

МЕЛКИЕ СООБЩЕНИЯ

С. А. АЛЛЕВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ТЕКТЕНИКЕ КЕРЧЕНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

По существующему до сих пор представлению, образование складок Керченского полуострова вызвано доплатическими орогеническими движениями, приведшими в большинстве случаев к образованию диапировых структур. Явлениями диапиризма объяснялось все многообразие особенностей в строении складок. Такое толкование, однако, нельзя считать удовлетворительным, так как оно оставляет много неясностей в тектонике Керченского полуострова.

В. В. Меннер, а затем З. Л. Маймин, изучая майкопские структуры полуострова, в последнее время пришли к предположению об одновременности их образования с процессом отложения майкопской свиты.

Совпадение резких изменений в плане распределения фаций осадков миоценовых горизонтов с многочисленными тектоническими нарушениями, наблюдаемыми в среднемиоценовых отложениях, приводит З. Л. Маймин к выводу о наличии, дополнительно к предплитической, еще двух фаз складчатости.

Занимаясь исследованиями миоценовых отложений в Крыму, в связи с выяснением нефтеносности его недр, я имел возможность собрать материал по так называемым «вдавленным» Керченского полуострова. На этом материале можно выяснить процесс образования этих вдавленных и конкретно обосновать предположение о двух дополнительных фазах складчатости на Керченском полуострове.

Отложения, слагающие вдавленности, сохраняют все особенности, свойственные нормальному комплексу осадков полуострова, что является характерной чертой для этих форм. На основе фациальных различий в строении разреза нормального комплекса пород западных и восточных структур можно сделать общее предположение о более раннем выходе из-под уровня моря западных складок по сравнению с восточными. Разрезы вдавленностей и закономерность их особенностей еще более убедительно подтверждают этот вывод.

Следует отметить следующие два свойства в общей характеристике вдавленностей. Одним из них является постоянная приуроченность этих усложнений исключительно к майкопской толще: не наблюдается ни одного случая залегания вдавленностей на горизонтах моложе майкопа; в качестве иллюстрации можно привести факты совместного перемещения вдавленностей и майкопской толщи в одном и том же направлении. Второе характерное свойство вдавленных синклиналей — это отсутствие связи в залегании отложений последних с подстилающими их породами майкопа. Эти породы всегда выступают более дислоцированными, с крутыми углами наделения и несогласно пластуются с вышележащими горизонтами вдавленностей. Даже в том случае, когда разрез вдавленностей начинается чокракскими слоями, как это имеет место в северных и западных структурах, нельзя установить их согласного напластования с подстилающей толщей. Еще более резко это наблюдается в центральных и восточных структурах, где разрез начинается среднесарматскими породами.

Оба эти факта, противоречивые с первого взгляда, находят свое объяснение в более раннем выходе из-под уровня моря западных антиклиналей по сравнению с восточными. Более молодой возраст слоев, слагающих вдавленности на востоке, и более древний — на западе указывают на то, что процесс отложения осадков на сводах восточных складок начался позднее западных. В обоих случаях образованию отложений вдавленностей предшествовал выход складок на дневную поверхность и последующий размыв их сводовой части до майкопского ядра. Повидимому, с размывом свода и последующей сопочной деятельностью связано и образование вдавленностей. Таким образом, присутствие майкопской толщи в ядрах миоценовых складок обязано размыву, а не диапировому протыканию, как это предполагалось до сих пор, что подтверждается и строением вдавленностей (таблицы 1—3).

По составу пород горизонты, участвующие в строении вдавленностей, почти всюду представлены если не прибрежными, то более мелководными осадками, чем одноименные слои на крыльях. Мощность их значительно уступает мощности тех же горизонтов на крыльях, при этом необходимо подчеркнуть следующий характер-

Вдавленности западных складок

Антиклинали	Коджаларская			Сартская				Кармыш-Келенинская	
Местонахождение	Разделение на западной периклинали	К востоку от Кара-Куя	У дер. Коджалар	Кенегезские скалы	К северу от с. Кара-Сид-жеут	Между Кара-Сид-жеут и Каямы-Сарт	У сел. Каялы-Сарт	Бурукальский котел	У дер. Кашик
Возраст горизонтов	Ср. сармат, караган, чокрак	Ниж. сармат, караган, чокрак		Караган, чокрак	Ср. сармат	Ср. сармат (глыбы)	Ср. сармат	Ниж. сармат, караган, чокрак	Ср. сармат, ниж. сармат, караган, чокрак

Подстилающая толща

Майкопская

Таблица 2

Вдавленности северных складок

Антиклинали	Караларская	Булганакская		Чокракская
Местонахождение	Чумная балка	Мало-Тарханская балка	Булганакская балка	Восточное окончание складки
Возраст горизонтов	Ниж. сармат, караган, чокрак	Ниж. сармат, караган, чокрак	Понт (россыпи), ниж. сармат, караган, чокрак	Ниж. сармат, караган, чокрак

