МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР
ЮЖНО-КАЗАХСТАНСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ
ПОИСКОВО-СЪЕМОЧНАЯ ЭКСПЕДИЦИЯ
КАЗАХСКОЕ РЕСПУБЛИКАНСКОЕ НТГО
КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

МАТЕРИАЛЫ ПО ГЕОЛОГИИ И ПОЛЕЗНЫМ ИСКОПАЕМЫМ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА

Выпуск 5(30)

АЛМА-АТА — 1974

В книге приводятся новые сведения о различных полезных ископаемых Южного Казахстана, а также освещаются вопросы стратиграфии, магматизма, тектоники.

Книга расчитана на широкий круг геологов, занимающихся изучением Южного Казахстана, научных работников, преподавателей и студентов вузов геологического профиля.

Главный редактор *А. Е. ШЛЫГИН.*

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

М. И. ЖАЙМИН (ответственный редактор),
С. И. ГРИГОРЬЕВ, Н. Н. КОСТЕНКО, И. И. НИКИТЧЕНКО
В. Г. СЕВАСТЬЯНОВ, Н. А. СЕВРЮГИН, В. Д. СТЕРКИН
(ответственный секретарь), *Б. И. ЮНУСОВ.*

В 1973 г. исполнилось 75 лет со дня рождения Александра Гаспоевича Гокоева — старейшего геолога Казахстана, долгие годы руководившего отделом картирования Казахского геологического управления и курировавшего работы Поисково-съемочной экспедиции в 1949-53 гг.

Круг геологических интересов А. Г. Гокоева был необычайно широк. С большим вниманием он следил как за результатами поисковых и разведочных работ, так и за достижениями в области стратиграфии, магматизма, тектоники. При его непосредственном участии были открыты редкометальные месторождения в Бощекульском районе, Западном Прибалхашье и Чу-Илийских горах, золоторудные — в Центральном Казахстане. Составленные А. Г. Гокоевым карты Атасу-Моинтинского водораздела и объяснительные записки к ним до сих пор являются образцом творческой работы. Особое значение А. Г. Гокоев придавал вопросам подбора и расстановки кадров в геологических партиях, отрядах, неустанному совершенствованию профессиональных навыков и повышению квалификации молодых геологов.

Доброжелательное и чуткое отношение к специалистам и преданность геологической науке позволили ему в кратчайший срок создать и сплотить коллектив геологов-энтузиастов, способных решать сложные геологические проблемы. Традиции, заложенные А. Г. Гокоевым, бережно поддерживаются и успешно развиваются коллективом Поисково-съемочной экспедиции. В настоящее время Поисково-съемочная экспедиция представляет крупную геологическую организацию, выдвинувшуюся в число лучших предприятий Министерства геологии СССР.

Коллектив Поисково-съемочной экспедиции свято хранит добрую память о своем первом наставнике Александре Гаспоевиче Гокоеве и в год 75-летия со дня его рождения посвящает ему этот сборник.

В сборник включены статьи освещающие вопросы металлогении, стратиграфии, магматизма и тектоники Южного Казахстана, т. е. вопросы той области геологических знаний, большим знатоком которой был наш дорогой Александр Гаспоевич Гокоев.

Редколлегия.

УДК55(092)

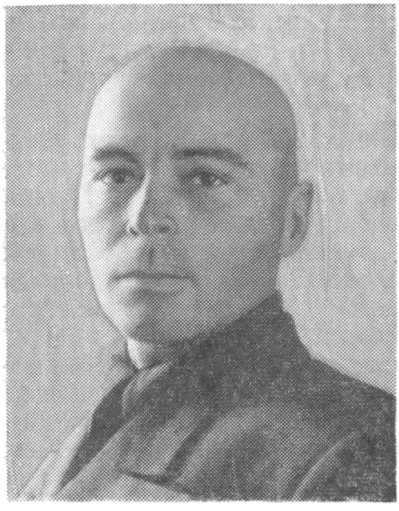
Л. И. БОРОВИКОВ.

Александр Гаспоевич ГОКОЕВ

(1898—1953)

«Самое дорогое у человека — это его сердце. У казахов понятие «мужество»... родилось от слова «сердце». В народе батыра называют «журикты», что означает — жигит с настоящим сердцем».

АБАЙ.



Жизнь Александра Гаспоевича — это обыкновенная история обыкновенного человека. В ней мало ярких событий и резких драматических или трагических переломов. Внешне обычная малоприметельная жизнь очень скромного, простого, тихого человека. Но это только при беглом взгляде со стороны. В действительности же в ней все насыщено напряженным самоотверженным трудом, высоким сознанием ответственности, неустанным горением и постоянной отдачей всех своих сил геологии.

Все это, вероятно, и определяло то, что Александр Гаспоевич обладал даром нравиться всем, кто с ним соприкасался. Он был по настоящему симпатичным человеком, очень добрым и в то же время строгим, готовым оказать поддержку тем, кто нуждался в его помощи, и суровым по отношению к тем, кто нарушал общежитейские правила человеческих взаимоотношений. Его мягкость, часто сопровождаемая застенчивой улыбкой, казалась беспредельной, но он умел быть требовательным и твердым при решении принципиальных вопросов. Честность, прямолинейность и принципиальность были постоянными спутниками Александра Гаспоевича. Это был истинный «журикты» и настоящий патриот своей Родины. Осетин по национальности, он любил «седой Кавказ» и с нежностью и уважением вспоминал своих родителей, братьев, сестер и соплеменников. Но, прожив и проработав почти двадцать лет в Казахстане, Александр Гаспоевич полюбил и этот край и его жителей. Много сил, труда, времени и знаний вложил он в изучение геологического строения Казахстана. Были у него и большие планы на будущее, но осуществить их ему не удалось. Прекрасная жизнь этого скромного и простого труженика трагически оборвалась на пятьдесят шестом году.

Александр Гаспоевич родился на Кавказе. Тридцать первого января 1898 г. в крестьянской семье Гокоевых Гаспо Дзитуевича и Мухур Дзабаевны, проживающих в селе Христианском Владикавказского округа Терской области, появился сын, которого назвали Александром. Семья эта была немалая: в ней были еще три брата и две сестры. Жить было не-

легко, но жили дружно. Дети с ранних лет приобщались к труду, но родители стремились обеспечить им образование. Александр Гаспоевич учился легко и хорошо. Получив начальное образование, он продолжал учение в Кисловодской гимназии, которую окончил в 1918 г. с золотой медалью. Тяга к науке была велика, но осуществить свою мечту сразу не удалось. По окончании гимназии в течение года Александр Гаспоевич был преподавателем училища в Нагорной Осетии. Во время учительствания принимал участие в партизанской борьбе в горах Северной Осетии. Партизанами был избран в Реввоенсовет Дигорского Ущелья. В 1920 г., после изгнания банд Деникина с Северного Кавказа, поступил в б. Владикавказский политехнический институт. Осенью 1921 г. Народным комиссариатом просвещения Горской Республики был командирован в Ленинградский горный институт, где без перерыва проучился до 1927 года. В силу сложившихся обстоятельств учение в институте было прервано. Александр Госпоевич поступил на работу в Геологический Комитет. С этого времени началась его геологическая деятельность, в которой намечается два этапа: первый с 1927 г. по 1934 г. и второй с 1934 по 1953 г., т. е. по год смерти. Горный институт Александр Гаспоевич окончил экстерном в 1930 г.

Будучи членом коммунистической партии с 1921 г. он как в студенческие годы, так и во время работы в Геологическом Комитете и все последующие годы активно участвовал в общественной жизни. В Горном институте Александр Гаспоевич был партуполномоченным геолого-разведочного факультета, а в Геологическом Комитете членом бюро первой партийной организации, созданной в 1928 г., секретарем которой являлся ныне здравствующий Константин Генрихович Кригер-Войновский, профессор Казахского Политехнического института.

В это время назревала и в 1929 г. была осуществлена реорганизация Геологического Комитета. На его базе было создано несколько самостоятельных институтов и в том числе Институт неметаллических полезных ископаемых, где несколько лет работал Александр Гаспоевич начальником поисковой партии. Затем бывший Геологический Комитет преобразовали в Центральный научно-исследовательский геолого-разведочный институт (ЦНИГРИ), и Александр Гаспоевич плодотворно продолжал в нем трудиться до 1934 г., проводя специальные геологические исследования.

Весной 1934 г. с группой других сотрудников Института по распоряжению Главгеологии он был направлен во вновь созданный Казахский Геологический трест, находившийся в то время в г. Семипалатинске. Так начался второй этап геологической деятельности Александра Гаспоевича, продолжавшийся почти двадцать лет. В Казахстане он провел много интересных исследований, открыл несколько месторождений, установил ряд весьма важных и ценных в практическом отношении геологических закономерностей. Не отрываясь от производственной работы Александр Гаспоевич еще в 1946 г. одним из первых геологов-производственников подготовил и защитил диссертационную работу на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Получив ученую степень, он не покинул прежнее место работы в Казахском геологическом управлении, в которое был преобразован созданный в тридцатых годах Геологический трест, в 1939 г. переведенный в столицу Казахской республики — г. Алма-Ату. Продолжая заниматься геологической съемкой Александр Гаспоевич с 1946 г. одновременно являлся старшим научным сотрудником Геологического института АН Казахской ССР, ведущим специальные исследования редкометальных интрузивных пород. В эти же годы он руководил геологами-съемщиками в Казахстанском геологи-

ческом управлении. Жизнь его была насыщена трудом, она была отдана полностью любимой им самоотверженно науке геологии.

Еще в студенческие годы Александр Гаспоевич, работая коллектором, сначала близко познакомился с геологическим строением родного края, а затем необъятной и далекой Сибири, где им были сделаны и первые самостоятельные шаги. Он многое почерпнул не только от талантливых преподавателей Горного института, но и от своих руководителей в практической и научной геологической деятельности. Придя в Геологический Комитет, Александр Гаспоевич в 1927 и 1928 гг. работал в Бурято-Монголии под руководством профессора В. Н. Лодочникова, являвшегося общепризнанным крупным геологом-петрографом. При этом он проявил незаурядные способности, свою горячую любовь к геологии и необходимое для исследователя трудолюбие. Все это не осталось незамеченным. В 1929 г. Александр Гаспоевич получил самостоятельное задание и уже лично продолжал геологические исследования ультраосновных пород в Китойских гольцах Восточных Саян. Здесь им впервые были установлены три серпентинитовых пояса и, кроме ранее известного Ильчирского месторождения, выделены новые асбестоносные участки. В результате выполненных исследований он подготовил и в 1932 г. опубликовал работу, названную скромно «Некоторые месторождения хризотил-асбеста в Змеевиковом поясе Китойских гольцов (Восточные Саяны)». В это же время Александр Гаспоевич перевел с английского языка книгу финского геолога P. Eskola *«Mineral Facies of Rocks»*, которая была издана у нас в 1933 г. На год позднее была напечатана другая книга, переведенная им с немецкого языка совместно с товарищами. Автором ее был известный немецкий геолог H. Rosenbusch, а называлась она *«Elemente der Gesteinslehre»*.

Большой научный интерес представляло открытие Александром Гаспоевичем в Китойских гольцах Восточных Саян кембрийских отложений, охарактеризованных ископаемыми остатками фауны, а также миоценовых отложений с *Trapa borealis H.* в Тункинской долине.

Работа в этом крае была прервана в связи с направлением Александра Гаспоевича в Казахстан, где он вел геологические исследования бесперывно на протяжении почти двух десятков лет. За это время он выполнил геологическую съемку на площади 8000 $км^2$ в Причарском районе Западной Калбы и на территории равной почти 5500 $км^2$ в Северо-Западном Прибалхашье в районе Атасу-Моинтинского водораздела. Александр Гаспоевич не только составил хорошие геологические карты этих районов Восточного Казахстана, но и сделал ряд интересных открытий, имеющих научное и практическое значение.

В Причарском районе он обнаружил хромитовые месторождения, имеющие промышленное значение и расположенные около Туркестано-Сибирской железной дороги. В этом же крае Александр Гаспоевич выявил Чарский никеленосный район, что позволило организовать и провести там разведочные работы, в результате которых было подтверждено наличие перспективных площадей. Он впервые здесь установил наличие нижнепермских отложений и, показал себя очень внимательным исследователем, выявил широкое развитие своеобразных бугров, образование которых связано с неравномерным промерзанием верхних слоев отложений и возникновением «вечной мерзлоты» — явлением, до того совершенно неизвестным в Казахстане. В результате этого в Известиях географического общества появилась небольшая, но очень любопытная статья «О буграх вспучивания и гидролакколитах в Казахской степи», в которой Александр Гаспоевич не только дал описание интересного геологического феномена, но и объяснил происхождение бугров вспучивания в условиях резко-континентального климата Казахстана.

В итоге исследований, выполненных в Северо-Западном Прибалхашье, Александром Гаспоевичем были внесены существенные изменения и дополнения в существование представления о стратиграфической последовательности отложений, участвующих в геологическом строении этого края. Им впервые здесь были выявлены фаунистически охарактеризованные кобленцские отложения, а также установлено отчетливое пересечение разновозрастных складчатых элементов. Последнее, во-первых, резко отличало новую тектоническую схему от предыдущих структурных схем Прибалхашья; во-вторых, хорошо подтверждало представления Н. Г. Кассина, высказанные ранее; в третьих, вносило определенную ясность в дискуссию о тектонике Казахстана, вызванную построениями Николая Григорьевича и утверждениями представителей другого тектонического направления об унаследованности структурного плана. Собранные материалы легли в основу диссертационной работы. названной Александром Гаспоевичем «О структурах Атасу-Моинтинского водораздела в Северо-Западном Прибалхашье», блестящую оценку которой дали академики Д. В. Наливкин и Н. Г. Кассин, являвшиеся его официальными оппонентами.

Много внимания уделял Александр Гаспоевич сравнительному изучению гранитных интрузивных пород Центрального Казахстана, несущих редкометальное оруденение. При этом он достиг интересных результатов, которые позволили в дальнейшем установить общие закономерности, свойственные редкометальному оруденению в этом крае, что явилось практически ценным при организации поисков месторождений. Все выводы, сделанные Александром Гаспоевичем, были подкреплены весьма тщательно изученными фактическими материалами, собранными на территории вольфрамоносного гранитного массива Куу, сложное строение которого было им убедительно доказано. Аналогичная картина была выявлена и на ряде других металлоносных массивах, например таких, как Акчатауский, Кызылтауский, Восточно-Коунрадский и Узунбулакский. Эти исследования были особенно плодотворными для установления поисковых признаков редкометального оруденения, которые, становясь общепринятыми, неизменно использовались при осуществлении поисковых работ.

Александр Гаспоевич одним из первых геологов в Казахстане стал выделять пермские интрузии и мезозойские эффузивы. Этим вопросом он много занимался последние годы, несмотря на то, что у него много сил уходило на руководство молодыми геологами съемщиками, для которых он был неизменным исключительно принципиальным высококвалифицированным наставником и хорошим добрым товарищем. И не случайно поэтому у него осталось много учеников, выросших в настоящее время в крупных специалистов в области геологической съемки, стратиграфии, петрографии и полезных ископаемых. Они тепло вспоминают о своем учителе и стремятся быть похожими на него в труде и в жизни.

Александр Гаспоевич, будучи прекрасным геологом, обладал к тому же важным качеством — «геологическим чутьем» полезных ископаемых. Об этом говорит многое из его пути в геологии: и открытие месторождений хризотил-асбеста в Саянах, и выявление хромитоносности и никеленосности ультраосновных пород в Причарском районе в Казахстане, и установление определенных закономерностей в редкометальном оруденении. Это же, по свидетельству Н. М. Чабдарова, одного из непосредственных учеников Александра Гаспоевича, подтверждается перспективной оценкой, данной им еще в 1952 г. участку, на котором было позднее открыто крупное свинцовое месторождение. Только скромность и стремление к максимальной обоснованности и достоверности геологических

выводов определили отнесение окончательного заключения на следующий год, что, к сожалению, ему не удалось осуществить.

Александр Гаспоевич геологией занимался с увлечением, особенно изучением магматизма. Большинство выполненных им работ посвящено либо рассмотрению геологического строения исследованных им районов, либо изложению результатов исследований интрузивных пород и их металлоносности. Можно только пожалеть, что из написанных им двадцати трех работ опубликовано всего только девять. Наследство это, оставленное Александром Гаспоевичем, невелико, но оно безусловно ценно по содержанию и поучительно по форме. Он стремился всегда излагать свои мысли просто и доходчиво и неизменно достигал в этом успеха. Тщательно собирая и обрабатывая материал, Александр Гаспоевич с присущими настоящему исследователю добросовестностью, трудолюбием и терпением, тратил много времени во внеурочные часы по вечерам и дома и не спешил с преданием гласности не до конца продуманных выводов. Но за то, что отражалось в статьях, было тщательно продумано и проверено.

Говоря о научной и практической деятельности Александра Гаспоевича, невозможно умолчать о созданных им геологических картах и сопровождающих их описаниях. Они также могут быть образцом творческих произведений. Ведь хорошую геологическую карту и ее описание можно, пожалуй, сравнить с пейзажем и с полотном живописца или с литературным произведением. Графика и слово как средство изобразительности имеют безграничные возможности. И то, и другое позволяют не только показывать особенности геологического строения, но и отражать отношение автора к ним. И не только отношение в какой-то данный момент, а и динамику его мыслей и представлений.

Есть люди, обладающие большими знаниями, но созданные ими геологические карты и описания таковы, что в них нет главного. Талантливый геолог, пользуясь обычными, всем известными приемами и простыми словами, создает такие карты и описания, которые воспринимаются как волнующие произведения, хотя являются всего лишь рядовыми научными отчетами или статьями. Александр Гаспоевич умел видеть, изучать, изображать и освещать скупыми, но сочными, простыми и легко доступными штрихами и словами. Для такого изображения нужен большой талант и им обладал Александр Гаспоевич. Он любил геологию и обладал счастливым даром, талантом, рассказывать о геологических тайнах просто и ясно. Обеспечивалось же все это постоянным совершенствованием знаний, опыта, языка и постоянным самоотверженным трудом. Таким сохранился Александр Гаспоевич в памяти всех, кто его знал, и многие годы добрые воспоминания о нем будут служить напоминанием о том, что творческое служение науке невозможно без непрерывного горения и постоянного труда.

ПЕРЕЧЕНЬ

опубликованных научных трудов Александра Гаспоевича ГОКОЕВА

1. 1932 г. Некоторые месторождения хризотил-асбеста в змеевиковом поясе Китайских гольцов (Восточные Саяны). Изв. Геол. Разв. Объед., т. 51, вып. 10.

2. 1933 г. Перевод с английского языка. *P. Eskola, «Mineral Facies of Rocks»* Изд. Центр. геол. библ., Ленинград.

3. 1934 г. Перевод с немецкого языка. *H. Rosenbusch «Elemente der Gesteinslehre»*. Изд. ОНТИ, М.

4. 1936 г. Месторождения хромита и никеля в серпентинитах Калбинского хребта. Матер. по геол. и пол. ископ. Казахстана, № 1.

5. 1937 г. К вопросу о проявлении мезозойского вулканизма в Северном и Северо-Восточном Казахстане. Проблемы Сов. геол., № 11.

6. 1939 г. О буграх вспучивания и гидролакколитах в Казахской степи. Изв. Гос. геогр. общ., т. XXI, вып. 4.

7. 1947 г. К сравнительной харктеристике пермских гранитоидов Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол.

8. 1949 г. Сравнительная петрологическая характеристика некоторых «пермских» интрузий и редкометальное оруденение Сары (Центральный Казахстан). Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 11.

9. 1952 г. О мезозойском вулканизме Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., вып. 15.

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

УДК55364/464(574.5)

Э. С. КИЧМАН, Ф. С. КИМ, А. Ф. КОВАЛЕВСКИЙ, Н. Н. СЕВРЮГИН

ФОСФАТО-ВАНАДИЕНОСНЫЕ УРОВНИ ДООРДОВИКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КЕНДЫКТАСА, ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОР, БЕТПАК-ДАЛЫ

Первые находки фосфоритов и фосфато-ванадиеносных микрокварцитов, кремнистых сланцев были сделаны в горах Кендыктас и к востоку от г. Домбралытау (Дворцова, 1958, Анкинович, 1961). Затем фосфато-ванадиеносные породы установлены в Бетпак-Дале к югу от Кызылсорской мульды В. М. Пузановым и В. И. Битюцким в 1958 г.,в северо-западной части гор Джамбул (Недовизин, 1963), и юго-западном Прибалхашьи (А. П. Коробкин, А. Г. Кузнечевский, Р. П. Топорова, А. В. Тимуш, 1965—1968 гг.).

