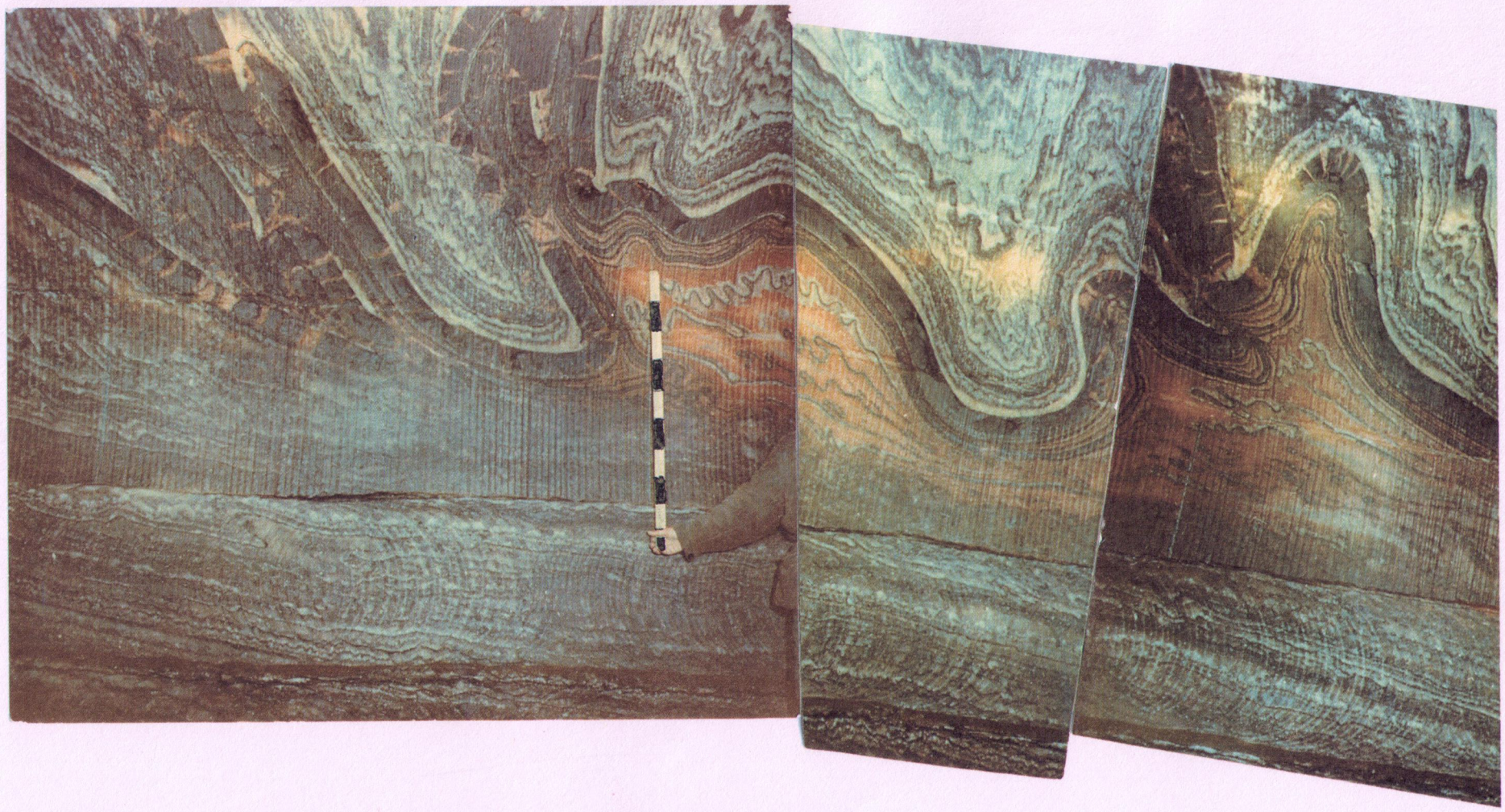
3.1.1. Internal structure of impoverishment/replacement zones 130