Подстилающая толща

Майкопская

Таблица 3

Вдавленности центральных и восточных складок

Антиклинали	Бурашская	Чанлугарская	Айман-Куинская	Маякская	Джарджавская	Солдатская
Местонахождение	Восточное окончание складки	Юго-восточное окончание складки	Сводовая часть	От сел. Маяк до побережья	У сел. Джарджавы	У Солдатской слободы
Возраст горизонтов	Понт, меотис, верх. сармат, ср. сармат	Понт, меотис, верх. сармат, ср. сармат	Рудные слои, понт	Рудные слои, понт, меотис, верх. сармат, ср. сармат	Верх. сармат, ср. сармат	Рудные слои, понт, ср. сармат

Подстилающая толща

Майкопская

¹ Перечисленные во всех таблицах тектонические осложнения не исчерпывают всех вдавленностей, развитых среди миоценовых структур, а также в пределах распространения майкопских отложений (юго-западная равнина).

Все эти осложнения слагаются из того же комплекса пород, до рудных слоев включительно. Условия залегания пород на подстилающей майкопской свите и взаимоотношения отдельных горизонтов в пределах разреза вдавленностей также совершенно аналогичны приведенным в таблицах.

ный признак. Всюду, где это доступно наблюдению, разрез вдавленностей начинается либо чокракским горизонтом, либо средним сарматом, либо, наконец, понтом.

В западных и северо-западных складках он начинается преимущественно чокракскими слоями и иногда среднесарматскими. Но если средний сармат не лежит непосредственно на майкопской свите, а входит в разрез, начинающийся чокракскими породами, то его залегание отмечается на различных подстилающих горизонтах (таблицы 1 и 2). В центральных и восточных антиклинальных разрез вдавленностей всюду начинается средним сарматом, а заканчивается либо одним из верхних горизонтов миоцена, либо нижними слоями плиоцена (таблица 3).

В тех случаях, когда в разрез входят понтические слои, всегда отчетливо выступает их трансгрессивный характер.

Иногда, выполняя «вдавленные синклинали», понтические отложения приходят в непосредственный контакт с майкопскими. Если в разрезе присутствуют рудные слои, то они обязательно подстилаются понтическими.

Рассматривая возраст отложений, слагающих вдавленности, нельзя не заметить еще одной особенности — выпадения из них отдельных горизонтов. Выпадающими горизонтами являются либо слои нижней пачки разреза, подстилающей средний сармат, либо верхней, залегающей между средним сарматом и понтом. Если из разреза почему-либо выпадают чокракские слои, то отсутствуют и все вышележащие, до среднего сармата. Если же из разреза выпадает средний сармат, тогда отсутствуют и все вышележащие породы до понта. В таких случаях понт ложится на нижнюю пачку слоев, от нижнего сармата до чокрака, либо непосредственно на майкопскую толщу (Булганакская вдавленность, Сартская и Айман-куинская антиклинали).

Приведенные факты говорят о трансгрессивном характере залегания как понтических, так и среднесарматских и чокракских отложений. Это позволяет рассматривать вдавленные синклинали как случайно уцелевшие останцы — свидетели взаимоотношений, существовавших между горизонтами на сводах складок в миоценовую эпоху.

Установленный давно трансгрессивный характер понтических отложений для территории всего Крыма сохраняется и во всех вдавленностях, где только они входят в разрез. Действительно, понтические слои в Джарджавской антиклинальной зоне в пределах вдавленных синклиналей залегают последовательно с запада на восток на породах от меотиса до среднего сармата (таблица 3).

Подобная же картина наблюдается и в залегании среднего сармата в разрезах вдавленностей. Если учесть, что трансгрессия среднесарматских слоев отмечается и в ряде пунктов западного Крыма (Степной Крым, Тарханкутский полуостров), то трансгрессивный характер этих слоев во вдавленностях не вызывает сомнения. Залегание чокракских отложений во вдавленностях, с резким угловым несогласием на майкопских слоях, стоит в связи с общей чокракской трансгрессией, наблюдаемой в ряде пунктов Керченского полуострова и Крыма.

Отсюда понятно, почему разрез отложений вдавленных синклиналей начинается либо чокраком, либо средним сарматом, но ни в одном случае каким-нибудь промежуточным горизонтом. Этим же объясняется выпадение из разрезов именно промежуточных горизонтов, а не тех, которые являются трансгрессивно залегающими.

Таким образом, приведенные данные предоставляют в наше распоряжение достаточный фактический материал, позволяющий, по моему мнению, сделать вывод об участии в формировании керченских структур трех фаз складчатости: предчокракской, предсреднесарматской (домеотической) и предпонтической.

Сделанный вывод дает возможность на основании разрезов вдавленностей оконтурить на карте границы суши, предшествовавшей каждой из трансгрессий.

Восточная граница предчокракской суши не выходила за пределы средней части полуострова. В последующие эпохи границы суши расширялись на восток и в предпонтическую эпоху ее размеры соответствовали, примерно, уже современным.