Фосфато-ванадиеносные отложения находятся в различных структурно-формационных зонах. На Чуйском геоантиклинальном поднятии они входят в состав акбастауской, киинтасской и домбралинской свит. В Джалаир-Найманской зоне встречены в жайсанской и сулусайской свитах (северо-западное окончание гор Джамбул), а в Сарытумской зоне — в бурултасской свите.

Малое количество находок органических остатков не позволяет определенно говорить о времени образования фосфато-ванадиеносных осадков. Однако, материалы, полученные в последние годы подтверждают высказанное ранее мнение о разновременых этапах концентрации в осадках фосфора и ванадия (Дворцова, 1958; Салин, Кичман, 1971).

В Джалаир-Найманской зоне в горах Кендыктас находки фосфоритов и фосфато-ванадиеносных кремней, кремнистых сланцев в основном приурочены к жайсанской (булакайрыкской) свите. По данным Б. А. Салина, Э. С. Кичмана и др. (1961-62 гг., 1971) и Н. Н. Севрюгина, Г. А. Суслова и др. (1971 г.), она залегает выше копинской (какпатасской)* свиты и имеет мощный преимущественно терригенный разрез (рис. 1) с несколькими горизонтами микрокварцитов, кремнистых сланцев, известняков, доломитов, которые переслаиваются и замещают друг друга. Некоторые выдержаны на значительные расстояния; их прослеживание по простиранию позволило расшифровать блоково-складчатую структуру

---

* В работе Б. А. Салина, Э. С. Кичмана (1971) свита названа какпатасской на том основании, что В. И. Рыцк в верховьях руч. Третий Какпатас был описан наиболее полный разрез якобы этой свиты. Однако, как показали работы последних лет (Н. Н. Севрюгин, 1971 г.) здесь развит другой комплекс, по-видимому, ордовикский. Поэтому для вулконогенной толщи кислого состава, обнажающейся на северо-восточных склонах Кендыктаса, правильнее использовать название «копинская» (Боровиков, Краськов, 1963).

площади развития жайсанской свиты. В терригенных частях разреза переслаиваются полимиктово-кварцевые песчаники различной зернистости, алевролиты и сланцы. В одних пачках преобладают грубозернистые породы с гравелитами, конгломератами, в других алевролиты, сланцы. Конгломераты в верхних пачках содержат в большом количестве обломки черных микрокварцитов. Общая мощность свиты не менее 2000—2500 *м*.

Линзы фосфоритов приурочены к низам жайсанской свиты и обнаружены у северо-восточного подножья Кендыктаса в 2,2*км* к юго-востоку от выхода из гор руч. Манка, в 0,5 *км* к северо-востоку (Боровиков, Краськов, 1971) и в 0,9 *км* к северо-западу от высоты с отметкой 1518 *м*. (Э. С. Кичман, Н. Н. Севрюгин, 1971 г.). Размер линз обычно 0,2—0,3×$\times$2—3 *м*, редко больше (лишь одна 9×20 *м*). Самое значительное тело фосфоритов расположено в 2,4 *км* к северо-западу от высоты с отметкой 1518 *м*; оно тянется на 600 *м* при мощности 4—17 *м* до 40 *м* (Н. Н. Севрюгин, В. М. Кабанов, 1971 г.).

Наиболее низкое положение в разрезе имеют линзы фосфоритов, расположенные в районе руч. Манка. Здесь темные, зеленовато-буроватые полимиктовые песчаники глинисто-слюдистые алевролиты жайсанской свиты налегают на светло-буроватые слоистые туфоалевролиты, туфопесчаники, слагающие верхи копинской свиты. Линзы фосфоритов совместно с известняками залегают в зоне контакта двух свит, выше основания на 15—25 *м* и спускаются даже в самые верхи копинской свиты**.

Несомненно более высокое положение занимают линзы фосфоритов, расположенные в 0,5 *км* к северо-востоку, в 2,4 *км* к северо-западу от высоты с отметкой 1518 *м* и в верховьях р. Наркызыл (Дворцова, 1958), залегающие в удалении от границ копинской и жайсанской свит среди песчано-сланцевых отложений последней. Кроме фосфоритов здесь прослеживаются горизонты известняков, темных микрокварцитов, кремнистых сланцев с аномальными собержаниями фосфора и ванадия. Аналогичные горизонты встречаются не менее, чем на пяти уровнях. Самый верхний горизонт микрокварцитов и кремнистых сланцев, наиболее мощный и выдержанный изучен С. Г. Анкинович и сопоставлялся им с каратауским фосфато-ванадиеносным горизонтом (1961). Содержание ванадия 0,03—0,1%, фосфора 0,3—0,5% до 5,1%.

Сборы фауны, характеризующей майский ярус среднего кембрия и верхний кембрий сделаны в известняках, залегающих выше пачки с линзами фосфоритов и ниже упомянутого горизонта микрокварцитов. Возраст же фосфоритов и ванадиеносных отложений Каратау нижнекембрийский (Ергалиев, Келлер, Покровская, 1965).

В северо-западной части гор Джамбул фосфато-ванадиеносные отложения, по имению А. А. Недовизина (1963, 1967), залегают в верхах мощной терригенной джамбулской свиты и имеют нижнекембрийский возраст. Как показало детальное картирование (Э. С. Кичман, 1970 г.) на этом участке ниже песчано-сланцевой джамбулской свиты залегает толща, представленная в видимом основании измененными диабазовыми порфиритами (более 150 *м*). Выше их наблюдается слой темносерых черных углистых яшм и микрокварцитов мощностью до 2—5 *м*. На микрокварцитах расположена пачка буровато-серых сланцев с желваками, линзочками фосфоритов. Содержание P_2O_5 в желваках достигает 20—25%, в сланцах от 6% до 18,2%. В сланцах и микрокварцитах установлены содержания ванадия до 0,01—0,02%. Выше фосфато-ванадиеносной пачки переслаиваются алевролиты, кварцевые углистые песчаники, углисто-кремнистые и слюдисто-карбонатные сланцы. Встречаются мало-

** В данном случае, видимо, следует переместить границу свиты вниз (прим. ред.).

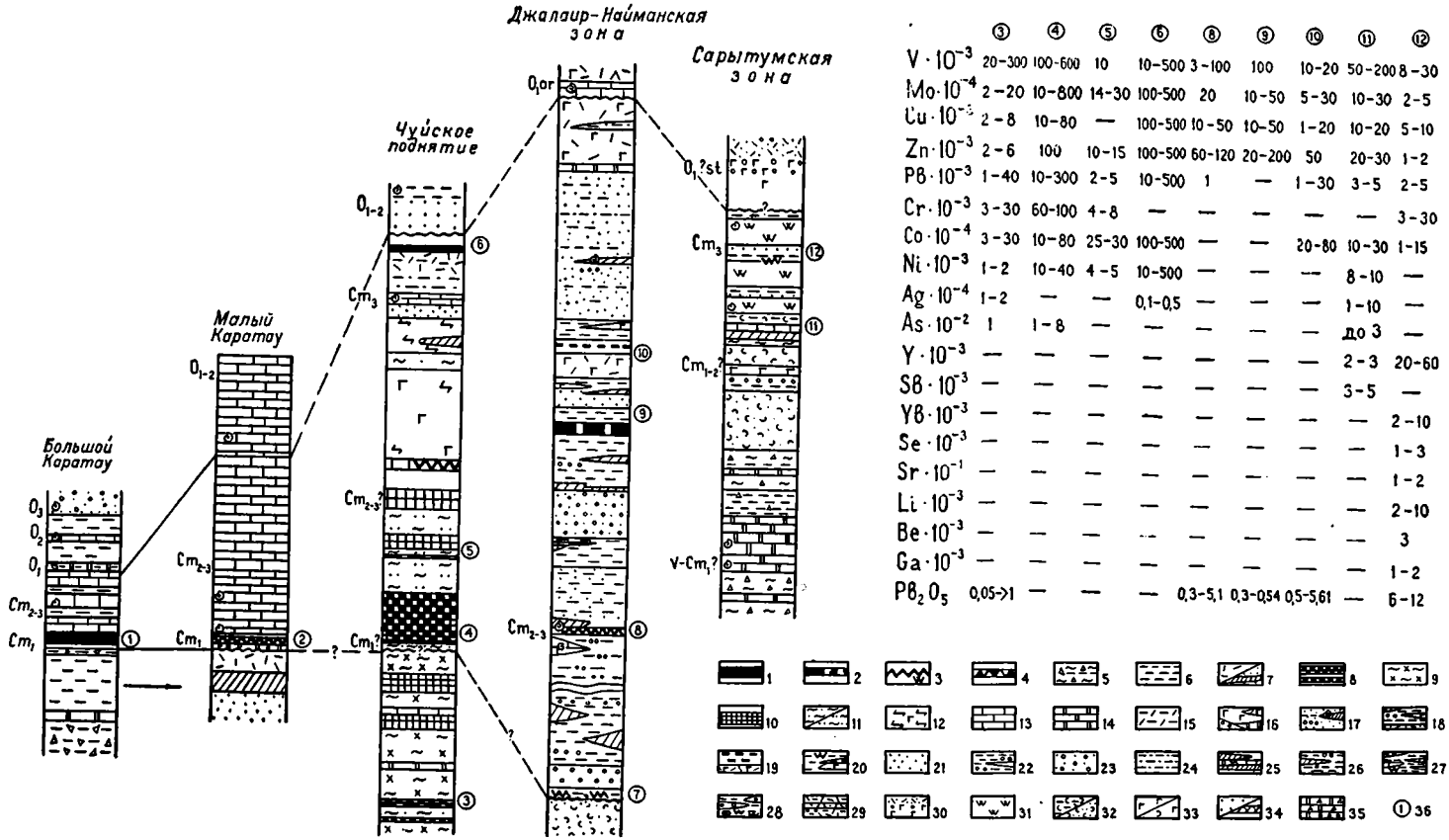


Рис. 1. **Схема сопоставления фосфато-ванадиеносных горизонтов.**

1 — ванадиеносные углисто-кремнистые (графитисто-кварцевые) горизонты; *2* — ванадий-содержащие углисто-кремнистые горизонты; *3* — горизонты, линзы фосфоритов; *4* — железистые кварциты; *5* — алевролиты, глинистые сланцы, тиллитоподобные конгломераты; *7* — алевролиты, глинистые сланцы, туфы, туфоалевролиты, кремнистые горизонты, аркозовые песчаники (малокаройская свита); *8* — графитистые кварциты, кварцевые сланцы; *9* — двуслюдяные кварц-альбитовые сланцы; *10* — слюдисто-кварцевые сланцы, кварциты; *11* — а) кварцево-серицитовые сланцы; б) метаморфизованные песчаники (бластопсаммитовые сланцы); филлиты филлитовые сланцы; *12* — метаморфические сланцы (зеленокаменные) по основным эффузивам (юалинская свита); *13* — известняки; *14* — доломиты; *15* — серицито-кремнистые сланцы (домбралинская свита); *16* — туфоконгломераты, доломиты, диабазы, спилиты, их пирокластолиты (ащисуйская свита); *17* — полевошпато-кварцевые песчаники, алевролиты, глинистые (филлитовидные) сланцы, линзы гравелитов, кремнистых сланцев, яшм (джамбулская свита); *18—20*—сулусайская свита, *18*— филлиты, кремисто-глинистые, углисто-глинистые сланцы, углистые песчаники, линзы, горизонты, яшмовидных пород, микрокварцитов, основных эффузивов; *19* — алевролиты (углистые, железистые), туфоалевролиты, вулканомиктовые песчаники, гравелиты; *20* — углисто-кремнисто-глинисные сланцы с линзочками, желваками фосфоритов, метаморфизованные диабазы; *21—18* — жайсанская свита, *21* — полимиктово-кварцевые песчаники, подчиненные алевролиты; *22* — алевролиты, глинистые сланцы, подчиненные песчаники, горизонты гравелитов, конгломератов, микрокварцитов; *23* — полимиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты; *24* — переслаивающиеся песчаники, алевролиты; *25* — горизонты, пачки известняков (доломитов), углистых глинисто-кремнистых сланцев, микрокварцитов; *26* — переслаивающиеся алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, горизонты известняков, микрокварцитов; *27* — алевролиты, подчиненные песчаники, горизонты известняков, конгломератов, микрокварцитов, кремнистых сланцев, линзы фосфоритов; *28* — алевролиты, линзы, горизонты песчаников, конгломератов, фосфоритов; *29* — туфоалевролиты, туфы, туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники, гравелиты (копинская свита); *30* — базальты, спилиты, андезиты, туфоконгломераты, туфы (сарытумская свита); *31* — яшмы, яшмо-кварциты, микрокварциты (бурубайталская свита); *32-а)* углисто-глинистые сланцы, алевролиты, туфоалевролиты; б) вулканомиктовые песчаники, туфопесчаники; *33-а)* базальты, спилиты; б) туфы базальтовых порфиритов; *34-а)* кварцевые (кварцитовидные песчаники); б) железистые кварциты, гематитизированные алевролиты; *35* — доломиты, обломочные доломиты, конгломераты. *36* — фосфато-ванадиеносные горизонты.

мощные линзочки микрокварцитов, углистых известняков, слои вулканомиктовых конгломератов, диабазовых порфиритов. Общая мощность более 450 *м*.

Подобное структурное положение (ниже джамбулской свиты) в горах Койжарылған, в районе ст. Кулакшино, Анархай занимает вулканогенно-осадочная сулусайская свита. Ее возраст фауной не определен. В горах Кендыктас она залегает согласно на жайсанской и перекрыта джамбулской свитой. Наиболее вероятный возраст верхнекембрийский (Салин, Кичман, 1971).

На Чуйском геантиклинальном поднятии в верхней части акбастауской свиты, представленной кварцитами, доломитами, слюдисто-кварцевыми, слюдисто-доломитовыми, слюдистыми сланцами, прослежены горизонты темно-серых, черных углистых кварцитов, сланцев, в которых ванадия содержится до 0,2—0,3%, фосфора — 1% (Э. С. Кичман, 1972 г.). В 80 *км* к запад-юго-западу, южнее Кызылсорской мульды А. Ф. Ковалевский, Л. А. Нигай (1969—1971 гг.) выделили киинтасскую свиту мощностью до 450 *м*, залегающую выше акбастауской и представленную переслаивающимися темно-серыми углистыми, графитистыми, слюдисто-кварцевыми сланцами. Породы, содержат ванадия до 0,03%. В верхах разреза выделена пачка графитистых кварцитов и сланцев мощностью 98 *м*, в которой ванадия до 0,1%, а в продуктивном горизонте мощностью до 26 *м* — 0,9%. Скелетные органические остатки в акбастауской и киинтасской свитах не обнаружены. В низах первой найдены онколиты *Osagia sp.* (Б. Ш. Клингер).

К востоку от г. Домбралытау выделен блок с кремнисто-сланцевыми ванадиеносными горизонтами, которые С. Г. Анкинович сопоставлял с каратаускими и относил к среднему кембрию. Большинство исследователей Бетпак-Далы также относили их к среднему или среднему-верхнему кембрию (И. В. Хохлов, 1951 г; Маркова, 1961). Благодаря находкам граптолитов (Кичман, 1971 г.), представленных *Trigonograptus?* sp., *Glyptograptus?* sp. (Д. Т. Цай), большую часть их следует считать нижнесреднеордовикскими (аренир-лланвирн?). Кембрийские отложения (домбралинская свита) обнажены лишь в западной части блока и представлены темно-серыми, серыми микрокварцитами, кремнисто-серецитовыми, серицитовыми сланцами (с ванадием до 0,1—0,5%, апатитом — 15%). Встречаются горизонты известняков. В одном из них собраны остатки брахиопод, трилобитов (В. М. Буренин, Ф. С. Ким, 1971 г.). По определению Г. Х. Ергалиева трилобиты представлены *Proceratopyge rectispinatus (Traeds.), Hedinaspis* sp., *Charchaqia* sp. и характеризуют верхи верхнего кембрия. Мощность отложений 400 *м*.

Таким образом на Чуйском поднятии существовало три этапа накопления ванадия и фосфора: два первых, по-видимому, раннекембрийского, возможно даже позднедокембрийского (акбастауская свита), а третий — позднекембрийского возраста.

В Сарытумской зоне повышенные содержания ванадия и фосфора установлены в бурултасской свите (Келлер и др., 1970), представленной песчаниками, алевролитами, с примесью туфогенного материала, углисто-глинистыми, глинисто-кремнистыми сланцами, аргиллитами с горизонтами основных эффузивов, доломитов, лидитов, яшмокварцитов. Мощность 400—520 *м*. Бурултасская свита имеет, несомненно, кембрийский возраст. Определить более точно ее возрастное положение на основании находок хиолитов, беззамковых брахиопод, по нашему мнению, пока нельзя. Содержание ванадия в углисто-глинисто-кремнистых сланцах, лидитах 0,05—0,2%.

Таким образом проявления ванадия и фосфора приурочены к терригенно-карбонатно-кремнистым (акбастауская, киинтасская, домбра-

линская, жайсанская свиты) или к вулканогенно-кремнисто-сланцевым (сулусайская, бурултасская свиты) литологическим комплексам. Разновозрастность ряда свит можно считать доказанным и располагать их на один или два регионально выдержанных стратиграфических уровня только по наличию повышенных концентраций ванадия и фосфора будет неправильно. Очевидно, решающее значение для накопления этих элементов имели близкие условия седиментации, которые повторялись в разных структурно-формационных зонах. Возможно, различия в содержаниях и в наборе сопутствующих ванадию и фосфору элементов (см. рис. 1) являются отражением некоторого несоответствия условий седиментации разновременных этапов. Полученные выводы хорошо согласуются с материалами по другим районам распространения фосфато-ванадиеносных отложений (Холодов, 1968, 1970, Еганов, 1968).

Наиболее благоприятны для поисков значительных проявлений фосфоритов и ванадиеносных отложений горы Кендыктас и Чуйское поднятие.

УДК 551.732(235.222.1)

Н. А. СЕВРЮГИН

ПЕРВЫЕ НАХОДКИ КЕМБРИЙСКОЙ ФАУНЫ В ХР. ЗАПАДНЫЙ ТАРБАГАТАЙ

Первые находки остатков кембрийской фауны в Западном Тарбагатае сделаны в 1957 г. Р. С. Качуриным в 2,5 *км* юго-восточнее Катайского массива гранодиоритов, на правом берегу долины р. Акбастау, левого притока р. Аягуз, в горах Суукбастау. Она собрана в толще известковистых песчаников и глинистых сланцев, считавшихся ранее караджольской свитой среднего девона. По определению Н. Е. Чернышовой *Pseudagnostus* cf. *pseudocyclopyge Ivshin, Crepicephalus* sp., *Blountia (?)* sp. указывают на верхний кембрий. В 1963 г. автор на этом участке составил полный разрез торткудукской серии (верхний кембрий) и собрал в нескольких горизонтах (послойно) остатки трилобитов и брахиопод. В 2,3 *км* выше устья р. Карасу, начиная от интрузий диоритовых порфиритов, обнажаются (снизу вверх):

1. Переслаивание песчаников и алевролитов серовато-зеленого и желтовато-серого ввета . . . . . 25 *м.*
2. Известняк песчанистый полосчатый мраморизованный светло-буровато-серого цвета с зеленоватым оттенком, с остатками члеников криноидей, трилобитов и брахиопод (по определению И. Ф Никитина *Eoorthidae gen et sp. indet)* плохой сохранности . . . . . 1,2 *м.*
3. Переслаивание песчаников полимиктовых известковистых тонкослоистых рассланцованных среднезернистых, крупнозернистых и мелкозернистых с горизонтом (1,8 м) светло-зеленовато-серого песчанистого известняка. Цвет песчаников красновато или желтовато-зеленовато-серый, иногда наблюдается косая слоистость. В известковых песчаниках собрана фауна трилобитов (обр. 48-ж), по определению Н. К. Ившина, содержащая: *Aphelaspis* cf. *nobilis Ivsh.,* . . . . . 43,3 *м.*
4. Песчаник полимиктовый слабо известковистый мелкозернистый зеленовато-серый с пропластками красновато-зеленовато-серых песчаников . . 20 *м*
5. Песчаник полимиктовый мелкозернистый зеленый или зеленовато-серый с бурым оттенком плотный однородный неполосчатый . . . . . 87,5 *м.*
6. Мергель тонкополосчатый зеленый или серовато-зеленый с реликтами фауны. Толщина слойков доли *мм* . . . . . 47 *м.*
7. Песчаник вулканомиктовый известковистый полосчатый от мелкозернистого до крупнозернистого красновато-зеленовато-серого цвета до зеленовато-красно-бурого. Мощность слойков от 1 до 3 *см.* С поверхности порода пористая, в ней встречаются галечки размером от 4 до 20 *мм* и более. В отдельных слойках обогащенных карбонатом зеленовато-темно-серых загрязненных туфовым материалом собрана фауна члеников криноидей и трилобитов, по определению Н. К. Ившина, представленных (обр. 48-г) *Aphelaspis* sp.. В верхней части горизонт песчаников постепенно становится более крупнозернистым, обогащаясь гальками, переходит в гравелиты . 10,5 *м.*
8. Конгломерат вулканомиктовый известковистый до крупногалечного зеленовато-красно-бурый слоистый. Размеры галек доходят до 20 *см* в диаметре.