3.1.2. About paragenesis and unity of processes of sylvinite halitization and carnallite sylvinitization in UKDPMS 154

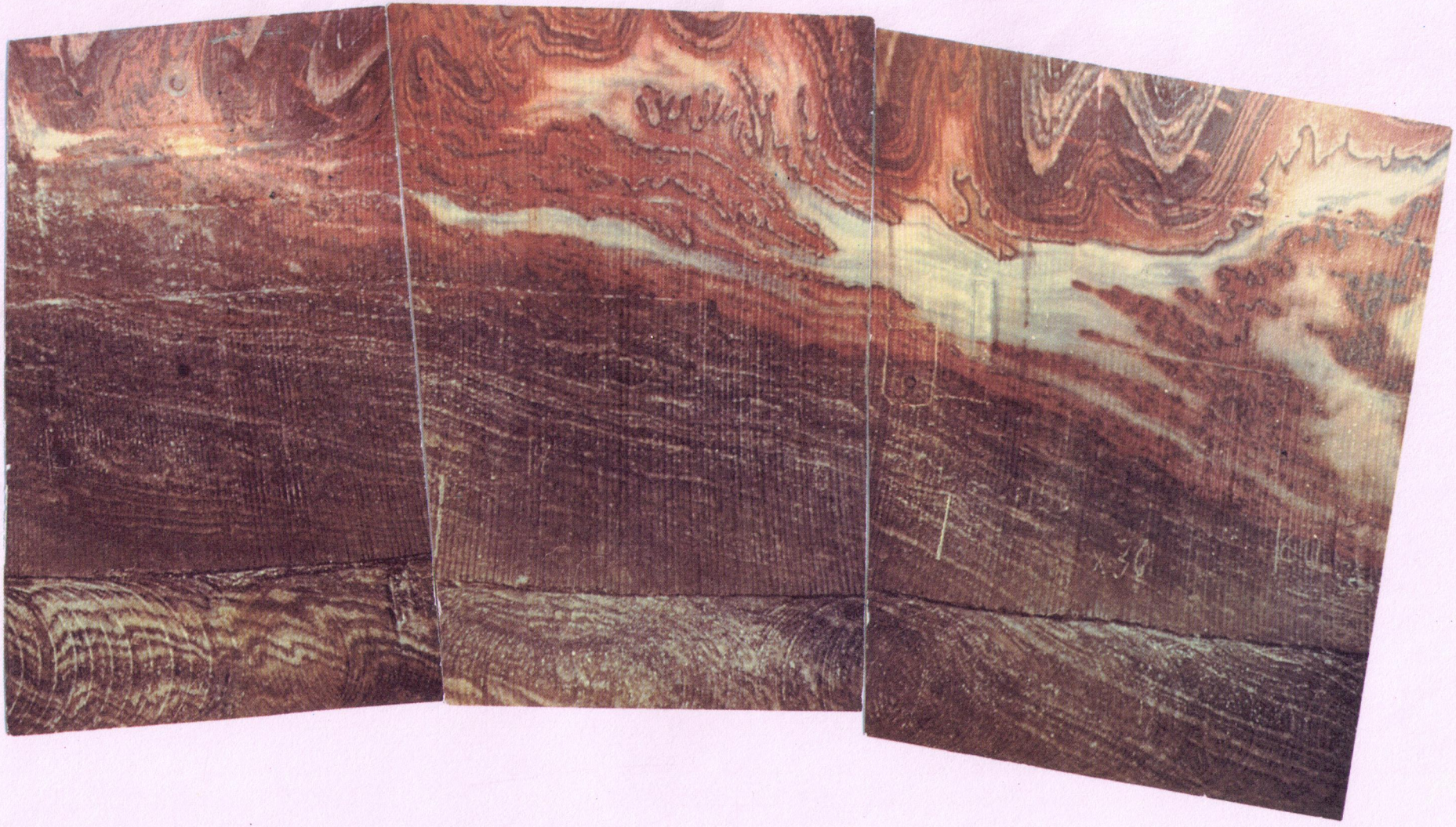
3.1.3. Typization of sylvinite beds halitization zones and laws of their location 156