Следовательно, более восточные районы (в том числе и Таманский полуостров) вышли из-под уровня моря значительно позднее западных. Здесь, так же как и на крайнем юго-востоке Керченского полуострова, в предчокракское и предсреднесарматское время не было смены денудации аккумуляцией, как это имело место на западе. Этим и объясняется отсутствие вдавленностей на Таманском и в юго-восточной части Керченского полуостровов. В то время как почти повсеместно на Керченском полуострове шел процесс размыва, его юго-восточный участок оставался под водой, продолжая служить ареной накопления осадков.

Малая мощность и более мелководный характер отложений вдавленностей, по сравнению с теми же слоями на крыльях, а также переход от несогласного залегания на своде к согласному на крыле указывают на рост антиклиналей не только в фазы складчатости, но и в период аккумуляции осадков.

Наложением одного процесса на другой и обусловлено, повидимому, образование структур, по внешней форме диапировых, а в сущности не имеющих ничего общего с диапиром, как с протыканием.

Приведенные данные позволяют, не прибегая к явлениям диапиризма, объяснить многие особенности строения, во всяком случае, миоценовых складок Керченского полуострова.

Наконец, в вопросе взаимоотношения тектоники Крыма и Кавказа устранился пробел в хронологии образования дислокаций.

О СТРУКТУРАХ ТЕЧЕНИЯ ГИПСОВО-АНГИДРИТНЫХ ТОЛЩ КУНГУРА
В ИШИМБАЕВСКОМ ПРИУРАЛЬЕ

Летом 1942 г. при детальном геологическом картировании кунгурских отложений в Стерлитамакском Приуралье по р. Селеук, к востоку от меридионального шиханского антиклинального поднятия, наше внимание привлекли сложные дислокации гипсоносных отложений.

На участке между шиханом Шах-тау и дер. Ишеево р. Селеук прорезает вкрест простирания гипсоносную толщу кунгурского яруса и в высотах (до 60 м) обрывах правого берега, на протяжении около 5,5 км, дает полный, почти непрерывный ее разрез от поверхности артинских известняков горы Шах-тау на западе, до красноцветных отложений уфимской свиты, выполняющих Ахмеровскую мульду, расположенную восточнее дер. Ишеево.

Гипсоносная толща представлена здесь мощной серией чередующихся чистых сахаровидных гипсов с грубо- и тонкослоистыми гипсами, падающими на восток в среднем под углом 13—15°. На фоне общего пологого залегания толщи, помимо интенсивной гофрировки отдельных слоев, наблюдаются четыре довольно крупные складки с амплитудой до 75—85 м, имеющие сложное строение.

Кратко структура разреза вдоль р. Селеук рисуется в следующем виде (см. разрез).

В непосредственной близости с подстилающими породами у г. Шах-тау гипсы смяты и сгофрированы в мелкие складки, которые по разрозненным обнажениям в карстовых воронках создают сложное впечатление значительных нарушений.

Более крупные нарушения начинаются примерно в 0,2—0,3 км к востоку от дороги в дер. Карасевку. Отсюда вдоль обрыва на протяжении 650—700 м прослеживается большая веерообразная складка с резко выраженным опрокидыванием крыльев на восток и запад. В западной части ядра складки наблюдается интенсивная крупная гофрировка, перемятость и даже местами перетертость пород, которые представляют собой результаты течения и межпластового скольжения масс. Встречающиеся глинисто-мергелистые прослои образуют раздувы в сводовых частях мелких складок и совершенно зажаты на крыльях. Массивные гипсы, в виде тел округлой формы, иногда четко вытянутые вдоль плоскостей скольжения, включены в сгофрированную массу грубослоистых гипсов.

Восточнее, в прогнутой центральной части веерообразной складки, эти явления резко ослабевают. Здесь наблюдаются лишь мелкие складки с наклоном крыльев в 25—35°, которые затем плавно переходят в крупный свод антиклинали, опрокинутой на восток и представляющей собой лишь восточную часть описываемой веерообразной складки. Западное крыло этой антиклинали, сложенное грубослоистыми гипсами и мергелями (верхи первой свиты), имеет падение на запад 285°, под углом 25—30°; в восточном крыле, где появляются и тонкослоистые гипсы (нижняя пачка второй свиты), также наблюдается наклон слоев на запад, но уже под углом 75—85°.