Местами в нем появляются угловатые обломки андезитового порфирита и порода переходит в туфогенный конгломерат . . . . . 21,5 *м*.

9. Песчаник известковистый крупнозернистый красновато-зеленовато-серый, в верхней части переходит в среднезернистый . . . . . 13 *м*.
10. Конгломерат вулканомиктовый известковистый красновато-зеленовато-серый до бурого, в нижней части крупногалечный, а в верхней до гравелитов . 4,3 *м*.
11. Песчаник вулканомиктовый известковистый с галькой, от крупнозернистого до среднезернистого красновато-зеленовато-серый . . . . . 6,0 *м*.
12. Конгломерат вулканомиктовый известковистый красновато-серого цвета с галькой доходящей до валунных конгломератов (10—15 *см*), в цементе преобладает песчанистый материал и образует слой разнозернистого песчаника с галькой. Наряду с хорошо окатанной галькой встречаются угловатые обломки красно-бурого порфирита. В верхней части горизонта размер галек в конгломерате достигает только 0,5—1 *см* . . . . . 32,5 *м*.
13. Конгломерат вулканомиктовый известковистый зеленовато-серый, реже зеленовато-красно-бурый. Внизу горизонта валунные конгломераты, вверху доходят до гравелитов, но с отдельной крупной галькой . . . . . 26,5 *м*.
14. Песчаник вулканомиктовый известковистый разнозернистый с отдельной галькой (почти конгломерат) зеленовато-красно-бурого цвета . . 6,4 *м*.
15. Конгломерат вулканомиктовый известковистый крупногалечный до мелкогалечного зеленовато-красно-бурый . . . . . 11,3 *м*
16. Гравелит вулканомиктовый известковистый с более крупной отдельной галькой зеленовато-красно-бурого цвета . . . . . 6,8 *м*.
17. Перерыв в обнаженности — лог, вероято, проходит разлом . . . 7,0 *м*.
18. Известняк органогенно-песчанистый крупнозернистый светло-зеленый с красноватым или бурым оттенком. С поверхности выветривания он имеет конгломератовидный облик. По слоистости, участками, порода обогащена глинистым и песчанистым материалом, тогда она приобретает зеленый или красно-бурый оттенок. Собрана фауна члеников криноидей, брахиопод и трилобитов, по определению Н. К. Ившина, представленных (обр. 50-в и 50-г) *Protopeltura sp., Pseudagnostus sp., Acidospides cf. praecurrens Lerm. ,Kingstonia* sp., *Anemocephalus* sp. . . . . 9,9 *м*.
19. Алевролит известковистый желтовато-зеленовато-серый . . . . . 35 *м*.
20. Известняк органогенный тонкослоистый, слойками мергелистый, серовато-желтого цвета . . . . . 8 *м*.
21. Мергель тонкополосчатый желтовато-зеленовато-серый. Толщина слойков до долей *мм*. Полосчатость связана с чередованием тонкозернистого и мелкозернистого алевролитового материала. В мергеле встречаются желвакообразные стяжения (размером до 3—4 см) мергелистого известняка . 14 *м*.
22. Известняк органогенный тонкозернистый, слойками мергелистый, тонкополосчатый серовато-желтого цвета с фауной беззамковых хитиновых брахиопод и трилобитов . . . . . 11,5 *м*.
23. Переслаивание мергеля желтовато-зеленовато-серого и глинистого сланца зеленого цвета с иголчатой отдельностью. В самом верху этой пачки переслаивающихся пород встречен слой мощностью 0,5 *м* песчанистого известняка 16,5 *м*
24. Известняк органогенный песчанистый желтого цвета с фауной трилобитов, по определению Н. К. Ившина, представленных (обр. 50-к): *Niobella Reed., Agnostus* sp., *Charchaquia Troedsson, Aidarella* cf. *vigilans Lerm., Pseudagnostus obsoletus* Lerm., *Lolitella gen. nov.* (сходен с *Lolitaspis* из верхов верхнего кембрия Центрального Казахстана) . . . . . 17 *м*.
25. Переслаивание песчаников известковистых серо-зеленых мелкозернистых среднезернистых и алевролитов . . . . . 11 *м*.
26. Известняк органогенный песчанистый тонкополосчатый тонкозернистый желтого цвета с фауной беззамковых хитиновых брахиопод и трилобитов . 17,5 *м*.
27. Переслаивание песчаников известковистых мелкозернистых зеленовато-серых с известковистыми алевролитами, в них встречена фауна трилобитов и члеников криноидей . . . . . 7,0 *м*.
28. Известняк органогенный мергелистый желтого цвета с фауной беззамковых хитиновых брахиопод и трилобитов, по определению Н. К. Ившина, представленных (обр. 50-л):*Charchaguia Troedsson (Charchaguia subtruncata* sp. nov.), *Niobella Reed, Pseudagnostus* cf. *obsoletus* Lerm. . . . . 36 *м*.
29. Алевролит известковистый желтовато-зеленовато-серого цвета . . 31 *м*.
30. Песчаник известковистый тонкозернистый светло-желтовато-зеленого цвета с фауной плохой сохранности . . . . . 30,5 *м*.
31. Песчаник полимиктовый с хлоритовым цементом средне- или крупнозернистый розовато-зеленовато-серого цвета с фауной плохой сохранности . 151 *м*.
32. Песчаник полимиктовый известковистый средне- или мелкозернистый желтовато-зеленовато-серого и буроватого цвета . . . . . 51 *м*.
33. Песчаник полимиктовый известковистый с хлоритовым цементом среднемелкозернистый красновато-зеленовато-серого или красновато-бурого цвета

тонкополосчатый (1—5 *см*) с прослоями (в доли *мм*) светло-зеленых мелкозернистых алевролитов . . . . . 4 *м.*

34. Алевролит известковистый тонкополосчатый (доли *мм*) желтовато-зеленовато-серого цвета . . . . . 14 *м.*
35. Песчаник известковистый мелко- и среднезернистый зеленовато-серый с красноватым оттенком . . . . . 37 *м.*
36. Туффит известковистый тонкозернистый очень тонкополосчатый светло-зеленый . . . . . 35 *м.*
37. Песчаник полимиктовый известковистый с хлоритовым цементом среднемелкозернистый до грубозернистого зеленовато-серого цвета . . . 54 *м.*
38. Алевролит известковистый желтовато- или красновато-зеленовато-серого цвета 18 *м.*
39. Алевролит или мелкозернистый песчаник известковистый зеленого цвета . 24 *м.*
40. Песчаник полимиктовый известковистый с хлоритовым цементом среднемелкозернистый зеленовато-серого цвета с красноватым оттенком . . 18 *м.*
41. Алевролит известковистый зеленовато-серый . . . . . 18 *м.*
42. Песчаник известковистый мелкозернистый розовато-зеленовато-серый . 15 *м.*
43. Туф кристаллолитокластический андезито-базальтового порфирита красно-бурого цвета . . . . . 67 *м.*

Далее идет крупный разлом и за ним продолжается разрез верхнего кембрия-нижнего ордовика (тремадока).

44. Туф порфирита красно-бурого цвета . . . . . 67 *м.*
45. Алевролит известковистый тонкополосчатый светло-желтовато-зеленовато-серого цвета . . . . . 36 *м.*
46. Туф кристаллолитокластический андезито-базальтового порфирита красно-бурого цвета с обломками 2—3 см до 20—40 см . . . . . 115 *м.*
47. Туф порфирита красно-бурый или зеленовато-бурый до серого цвета . 23 *м.*
48. Туф порфирита крупнообломочный буровато-зеленого или бурого цвета . 42 *м.*
49. Туфо-лава порфирита буровато-зеленого цвета . . . . . 34 *м.*
50. Туф кристаллолитокластический и литокластический от мелко — до крупнообломочного андезито-базальтового порфирита буровато-зеленовато-серого цвета . . . . . 20 *м.*
51. Туф порфирита известковистый мелкообломочный красновато-зеленовато-серого цвета . . . . . 37 *м.*
52. Туф порфирита крупнообломочный буровато-зеленого цвета . . . 50 *м.*
53. Туф порфирита среднеобломочный буровато-зеленого цвета . . . 40 *м.*
54. Туф порфирита агломератовый . . . . . 13 *м*
55. Конгломерат вулканомиктовый известковистый среднегалечный представлен тремя ритмами по 1,80—1,90 *м*, в которых галька от 40—50 *см* до 1—1,5 *см* в диаметре (от основания ритма к верху) . . . . . 5,6 *м.*
56. Туф порфирита агломератовый с отдельной хорошо окатанной галькой . 2,7 *м.*
57. Порфирит базальтовый серый с зеленым оттенком . . . . . 14 *м.*
58. Туф порфирита агломератовый . . . . . 11 *м.*
59. Туф порфирита крупнообломочный красно-бурого цвета . . . . 43 *м.*
60. Туф порфирита агломератовый с отдельной хорошо окатанной галькой, переслаивается со среднеобломочными туфами и лавой миндалекаменного порфирита (мощность каждого горизонта от 1—1,5 *м* до 3—5 *м*) . . 47 *м.*
61. Туф порфирита красно-бурый . . . . . 29 *м.*
62. Порфирит андезитовый светло-зеленый или зеленовато-серый сильно катаклазированный . . . . . 234 *м.*
63. Туф андезитового порфирита буровато-зеленовато-серого цвета . . 61 *м.*
64. Порфирит андезитовый буровато-серого цвета . . . . . 20 *м.*
65. Туф порфирита мелкообломочный (обломки 2—3 *см* в диаметре) известковистый буровато-зеленовато-серого цвета . . . . . 37,2 *м.*
66. Порфирит бурого цвета . . . . . 26 *м.*
67. Туф порфирита буровато-зеленовато-серого цвета . . . . . 60 *м.*
68. Туф базальтового порфирита мелкообломочный (обломки 3—5 *см*) красно-бурого цвета . . . . . 29 *м.*
69. Порфирит андезитовый красно-бурого цвета . . . . . 3,6 *м.*
70. Гравелит вулканомиктовый с отдельной галькоя размером до 20 *см* красно-бурого цвета . . . . . 37 *м.*
71. Туф порфирита красно-бурый . . . . . 11 *м.*
72. Порфирит андезитовый красно-бурого цвета . . . . . 5 *м.*
73. Гравелит туфогенный известковистый красно-бурого цвета . . . 4 *м.*
74. Порфирит бурого цвета . . . . . 3 *м*
75. Гравелит туфогенный красно-бурого цвета с гальками до 1—2 *см* и отдельные горизонты в нем мощностью 3 *м*, представлены конгломератами с галькой от 3 до 5 *см* . . . . . 31 м.
76. Порфирит бурого цвета . . . . . 3 *м.*

77. Туф порфирита мелкообломочный красно-бурого цвета с горизонтом 1—2 *м* среднеобломочного туфа порфирита . . . . . 33 *м*.
78. Порфирит трахибазальтовый крупнопорфировый красно-бурого цвета . 60 *м*.
79. Туф трахибазальтового крупнопорфирового порфирита крупнообломочный красно-бурого цвета . . . . . 56 *м*.
80. Туф порфирита мелкообломочный красно-бурого цвета . . . . . 78 *м*.
81. Порфир дацитовый андезитоидный крупнопорфировый красно-бурого цвета 51 *м*.
82. Туф андезитоидного дацитового порфира красно-бурого цвета . . 26 *м*.
83. Порфир дацитовый крупнопорфировый буровато-красного цвета . . 29 *м*.
84. Туф порфирита тонкообломочный красно-бурого цвета . . . . . 26 *м*.
85. Порфирит андезитовый крупнопорфировый бурого цвета . . . . . 33 *м*.
86. Туф крупнопорфирового андезитового порфирита мелкообломочный красно-бурый . . . . . 30 *м*.
87. Порфир трахидацитовый зеленовато-бурый . . . . . 23 *м*.
88. Туф крупнопорфирового андезитового порфирита мелкообломочный до среднеобломочного красно-бурый . . . . . 70 *м*.
89. Туфо-лава крупнопорфирового порфирита красно-бурого цвета . . 26 *м*.
90. Туф порфирита среднеобломочный красно-бурого цвета . . . . . 19 *м*.
91. Порфирит оливиновый диабазовый крупнопорфировый красно-бурого цвета 30 *м*.
92. Туф крупнопорфирового диабазового порфирита крупнообломочный до мелкообломочного красно-бурого цвета . . . . . 85 *м*.
93. Туфо-лава крупнопорфирового порфирита красновато-зеленовато-бурого цвета 8 *м*.
94. Туф крупнопорфирового порфирита мелко-среднеобломочный красно-бурого цвета с линзовидным прослоем красноцветного туфогенного песчаника . 47 *м*.
95. Туфо-лава крупнопорфирового андезито-базальтового порфирита красно-бурого цвета . . . . . 17 *м*.
96. Туф крупнопорфирового порфирита среднеобломочный красно-бурого цвета с горизонтами красноцветных мелкозернистых туфогенных песчаников . 34 *м*.
97. Туф крупнопорфирового андезито-базальтового порфирита крупнообломочный красно-бурого цвета . . . . . 40 *м*.

Мощность отложений по данному разрезу составляет . . . 3145,1 *м*.

В горизонтах 3 и 7 фауна указывает на аксак-куяндинский горизонт верхнего кембрия. В горизонте 18 фауна указывает на шидертинский ярус верхнего кембрия, предположительно низы лермантовского горизонта или верхи селетинского.

В горизонте 24 фауна указывает на лермантовский горизонт шидертинского яруса верхнего кембрия.

В горизонте 28 фауна указывает на лермантовский горизонт или низы бала-шидертинского верхнего кембрия.

В 65 *км* на юго-восток от точки сборов фауны верхнего кембрия, в 1964—1965 гг. в северо-западных отрогах г. Костобе, между верховьями рек Базар и Карбога, в 0,5 *км* южнее Северо-Тарбагатайского регионального разлома, автором были составлены разрезы и собраны остатки фауны в двух точках в вулканогенных отложениях, отнесенных С. Н. Голышевым к среднедевонской караджольской свите (рис. 1). Здесь составлен детальный разрез отложений верхов нижнего кембрия — низов среднего кембрия — верхи джанабульской или низы коксенгирской свит бощекульской серии. Нижняя часть изучаемой толщи срезана интрузией габбро и плагиогранитов, за которой обнажены (снизу вверх):

1. Ямша катаклазированная красновато-коричневая, очень редко серовато-зеленая . . . . . 32 *м*.
2. Яшмокварцит катаклазированный желтовато-серый . . . . . 24 *м*.
3. Туф трахидацитового порфира крупнообломочный розовато-зеленого цвета 56 *м*.
4. Порфирит зеленого цвета . . . . . 28 *м*.
5. Туф андезитового порфирита крупнообломочный буровато-зеленовато-серого цвета . . . . . 31 *м*.
6. Песчаник вулканомиктовый известковистый среднезернистый серовато-зеленого цвета с красноватым оттенком . . . . . 1,5 *м*.
7. Известняк органогенный, с туфовыми обломками, мраморизованный, серого цвета с фауной криноидей, брахиопод, беззамковых хитиновых брахиопод и трилобитов, по определению Н. К. Ившина, представленных (обр. 1080-в): *Chondragraulos minussensis Lerm., Kootenia* ex gr. *gaspensis Rasetti, K. minima Ivshin, Erbia* cf. *sibirica* (Schmidt), *Pseudanomocarina* sp. Беззамковые брахиоподы из этого же обнажения, по определению В. Ю. Горянского:

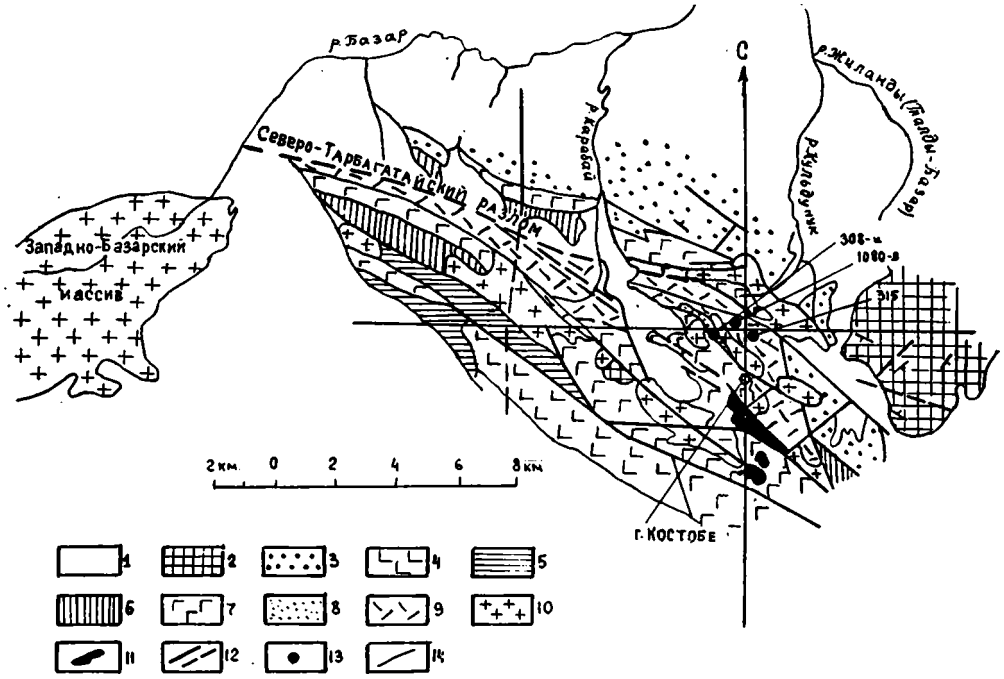


Рис. 1. **Схема расположения точек нахождения остатков ранне-среднекембрийской фауны в Тарбагатае. Составил Севрюгин Н. А.**

1 — четвертичные отложения; *2* — живет-фран; *3* — доненжальская свита — нижнего силура; *4* — жумакская свита нижнего силура; *5* — альпийская свита нижнего силура; *6* — верхний карадок-ашгиллий; *7* — верхний карадок; *8* — кызылкаиндинская свита майского яруса среднего кембрия; *9* — бощекульская серия-верхи джангабульской свиты или низы коксенгирской свиты верхов ленского-низов амгинского яруса нижнего-среднего кембрия; *10* — гранитоиды раннего верхнепалеозойского комплекса; *11* — гипербазиты позднекарадонского возраста; *12* — разломы: а) достоверные, б) предполагаемые; *13* — места сбора остатков фауны кембрия; *14* — граница свит и интрузий.

Linnorssonia reflecta Gorjansky sp. nov., *Protospondylotreta dolosa Gorjansky gen* et sp. nov., *Acrothela* sp. ind., *Lingulella* sp. ind., *Schuchertina* sp. ind. По простиранию этого горизонта линзовидных тел (длиной 20—50 *м*) известняка, в 250 *м* на восток-юго-восток собрана фауна брахиопод, беззамковых брахиопод, губок, гастропод и двухстворчатых моллюсков. По определению С. П. Коневой эта фауна (обн. 315), представлена губками — *Chancellaria* sp., двухстворчатыми моллюсками — *Cambridium* sp., *Stenithecoides*; гастроподами — *Helcionella?* sp., *Pelagiella* sp., Элементы падения известняка — 55° ∠60° . . . . . 0,5—1 *м*.

8. Песчаник вулканомиктовый известковистый крупнозернистый зеленовато-серого цвета . . . . . 3,5 *м*.
9. Туф трахидацитового порфира крупнообломочный желтовато-бурого цвета 37 *м*.
10. Туф трахиандезитового порфирита крупнообломочный зеленовато-красно-бурого цвета . . . . . 29 *м*.
11. Яшма с радиоляриями красновато-коричневого цвета . . . . . 0,7 *м*.
12. Туф альбитофира кристалловитрокластический красновато-бурого цвета 20 *м*.
13. Туффит буровато-зеленый . . . . . 5 *м*.
14. Туф трахиандезитового порфирита красноватого цвета . . . . 10 *м*.
15. Порфирит пироксеновый базальтовый буровато-зеленого цвета . . . 66 *м*.
16. Песчаник вулканомиктовый мелкозернистый до грубозернистого . . 17 *м*.
17. Туф альбитофира красно-бурого цвета . . . . . 15 *м*.
18. Туф миндалекаменного пироксенового базальтового порфирита буровато-зеленого цвета . . . . . 25 *м*.
19. Туф альбитофира мелкообломочный буровато-красный . . . . . 13 *м*.
20. Порфирит андезито-базальтовый розовато-серого цвета . . . . . 9 *м*.
21. Туф порфирита мелкообломочный буровато-зеленого цвета . . . . 18 *м*.
22. Кремнистый алевролит-полосчатый светло-зеленовато-серый и зеленый . 5 *м*.
23. Порфирит миндалекаменный серовато-зеленый . . . . . 6,5 *м*.
24. Яшмокварцит зеленовато-серый . . . . . 4 *м*.
25. Спилит красно-бурый . . . . . 26 *м*.
26. Песчаник мелкозернистый зеленовато-бурый . . . . . 7 *м*.