3.1.4. Principal mineral-transforming processes in the zones of sylvinite halitization 160
3.1.5. Behaviour of silicates, sulphates, carbonates and iron minerals under forming of impoverishment/replacement zones 178
3.1.6. Anhydrite-halitic and other isolations in the zones of impoverishment/replacement 189
3.1.7. Geochemical indicators of epigenetic forming of impoverishment/replacement zones 200
3.1.7.1. Aureoles of secondary magnesium-chloride salinization in the over saline complex 200
3.1.7.2. Strontium behaviour in the impoverishment/ replacement zones and in overlying sediments 208
3.1.8. Schematic diagrams of forming the impoverishment/replacement zones: notions about the mechanisms of metasomatism as applied to halogenic complexes 222
3.2. Pyrrhotinization of sylvinites in AB bed at UKDPMS 232
3.2.1. Results of investigation of 77p sample 232
3.2.2. Results of investigation of pyrrhotinization «nuclei» 238
3.2.3. Thermobarogeochemical investigations of minerals and rock in the zone of pyrrotinization 247
3.2.4.Space-time localization, conditions and source of ore genesis 257
3.3. Lamination, granulation and other transformations related to dynamometamorphism of saline rocks in the Upper Kama deposit 260
3.3.1. Lamination of saline rocks 260
3.3.2. Dynamic varieties of saline rocks 267
3.3.3. Deformations of gypsum-anhydritic nodules in saline-marl formation in the UKDPMS 271
3.4. Petrography of saline rocks in the Upper Kama deposit 275
3.4.1. Sedimentational indicators of saline rocks petrography 275
3.4.2. Epigenetic indicators of saline rocks petrography in the UKDPMS 280
3.5. Noble metal mineralization in silvinites of the Upper Kamas deposit of potassium-magnesium salts and questions of its genesis 302
3.5.1. The history of question 302
3.5.2. Results of investigations 304
3.5.3. Dekrepetacion analisis of inclusions of salt minerals and rocks, containing noble metal mineralization 314
3.5.4. Discussion of results and question about genesis of noble metal mineralization in silvinites UKDPMS 317
3.5.5. Conclusions and inference 320
4. Petrotectonic analysis of principal results of tectonic and lithogeochemical investigations and tectonical regionalization of current structure of mine fields in UKDPMS 321
4.1. Analisis of existing materials and notions about the origin of gas com position (free and microincluded) in saline rocks of the UKDPMS 321
4.2. Relationship of dynamometamorphism and metasomatism in transforming petrographic and mineralogic habit /outlook/ of saline rocks in the UKDPMS 329
4.2.1. Experimental investigations of thermodynamometamorphism in saline rocks 329
4.2.1.1. Description of experimental equipment 332
4.2.1.2. Results of experiments and microscopical study of tried samples 333
4.2.1.3. The results of change of chemical composition of rocks 335
4.2.2. Discussion of results of experimental works and conclusions 337
4.3. Petrotectonic analysis opplied to the rate of danger of transaction of mine works and tectonic regionalization of mine fields UKDPMS 340

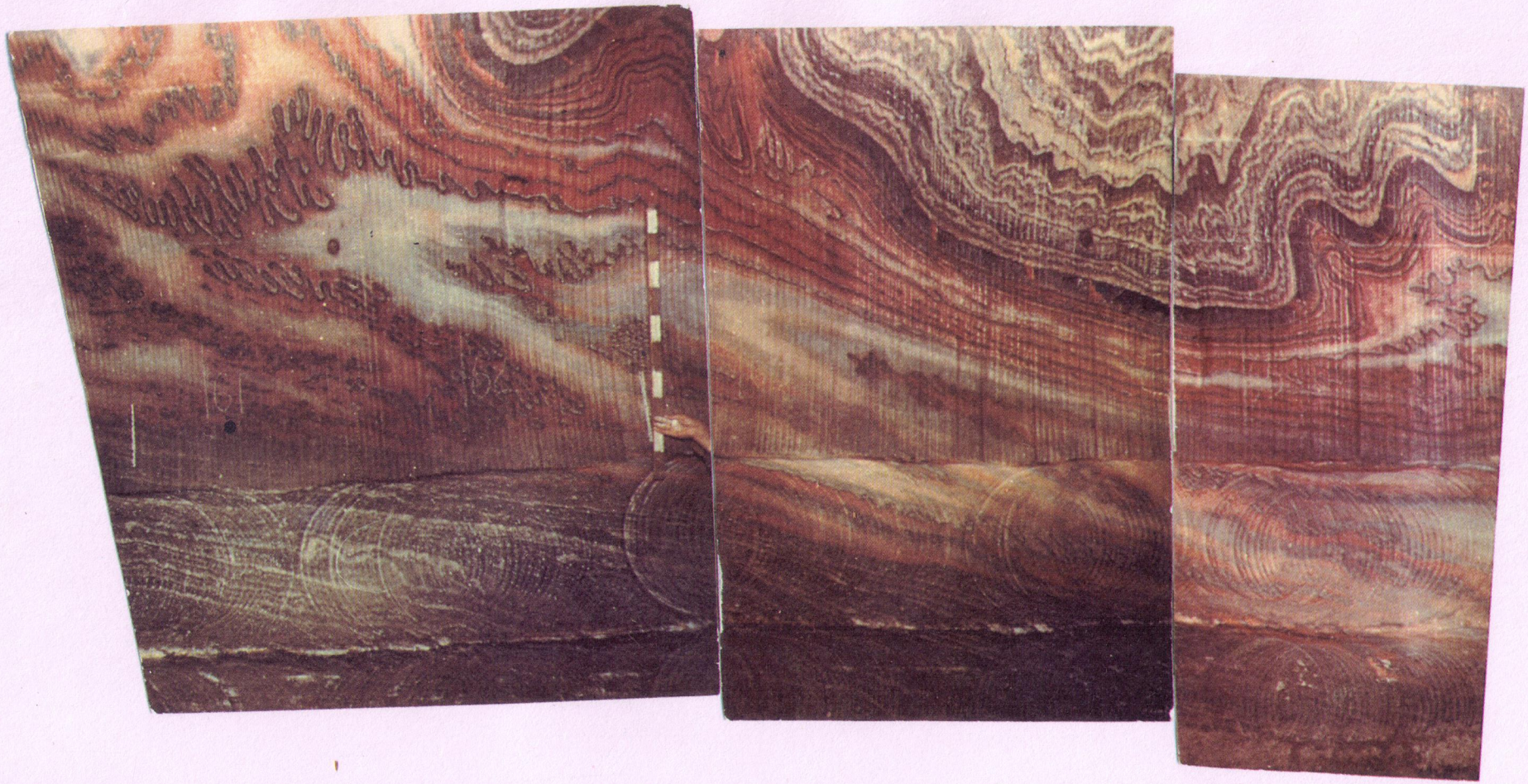
4.3.1. Petrotectogenic model for structure of the area where arises an Emergency Situation of the 2nd category 340
4.3.1.1. Analyisis of geological materials 342
4.3.1.2. Analysis of seismic prospecting materials 344
4.3.1.3. Petrotectonic analysis of results of geological-geophysical and lithogeochemical investigations 345
4.3.1.4. Petrotectonic model of the acccidental area and its posssible analogues 347
4.3.2. Tectonical regionalization of mine fields and tectonic model for the structure of sedimentary cover in Solikamsk deopression on the territory UKDPMS 349
4.3.2.1. Methodology of investigations performed 350
4.3.2.2. Comparative analysis of structural maps of oversaline, saline and undersaline rock complexes, tectonic regionalization of mine fields and geologic models for structure of sedimentary cover in Solikamsk depression on the territory UKDPMS 352
4.3.2.3. Effects of the shifts system in Durinsk trough on safety of potash mines operation in «Sylvinit Stock Co.» and «Uralkali Stock Co» 359
5. Inference 361
References cited 365