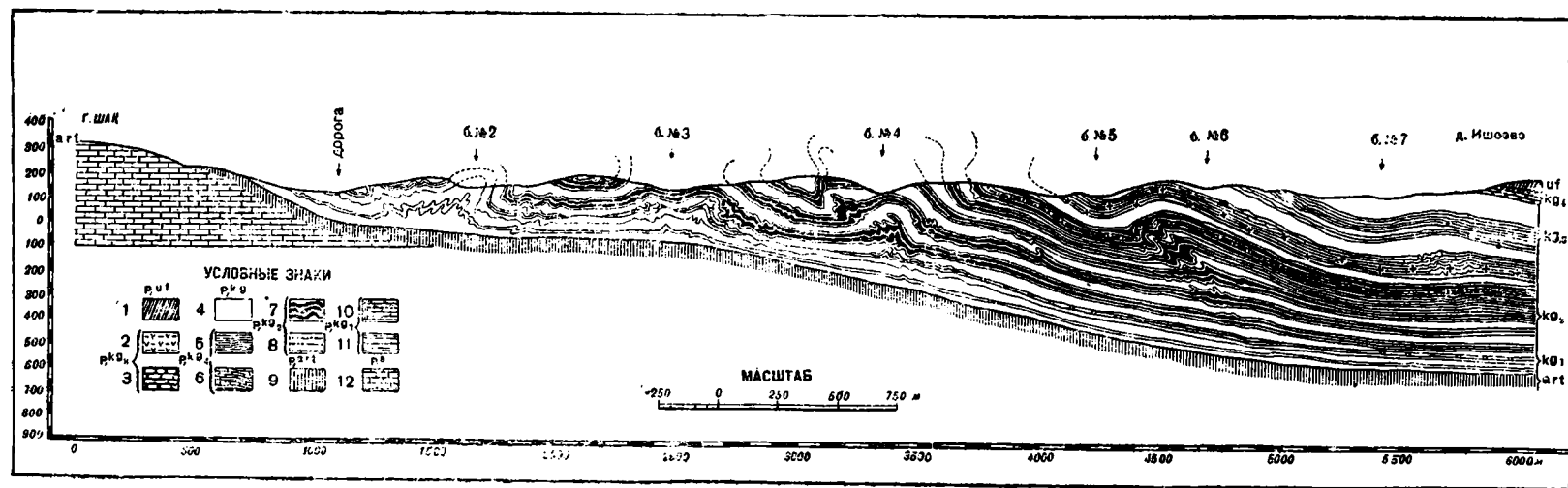
Как и в западной части веерообразной складки, здесь в сводовых частях мелких складок наблюдается значительное раздувание глинисто-мергелистых прослоев, тогда как вдоль плоскостей скольжения можно видеть раздробленность пород и сдавливание массивных гипсов в слоистые.

Далее на восток по разрезу прослеживаются тонкослоистые гипсы, слагающие плоскую синклиналь между первой и второй складками.

Вторая складка представляет собой широкую антиклиналь с прогнутым сводом. В прогнутой части ее свода (выше устья балки № 3) в прекрасных обнажениях каменоломни хорошо наблюдаются результаты течения и межпластовых скольжений: сахаровидные гипсы, заключенные в толще мелкоскладчатых тонкослоистых гипсов, рассланцованы, местами сильно раздуты по мощности и вмяты в слоистые. Западное крыло складки сгофрировано в крупные волны с амплитудой до 3—5 м.

Упомянутая выше плоская синклиналь между первой и второй складками носит следы интенсивного сжатия только в восточной части разреза.

Следующая складка (третья) более крупная и построена более сложно. Простое симметричное ядро ее, с углами наклона крыльев до 30—35°, приходится на приустьевую часть долины балки № 4. С удалением от ядра строение складки усложняется. У гребня правого склона балки и далее по плоскому водоразделу на запад прослеживаются сгофрированные, но в общем горизонтально залегающие тонкослоистые гипсы. Метрах в 200 от гребня склона они упираются в пачку аналогичных гипсов, стоящих вертикально (см. разрез). В левом борту балки те же тонкослоистые породы, интенсивно перемятые и сгофрированные, падают в общем на восток 120° под углом до 40°. При движении вдоль разреза далее на восток в верхних частях обрыва падение более молодых слоистых пачек становится все круче и сопровождается явлениями интенсивной гофрировки, закручивания и запрокидывания слоев на восток. Все это дает возможность полагать, что описываемая складка, наиболее крупная из всех для приводимого разреза, так же, как и первые две, является сложной



Фиг. 1. Геологический разрез вдоль берега р. Селеук, от горы Шах-тау до д. Ишеево

1 — песчаники, глины, мергели, 2 — массивные сахаровидные гипсы, 3 — толстопластовые белые сахаровидные гипсы, чередующиеся с красными глинистыми гипсами, 4 — красные песчаники, мергели и глины, 5 — тонко-неправильно-слоистые гипсы (соленосная толща), 6 — прослой известняков, 7 — тонко-правильно-слоистые гипсы, 8 — прослой серых песчаников и глины, 9 — грубеслоистые полосчатые гипсы, 10 — прослой мергелей и доломитов, 11 — доломиты, мергели, фосфористые сланцы, 12 — известняки

веерообразной складкой, но в значительной своей части эродированной. Современная форма ее явилась результатом сложных пластичных и межпластовых перемещений масс вещества, сопровождавшихся раздувами, пережимами и даже разрывами отдельных слоев и пачек гипсов. Разрывы подтверждаются наличием тектонического контакта между двумя пачками тонкослоистых гипсов в западном крыле складки.