27. Альбитофир кварцевый розовато-зеленовато-серый катаклазированный . 33 *м*.
28. Порфирит базальтовый миндалекаменный брекчированный желтовато-светло-серого цвета . . . . . 226 *м*.

Мощность отложений по данному разрезу составляет . . . . 776,5 *м*.

В фаунистическом горизонте 7 трилобиты указывают на средний кембрий, амгинский ярус, низы агырекского горизонта, не исключена возможность, что это переходные слои от верхов нижнего к низам среднего кембрия. Беззамковые брахиоподы, по определению В. Ю. Горянского, вообще новые, или прежде неизвестные в Казахстане; по ним наиболее вероятным является среднекембрийский возраст пород, хотя не исключена и нижняя часть верхнего кембрия. По определению С. П. Коневой фауна губок, двухстворчатых моллюсков и гастропод скорее всего указывают на самую верхнюю часть ленского яруса нижнего кембрия, учитывая *Chancelloria* sp., и *Cambridium* sp. Так, род *Chancellaria* встречается в нижнем и среднем кембрии, наиболее характерен он для нижнего кембрия. Род *Camoridum* характерен для обручевского горизонта Сибири; в СССР он известен только из нижнего кембрия. Гастроподы *Helcionella* и *Pelagiella* развиты во всем кембрии.

На основании приведенного списка фауны можно считать, что вмещающие слои являются переходными от нижнего кембрия к среднему кембрию.

Во второй (южной) точке, расположенной в 650 *м* юго-западнее первой, за разломом и интрузией габбро и плагиогранитов собрана фауна и составлен детальный разрез отложений майского яруса среднего кембрия (кызылкаиндинская свита) нижняя и верхняя часть которого обрезана разломом и интрузией габбро и плагиогранитов. Разрез составлен снизу вверх:

1. Порфирит базальтовый миндалекаменный красно-бурого цвета . . 85 *м*.
2. Алевролит кремнистый коричневого цвета . . . . . 2 *м*.
3. Порфирит базальтовый миндалекаменный красно-бурого цвета . . . 6 *м*.
4. Яшмокварцит темно-зеленовато-серый . . . . . 1,5 *м*.
5. Порфирит базальтовый миндалекаменный красно-бурого цвета с гнездами (банками) серого мраморизованного известняка. Размер гнезд известняка от нескольких сантиметров в диаметре до линз размером 2×4 *м*. В известняках собрана фауна брахиопод, беззамковых брахиопод и трилобитов, по определению последних Н. К. Ившиным, представленные (обр. 308-и): *Inoyellaspis* expectans Ivshin *Semisphaerrocephalus aff. nominalis* Ivshin, *Corynexochus* sp., *Meisterella* sp., *Solenopleura* sp., последние указывают на майский ярус среднего кембрия-бощесорский горизонт. Беззамковые брахиоподы из этого-же обнажения по определению В. Ю. Горянского представлены: *Opisthotreta relaxata Goryansky* sp. nov., *Scaphelasmamorpha adumbrata Garjansky gen.* et sp nov., *Paterina* sp., *Acrithela* sp., ind., *Lingulella sp. ind.* Элементы падения линз известняка 75° ∠60° . . . . . 25 *м*.
6. Яшма коричневого цвета . . . . . 2,5 *м*.
7. Порфирит базальтовый миндалекаменный красно-бурого цвета . . 20 *м*.
8. Порфирит диабазовый светло-зеленого цвета сильно катаклазированный . 40 *м*.

Мощность отложений по данному разрезу составляет . . . . 182 *м*.

В горизонте 5 трилобиты указывают на майский ярус среднего кембрия-бощесорской горизонт. Беззамковые-же брахиоподы по В. Ю. Горянскому или вообще новые, или прежде неизвестные в Казахстане, наиболее вероятным является среднекембрийский возраст пород, хотя не исключена и нижняя часть верхнего кембрия.

В 62 *км* на юго-восток от точек находки фауны нижнего-среднего кембрия, в 1965 году Ю. А. Столяровым при проведении комплексной геологической съемки и поисков крупного масштаба, на южном склоне хребта Западный Тарбагатай, в юго-восточных отрогах г. Джувантобе, северней г. Костобе, в 5 *км* запад-юго-западней пос. Подгорное, в вершине правого ручья р. Ак-Чокка, в 0,5 *км* западней Северо-Тарбагатайского разлома, в осадочно-вулканогеных отложениях, отнесенных О. Т. Преображенской на изданном листе масштаба 1 : 200000 к среднему-верхнему? ордовику или ашгильскому ярусу верхнего ордовика (установить точно

нельзя, так как на месте находки фауны у нее показаны средне-верхнечетвертичные отложения), в верхней части разреза вулканогенно-осадочных образовачий в небольшой линзе светло-серых сильно окремненных известняков собрана фауна трилобитов: *Corynexochus Angelin* и *Agnostidae,* по определению Н. К. Ившина, указывающая на средний-верхний кембрий. На основании этой фауны и сравнения разрезов Ю. А. Столяров и Б. Л. Исхаков отнесли отложения, включающие данную фауну к агырекской свите. В 1969 году Н. А. Севрюгиным в упомянутых известняках и на участке их нахождения был произведен дополнительный сбор органических остатков, на основании которого описываемые отложения впервые были отнесены к ордатасской свите верхов майского-низам туорского ярусов среднего-верхнего кембрия. Не полный разрез этих отложений с фауной описан Н. А. Севрюгиным (снизу вверх):

1. Железисто-кварц-карбонатная порода (песчаник) буровато-зеленого цвета более 6 *м*
2. Известняк серого цвета с розовым оттенком и фауной трилобитов залегает в виде линзы мощностью . . . . . 0,3 *м.*
3. Железисто-кварц-карбонатная порода (песчаник?) зеленовато-желтого или буровато-зеленого цвета . . . . . 10 *м.*
4. Порфирит базальтовый красно-бурого цвета переходит в спилит зеленовато-бурого цвета . . . . . 20 *м.*
5. Песчаник желтовато-бурого цвета по простиранию переходит в кремнистый алевролит желтого или коричневого цвета . . . . . 4 *м.*
6. Известняк светло-серого или серого цвета с розовым оттенком и фауной трилобитов: *Terranovella Lochmak, Corynexochus* sp., *Agnostus* ex gr. *pisiformis Lin.* Мощность линзы известняка . . . . . 0,5—1,5 *м.*
7. Порфирит диабазовый миндалекаменный серовато-зеленого, иногда бурого цвета, выше переходит в спилит зеленовато-желтого цвета . . 20 *м.*
8. Известняк серого цвета залегает в виде линзы мощностью . . 0,4 *м.*
9. Спилит серовато-зеленого цвета . . . . . 10 *м.*
10. Ямша сургучно-красного цвета . . . . . 0,5 *м.*
11. Спилит буровато-зеленого или серовато-зеленого цвета . . . . 57 *м.*
12. Порфирит диабазовый зеленого цвета . . . . . более 250 *м.*

Мощность отложений по разрезу . . . . . 379,7 *м.*

В горизонте 6 по определению Н. К. Ившина трилобиты указывают на то, что это переходные слои от верхов среднего к низам верхнего кембрия, либо самые низы верхнего кембрия.

ВЫВОДЫ:

1. Впервые в пределах хребта Западный Тарбагатай установлены фаунистически охарактеризованные отложения верхов нижнего кембрия или переходных слоев нижнего-среднего кембрия (верхи джангабульской или низы коксенгирской свит), отложения среднего кембрия-амгинского и майского ярусов (кызылкаиндинская свита), отложения переходных слоев среднего-верхнего кембрия или низов верхнего кембрия (ордатасская свита) и отложения верхнего кембрия (торткудукская свита).

2. Предыдущими исследованиями ВАГТа отложения, в которых были найдены ископаемые органические остатки кембрия, относились, главным образом, к среднедевонской караджольской свите или реже, к средне-верхнеордовикским отложениям.

3. Есть все основания считать, что в ядерных частях Тарбагатайского и Карабогинского антиклинориев будут найдены новые точки с ископаемыми органическими остатками кембрия, в том числе и нижнего.

4. Выделение в хр. Западный Тарбагатай фаунистически охарактеризованных отложений кембрия, близких по фауне и литологии к одновозрастным отложениям хр. Чингиз, увязывает эти районы и имеют научное значение для выделения области салаирской складчатости, а также практическое значение в смысле прогнозирования поисков полезных ископаемых, парагенетически связанных с этими отложениями (месторождения прожилково-вкрапленых молибденово-медных и меднопорфировых руд и других).

УДК 551.735.736(574.3,4)

А. К. МЯСНИКОВ.

К ВОПРОСУ О КЕРЕГЕТАССКОЙ СВИТЕ В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ И СЕВЕРНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

Керегетасская свита впервые была выделена В. Ф. Беспаловым (1960) в 1956 г. в верхнепалеозойской вулканической области, расположенной севернее Саякского морского бассейна, в районе Калмакэмельской синклинали. В составе свиты им отмечались «... светлоокрашенные туфы дацито-липаритов и трахилипаритов, с редкими прослоями дацитовых пород и конгломератов». Ввиду отсутствия определимой флоры возраст свиты условно определялся как средне-верхнекаменноугольный на том основании, что она несогласно лежит на калмакэмельской (C_2) и перекрыта архарлинской (C_3—P_1) свитой. В сводной работе по верхнему палеозою Восточного Казахстана А. С. Кумпан (1966) повторил мнение В. Ф. Беспалова о вещественном составе керегетасской свиты и отнес ее к московскому ярусу среднего карбона — верхнему карбону.

Следует отметить, что В. Ф. Беспалов, выделивший свиту, впоследствие несколько пересмотрел прежние представления как о составе, так и о возрасте: керегетасская свита стала параллелизоваться с колдарской свитой (C_3—P_1) Баканасского синклинория, состав же её пополнился **игнимбритами липарито-трахитового ряда** (подчеркнуто нами, А. М.).

По-иному керегетасскую свиту характеризует В. Я. Кошкин (1963). Возраст ее он также считает средне-верхнекаменноугольным. Первоначально в Северном Прибалхашье свита разделялась им на 2 подсвиты. Состав подсвит определялся положением области осадконакопления по отношению к структурам первого порядка. Так, для Предчингизской зоны к нижнекерегетасской подсвите он отнес довольно мощную (500—700 *м*) толщу порфиритов андезитового и андезито-базальтового состава; к верхнекерегетасской-существенно пирокластическую толщу: туфы и игнимбриты липаритового, липарито-дацитового, трахилипаритового составов (мощностью 500—800 *м*). В Калмакэмельской зоне в нижней подсвите, по его мнению, преобладают не эффузивы, а вулканомиктовые образования с подчиненными им игнимбритами и туфами андезито-дацитового и липаритового состава, а также лавами и туфами андезитов. В строении верхней подсвиты и в этой зоне доминируют липаритовые вулканиты с отклонением до дацитов и трахитов. В общем для обоих зон характерны андезитовые, андезито-базальтовые разности в нижней подсвите и липаритовые-трахидацитовые — в верхней.

В дальнейшем В. Я. Кошкин (1969) керегетасскую свиту в Котанэмельском блоке разделил на 4 подсвиты: отнес к нижней туфы и игнимбриты трахилипаритового, трахидацитового состава, а также лавы и ту-

фы андезитов; ко второй — туфы липаритового состава; к третьей — игнимбриты трахилипаритового состава и к верхней — туфы и игнимбриты трахидацитового и трахиандезитового состава. Мощность подсвит колеблется от 300—500 до 800—1300 *м*.

Однако вспоследствие В. Я. Кошкин (1971, 1972) вновь возвратился к прежним представлениям о двухчленном строении керегетасской свиты и о замещении вулканитов андезитового ряда северной (Предчингизской) области кислыми разностями южной. По его мнению, «... наиболее распространенными породами керегетасской свиты в северной части Баканасской подзоны являются темно-лиловые, серо-лиловые, темно-серые, зеленоватые пироксен-плагиоклазовые андезиты», южнее, наряду с ними, в составе свиты появляются ... «туфы и игнимбриты дацитового, трахидацитового, липарито-дацитового и трахилипаритового состава». Примерно такой же характер вулканитов керегетасской свиты и в Калмакэмельской подзоне, севернее гор Караунгур: «... свита в основании сложена андезитами и андезито-базальтами. Выше их сменяет слоистая толща игнимбритов, игниспумитов, кристаллотуфов липаритодацитового, трахилипаритового и трахидацитового состава» (Кошкин, 1972).

В последнем районе, в разрезе слоистой толщи в прослоях туфогенных алевролитов, алевропесчаников и туффитов А. К. Мясников в 1971 г. собрал остатки флоры, включавшей такие формы, как *Paracalamites angustus Such.* и неггератиопсисы пермского облика. Органические остатки, по заключению К. З. Сальменовой, свидетельствуют о пермском возрасте осадков, заключающих их (причем, исключают средний и верхний карбон).

Таким образом, характерная толща красноватых, коричневатых туфов и игнимбритов, относимая В. Ф. Беспаловым и А. С. Кумпаном к керегетасской свите, а В. Я. Кошкиным — к верхнекерегетасской подсвите, содержит пермскую флору и по широкому развитию в ней туфов и игнимбритов трахилипаритового и трахидацитового состава отчетливо параллелизуется с кызылкиинской свитой Баканасского и Северо-Балхашского сиклинориев, где ее пермский возраст достаточно хорошо установлен по флоре, филлоподам и остаткам кистеперых и ганоидных рыб.

Что же представляет из себя нижнекерегетасская подсвита В. Я. Кошкина? Существенно андезитовый состав слагающих ее вулканитов, распространение в одних с калмакэмельской свитой структурах, общность флористических остатков и единство в формационном плане вулканитов калмакэмельской свиты и так называемой нижнекерегетасской подсвиты — все это позволяет рассматривать их как единое стратиграфическое подразделение, т. е. как одну калмакэмельскую свиту. Такие данные получены как при тематических исследованиях восточной части территории Северного Прибалхашья (А. К. Мясников, 1968—1972 гг.), так и при крупномасштабных геологических съемках этого же региона (Л. М. Склярenko и др.). Характерно, что к аналогичным выводам пришли также исследователи Прибалхашья, разделявшие ранее точку зрения В. Я. Кошкина (В. Д. Стрекин и др.). Некоторая запутанность в прежних построениях верхнепалеозойского разреза в Северном Прибалхашье объясняется еще и тем, что на вулканитах калмакэмельской свиты залегает иногда колдарская и нередко — непосредственно кызылкиинская свиты.

Иная картина в Баканасском синклинории. Здесь разрезы всех верхнепалеозойских образований более полные, а последовательность отложений, развитых в единых структурах, как правило, не вызывает столь разные толкования. Так, А. А. Розенкранцем в пределах всего синклинория к керегетасской свите (C_{2-3}) относилась мощная (до 2—3 *км*) толща вулканитов липаритового, липарито-дацитового состава, содержащая прослои осадочных пород с остатками флоры и филлопод средне-верхнека-

менноугольного возраста: *Angaropteridium chacassicum R a d c z., A. tyrganicum Z a l., Neuropteris subovata* (Z a l.) *R a d c z.* и др.

Исследованиями 1963—1971 гг. нам удалось доказать единство разреза от так называемой керегетасской по колдарскую (C_3—P_1) свиту включительно. Интересно, что при выделении этих 2 свит А. А. Розенкранц целиком отдал предпочтение (вопреки единому вещественному составу и отсутствию заментных перерывов) разновозрастным флористическим комплексам. При последующих сборах в «керегетасском» комплексе удалось выявить присутствие таких форм, как *Noeggerathiopsis derzavinii* N e u b., *Paracalamites frigidus* N e u b., свидетельствующих о верхнекаменноугольном и даже нижнепермском возрасте.

Следовательно, в Баканасском синклинории отнесение из единой колдарской свиты нижней части к керегетасской свите оказалось несостоятельным.

Таким образом, верхняя (при двухчленном делении) существенно кислая часть разреза так называемой керегетасской свиты в Баканасском синклинории принадлежит к низам колдарской (липарито-дацитовые вулканиты), а в Северо-Балхашском синклинории — к кызылкиинской (трахилипарит-трахидацитовые вулканиты) свитам, низы ее (керегетасской свиты) и калмакэмельская свита в формационном плане являются единым целым (андезитовая формация). Исходя из этого возникает вопрос о целесообразности выделения керегетасской свиты в понимании В. Я. Кошкина. Вероятно название «керегетасская свита» следует сохранить для толщи вулканитов трахидацит-трахилипаритового состава в Северо-Балхашском и Токраусском синклинориях, как аналог кызылкиинской свиты Баканасского синклинория, т. е. оставить свиту в понимании В. Ф. Беспалова, изменив возраст (вместо C_2—P_{1-2}).

УДК 551.762(574.3)

А. К. БУВАЛКИН, М. И. ЖАЙМИН, Л. И. КОТОВА

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ХРЕБТА ЧИНГИЗ

Низкие горы Чингиз выделяются в рельефе на фоне обширных участков сплошного распространения кайнозойских осадков, перекрывающих разновозрастные породы палеозоя. В ряде мест под покровом кайнозойских осадков геофизическими исследованиями и поисковыми скважинами были обнаружены нижнемезозойские отложения, содержащие угольные пласты. Впервые нижнемезозойские отложения в пределах хребта Чингиз отметил А. А. Розенкранц, который наблюдал в 50 км западнее г. Аягуз мощную толщу конгломератов и песчаников. Возраст этой толщи он принял условно верхнетриасовым на основании ее литологического сходства с торесорской свитой Майкобенского угленосного бассейна. А. К. Мясников при геологическом картировании толщи грубообломочных пород западнее г. Аягуз, слагающих Курайлинскую и Торткульскую мульды, пробурил несколько поисковых скважин. Образцы пород, отобранные из керна поисковых скважин, использовались Г. В. Сакулиной для выполнения палинологических исследований, которые позволили определить возраст толщи конгломератов и песчаников юрским. В 1965 г. И. Н. Рощин проследил на площади Курайлинской мульды выходы угольных платов, что послужило основанием для проведения поисково-разведочных работ. В границах участков сплошного распространения кайнозойских осадков геофизическими исследованиями фиксировалось наличие локальных гравитационных аномалий силы тяжести отрицательного знака со спокойным магнитным полем, которые получили геологическое истолкование как показатели присутствия погребенных мезозойских структур, перспективных для выявления на территории Юго-Восточного Казахстана месторождений угля, нефти и газа (Третьяков, Рощин, 1968). Погребенные мезозойские структуры были обнаружены в пределах Баканасского синклинория (Торткульская, Курайлинская, Курубаканаская, Чубартауская, Алгабасская мульды) и Чингиз-Тарбагатайского антиклинория (Восточно-Алакольский и Причингизский прогибы). В настоящее время юрские отложения вскрыты поисковыми скважинами на площадях мульд и прогибов, установленных по данным геофизических исследований в границах описываемого региона.

Результаты изучения юрских отложений Курайлинской мульды опубликованы М. И. Жайминым, В. В. Подколзиным и И. Н. Рощиным (1966), которые охарактеризовали угленосность юрских отложений месторождения под название Аягузского. Они предложили разделить юрские отложения на три толщи. Нижняя толща включает базальные конгломераты и

залегающие на них песчаники и алевролиты с двумя пластами угля. Средняя толща сложена конгломератами и песчаниками. Стратиграфически выше располагается третья толща, состоящая из чередования песчаников, алевролитов и углей. Высказывается преположение, что эта толща вверх по разрезу сменяется конгломератами и песчаниками. Полная мощность юрских отложений Курайлинской мульды оценивается в 1400—1500 *м*.

Стратиграфия юрских отложений Алгабасской мульды после завершения геологического картирования (Л. В. Чистоедов, А. Г. Денисюк, 1964 г.) разработана не полностью. Этому препятствовала слабая палеонтологическая охарактеризованность литологических комплексов пород. Что касается юрских отложений Восточно-Алакольского и Причингизского прогибов, размещающихся в пределах Абайской депрессии, то авторам представилось возможным выделить в них акжарскую и абайскую свиты (Бувалкин, Жаймин, Котова, 1972).