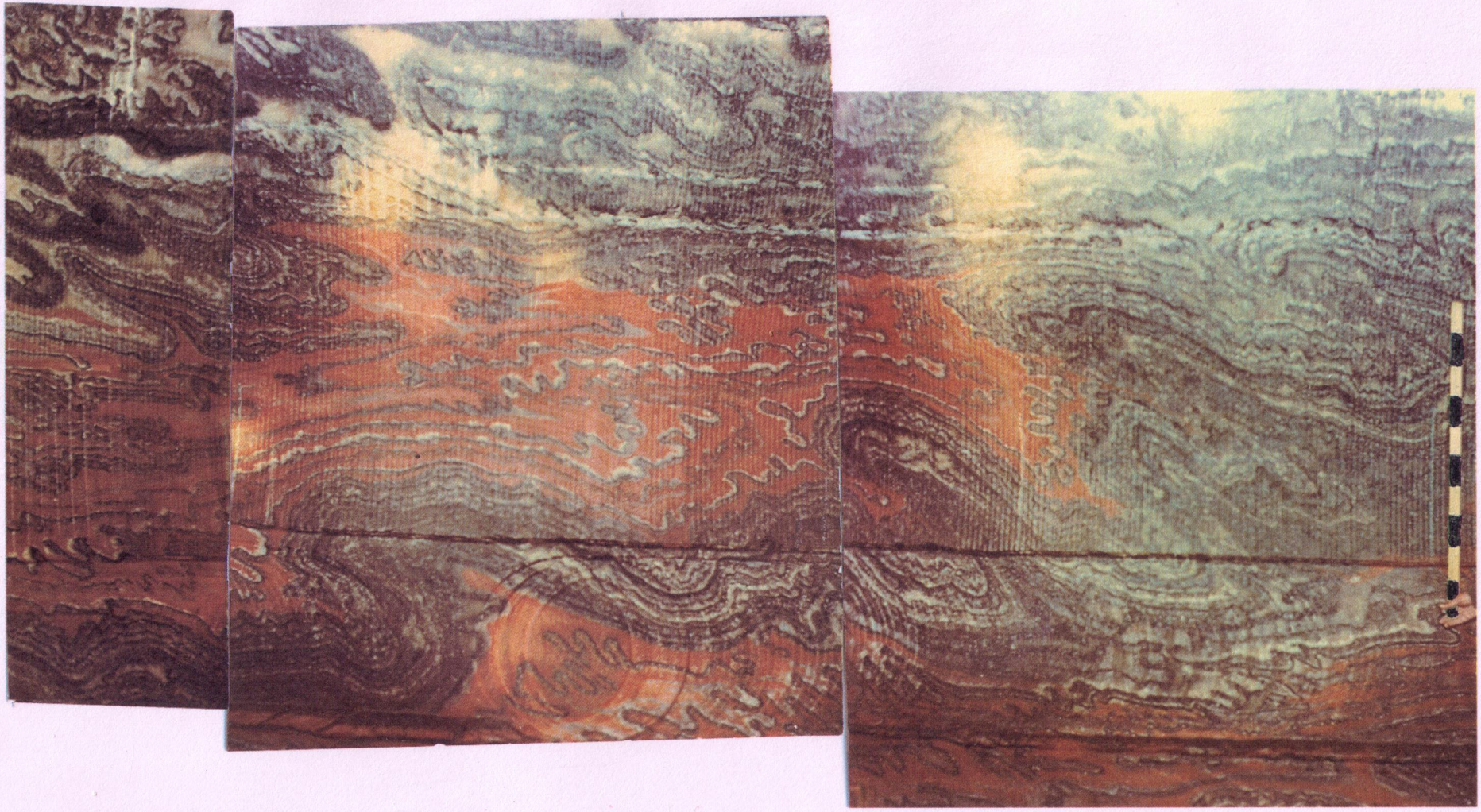
А. Галитизация сильвинитов 1-го слоя пласта КрII,
сопровождаемая развитием динамофлюидальных текстур и разрывами «коржа» при «входе» в зону Р/3.
(БКПРУ-2, VI ВП, транспортный штрек). Материалы А. Н. Павленского.