Четвертая крупная складка занимает пространство водораздела балок №№ 5 и 6. Она имеет на поверхности симметричную форму, с падением крыльев восток-запад $105-285^\circ$ под углом $20-25^\circ$ и сложена нижней мощной пачкой слоистых гипсов третьей свиты. Важно отметить, что в составе третьей свиты в обрывах выше моста через реку у дер. Ишеево обнажаются ангидриты.

Далее на восток, несмотря на гофрировку и мелкие межпластовые подвижки, падение слоев, вплоть до балки № 7, сохраняется в тех же рубежах и с тем же углом наклона. Еще восточнее гипсы сначала лежат горизонтально, а затем под углом всего лишь $6-8^\circ$ скрываются под красноцветными породами Ахмеровской мульды.

Из приведенного описания разреза видно, что ангидрито-гипсовая слоистая толща интенсивно сгофрирована и собрана в серию относительно мелких, но сложных складок. Совершенно очевидно, что при большой мощности, пологом залегании толщи и малом размере складок, последние никак не могут быть причислены к складкам глубокого заложения, т. е. к структурам, отражающим дислокацию своего ложа. Они не являются также и результатом пологого надвига, ибо такие нарушения в районе отсутствуют.

Существует и широко распространено мнение, что гофрировка и мелкая складчатость в гипсах, с сопутствующими им явлениями межпластовых скольжений являются результатом увеличения объема породы при гидратации ангидритов. Совершенно очевидно, что такие процессы имеют место в природе, но значение этих явлений часто переоценивается.

Несмотря на то, что разрез сульфатных толщ кунгура в Ишимбаевском Приуралье сложен в основном ангидритами, а встречающиеся гипсы заведомо вторичны, мы считаем, что структуры селеукского разреза возникли не под влиянием гидратации ангидритов. Известно, что гипсы появляются только в местах высоко приподнятого залегания ангидритов, т. е. вблизи дневной поверхности или в непосредственных обнажениях толщи, при этом выходы самих ангидритов на поверхности не являются редкостью (р. Селеук и др.). В то же время огромным количеством скважин глубокого колонкового бурения в Башкирском Приуралье добыт большой фактический материал, неопровержимо свидетельствующий о наличии сложных узоров гофрировки в слоистых толщах ангидритов — более интенсивных в средней части и затухающих к основанию.

Выходы ангидритов по р. Селеук дают возможность полагать, что на долю гипсов в разрезе приходится только небольшая часть у дневной поверхности и что с глубиной, по падению пластов, они переходят в ангидриты.

Все приведенное позволяет заключить, что наблюдаемые по р. Селеук структуры существовали уже в ангидритах, т. е. до их гидратации, и что при переходе ангидритов в гипс они только несколько усложнились.

Основная причина гофрировки и складчатости в ангидритах, как нам кажется, заключается в свойствах самих ангидритов и в данном случае зависит от положения толщи в общей структуре района (Ахмеровская мульда).

Способность каменной соли течь под влиянием нагрузки давно известна из геологической практики, и в литературе это явление обобщено термином соляная тектоника, с которым ассоциируются представления о структурах, создаваемых внутриформационными перемещениями соляных масс. До сих пор считалось, что подобными свойствами пластичности обладает только каменная соль. Но, как нами уже указывалось, бурением в Башкирском Приуралье установлена на различных глубинах сложная гофрировка в ангидритах, которая является ни чем иным, как показателем течения, перемещения, т. е. показателем пластичности масс ангидрита.

Существенные изменения в представлении о соляной тектонике в этом отношении вносит недавно вышедшая работа Н. М. Страхова (К теории соляной тектоники, ДАН СССР, т. XVII, № 6, 1945). На огромном фактическом материале со всей убедительностью доказано, что, помимо соли, в структурах, создаваемых внутриформационными пластическими перемещениями, участвуют такие породы, как ангидрит и глина. Анализируя факты резкого возрастания мощностей сульфатной толщи в виде валлообразных вздутий, Н. М. Страхов пришел к заключению, что «возрастание мощностей гипсово-ангидритного горизонта на вздутиях есть в основе своей тектоническое явление, связанное с перемещением ангидритов из-под мульды кровли формации ко вздутиям. На этот основной процесс в какой-то, ближе не определенной, но, видимо, очень небольшой степени наложилось влияние гидратации гипсов».