В монографическом описании геологического строения Центрального Казахстана (Геология СССР, т. XX, 1972) юрские отложения хребта Чингиз не упоминаются. Авторы поставили перед собой задачу осветить стратиграфию юрских отложений основных депрессий хребта Алгабасской, Курайлинской и Абайской. Юрские отложения этих депрессий разделяются на свиты, которые уверенно сопоставляются по спорово-пыльцевым комплексам. Корреляция стратиграфических разрезов юрских отложений позволяет наметить основные этапы формирования геологических структур нижнемезозойского времени на территории хребта Чингиз.

Алгабасская депрессия находится в 80 *км* северо-западнее районного центра Чубартау. В 1954 г. на площади депрессии Н. И. Лебедем для целей геологического картирования пробурено несколько скважин. Они вошли в толщу пород, сходную по литологическому составу с юрскими угленосными отложениями Майкюбенского и Карагандинского бассейнов. Возникла необходимость продолжить бурение поисковых скважин для выяснения промышленной угленосности юрских отложений Алгабасской депрессии. Всего на площади депрессии пробурено 112 скважин, размещенных на десяти профилях. Многие скважины пересекли юрские отложения и достигли поверхности пород палеозойского фундамента. Опираясь на разрезы этих скважин и учитывая результаты палинологических исследований, были составлены геологические разрезы вкрест простирания Алгабасской депрессии, которые показали, что юрские отложения составляют два разновозрастных комплекса пород, залегающих между собой несогласно. Эти комплексы по литологическому составу и датировке их возраста сопоставляются с узунбулакской и кусакской свитами Алакольского угольного месторождения (Бувалкин, Жаймин, 1958, Жаймин, 1965).

Узунбулакская свита в пределах депрессии налегает с угловым несогласием на породы силура и девона. В ее основании располагается пачка разногалечных конгломератов, включающих слои песчаников. Мощность базальных конгломератов не превышает 50 *м*, но чаще в разрезе узунбулакской свиты, как свидетельствуют пересечения многих скважин, они отсутствуют. Галька конгломератов угловатая и слабо окатанная размером от 0,5 до 6 *см*; размещается она беспорядочно и скреплена песчано-глинистым материалом. Основной разрез свиты слагают песчаники и алевролиты, количественное соотношение слоев которых подвержено на площади существенным изменениям, чередование песчаников и алевролитов иногда нарушается появлением в разрезе свиты крупных слоев мелкогалечных конгломератов. Песчаники преимущестенно мелкозернистые, массивного сложения, серые. В разнозернистых песчаниках чаще проявляется косая слоистость руслового типа. Алевролиты массивные или тонкослоистые в основном серого цвета; последние разности выражены

сериями слойков, в которых выделяются темно-серые, обогащенные растительным детритом. В нижней части разреза свиты алевролиты заключают угольный пласт сложного строения и ограниченного площадного распространения. Мощность свиты 150 *м*.

Тонкозернистые породы содержат растительные остатки *Phlebopteris polypodioides* Brongn. *Czekanowskia rigida* Heer., *Phoenicopsis* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath., по заключению Э. Р. Орловской, указывающие на лейасовый возраст узунбулакской свиты.

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из углей и пород керна скважины 35 (интервал 91—97,5 *м*) и 53 (интервал 111—115 *м*), характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных растений (58—71%) над спорами папоротникообразных (29—42%). Доминирует в комплексе пыльца древних хвойных примитивного строения, часто очень крупных размеров, многочисленная и разнообразная по видовому составу *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Pr. flavus* Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *Protopinus vastus* Bolch., *Pseudopinus pergrandis* Bolch., *Pseudopodocarpus latipediformis* Bolch., *P. typica* (Mal.) Bolch., *Protopodocarpus monochromatus* Bolch., *P. mollis* Bolch., *Dipterel la oblatinoides* Mal. (по Болховитиной, 1956) — до 32,0%. Существенной особенностью комплекса является присутствие реликтовой пыльцы палеозойской флоры *Striatopinites. Stiatopodocarpites, Florinites pseudostriata* Kop., *Florinites sp.* — 1,5—6,0%. Содержание пыльцы сосновых и ногоплодниковых молодого облика не превышает 15%, среди них отмечены *Piceapillenites variabiliformis* (Mal.) Pet., *Piceapollenites* sp., *Pinus* sp., *Podocarpites multesimus* (Bolch.) *Pocock., P. multicina* Bolch., *Podocarpites* sp. Из пыльцевых зерен без воздушных мешков наиболее часто встречаются гинкгоцикадофиты, особенно род *Ginkgo (G. typica* (Mal.) Bolch., G. *parva* (Naum.) Bolch., G. *praeacuta* Bolh. — 4—13,5%, *Bennettites medius, Bolch., B.dilucidus, Bolch., Cycadaceae* — 1,5—2,5%. Постоянные компоненты комплекса *Ovalipollis limbata* (Mal.) *Pocock, Jansonius, Araucariacites australis* Cookson, *Classopollis* Pflug, *Inaperopollenites bullulinaeformis* (Mal.) Kos., *Inaperturopollenites* sp., *Eucommiidites troedssonii Erdtman.* Количество пыльцы этих родов не превышает 0,5—2%. Споровая часть комплекса представлена в основном папоротниками сем. *Marattiaceae* — до 5,0% и *Osmundaceae (Osmundacids jurassicus* (K.-M.) Kuz., O. *kugartensis* Kuz., O. *sparsituberculata* Klim., O. *crassirimosa* Klim.) — до 15,5%. Во всех спектрах встречаются споры *Cyathidites sp.* — 2,9%, *Cyathidites hausmannioides Kuz., C. junctus* (K.-M.) *Alimov, C. corniger* (Bolch.) Alimov — до 5%. Очень интересной является группа *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Ch. congregata* Bolch. *Leiotriletes incertus* Bolch. *L. bujargiensis* Bolch., *Leiotriletes* sp. — до 2%. Споры этих папоротников имеют наибольшее распространение в нижнеюрских отложениях многих регионов. Единично отмечаются споры *Toroisporites silutionis* Krutzsch, *Concavisporites juriensis* Balme, *Camptotriletes rugulatus* (Coup.) Vin. Плауновые представлены спорами *Lycopodiumsporites suboundus* (K.-M.) Vin., *L. margimatum K.-M., Lycopodiumsporites* sp. — 1,0—5,5%. Небольшой процент комплекса составляют споры мхов *Sphagnumsporites psilatus* (Ross) *Couper, S. antiquasporites* (Wilson et Webster) Pocock. — 0,5—2,5%.

Преобладание в комплексе пыльцы древних хвойных типа *Protoconiferus, Paleopicea, Protopicea, Dipterella oblatinoides,* присутствие реликтовой пыльцы *Striatopintes, Striatopodocarpites, Florinites* и постоянное участие спор *Cheiropleuria compacta, Ch. congregata, Leiotriletes incertus, Z. bujargiensis* сближает описанный комплекс с нижнелейасовыми комплексами Майкюбенского бассейна (Ковальчук и др., 1963, Ильи-

на, 1966), Алакольского (Ковальчук и др., 1963, Мураховская, 1968) и Койтасского (Бувалкин, Котова, 1971) месторождений. Это позволяет датировать возраст узунбулакской свиты Алгабасской депрессии нижним лейасом.

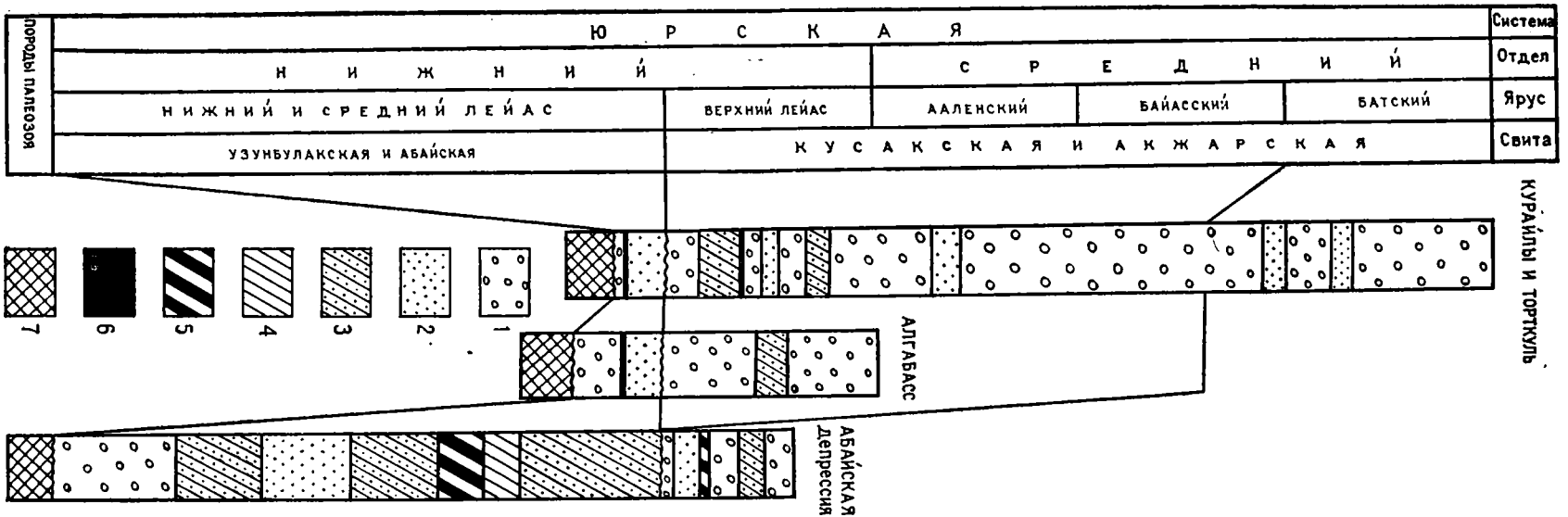
Кусакская свита ложится на размытую поверхность пород нижнего лейаса, но чаще она перекрывает с угловым несогласием породы палеозоя. Литологический состав этой свиты определяют разногалечные конгломераты, которые образуют крупные слои и пачки в переслаивании с разнозернистыми песчаниками серого цвета. Пачки конгломератов на отдельных участках разделены слоями алевролитов и мелкозернистых песчаников, мощностью до 20 м. Однако, слои тонкозернистых пород имеют локальное развитие, почему в разрезе свиты они всюду занимают подчиненное значение. Конгломераты средне- и крупногалечные, галька в них угловатая и состоит из диабазовых порфиритов, туфов среднего состава, кварцевых порфиритов, дацитов, алевролитов с прожилками кварца, катаклазированных и миланитизированных диоритов, серицитизированных гранитов и кварцхлоритовых сланцев. Примечателной особенностью этих конгломератов является состав и окраска цементирующего материала. Возможные пространства между галькой чаще заполнены зеленовато-серыми алевролитами, которые местами по объему оказываются преобладающим компонентом породы. Установленная мощность свиты 250 *м*.

В крупных слоях алевролитов и песчаников обнаружены растительные остатки, которые Э. Р. Орловская определила принадлежащими *Cladophlebis haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Phoenicopsis taschkessiensis* Kr., *Phoenicopsis* sp., *Ctenis* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. Эти формы дают основание считать возраст кусакской свиты условно средней юрой.

Из отложений кусакской свиты выделено два спорово-пыльцевых комплекса. Первый комплекс установлен в алевролитах скважины 35 (интервал 65—67 *м*) и 1 (интервал 96—97 *м*). В нем преобладают споры папоротникообразных над пыльцой голосеменных растений. Многочисленны споры папоротников *Marattiaceae, Osmundaceae, Cyathidites* Пыльца голосеменных разнообразна по составу и представлена преимущественно хвойными, среди которых отмечены зерна примитивного строения *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *P. flavus* Bolch., *P. grandis* Bolch., *Protoconiferus* sp., *Protopinus vastus* Bolch., *Paleopicea glaesarea* Bolch., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Florinites.* Большой удельный вес имеет пыльца хвойных молодого облика *Piceapollenites, Podocarpites,* гинкгоцикадофиты составляют в комплексе 7—10,5%, из них превалируют пыльца *Ginkgo,* единично встречается пыльца *Cycadaceae, Bennettites.*

Сравнение спорово-пыльцевых комплексов узунбулакской свиты и отмеченного отрезка разреза кусакской свиты показывает возрастание в последнем роли спор папоротников *Marattiaceae, Osmundaceae, Cyathidites.* Состав голосеменных существенно не изменился, отмечены также виды хвойных примитивного строения и близкие современным *Pinaceae, Podocarpaceae.* Характерным является исчезновение реликтовой пыльцы хвойных с ребристым строением тела, что свидетельствует о более молодом облике комплекса. Отмеченные особенности спорово-пыльцевого комплекса позволяют датировать возраст отложений нижней части кусакской свиты верхним лейасом.

Второй спорово-пыльцевой комплекс получен из пород верхней части кусакской свиты (скважина 1, интервал 88—95 *м,* скважина 35 интервал 115,4—116,5 *м*). Для комплекса характерно значительное преобладание спор папоротникообразных (69—90%) над пыльцой голосеменных расте-



Р и с. 1. **Сопоставление стратиграфических разрезов юрских отложений Курайлы-Торткульской, Алгабасской и Абайской депрессий.**
1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — углистые аргиллиты; *6* — угли; *7* — породы палеозоя.

ний (10—31%). Обильны и разнообразны споры папоротников: *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuz., O. *wellmannii* Coup., O. *crassirimosa* Kim., *Osmundacidits* sp. — 8,5—15,5%, *Cyathidites australis* Coup., C. *minor* Coup., *Cyathidites* sp., *Cyathidites hausmannioides* Kuz. — 17,0—21,5%, *Cyathidites corniger* (Bolch.) Alimov, C. *junctus* (К.-М.) Alimov — 0,5—7,5%. *Clatropteris obovata var. magna* Tur.-Ket. — 0,5—2%, *Toroisporites solutionis* Krutzch, *Toroisporites* sp. — 2,5—4%, *Tripartina variabilis* Mal. — 0,5—3%, *Hymenozonotriletes bicycla* (Mal.) Sach. — 0,5—2%,*Comptotriletes rugulatus* (Coup.). Vin., C. *tenellus* (Naum.) *Jliina* — до 2%. В спектре отдельных образцов большой удельный вес имеют споры *Chomotriletes anogammensis* (Bolch.) Pros. — 14%. Продолжают встречаться споры *Cheiropleuria compacta* Bolch., Ch. *congregata* Bolch., *Marattisporites scabratus* Couper. Отличительной особенностью комплекса по сравнению с вышеописанным является присутствие спор *Gleicheniidites* — 1—1,5%. Эта группа папоротников получила широкое распространение в позднемезозойское время. Возрастает содержание и видовое разнообразие плауновых *Lycopodiumsporites subrotundus* (К.-М.) Vin., L. *perplicatus* (Bolch.) Vin., L. *marginatum* К.-М., L. *rotundum* К.-М., *Lycopodiumsporites* sp., — 4,0—20,5%, *Selaginella* sp. 0,5—1%. В небольшом количестве отмечены споры мхов *Sphagnumsporites psilatus* (Ross.) Couper, S. *antiquasporites* (Wilson et Webster) Рососк — 0,5—2,5%. Резко сократилось количество голосеменных растений и существенно изменился их состав. Почти полностью исчезла группа древних хвойных. Среди голосенных преобладает пыльца *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Pet., P. cf. *mesophyticus* (Bolch.) Pet., *Piceapollenites* sp., *Picea singularae* Bolch., *Pinus pernobilis* Bolch., *Pinus* sp., *Disaccites* — 2—27%, *Podocarpites* sp. P. *unica* Bolch., P. *proximus* (Bolch.) Pet. — 0,5—4%. Пыльца других хвойных *Podozamites sp., Araucariacites australis* Cookson единична. Гинкгоцикадофиты составляют в комплексе 3—10%, спорадически встречаются в нем зерна *Classopollis* Pflug, *Eucommiidites troedssonii* Erdtman.

Приведенные данные показывают, что комплекс характеризуется большим разнообразием папоротников, среди которых преобладает группа молодого облика: различные виды *Cyathidites, Osmundacidites* появляются споры *Gleicheniidites, Tripartina variabilis* Mal. Среди голосеменных выделяются хвойные, близкие современным *Pinaceae* и *Podocarpaceae*. Это позволяет отнести отложения верхней части кусакской свиты к средней юре, предположительно аален-байосскому ярусам. Этот комплекс близок среднеюрским (аален-байосским) комплексам верхней части шоптыкольской свиты Майкюбенского бассейна (Мураховская, 1968), верхней половины тюменской свиты Западно-Сибирской низменности (Войцель, 1961), верхней части койтасской свиты Койтасского месторождения (Бувалкин, Котова, 1971) и других районов Сибирской палеофлористической области.

Юрские отложения Алгабасской депрессии вначале были дислоцированы в синклиналь субширотного простирания, разбитую более поздним проявлением тектонических движений земной коры на шесть блоков. В пределах этих блоков юрские отложения залегают моноклинально на север или юг, но вблизи ограничивающих разрывов они получают противоположное направление падения слоев. Поэтому структура юрских отложений в границах тектонических блоков представляется в виде обособленных синклинальных складок с углами наклона крыльев от 5 до 15°. Разрывные нарушения представляются сбросами с амплитудой смещения крыльев по юрским отложениям более 300 м; простираются они в северо-западном или близком к широтному направлениях.

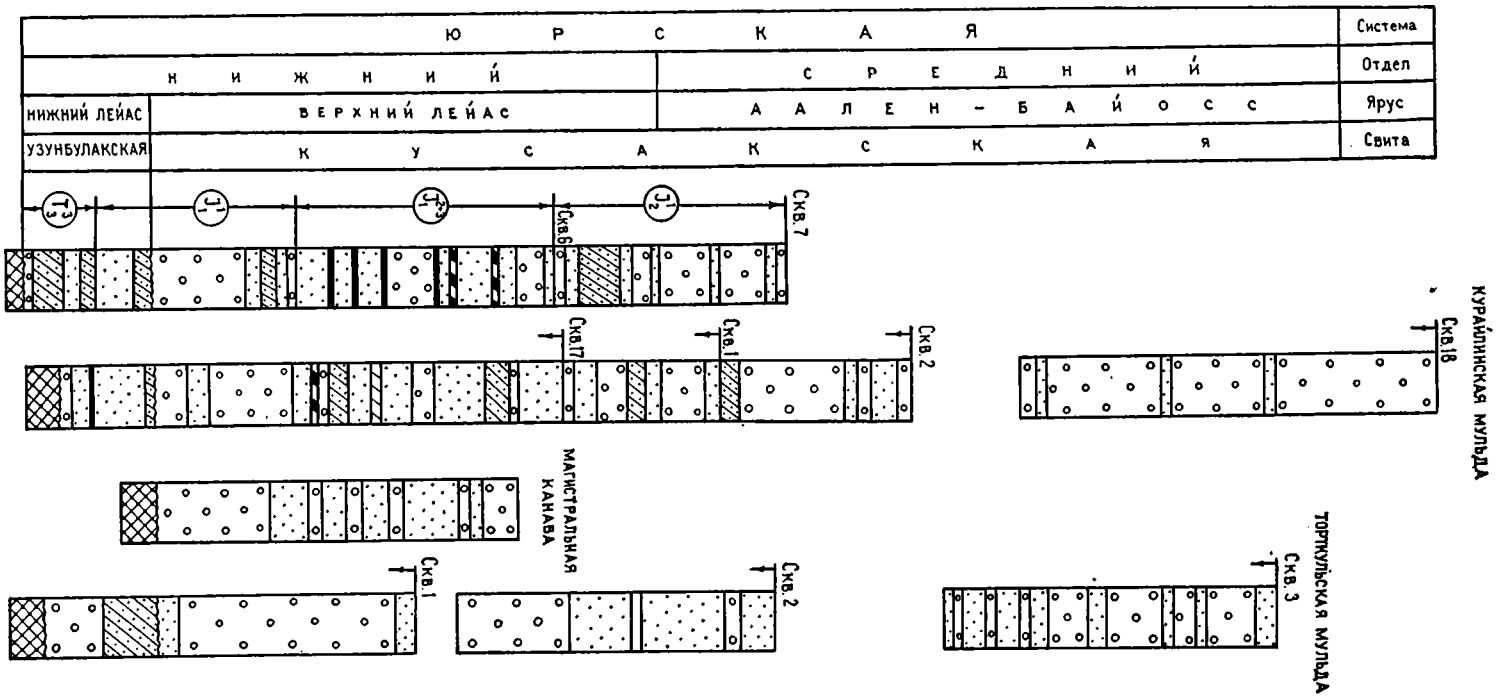
Курайлинская и Торткульская мульды представляют

в структурном отношении единую депрессию в палеозойском фундаменте, они разобщены на расстоянии 1,5 *км* выходами палеозойских пород. Курайлинская мульда разведывалась для выявления промышленной угленосности юрских отложений. Поисково-разведочные работы выразились бурением 13 скважин, размещенных на трех профилях, и проходкой магистральных канав. Три скважины пробурены на площади Торткульской мульды, из них первая достигла поверхности палеозойского фундамента. Горные выработки на площади обеих мульд вскрыли нижнюю часть разреза юрских отложений. При сопоставлении сводных колонок юрских отложений, наметились в пределах Курайлинской и Торткульской мульд границы узунбулакской и кусакской свит.