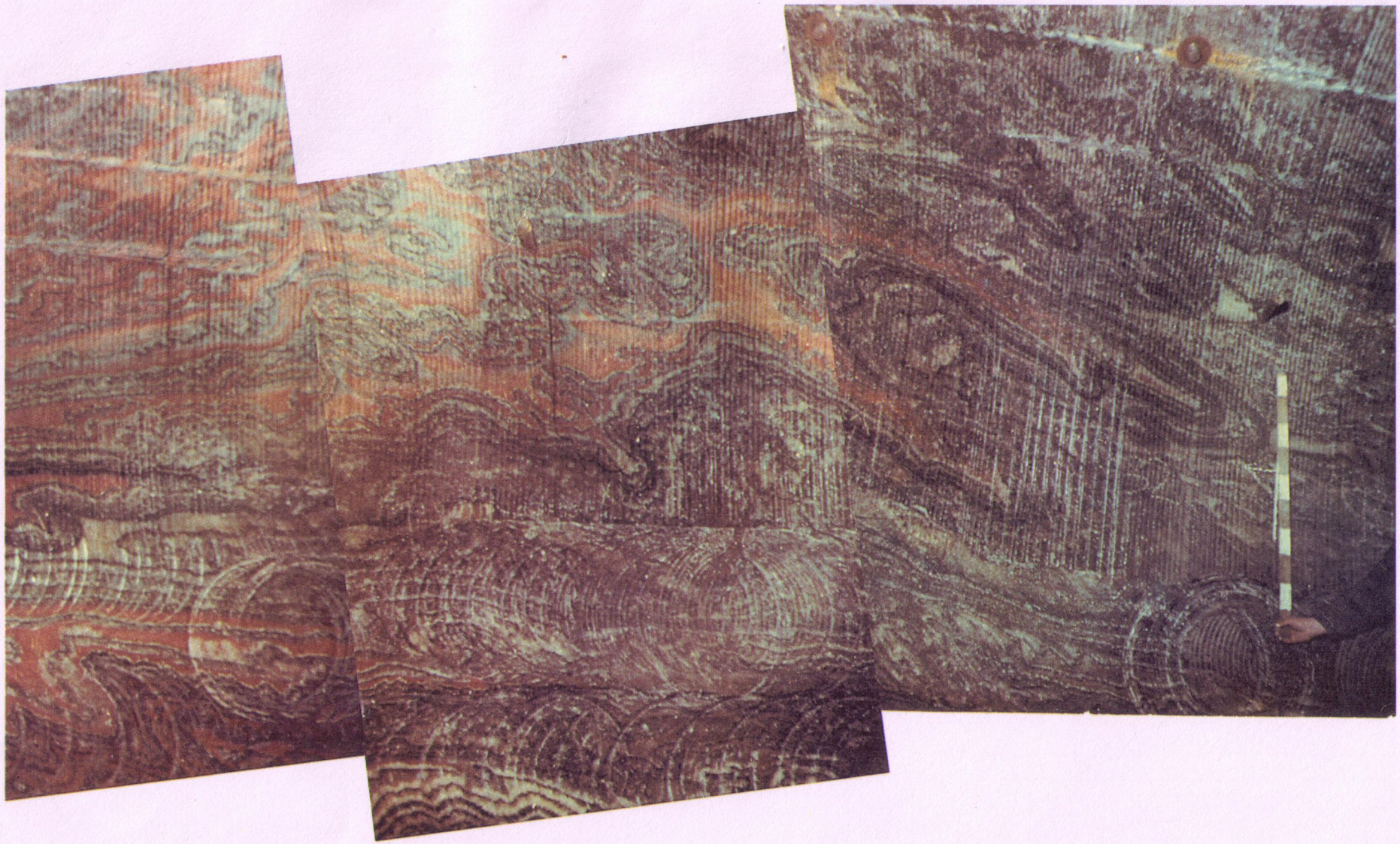
Б, В. Стрелкоподобные тела молочно-белых сильвинитов и другие
динамофлюидальные структуры и текстуры при «входе» в зону Р/З 1-го слоя пласта КрII
(БКПРУ-4, II ЮВП, 1-й западный вентиляционный штрек).
Материалы А. Н. Павленского.