Составленный нами разрез гипсоносной толщи кунгура, в нижней своей части схематизированный, со всей наглядностью показывает, что гипсы (ангидриты) обладают высокой степенью пластичности и что весь разрез, как нам представляется, является собой типичную структуру течения, выжимания, выдавливания пластичных масс вещества из мест с большой статической нагрузкой в сторону мест с меньшей нагрузкой. Местом такой усиленной нагрузки является зона Ахмеровской мульды,

выполненная мощной толщей красноцветных пород. При этом не исключена возможность, что сульфатная толща под мульдой содержит линзы каменной соли, подобно прилегающим районам (Орловка, Кайроганово и др.) и что соль способствовала выжиманию гипсов. Во всяком случае резко ненормальное увеличение мощности кунгурских отложений на восточном крыле Шиханского антиклинального поднятия является фактом, и его трудно истолковать иначе, нежели как результат выжимания ангидритов из-под мульды. В самом деле, если подсчитать мощность гипсоносной толщи кунгура вдоль всего разреза по р. Селеук путем простого суммирования мощностей отдельно по пачкам и свитам, то она превышает 1 км. Это явно ненормальная — вторичная мощность, которая произошла за счет упоминавшихся явлений раздувов отдельных слоев и пачек, т. е. за счет перемещения ангидритов из-под мульды на крыло Шиханского поднятия. По данным бурения и геофизических исследований истинная мощность гипсоносной толщи в центральных частях Ахмеровской синклинали не превышает 250—300 м, тогда как на западном крыле она возрастает до 650—700 м, т. е. более чем вдвое.

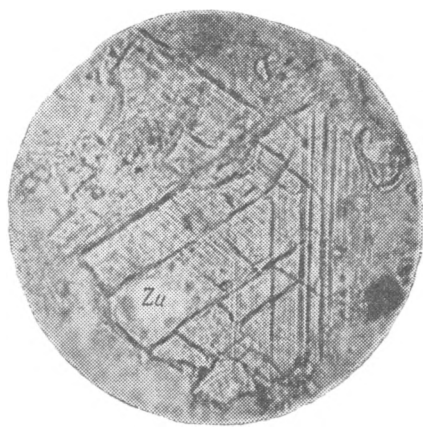
Если допустить, что весь разрез по р. Селеук сложен вторичными гипсами, даже при условии увеличения объема на теоретические 57—64% и реализации прироста объема только в вертикальном направлении, такого резкого увеличения мощности гидратаций ангидритов объяснить не удастся.

В заключение необходимо добавить, что на основной процесс создания структур описанного разреза, т. е. процесс перемещения ангидритов из-под Ахмеровской мульды, позднее, помимо гидратации ангидритов в западной части, возможно, в некоторой степени наложились явления соскальзывания масс ангидрита по наклонной плоскости восточного крыла Шиханского поднятия (гравитация), которым, может быть, и обязаны наблюдающиеся там явления раздробленности пород.

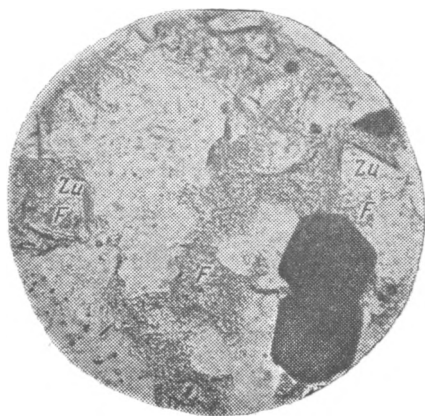
И. ГОНЬШАКОВА

О ЗУНИИТЕ И ЗУНИИТ-СОДЕРЖАЩИХ ПОРОДАХ ЧИРАГИДЗОРСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАКАВКАЗЬЕ, АЗЕРБАЙДЖАН)

Минерал зунит, как известно, по данным Гиллебранда¹ (6) является ортосиликатом, содержащим фтор и хлор, и имеет следующую эмпирическую формулу: $H_{18}Al_6Si_6(O, F, Cl)_{45}$. Зунит кристаллизуется в кубической системе (класс тетраэдрический). По данным К. И. Астащенко (1) и В. П. Логинова (2, 3), подробно исследовавших в свое время этот минерал, зунит имеет удельный вес 2.850—2.890, что отличает его от сходного в химическом отношении кочита (удельный вес — 2.927—2.932), встреченного в липаритах Кочи в Японии (7); последний отличается от зунита лишь отсутствием галоидов — фтора и хлора. Твердость зунита — 7. Окраска его светложелтая или светлосерая. Главным типом горных пород, в которых зунит получает свое развитие как по данным зарубежных геологов (6, 8, 9), так и отечественных, являются сильно измененные породы (порфиры, порфириты, альбитофиры и, главным образом, их туфы), обычно превращенные вблизи рудных тел в типич-



Фиг. 1. Зональная структура зунита и спайность по трем направлениям



Фиг. 2. Замещение зунита флюоритом

ные кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритовые сланцы или породы типа вторичных кварцитов и своеобразных высокоглиноземистых зунитовых, зунит-диаспоро-

¹ Первый исследователь, открывший этот минерал в 1883 г. на руднике Зунит (Zuni) в США, Колорадо, откуда он и получил свое название.

вых, андалузитовых и др. пород (гора Карабас в Северном Прибалхашье, Кабанское месторождение на Среднем Урале, Чирагидзорское месторождение в Азербайджане, горы Таргыл-Ирек, Кошан и другие в северо-восточном Казахстане).