Узунбулакская свита перекрывает с угловым несогласием вулканогенные породы перми. В стратиграфическом разрезе юрских отложений Курайлинской мульды эта свита соответствует отрезку развеза, отмеченному М. И. Жайминым, В. В. Подколзиным и И. Н. Рощиным под названием нижней толщи пород. Нижние горизонты свиты слагаются конгломератами мощностью от 2 до 26 *м*. Подавляющее количество галек в них представлены эффузивными породами кислого состаав, их туфами, гранитами, реже кремнистыми сланцами. Узунбулакская свита отличается неустойчивым литологическим составом, обусловленным сложным и прихотливым переслаиванием песчаников, гравелитов, местами заключающих углистые аргиллиты и угли. На севере Курайлинской мульды в свите содержится два угольных пласта сложного строения, которые западнее скважины 6 и магистральной канавы не прослеживаются. Крупные слои гравелитов и песчаников, составляющих большую часть разреза свиты в пределах Курайлинской мульды, в восточном направлении постепенно выклиниваются. Свидетельством тому служит сокращенный разрез свиты Торткульской мульды, где выше базальных конгломератов залегают алевролиты серого цвета с прослоями песчаников. Мощность свиты не превышает 80 *м*.

Сборы растительных остатков производились в керне скважин 1 и 17, которые пересекли узунбулакскую свиту на площади Курайлинской и Торткульской мульд. В обнаруженных флористических остатках Э. Р. Орловская определила *Danaeopsis* (?) sp., *Pleuromeiopsis* (?) sp., *Neocalamites* sp., *Phoenicopsis taschkessiensis* Kr., *Carpolithes cinctus* N a t h., *Carpolithes* sp., *Czekanowskia rigida* H e e r, *Pityophyllum latifolium* T u r.-K e t., P. *nordenskioldii* (H e e r) N a t h., *Podozamites lanceolatus* L. et H., *Schizolepis* sp. Привлекает внимание в этом комплексе присутствие *Pleuromeiopsis* (?) sp., *Danaeopsis* (?) sp. известных компонентов кейперской флоры. Сохранность остатков древних форм плохая, поэтому Э. Р. Орловская оставила под сомнением правильность их определения. Если исключить из состава комплекса представителей верхнетриасовой флоры, достоверность определения которых вызывает серьезные сомнения, то остальные виды папоротников, гинкговых и хвойных являются типичными для растительности раннеюрской эпохи Сибирской палеофлористической области (Вахрамеев, 1964).

Нижнелейасовый возраст узунбулакской свиты Курайлинской и Торткульской мульд очевиден из приведенного Г. В. Сакулиной (1971 г.) спорово-пыльцевого комплекса, характеризующегося преобладанием голосеменных (71—93%) над спорами папоротникообразных растений (7—18%). Пыльцевая часть комплекса состоит преимущественно из гинкгоцикадофитов и типично юрских видов хвойных примитивного строения *Protoconiferus funarius* (N a u m.) B o l c h., P. *flavus* B o l c h., *Paleoconiferus asaccatus* B o l c h., *Protopicea cerina* B o l c h., *Pseudopodocarpus latipediformis* B o l c h., *Podocarpus permagna* B o l c h., широко распространенных в нижнеюрских отложениях сопредельных регионов. Встрече-



Р и с. 2. **Сопоставление стратиграфических разрезов юрских отложений различных участков Курайлинской и Торткульской мульд. Условные обозначения на рис. 1.**

ны также хвойные молодого облика *Picea exilioides* Bolch., *Pinus pernobilis* Bolch., более характерные для средне- и верхнеюрских отложений. Спор мало, а перечисленные их виды определенного стратиграфического значения не имеют. Г. В. Сакулину, вероятно, смущает присутствие в комплексе единичных зерен пыльцы *Striatopinites*. Как известно, реликты палеозойской флоры в количестве до 5% входят в состав нижнелейасовых комплексов нижнесарыкольской подсвиты Майкюбенского бассейна, саранской свиты Карагандинского бассейна (Мураховская, 1968), шопансорской свиты Койтасского месторождения (Бувалкин, Котова, 1971) и узунбулакской свиты Алгабасской депресии.

Кусакская свита ложится на размытую поверхность пород нижнего лейаса. Это удалось выяснить дешифрированием аэрофотоснимков и сопоставлением нормальных колонок юрских отложений, составленных по материалам документации керна скважины 17 и магистральной канавы. Скважина 17 в интервале 108—168 *м* вскыла отложения узунбулакской свиты, которые не обнажила пройденная на восток от нее магистральная канава. При документации магистральной канавы было установлено, что базальные конгломераты кусакской свиты налегают с угловым несогласием на эффузивные породы перми. Первостепенное значение в сложении кусакской свиты принадлежит конгломератам. Они образуют слои мощностью от 2 до 80 *м*, которые в разрезе свиты перемежаются с песчаниками средне- и крупнозернистыми, косослоистыми, серого цвета. Среди галек конгломератов размещаются валуны диаметром до 0,15 *м*. Преобладает галька угловатой формы, состоящая из липаритовых порфиров, туфолав и туфов кислого состава, фельзитов, кварцевых порфиров, гранит — порфиров и реже туфоалевролитов, алевропелитов с прожилками кварца, пород роговикового облика. Литологический состав свиты при повсеместном преобладании конгломератов заметно меняется. В ней можно выделить на разных стратиграфических уровнях отрезки разреза мощностью до 100 *м*, в которых конгломераты утрачивают доминирующее значение в переслаивании с песчаниками и алевролитами. Для этих отрезков разреза свиты характерна также приуроченность прослоев углей и углистых аргиллитов. А. К. Мясников, В. В. Толочко, Г. В. Сакулина и Э. Р. Орловская (1971) выделили такой отрезок разреза свиты на северном крыле Курайлинской синклинали, вскрытого скважиной 6 и признали в нем возрастного аналога угленосных отложений дубовской свиты Карагандинского бассейна. Заметим, что отрезки разрезов свиты, где отмечается частое переслаивание конгломератов, песчаников и алевролитов с прослоями углей, не составляют на площади мульд литологически выдержанных горизонтов; установлено, что песчаники и алевролиты в них замещаются на близком расстоянии более грубообломочными породами, как это видно из сопоставления нормальных колонок юрских отложений Курайлинской и Торткульской мульд (рис. 2). Верхняя часть разреза свиты слагается главным образом конгломератами и песчаниками, мощность слоев которых увеличивается. Вскрытая мощность кусакской свиты не превышает 600 *м*.

Возраст отложений нижней половины вскрытого разреза кусакской свиты охарактеризован флористическим комплексом, который получен Э. Р. Орловской при определении растительных остатков, обнаруженных в тонкозернистых породах керна скважин 2 и 1 (интервал 0,8—111 *м*), 6 и 7. Этот комплекс включает следующие формы: *Equisetites* sp., *Clathropteris obovata* Oishi., *Coniopteris* sp., *Cladophlebis aktashensis* Tur.-Ket., *Cl. bidentata* Tur.-Ket., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Raphaelia diamensis* Sew., *Ginkgo lepida* Heer, *G. digitata* (Brongn.) Heer., *G. obrutschewii* Sew., *Ginkgo* sp. cf. *G. huttonii* (Sternb.) Heer., *Baiera lindleyana* (Schimp.) Sew., *Phoenicopsis taschkessiensis* Kr., *Ph., speciosa* He-

er., *Czekanowskia rigida* Heer., *Czekanowskia latifolia* Tur.-Ket., *Czekanowskia* sp., *Sphenobaiera* sp., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer.) Nath., *Pityophyllum latifolium* Tur.-Ket., *Pityophyllum angustifolia* Heer., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Brongn. Почти все формы флористического комплекса приведены Э. Р. Орловской и др. (1971) при характеристике возраста отложений средне-верхнего лейаса. Поскольку в состав приведенного комплекса включены *Raphaelia diamensis* Sew., *Coniopteris* sp., *Ginkgo obrutschewii* Sew., можно считать достаточно обоснованным верхнелейасовый возраст отложений нижней половины вскрытого разреза кусакской свиты мощностью в 230 *м*.

Г. В. Сакулиюй описан из этой части разреза свиты спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладают споры папоротникообразных (42—64%). Содержание в нем пыльцы хвойных примитивного строения не превышает 0,5—4,5%, более многочисленна пыльца молодых хвойных *Pinus, Picea*. Данный комплекс Г. В. Сакулина рассматривает как средне-верхнелейасовый. Вероятно, более определенной будет датировка возраста отложений нижней половины вскрытого разреза кусакской свиты верхним лейасом, поскольку комплекс по видовому составу спор и пыльцы, а также по содержанию их основных компонентов ближе к среднеюрским комплексам Казахстана и юга Западно-Сибирской низменности.

В тонкозернистых породах верхней половины вскрытого разреза кусакской свиты (скважина 3 Торткульской и скважина 7 Курайлинской мульд) собраны флористические остатки *Cladophlebis* sp., *Raphaelia* sp., *Ginkgo obrutschewii* Sew., *Phoenicopsis taschkessiensis* Kr., *Phoenicipsis* sp., *Pityophyllum angustifolia* (Nath.) Moeller, которая не определяет возраста отложений. Более молодой возраст этих отложений, отвечающий аален-байосскому ярусу, устанавливается по спорово-пыльцевому комплексу. Г. В. Сакулина отмечает содержание в нем спор от 56,5 до 89%, в том числе папоротников *Coniopteris* до 38%, *Gleicheniaceae* до 8% и *Osmundaceae* от 4,5 до 18%.

Курайлинская и Торткульская складки имеют в плане очертания брахисинклиналей, наложенных на вулканогенные толщи перми Баканасского верхнепалеозойского прогиба. Строение мульды асимметричное, что заметнее выражено в дислокации юрских отложений Курайлинской мульды. Эта мульда размером 27×12 *км* вытянута в субширотном направлении с крутым северным (45—55°) и более пологим южным (15—20°) крыльями. На южном крыле мульды юрские отложения оборваны тектоническим нарушением, вблизи которого они залегают под углом 60—70°. Торткульская мульда рассечена меридиональным сбросом. По плоскости этого сброса были опущены юрские отложения восточной половины мульды. Северное и южное крылья мульды сохраняют наклон под углом 18—25°.

Абайская депрессия пролегает вдоль хребтов Акшатау и Канчингиз на протяжении 200 *км* к северо-западу от станции Кайгарлы железной дороги Алма-Ата — Семипалатинск. Как уже отмечалось, в пределах этой депрессии геофизическими исследованиями были оконтурены Восточно-Алакольский и Причингизский прогибы. Результаты бурения поисковых скважин показали, что упомянутые прогибы являются крупными тектоническими блоками юрских пород, принадлежащими единой геологической структуре. Обобщение фактического материала, накопленного в процессе геологического картирования различных участков депрессии, проведения поисково-разведочных работ и более детальных геофизических исследований, позволило авторам выделить в юрских отложениях Абайской депрессии два разновозрастных комплекса пород под названием абайской и акжарской свит (Бувалкин, Жаймин, Котова, 1972).

Абайская свита налегает с угловым несогласием на породы силура, девона, карбона. Литологический состав свиты изменчивый, что обусловлено сложным чередованием в разрезе алевролитов, песчаников, гравелитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и пространственным их замещением. В основании свиты покоятся разногалечные конгломераты мощностью до 150 *м*, вскрытые поисковыми скважинами на юго-восточном окончании Абайской депрессии. Для свиты характерны крупные слои алевролитов темно-серого цвета. Подмечено, что ближе к периферии депрессии они замещаются в разрезе свиты песчаниками, иногда содержащими прослои гравелитов. Мощность свиты 740 *м*.

Палинологический анализ, выполненный по образцам пород из керна скважины 1033, позволил выделить два спорово-пыльцевых комплекса. Первый комплекс, характеризующий возраст отложений нижней части свиты, по видовому составу и количественному соотношению отдельных компонентов очень близок нижнелейасовому комплексу узунбулакской свиты Алгабасской депрессии. Доминирующее положение в нем занимает пыльца древних хвойных типа *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *P. flavus* Bolch., *Protopinus vastus* Bolch., *P. subluteus* Bolch., *Pseudopinus pergrandis* Bolch., *Picea gigantissima* Bolch., *Protopodocarpus mollis* Bolch., *P. monstrificabilis* Bolch., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Walchiites gradatus* Bolch. и др. 29—47%. Отмечены в комплексе единичные зерна реликтов палеозойской флоры *Striatopinites, Cordaitales, Florinites.* Содержание пыльцы хвойных *Piceapollenites, Podocarpites* с хорошо развитыми воздушными мешками не превышает 5,5%. Из представителей безмешковой пыльцы постоянно встречаются *Ginkgocyacadophytus* — 2,5—20%. В небольшом количестве присутствует пыльца *Podozamites, Araucariacites australis* Cookson, *Ovalipollis limbata* (Mal.) Pocock, *Jansonius, Inaperturopollenites* sp. Общее содержание спор составляет в среднем 17,5%. Отдельные спектры отличаются повышенным количеством хвощей *Equisetites* sp. до 22,5%. Планувые единичны, среди них интересными являются споры *Selaginella sanguinolentiformis Iljina,* характерные для нижнеюрских отложений юга Западной Сибири. Споры папоротников встречаются редко, в их составе *Osmundacidites jurassicus* (K.-M.) Kuz., *O. kugartensis* Kuz., — 0,5—5%, *Converrucosisporites* (Dicksonia) *crocinus* (Bolch.) Bar., *Cyathidites* sp., *Cheiropleuria compacta* Bolch. — единично, *Leiotriletes lineatus* Bolch., *Leiotriletes* sp. — до 2%.

Приведенный комплекс хорошо сопоставляется с нижнелейасовым комплексом черниговской свиты Тургайского прогиба (Романовская, 1960), верхней половины шопансорской свиты Койтасского месторождения (Бувалкин, Котова, 1971) и другими районами Восточного Казахстана.

Второй спорово-пыльцевой комплекс, полученный из пород верхней части абайской свиты (скважина 1033, интервал 81—121 м), сходен с вышеописанным, но имеет некоторые особенности, указывающие на более молодой облик комплекса. В нем пыльца хвойных примитивного строения довольно разнообразна, однако содержание ее уменьшается до 26,5—31%, при этом соответственно несколько возрастает количество хвойных с хорошо развитыми воздушными мешками, исчезают реликты палеозоя *Striatopinites, Florlnites, Cordaitales.* Состав остальных групп голосеменных растений и спор папоротникообразных существенно не меняется. Отсутствие реликтовой пыльцы палеозоя и некоторое сокращение пыльцы хвойных примитивного строения дает основание считать данный комплекс моложе первого и датировать возраст отложений верхней половины абайской свиты средним лейасом.

Акжарская свита вскрыта скважинами на северо-западном оконча-

нии Абайской депрессии; здесь небольшую площадь занимают толща преимущественно грубообломочных пород, состоящая из переслаивания красноцветных конгломератов, песчаников, аргиллитов и углистых аргиллитов. Литологический облик толщи определяют мелкогалечные конгломераты, образующие в ее разрезе две основные пачки. Эта толща по литологическим признакам сопоставляется с акжарской свитой Карагандиского бассейна (Кушев, 1963). Мощность свиты на площади Абайской депрессии не превышает 180 *м*.

Тектоническое строение юрских отложений Абайской депрессии по данным геофизических исследований и поисковых скважин представляется сложноблоковой структурой, формирование которой определялось разнонаправленными перемещениями крупных блоков земной коры, вдоль региональных разломов северо-западного простирания. Существенную роль в оформлении тектоники юрских отложений депресии играли передвижения блоков по сбросам и взбросам субширотного направления, оперяющим основные разломы; они создали прихотливое размещение блоков, в пределах которых юрские отложения деформированы в складки или залегают моноклинально под углом от 10 до 35°. Оперяющие разрывы представляют собой зоны узких тектонических клиньев, где юрские отложения между плоскостями дробления пород изменяют наклон слоев от 10 до 80°.

Отложения акжарской свиты собраны в синклинальную складку, описанную А. Г. Денисюком под названием Жасарской мульды. Она рассечена сбросом северо-западного простирания на два тектонических блока. Амплитуда смещения юго-западного блока по плоскости сброса превышает 200 *м*.

Юрские отложения, развитые на площади хребта Чингиз, являются образованиями континентального генезиса. Сочетание литогенетических признаков пород узунбулакской, абайской, кусакской и акжарской свит показывают, что они формировались из осадков горных рек, временных потоков, озерных водоемов и болот, которые накапливались в пределах предгорных впадин. Заложение этих впадин происходило в конце верхнетриасовой эпохи при оживлении тектонических движений земной коры. Дифференцированные перемещения блоков выразились в рельефе поднятием горных хребтов и оформлением сопряженных с ними впадин. Эти впадины аккумулировали огромное количество продуктов выветривания горных пород, которые создавались в пределах поднимающихся горных хребтов под воздействием, главным образом, агентов физического выветривания. Продукты выветривания горных пород доставлялись во впадины реками и временными потоками, где воды их забирались озером.

Накопление осадков во впадинах юрского времени прерывалось периодами оживления тектонических движений земной коры. Намечаются два периода оживления тектонических движений земной коры, которые по времени приходятся на средний лейас и байос. Они проявлялись значительным ускорением разнонаправленных движений блоков, сопровождавшихся возникновением в юрских отложениях складчатых и разрывных дислокаций, и региональным поднятием земной коры. Предгорные впадины в ходе поднятия земной коры были вовлечены в область размыва, почему юрские отложения к началу последующего этапа осадконакопления подвергались основательному размыву.

Первый этап соответствует времени накопления осадков узунбулакской и абайской свит. В начале раннеюрской эпохи на площади современного низкогорья Чингиз оформлялись две системы хребтов средней высоты северо-западного простирания. Разделяла их межгорная впадина, протяжением более 200 *км*, значительная часть площади которой была занята озером. Господствующей орографической единицей являлся юго-

западный хребет, вдоль которого возникли цепочкой предгорные впадины Торткульско-Курайлинская, Курубаканасская и Алгабасская, на площади которых вскоре после их образования появились озерные водоемы. Приносимый реками обломочной материал распределялся на дне озера и оседал в устьях, где создавались субаэральные дельты. Эта обстановка осадконакопления межгорной и предгорных впадин отразилась в сложении узунбулакской и абайской свит чередованием слоев пород, представляющих фации русла, озера, зарастающего водоема и болота.

Второй этап охватывает время накопления осадков кусакской свиты. В верхнем лейасе разнонаправленными движениями блоков земной коры на площади низкогорья Чингиз вновь обрисовались горные хребты, составившие обширное нагорье. По юго-западной периферии нагорья образовался предгорный прогиб, в пределы которого вошли Торткульско-Курайлинская, Курубаканасская и Алгабасская впадины первого этапа осадконакопления. Горные хребты достигали высоты 3500 *м* и имели большую контрастность форм рельефа (Бувалкин, Жаймин, 1971). Склоны горных хребтов прорезали речные долины, откуда на площадь предгорного прогиба выносился преимущественно глубообломочный материал. В пределах предгорного прогиба размещался озерный водоем, который окаймляла с северо-востока аккумулятивная равнина, сложенная галечниками и песками. Отложения кусакской свиты представляют комплекс пород, образовавшихся из осадков горных рек и временных потоков, формировавших аккумулятивную равнину предгорного прогиба.

Третий этап соответствует времени накопления осадков акжарской свиты. Вторая половина среднеюрской эпахи — это период максимального напряжения тектонических движений земной коры на площади низкогорья Чингиз. Горные хребты вновь достигли высоты 3000—3500 *м*. Во внутренней части нагорья возникли межгорные впадины с климатом, менее влажным, чем на прилегающих равнинах. Эти различия климатических условий обусловили формирование в межгорных впадинах красноцветных отложений существенно грубообломочного состава. В предгорном прогибе, где климат сохранялся теплым и влажным, продолжалось накопление грубообломочных сероцветных осадков аллювиального и пролювиального генезиса. Предполагается, что верхняя часть кусакской свиты, оставшаяся не вскрытой на площади Курайлинской мульды, представляет по возрасту отложения второй половины средней юры.