Продолжение рис. Б, В.



Г. Строение «выхода» из зоны Р/3 пласта КрII
(БКПРУ-2, VI ВП, 6-й восточный транспортный штрек).
Материалы А. Н. Павленского.



Д. Строение «выхода» из зоны Р/3 пласта КрII
(БКПРУ-4, II ЮВП, 1-й западный вентиляционный штрек).
Материалы А. Н. Павленского

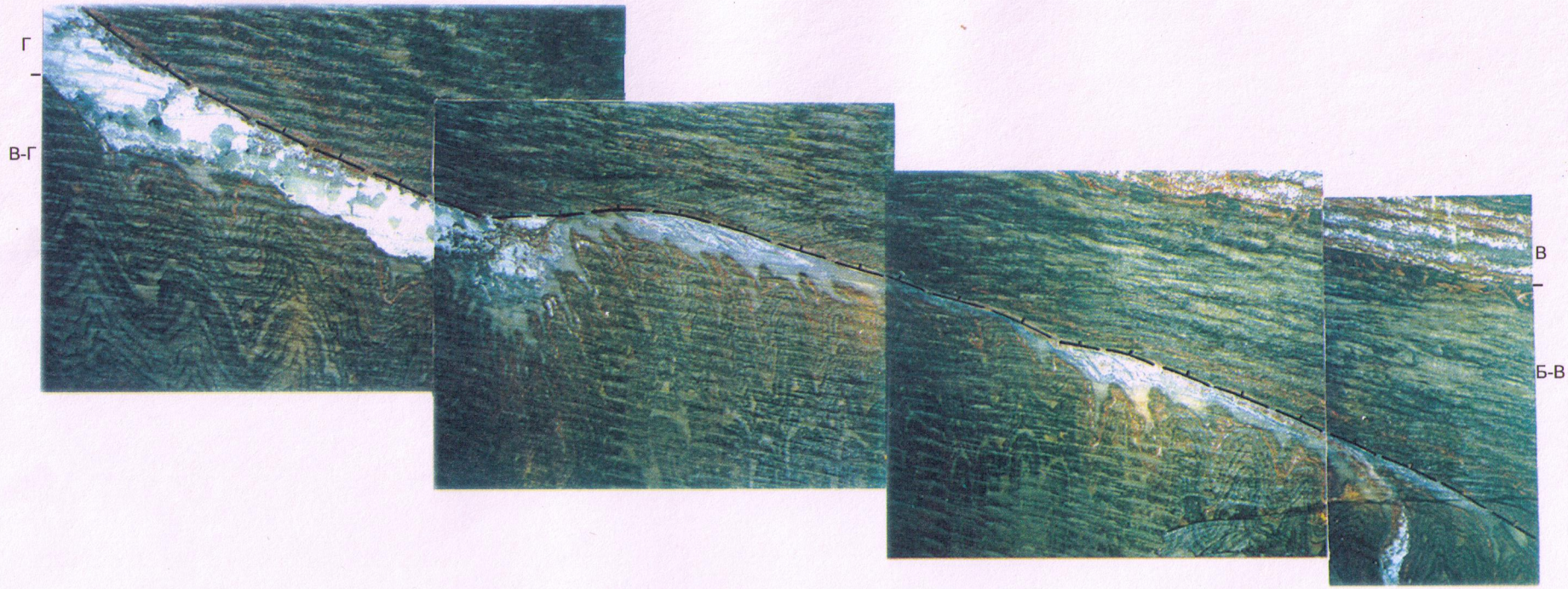


Рис. 2.31. Локальный надвиг в северной стенке южного выемочного штрека (ПРУ-4, опытный участок, блок 3).