На Чирагидзорском месторождении зуннит был встречен в кислых экструзивных породах — кварцевых порфирах и их туфах, относимых К. Н. Паффенгольцем (4) к досреднеюрскому времени и включающих залежи серного колчедана. Замечена избирательная приуроченность зуннита и других парагенетически связанных с ним редких минералов (корунда, топаза, апатита, флюорита) к пирокластическим образованиям, а не к самим лавам. Если в последних зуннит и наблюдается, то только в очень незначительном количестве и в виде единичных редких кристаллов. Среди пород, заключающих зуннит, выделяется ряд следующих разновидностей (в порядке их возрастающей распространенности): кварцево-серицитовые породы с зуннитом, серицитизированные туфы кварцевых порфиров с зуннитом, кварцево-серицит-зуннитовые породы и вторичные кварциты или роговики с зуннитом. Наиболее широко развиты две последние разновидности, причем в них, как правило, прекрасно сохраняются реликты, а иногда и хорошо образованные фенокристаллы первичного кварца (или обломки — в туфах). Интересно пространственное расположение этих зуннит-содержащих пород среди других пород, входящих в состав рудной зоны. Содержащие зуннит породы, как правило, наблюдаются на альбандах или в контакте с рудным телом, большей частью в его лежащем боку (ближе к хвостам линз или штоков) или висячем боку рудной зоны, где породы значительно менее изменены, сохраняя довольно ясно признаки первоначальной природы (лав или туфов).

Подробно останавливаясь на каждой разновидности указанных выше пород представляется излишним, отметим лишь в общих чертах минералогический состав и характерные особенности их. Под микроскопом породы преимущественно состоят из кварца, серицита, очень небольшого количества хлорита, широко развитого пирита и ряда аксессуарных минералов: зуннита, топаза (?), корунда, рутила, флюорита и апатита. Наличие последнего в ассоциации с зуннитом ранее не отмечалось, хотя и предполагалось в зуннитовых породах (2). В. П. Логинов указывает в произведенном им химическом анализе с Кабанского месторождения (2) сравнительно высокое содержание $\text{CaO} = 2.34\%$ (мол. 0.42) и $\text{P}_2\text{O}_5 = 1.52\%$ (мол. 0.11). Это позволило В. П. Логинову, хотя он и не наблюдал апатита в шлифах, связать оба компонента в обычном для апатита соотношении — $10 \text{ CaO} : 3 \text{ P}_2\text{O}_5$.

Структура пород, свойственная метаморфическим породам, большей частью гранобластическая (во вторичных кварцитах), реже лепидобластическая (в сланцеватых породах) с сохранившимися реликтами крупных фенокристаллов или обломков первичного кварца. Последние, как правило, с краев обрастают каймой более позднего кварца, загроможденного микроскопическими пылевидными скоплениями. Из второстепенных минералов наиболее широко развиты зуннит, составляющий местами до 50—60% всей массы породы, а также рутил и флюорит, содержащиеся иногда также в значительных количествах. Апатит, корунд и топаз наблюдаются в единичных случаях.

Зуннит под микроскопом образует в разрезах зерна треугольной формы с максомальным размером до 0.2—0.3 мм, бесцветные в проходящем свете и изотропные в скрещенных полях. Нередко наблюдаются зерна с хорошо выраженной зональной структурой; в этих случаях заметна некоторая анизотропность. Зональность располагается параллельно граням кристалла, и количество зон в некоторых кристаллах насчитывается до 9—10. Зоны обычно разграничиваются скоплениями тончайших непрозрачных включений, хорошо наблюдаемых лишь при больших увеличениях.

По наблюдениям в иммерсионных жидкостях, показатель преломления (N) этого минерала непостоянен. Он колеблется как для отдельных кристаллов, так и для каждой зоны в отдельности². Так, например, показатель преломления для внешних зон кристалла колеблется в пределах от $N = 1.612 \pm 0.002$ до $N = 1.617 \pm 0.004$, а для внутренних зон светопреломление, как правило, выше и достигает $N = 1.619 \pm 0.001$. По показателю преломления этот минерал близок к ранее упомянутому зональному изотропному минералу — кочиту, хотя имеется значительная разница в удельном весе и в химическом составе. Зуннит, по данным зарубежных (6, 7) и отечественных (1, 2, 3) геологов, содержит от 2.45 до 4.8% Cl и от 0.4 до 6% F, которые совершенно отсутствуют в кочите. Для зуннита характерна резко выраженная спайность, пересекающаяся по трем направлениям, параллельно наиболее развитым граням кристалла (фиг. 1). Большинство зерен зуннита раздроблено и по трещинам, как правило, замещено мелкочешуйчатым агрегатом серицита, иногда в ассоциации с очень небольшим количеством хлорита. Серицитом нередко замещается почти нацело весь кристалл зуннита.

В тесной парагенетической ассоциации с серицитом наблюдаются тонкозернистые скопления пирита и рутила.