УДК 551.313.1.781.3.4.(574.31.52.53.54)

Е. А. НИКИТИН, Ф. Е. СИНИЦЫН, Е. А. СОКОЛОВА

ЛИТОФАЦИАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ОТЛОЖЕНИЙ МОРСКОГО ПАЛЕОГЕНА ЧУ-САРЫСУЙСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

В бассейне рек Чу и Сарысу, расположенном между горными сооружениями южной окраины Казахской складчатой страны и хр. Каратау, широко развиты отложения морского палеогена. В геологической литературе указанная территория известна как Чу-Сарысуйская синеклиза.

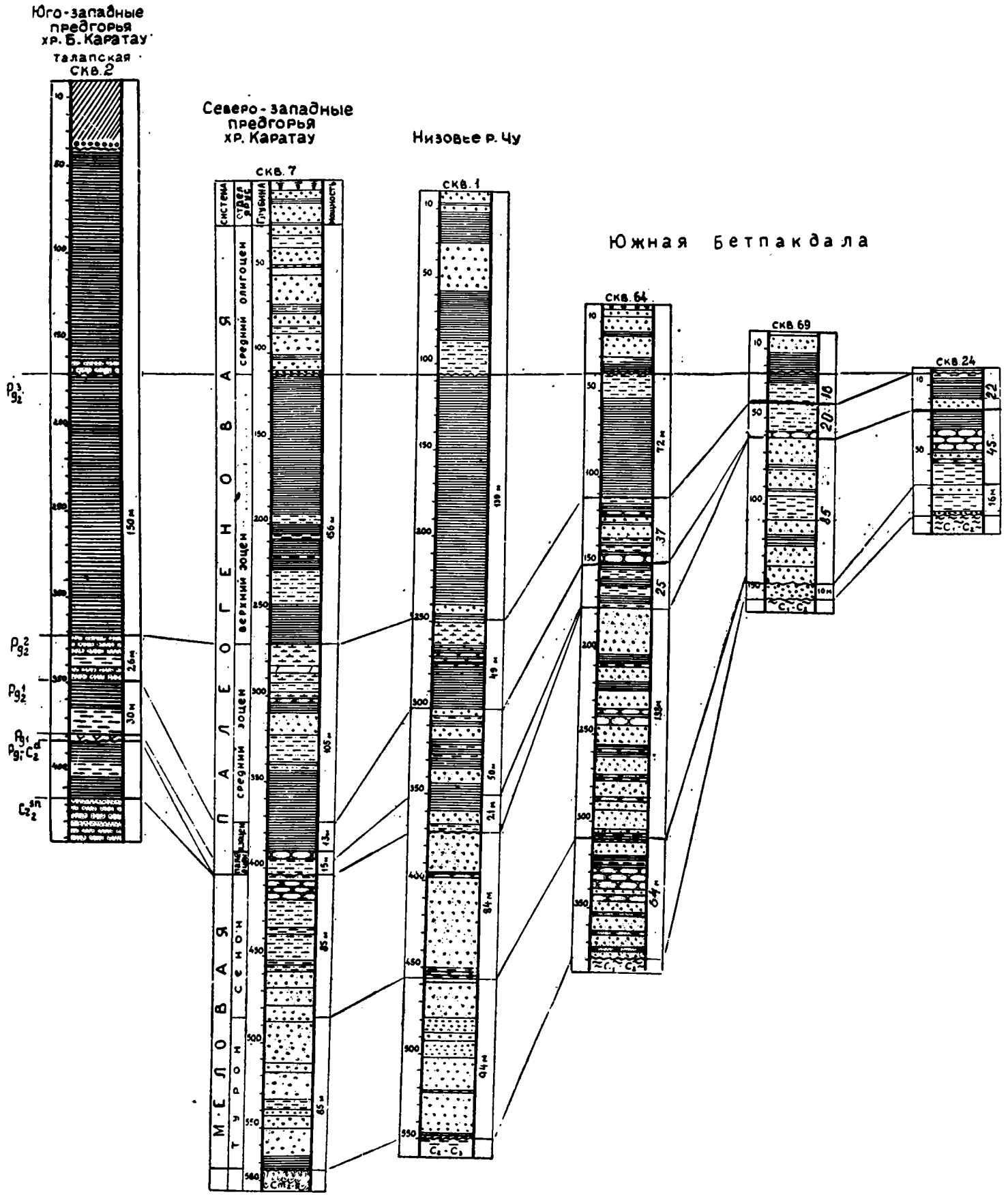
Стратиграфическое подразделение палеогена в пределах Чу-Сарысуйской синеклизы впервые было произведено Т. А. Мордвилко (1936.). В зоне северо-восточного склона Каратаусского хребта она выделила две свиты: песчано-мергелистую и свиту зеленых гипсоносных глин. Первая свита по аналогии с разрезами Ферганы сопоставлялась с бухарскими, сузакскими и алайскими слоями, вторая — с туркенстанскими, риштанскими, исфаринскими, ханабадскими, сумсарскими. Сходное расчленение палеогеновых отложений приводится в работе В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховского (1964), Б. А. Петрушевский (1942, 1955) толщу зеленых глин параллелизовал со сходными по литологии отложениями Тургайской впадины и датировал их возраст как возможно палеоцен — эоцен — нижний олигоцен, считая, в отличие от схемы Т. А. Мордвилко, нижнюю песчано-мергелистую свиту фациальным аналогом зеленых глин.

На основе сопоставления палеогеновых отложений Северного Приаралья и Чу-Сарысуйской синеклизы, К. В. Никифорова (1960) в области предгорий Каратау и плато Бетпакдала выделяла аналоги тасаранской, саксаульской и чеганской свит.

Все указанные работы проводились почти исключительно по естественным обнажениям с учетом даных лишь небольшого количества скважин, пробуренных до 1960 г. В связи с проведение в 1961—1971 гг. Южно-Казахстанским геологическим управлением геолого-съемочных и поисково-разведочных работ и бурения с гидрогеологическими и нефтегазопоисковыми целями, был получен новый большой фактический материал. Он позволяет выяснить фациальные особенности и уточнить стратиграфию отложений морского палеогена на обширной территории от низовий рр. Чу, Сарысу на западе до долины р. Талас на востоке.

Новые фаунистические и палинологические данные послужили основой для выделения в разрезе морского палеогена отложений палеоцена, нижнего, среднего и верхнего эоцена. Объемы выделенных подразделений обсуждались на стратиграфическом совещании (г. Алма-Ата, 1967 г.) и были приняты за основу при составлении стратиграфической схемы палеогена Южного Казахстана.

В южной и западной части рассматриваемого района начало палео-



1 2 3 4 5 6 7 8 9

10 11

Рис. 1. **Схема сопоставления разрезов палеогена южных и северных предгорий хд. Каратау и Бетпакдалы.**

1 — конгломераты; *2* — пески; *3* — пески гравийные; *4* — песчаники; *5* — алевролиты; *6* — глины; *7* — глины алевролитовые; песчанистые; *8* — глины опоковидные; *9* — аргиллиты; *10* — мергели; *11* — ангидриты, гипсы.

генового времени ознаменовалось трансгрессией, которая фиксируется в разрезе появлением морских осадков палеоцена.

Палеоценовые отложения известны в зоне северных предгорий х. Каратау (скв. 7, 8, 13, 1, 6, 27, 103 и т. д.), где они вскрыты на глубинах от 280 *м* до 400 *м*, внизовьях р. Сарысу (скв. 23, 7, 26, 29 и т. д.) — глубины от 47 до 120 *м*, а также в береговых обрывах солончака Тузколь и оз. Арыс.

Мы относим к палеоцену пачку темно- и зеленовато-серых кварц-глауконитовых песков и песчаников с прослоями темно-серых, часто почти черных глин, содержащих в большом количестве остатки углефицированного растительного детрита. Иногда в основании разреза палеоценовых отложений появляются слои серых кварцево-слюдистых алевролитов и пестрых глин (скв. 7, 26). Мощность палеоцена 2—37 *м*, (рис. 1).

В скважинах 7 (394—403 *м*) и 26 (115—120 *м*) из горизонта пестрых и темно-серых глин и кварцево-слюдистых алевролитов Е. К. Терехова выделила раннепалеоценовый спорово-пыльцевой комплекс, сопоставляемый с верхним комплексом дат-нижнепалеоценовых отложений Восточных Кызылкумов (Бляхова, 1966). Доминирующее значение принадлежит пыльце голосеменных (до 65%): *Classopollis Pfl., Pinaceae, Taxodiaceae, Phyllocladus.* До 50% спор относится к меловым реликтам, иногда содержится до 10% *Polypodiceae.* Покрытосеменные составляют до 30%: *Comptonia podograria Giadk., Myrica paradoxa* G l a d k., *Casuarinidites cainozoicus* C o o r s., *Oenotheraceae, Caprifoliaceae, Triporopollenites plicoides* Z a k l., *Tricolporites erdtmanii* Z a k l., *Trudopollis* sp., *Nudopollis* sp., *Extratriporopollenites* sp.

В этих же скважинах 7 (388,5—394 *м*), 26 (111—112 *м*), а также в скв. 29 (78—79,5 *м*), 3 (47—48,5 *м*), 1 (342—350 *м*), 103 (325—330 *м*) и др. Е. К. Терехова из пачки кварц-глауконитовых песков и темно-серых глин определила позднепалеоценовый комплекс, содержащий спор: до 5% — *Polypodiaceae* и примерно в равных количествах пыльцу голосеменных и покрытосеменных. Среди голосеменных доминируют: *Pinaceae, Taxodiaceae, Phyllocladus.* Покрытосеменные в основном представлены пыльцой мирикоидного типа древнего облика: *Myricaceae* — до 10%, *Comptonia* — 10%, *Triatriopollenites confusus* Z a k l — до 15%, *Triatriopollenites pseudorurensis* P f l., *Triatriopollenites aroboratus* P f l. В меньшем количестве *Caprifoliaceae, Oenotheraceae, Plycapollis* P f l., *Sapindaceae, Alnus* sp., *Triporopollenites vadosus* P f l.

Этот комплекс хорошо увязывается с верхнепалеоценовыми спектрами Восточных Кызылкумов (Бляхова, 1966).

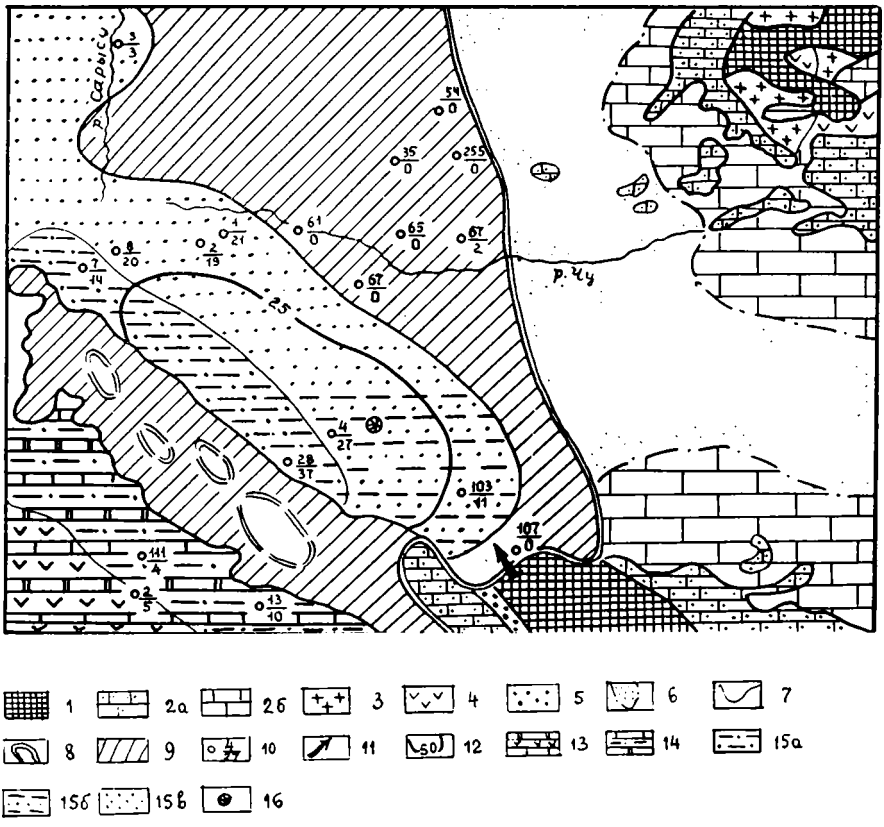
Кроме того, в районе с. Сузак в скважине 1 (451—456 *м*) Г. В. Курлова определила *Bronsteiniana galba Mand.*, известную из дат-палеоценовых отложений Средней Азии; здесь же имеется *Anomalina* ex gr. *danica* (B r o t z e n) — (определения Н. Е. Мельниковой).

Несмотря на территориальную близость, разрезы палеоцена южных и северных предгорий Каратау довольно значительно отличаются. Так, в южных предгорьях (Сырдарьинская синеклиза) палеоценовые отложения, представленные маломощными (до 10 *м*) известняками, доломитами и известковистыми песчаниками с обильными пелециподами, в целом сходны с породами среднеазиатской провинции и сопоставляются нами с бухарскими слоями. В северных же предгорьях (Чу-Сарысуйская синеклиза) палеоценовые отложения выражены исключительно терригенными отложениями — кварц-глауконитовыми песками, песчаниками и темно-серыми песчанистыми глинами, что позволяет параллелизовать их с одновозрастными осадками смежного Южно-Тургайского прогиба, Северного и Восточного Приаралья.

Эти различия состава обусловлены, по-видимому, существованием в

палеоцене в области современного хр. Каратау своеобразного барьера в виде архипелага островов с пологим рельефом. Возникновение островной перемычки было, вероятно, связано с тектоническими подвижками в мобильной Каратауской зоне (рис. 2).

В целом для палеоценовых отложений рассматриваемой территории характерна определенная фациальная зональность. В южных предгорьях в условиях мелкого моря отлагались известковисто-доломитовые и глини-



Р и с. 2. **Литолого-фациальная схема палеоценовых отложений Чу-Сарысуйской синеклизы.**

Состав пород области древней суши: *1* — песчано-сланцевые и эффузивные докембрийские и нижнепалеозойские породы; *2* — преимущественно карбонатные породы каменноугольного и пермского возраста (а — по данным геокартирования, б — по геофизическим данным), *3* — интрузии гранитов, *4* — эффузивы, *5* — угленосные юрские породы, *6* — зона распространения верхнемеловых отложений (по данным бурения), *7* — границы фациальных зон, *8* — древняя береговая линия, *9* — области поседующего размыва, *10* — скважины, в числителе номер, в знаменателе мощность отложений, *11* — направления сноса обломочного материала, *12* — линии равных мощностей, фации: *13* — мелкого моря с повышенной соленостью (известняки, доломиты, гипсы), *14* — мелкого моря с нормальной соленостью (известняки, песчаники, доломиты, глины), *15* — прибрежной части моря, а) песчанистые глины, песчаники, б) песчаники, глины, в) преимущественно песчаники, *16* — фораминиферы.

стые осадки, иногда содержащие прослои гипса и ангидрита, что свидетельствует о повышенной солености отдельных участков водоема. На севере (Чу-Сарысуйская синеклиза) палеоценовые отложения формировались в условиях прибрежной зоны мелководного моря и представлены песчано-глинистыми породами, которые по мере продвижения к северу все больше обогащаются грубозернистыми разностями.

Минералогический состав тяжелой фракции характеризуется довольно большим содержанием глауконита, черных рудных минералов, эпидота, а также устойчивых минералов (циркон, гранат, турмалин) и метаморфических минералов (ставролит, андалузит, дистен). В легкой фракции кварц преобладает над полевыми шпатами. Из аутигенных минералов присутствуют барит и пирит. Один из источников сноса обломочного материала располагался, по-видимому, в восточной части современного хр. Каратау, где разрушались образования предпалеоценовой коры выветривания, залегающие на породах палеозоя. Об этом свидетельствует большое содержание устойчивых и метаморфических минералов в составе тяжелой фракции и преобладание кварца над полевыми шпатами в легкой.

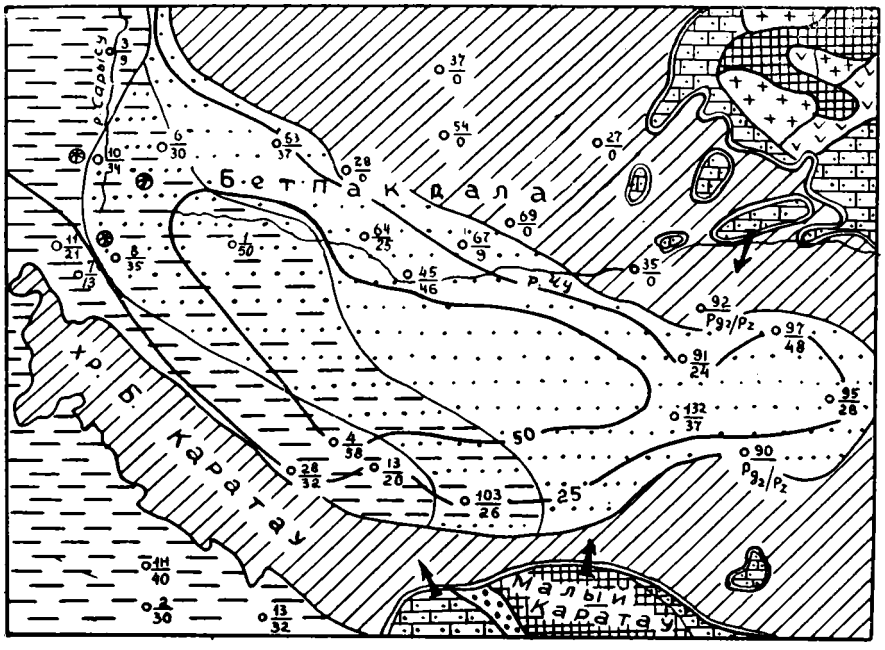
Трансгрессия палеогенового моря в нижнеэоценовое время значительно распространилась в восточном направлении. На поверхности осадки нижнего эоцена обнажаются в чинках солончака Тузколь и оз. Арыс. На остальной территории они вскрыты скважинами, в предгорьях хр. Каратау на глубине 300—350 *м*, а в Бетпакдале на 100—150 *м*.

Как правило, верхняя часть разреза нижнего эоцена сложена темно-серыми и красными листоватыми глинами с отпечатками чешуй рыб и углефицированным растительным детритом, нижняя—переслаиванием мелкозернистых песков с алевритами и серыми глинами. Мощность нижнеэоценовых отложений местами достигает почти 60 *м*.

Граница палеоцена и нижнего эоцена проводится нами по кровле пачки кварц-глауконитовых песков, песчаников и темно-серых, почти черных, часто лигнитоподобных глин. Верхняя граница нижнего эоцена проводится по кровле красноцветных глин. В тех разрезах Бетпакдалы, где отсутствуют отложения палеоцена и пачка красноцветов, границы нижнего эоцена условны. Нижнеэоценовый возраст этих осадков определяется на основании находок фораминифер, диатомовых водорослей и палинологических данных, а также путем сопоставления с Кызылкумами и Южным Тургаем.

В низовьях рр. Чу и Сарысу (скв. 8, 9, 10) в песчанистых глинах Н. Е. Мельникова определила фораминиферу *Ammomarginulina macrospira* N. B y k., характерную для сузакских слоев Средней Азии. В этих же образцах встречены комплексы диатомовых водорослей: *Stephanopyxis lavrenkoi Joise, Coscinodiscus lineatus* E h r., *Trinacria pileolus* E h r., *Triceratium fenestratum* W i t t., T. *cranulatum* G r e v., известные, по заключению К. Г. Шибковой, из нижнеэоценовых отложений Поволжья и Восточного склона Урала.

В пределах Чу-Сарысуйской синеклизы в нижнем эоцене выделяются три литолого-фациальные зоны. Осадки первой зоны отлагались в мелководном морском бассейне, а второй и третьей зон в прибрежной его части (рис. 3). Зона мелководноморских фаций протягивается от южных предгорий Каратау до низовья Сарысу. Разрез нижнего эоцена представлен здесь темно-серыми и зелеными алевритовыми глинами, содержащими остатки углефицированного растительного детрита. Севернее распространены уже отложения прибрежно-морских фаций, выраженные двумя литологическими комплексами. Первый развит в низовьях Чу и Сарысу и протягивается до предгорий Малого Каратау. Это — светло-серые разнозернистые пески и песчаники с прослоями серых и пестроцветных глин и алевролитов. Второй комплекс прослеживается на юге Бетпакдалы и в центральной части Чу-Сарысуйской синеклизы. Здесь преобладают псаммитовые разности: пески, песчаники белые и желтовато-серые разнозернистые кварц-полевошпатовые; изредка встречаются прослои пестроцветных или серых глин и алевролитов.