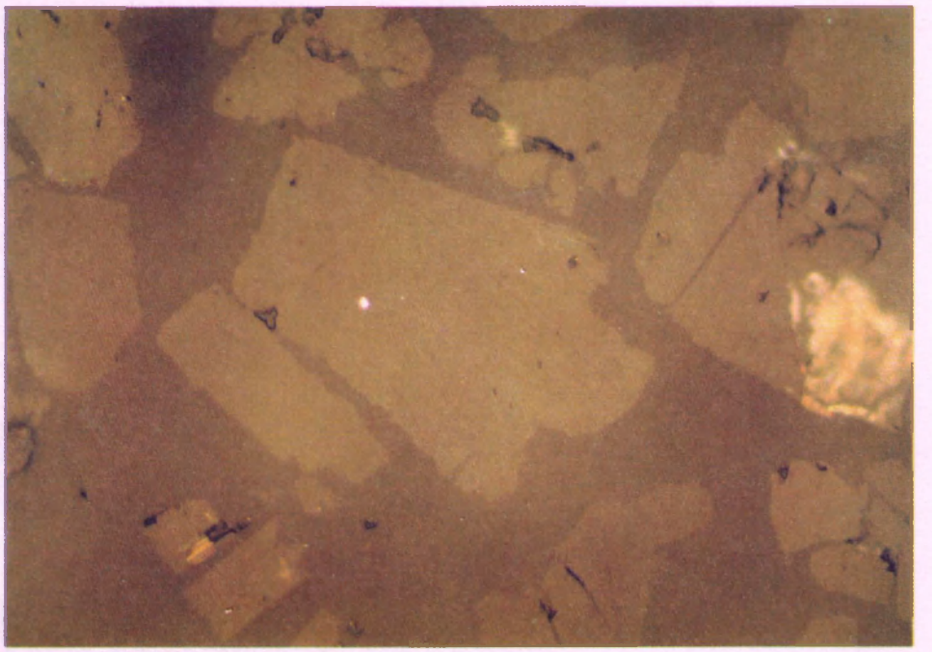


Рис. 3.132. Включения пирита в ангидрите.
Полированный шлиф. Увелич. 200х.