Очень интересна ассоциация зуннита с хлоритом, ранее еще никем не отмеченная. Хлорит развивается в породах (туфы кварцевых порфиров) в виде сферолито-

² Об этом явлении ранее уже указывалось в работах К. И. Астащенко и В. П. Логинова.

подобных скоплений, по всей вероятности по какому-то цветному минералу, выполненная довольно крупные и по форме коротко призматические, а иногда неправильные образования. Он бесцветен, с низкой до лавандово-серой интерференционной окраской, характерной для пеннина; удлинение минерала положительное. Показатель преломления $N = 1.580 \pm 0.001$.

Зуннит в виде небольших треугольников густо насыщает преимущественно пиритерические части образований, выполненных хлоритом, создавая подобие бордюра.

В центральных частях этих образований наблюдаются лишь редкие рассеянные кристаллики зуннита. На некоторых кристаллах зуннита хорошо видно замещение его хлоритом. Корунд, апатит и топаз (?), рассеянные в зуннитовых породах в виде единичных редких кристаллов, не имеют общих границ с зуннитом. На фиг. 2 хорошо отражается процесс замещения зуннита флюоритом, что свидетельствует о более позднем образовании последнего.

Следует отметить очень характерную особенность в распределении зуннита в породе вообще. Зуннит, как правило, при своем развитии отличается избирательной приуроченностью или к отдельным обломкам пород (что чаще), или к фенокристаллам кварца, группируясь около них в виде густого агрегата мелких кристалликов, обычно совместно с серицитом, рутилом и пиритом, реже обособленно.

Выше мы уже отмечали пространственную приуроченность зуннит-содержащих пород к зальбандам, т. е. к участкам, имеющим с одной стороны открытую полость (линия контакта), а с другой стороны — породы с иной плотностью, служащие, таким образом, как бы барьером для дальнейшего распространения тех летучих компонентов, которые содержатся в зунните F , Cl и $+ H_2O$. В нашем материале таким барьером в одном случае служат среднеюрские порфириты (висячий бок рудной зоны), а в другом — залежи колчеданов (лежащий бок рудных тел), к моменту образования зуннитовых пород уже, по всей вероятности, локализованных. Эти два явления — локализация зуннита вокруг плотных участков, — с одной стороны, в самих зуннит-содержащих породах вокруг обломков пород и осколков фенокристаллов кварца, а с другой стороны — на стыке с инородной породой (телом), возможно имеют общее начало и являются характерной особенностью для образования (осаждения) зуннита.

Парагенезис зуннита с такими высокотемпературными минералами, как корунд и топаз, по экспериментальным данным (10, 11, 12) может указывать на его гипогенное высокотемпературное пневматогидротермальное образование путем метасоматоза (развитие по плагиоклазу и другим минералам). Замещение зуннита серицитом и хлоритом происходило уже в более позднюю стадию метаморфизма, характеризуя собой гидротермальный этап.

ЛИТЕРАТУРА

1. Асташенко К. И. Зуннит и зуннитовые породы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1939.
2. Логинов В. П. Зуннит и содержащие его горные породы с Кабанского колчеданного месторождения (Средний Урал). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945. 99—109.
3. Логинов В. П. Реликтовые гипогенные минералы в боковых породах Кабанского колчеданного месторождения. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1944. 106—111.
4. Паффенгольц К. Н. Чирагидзорское месторождение серного колчедана в Ганджинском уезде Аз. ССР. Изд. Геол. ком., 1923.
5. Наксвник Н. И. Вторичные кварциты Казахстана и их полезные ископаемые. Усп. геол. изуч. Казахстана за 20 лет. Алма-Ата. 1941.
6. Hillebrand W. F. On Zunzite and Guttermanite, two new minerals from Colorado. Colo. Sci. Soc. Proc., v. 1, 1883—1884.
7. Kozu Sh., Seto K. and Kinoshita K. A new mineral Köchite ($2Al_2O_3 \cdot 3SiO_2 \cdot 5H_2O$). The Sc. Reports of the Tohoku Imper. Univ., 3rd ser., v. 2, No. 1, 1924.
8. Penfield S. L. Mineralogical Notes. I. Zunzite from Red Mountains Quarry Co., Colorado. The Amer. Journ. of Sci., v. 45, 1893.
9. Gratton L. C. and Bowditch S. I. Alkaline and Acid Solutions in Hypogene zoning at Cerro de Pasco. Econ. Geol., v. 31, No. 7, 1936.
10. Friedel G. Production du corindon et du diaspore par voie humide en liqeur alcaline. Bull. Sec. Min. Franc., v. 14, 1891.
11. Laubengauer A. M. A hydrothermal study of equilibrium in the system $Al_2O_3 - H_2O$. Journ. Amer. Chem. Soc., v. 65, 1943.
12. Schwarz R. und Trageser G. Über die Synthese des Pyrophyllites. Zeit. f. anorg. Chem., v. 225, 1905.