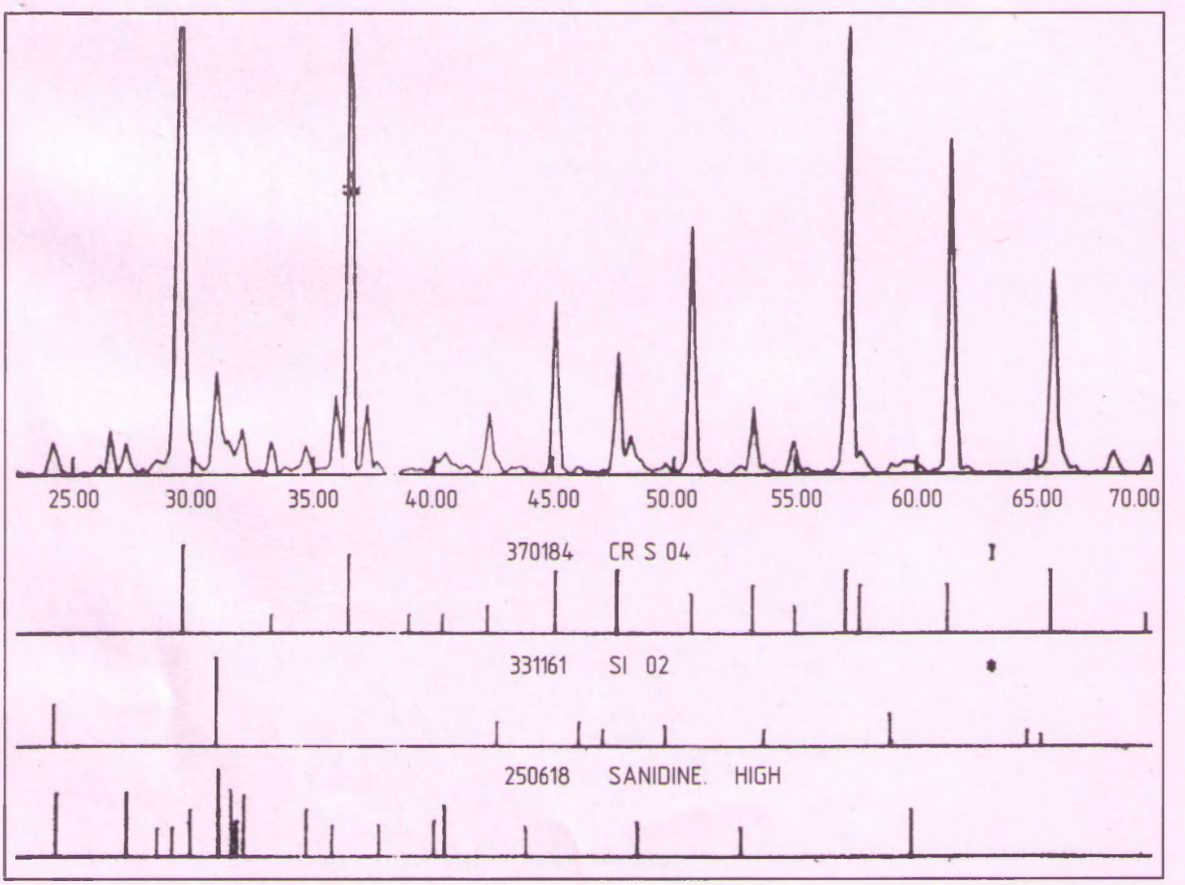


Рис. 3.133. Минеральный состав легкой фракции Н.О. обр. 2/97
по данным рентгенофазового анализа.

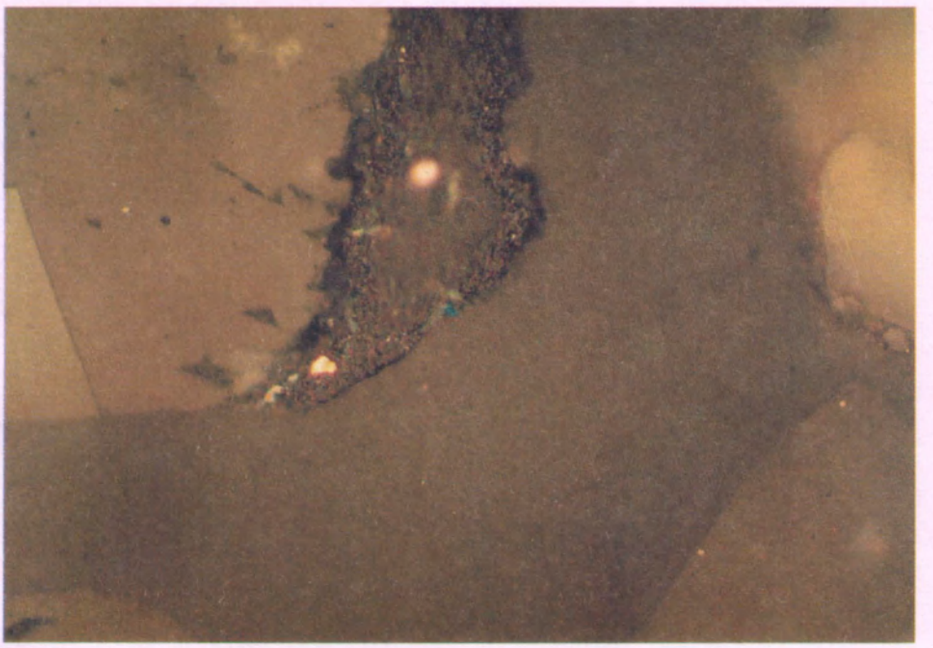


Рис. 3.134. Включения самородного золота в гидроокислах железа.
Зеленое - малахит. Полир. шлиф. Увелич. 500х, пр. 2/97.



Рис. 3.135. Техногенное (?) зерно Pb-Sn сплава.
Полир. шлиф. Увелич. 200х.

Макет изготовлен Сектором программно-технических средств
ОАО ВНИИ Галургия.

Лицензия 108617, регистр. номер 017 от 28.02.1995 г.
Сдано в набор 21.09.2000 г. Подписано в печать 29.09.2000 г.
Формат 1/8, гарнитура «Times DI Cyr».
Печать офсетная. Усл. печ. листов 50.
Тираж 500. Заказ 8691.

ОГУП «Соликамская типография».
618540, Пермская обл., г. Соликамск,
Соликамское шоссе, 15.
Тел./факс (34253) 5-52-40.