Р и с. 3. **Литолого-фациальная схема нижнеэоценовых отложений Чу-Сарысуйской синеклизы.**

С № 1 по 12 и 16 см. объяснение условных обозначений для рис. № 2, фации: *13* — мелкого моря темносерые глины, алевролиты, *14* — прибрежной части мелководного моря а) пески, песчаники с прослоями серых и пестроцветных глин, алевролитов, б) пески, песчаники с редкими прослоями глин.

В нижнеэоценовое время территория Каратау служила областью накопления осадков, о чем говорит наличие участков нижне-средне-эоценовых пород в зоне палеозойских сооружений Каратау, а также фациальный облик и сходные мощности пород нижнего эоцена в районе северных и южных предгорий.

В тяжелой фракции нижнеэоценовых пород основными минералами являются: эпидот, черные рудные и группа устойчивых минералов. В отличие от нижележащих пород отсутствует барит, глауконит встречается в единичных зернах. Судя по минералогическому составу кластического материала, источниками сноса в нижнем эоцене служили те же поднятия, что и в палеоценовую эпоху, расположенные в восточной части Каратау и Бетпакдалинском массиве.

Трансгрессия палеогенового моря достигла максимального развития в среднем эоцене, когда морскими водами была покрыта вся территория Чу-Сарысуйской синеклизы, южные участки Бетпакдалы и предгорья Малого Каратау. В центральных частях впадины эти отложения вскрыты скважинами на глубинах от первых десятков метров на востоке до 550 *м* на северо-западе (рис. 4).

Верхняя часть среднеэоценового разреза сложена переслаиванием опок, опоковидных глин, мергелей и известковистых глин. Ниже залегают серые бескарбонатные глины с прослоями песков и песчаников. К востоку от линии Сузак — солончак Кокпансор разрез среднего эоцена становится существенно песчанистым. Мощность отложений изменяется от 10 до 150 *м*. Среднеэоценовые слои сравнительно хорошо охарактери-

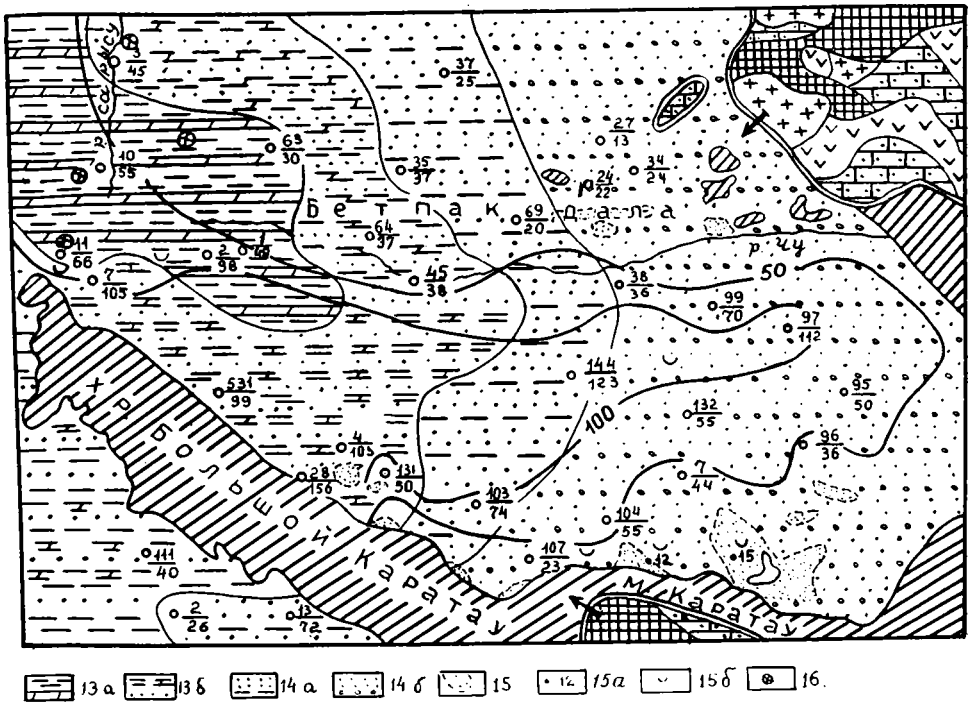


Рис. 4. **Литолого-фациальная схема среднеэоценовых отложений Чу-Сарысуйской синеклизы.**

С 1 по 12 и 16 см. объяснение условных обозначений для рис. № 2. Фации: *13* — мелкого моря а) опоковидные глины, мергели, с редкими прослоями песчаников, б) опоковидные зеленые и пестроцветные глины, мергели, песчаники, пески, *14* — прибрежных участов мелководного моря, а) песчаники, пески, алевролиты с прослоями глин, б) гравийные пески, песчаники, конгломераты с маломощными прослоями известняков, *15* — выходы среднеэоценовых пород, *15а* — мощность P_2 в обнажениях, *15б* — морские моллюски.

зованы органическими остатками. В предгорьях Малого Каратау (в 0,5 *км* к западу от оз. Кызылколь и в районе пос. Байкадам) найдены устрицы: *Ostrea cizancourti* Cox, O. *multicostata* Desh., O. *multicostata* Desh. var. *schirabadica* Vial., O. *angusta* Desh., O. *plicata* Sol., O. *baikadamensis ljadzina* sp. nov., известные (кроме последнего вида), по заключению К. А. Ляджиной, в алайских слоях Приташкентских Чулей и Центральных Кызылкумов. Здесь же Л. С. Гликман определил зубы акул *Odontaspis macrota* Ag., *Laekelotodus trigonalis* (Laek), *Otodus* aff. *obliqus* Ag., *Myliobatis* sp.

В западной части Чу-Сарысуйской синеклизы к югу от озер Ащиколь, в пачке опок и опоковидных глин в кернах из скв. 11 (240—250 *м*) и 8 (261—267 *м*) нами найдены моллюски *Pteria elytracea* Rom. *u Pteria* sp., характерные для зоны *Pteria* и *Anomia,* выделенной К. А. Ляджиной в верхней части среднеэоценовых отложений Восточных Кызылкумов и Чу-Сарысуйской синеклизы. Из этой же части разреза Н. Е. Мельникова определила в скв. 8 (285—299 *м*) *Uvigerinella insolida* var. *lata* N. Byk., *Bullimina vermiformis* N. Byk., *Baggina valvulineriaformis* (N. Byk.) и др., в скв. 11 (242—253 *м*) — *Baggini valvulineriaformis* (N. Byk.), *Globigerina* ex gr. *bulloides* Or., характерные для зоны *Bulimina vermiformis* N. Byk Восточных Кызылкумов (Мартынова, Секунова, 1966 г.).

Аналогичные комплексы фораминифер определены Н. Е. Мельнико-

вой и Г. И. Хасиной из этих же отложений по скважинам 3, 6, 7, 10, 65 и др.

Как в верхних, так и в нижних частях разреза среднего эоцена К. Г. Шибкова по скважинам 8 (253—320 *м*), 7 (270—370 *м*), 11 (240—323 *м*) и др. определила радиолярии: *Spongurus biconstrictus* Lipm., *Cromodrippa tebensis* Lipm., *Amphibrachium gracilis* Lipm., *Rrotocyrtis punoideaformis* Lipm., *Spongasteriscus gerskii* Lipm. и др. описанные Р. Х. Липман из нижней части тасаранской свиты Северного Приаралья и Тургайского прогиба. В этом же районе, а также в низовьях Сарысу из горизонта опоковидных глин и мергелей в скважинах 7 (290—302 *м*), 8 (266—290 *м*), 12 (335—380 *м*), 6 (190—200 *м*) А. П. Савинова выделила комплекс остракод: *Cytherella textata* Mand., *Clithrocytherida capitosa* Mand., *Trachyleberis hyalina* Scharap., T. *paritis* Mand., *Loxoconcha germena* Mand., *Paijenborchella trisulcata* Mand.

Подобный комплекс остракод описан И. А. Хохловой из тыкбутакского горизонта Тургайского прогиба и Северного Приаралья.

Среднеэоценовый возраст пород подверждается и спорово-пыльцевыми комплексами, выделенными Е. К. Тереховой как в западной части территории (скважина 11, 232—310 *м*; скв. 7, 270—375,5 *м*; скв. 8, 260—342 *м*; скв. 6, 175—223 *м*), так и восточной (скв. 27, 190—250 *м*; скв. 103, 220—230 *м*; скв. 133, 70—170 *м*). В этих комплексах доминирует пыльца покрытосеменных: *Tricolporopollenites euphorii* (R. Pot) Th. et Pfl., T. *edmundi* (R. Pot) Th. et., T. *cingulun* (R. Pot.) Th. et Pfl., *Pistacea, Rhus* spp., *Meliaceae, Sapotaceae, Nyss, Myrica vere Zauer.*

Продолжает встречаться пыльца *Triatriopollenites exelsus* (R. Pot) Pfl., T. *plicatus* (R. Pot) Pfl., единичны зерна *Trudopollis pompeckji* (R. Pot) Pfl.,., *Oculopollis* Pfl. Из голосеменных присутствуют *Taxodiaceae, Pinaceae.* Эти комплексы хорошо сопоставляются со среднеэоценовыми комплексами Южного Казахстана и низов тасаранской свиты Тургайского прогиба.

Для среднеэоценовых отложений устанавливается такая же фациальная зональность, как и для более древних: по мере продвижения на северо-восток мелководноморские фации сменяются прибрежными. Отложения мелководноморских фаций развиты преимущественно в западной части Чу-Сарысуйской синеклизы. Здесь выделяется две зоны :первая прослеживается в низовьях Чу и Сарысу, где разрез выражен опоковидными карбонатными и бескарбонатными глинами, мергелями с маломощными прослойками песчаников, содержащими многочисленные рыбные остатки. Вторая зона распространена шире, охватывает южные и северные предгорья Каратау, прослеживаясь в южной Бетпакдале и уходит в долину Сарысу. В разрезе среднего эоцена среди мергелей и бескарбонатных глин встречаются прослои песков и песчаников с многочисленными рыбными остатками.

Далее на восток мелководноморские среднеэоценовые осадки сменяются прибрежными, характеризуясь преобладанием песчаных разностей с редкими прослоями глин. По мере приближения к береговой линии песчаники сменяются гравелитами и конгломератами, среди которых встречаются прослойки (до 10 *см*) известняков-устричников.

Состав минералов тяжелой фракции качественно мало отличается от минералогического состава нижнего эоцена; некоторые изменения отмечаются лишь в количественном соотношении. Так, в составе минералов тяжелой фракции возрастает количество глауконита, эпидота, группы устойчивых минералов; в единичных образцах в предгорьях Каратау (скв. 13) появляется роговая обманка, а в легкой фракции содержится до 40% цеолитов (скв. 7, 11).

В верхнем эоцене границы морского бассейна несколько сократились

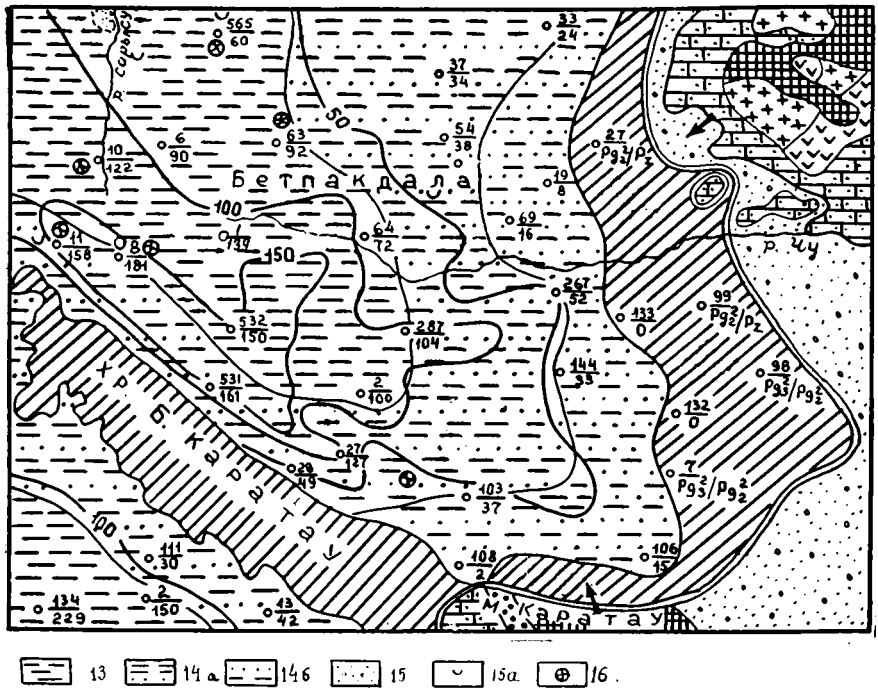


Рис. 5. **Литолого-фациальная схема верхнеэоценовых отложений Чу-Сарысуйской синеклизы.**

С 1 по 12 и 16 см. объяснение условных обозначений для рис. № 2. Фации: *13* — мелкого моря (зеленые глины), *14* — прибрежных участков мелкого моря: а) зеленые глины, участками огипсованные, ожелезненные с прослоями песчаников, б) глины зеленые, иногда пестроцветные, песчаники, пески, алевролиты, *15* — зона распространения среднеэоценовых отложений, *15а* — морские моллюски.

(рис. 5), море покинуло южные части Бетпакдалы. На большей части исследуемой территории верхнеэоценовые отложения представлены монотонной толщей зеленых и зеленовато-серых глин. В основном они монтмориллонитового состава ,оскольчатые, участками плотные, обогащенные алевролитовым и песчаным материалом, некарбонатные, загипсованные, содержат высыпки ярозита, фосфатизированные рыбные остатки и пиритизированный растительный детрит.

В пределах Чу-Сарысуйской синеклизы возраст этой толщи глин различными исследователями трактовался различно. Б. А. Петрушевский (1942) относил ее к верхнему эоцену-нижнему олигоцену, К. В. Никифорова (1960) и В. Н. Разумова с Г. А. Черняховским (1964) считали возраст зеленых глин нижнеолигоценовым.

Фаунистические и палинологические данные по большому количеству образцов, отобранных нами из ряда скважин и обнажений, позволили установить наличие в рассматриваемых отложениях различных групп органических остатков, свидетельствующих скорее об их верхнеэоценовом возрасте.

В основании разреза толщи зеленых глин к северу от горы Даут в скважине 6 на глубине 140—170 *м* М. Я. Мартынова выделила следующий комплекс фораминифер зоны *Uvigerina: Nonionella* ex gr. *ispharensis* (N. B y k.). *Lenticulina itjini* (N. B y k)., *Uvigerina pseudotexana (N. B y k), Baggna valvulineriaformis* (N. B y k.); она сопоставляет его (1966) с самыми низами верхнего эоцена Восточного Приаралья и Северного Кавказа.

Второй комплекс фораминифер, выделяемый М. Я. Мартыновой в зону *Gaudryina superturkestanica* N. B y k., имеет более широкое распространение и устанавливается в большинстве скважин: 6 (110—140 *м*), 8 (170—240 *м*), 12 (245—290 *м*), 63 (138—146 *м*) и др. Этот комплекс сопоставляется с низами кумского горизонта Северного Кавказа (Мартынова, Секунова, 1966). Верхи разреза толщи зеленых глин Чу-Сарысуйской синеклизы характеризуются комплексом фораминифер с *Anomalina vialovi* (N. B y k.), *Ammomarginulina* cf. *plana* (N. B y k.)., *Spiroplectammina* cf. *turgaica* (B a l a k h) (скважины 8 — 72—100 *м*, 12 — 182—237 *м*, 6 — 40—100 *м*, 63 — 120—122 *м* и др.), сопоставляемым этими авторами с верхней половиной кумского горизонта Крымско-Кавказской области.

На плато Бетпакдала, в 7 *км* севернее родника Ченгельды, в низах толщи зеленых глин были собраны: *Nucula kasakstanica* R u c h, N. *aralensis* L u k, *Nuculana* cf. *galeottiana* N y s t, *Natica caillati* D e s h., *Tellina* cf. *patellaris* D e s h., *Cordiopsis incrassata* S ow., *Lucina* cf. *saxorum* L a m., *Cultellus* ct. *grignonensis* D e s h., *Lucina* sp. По заключению К. А. Ляджиной, этот комплекс моллюсков отвечает нижней части саксаульской свиты Тургая и Северного Приаралья.

В кернах скважин пробуреных в наиболее погруженной части Чу-Сарысуйской синеклизы, а также на плато Бетпакдала, в самых верхах разреза описываемых отложений (скважины 8 — 114—115 *м*, 11 — 96—150 *м*, 63 — 116—120 *м*, 7 — 270—275 *м*, 5 — 68—85 *м* и др.) К. А. Ляджина определила: *Jsocardia eichwaldiana* R o m., *Nucula praelongata* W o o d., *Crassatella deshayesiana* N y s t., *Corbula conglobata* K o e n., *Turritella angulata* S o w., T. *ferganensis Vial.* e t S o l., характерные для зоны крупных туррител, по Н. К. Овечкину (1954).

В толще зеленых глин Е. К. Терехова выделила три спорово-пыльцевых комплекса, совпадающие по своему положению в разрезе с фаунистическими зонами фораминифер и моллюсков. Нижний комплекс, установленный в скважинах 11 (200—232 *м*), 12 (290—320 *м*), 6 (140—170 *м*), 28 (100—130 *м*), 26 (30—50 *м*) и др., характеризуется преобладанием покрытосеменных, среди которых доминирует пыльца *Tricoiporopolleuites cingulum* (R. P o t.) Th. et Pfl., T. *pseudocingulum* (R. P o t.) Th. et Pfl., T. *edmundi* (R. P o t.). Th. et Pfl., T. *villensis* (Th) Th. et Pfl., *Quercus graciliformis.*, Q. *gracilis Boits.*, *Tricolpopollenites henrici* (R. P o t) Th. et Pfl., T. *microhenrici* (R. P o t.) Th. et Pfl. Постоянно присутствуют (хотя и в незначительном количестве): *Triatriopollenites exalsus* (R. P o t.) Pfl., T. *plicatus* (R. P o t) Th. et Pfl., *Pollenites pompeckji* R. P o t., *Ulmoideipites* sp., *Myrica vera* Z a u e r, M. spp., *Pistacea, llex, Comptonia, Corylopsis, Rhus, Nyssa.* Голосеменные представлены пыльцой семейств *Pinaceae, Taxodiceae, Ephedra.*

Близкие комплексы описаны Е. П. Бойцовой (1964) из верхнего тасаранского подгоризонта Северного Устюрта; они известны также из низов верхнего эоцена Южного Казахстана.

В среднем спорово-пыльцевом комплексе (скв. 11 — 140—190 *м*, 12—245—290 *м*, 6 — 85—140 *м*, 28 — 80—130 *м*, и др.) преобладают покрытосеменные, среди которых наиболее распространена пыльца: *Tricolporollentes cingulum* (R. P o t.) Th. et Pfl., T. *villensis* (Th.) Th. et. Pfl., *Tricolpopollenites henrici* (R. P o t.) Th. et Pfl., T. *liblarensis* (Th.) et Pfl., *Quercus graciliformis* B o i t z., Q., *gracilis* B o i t z., Q. *dentata Thunb.*, *Tratriopolllenites bituites* (R. P o t.) The et Pfl. Всегда встречается пыльца *Rhus spp., llex sp., Myrica spp., Betulaceae, Elaeagnus, Ulmaceae.* Голосеменные представлены *Pinaceae, Taxodiaceae, Ephedra.* В верхнем комплексе, выделенном в скважинах 11 (72—140 *м*), 12 (182—237 *м*), 8 (72—100 *м*), и др., преобладает пыльца *Quercus graciliformis* B o i t z., *Q. gracilis B o i t z.*, Q. *dentata* Thunb., Q. *glauca* Thunb., Q. *conferta* B o i t z., *Tricolpopo-*

llenites herrici (R. P o t.) Th. et Pfl., T. *microhenrici* (R. P o t). Th. et Pfl., T. *liblarensis* (Th.) Th. Всегда встречается небольшое количество пыльцы из группы *Tricolporopollenites* Pfl., часть видов которой относится к *Cornus, Castanea, Schinus.* Присутствуют *Ulmaceae, Elaeagnaceae, Dipsacaceae, Ericaceae, Betulaceae, Liquidambar, Dipsacaceae, Myricacaeae.* Голосеменные представлены *Pinacaea, Taxodiaceae, Rodocarpus, Ephedra.* В комплексе содержится до 15% микропланктона *Hydropteris undutus Kond.* Средний и верхний спорово-пыльцевые комплексы сопоставляются с комплексами, выделенными Е. П. Бойцовой (1964) из терменбесских и кабыргинских слоев саксаульской свиты Северного Приаралья.

Таким образом палеонтологические данные свидетельствуют о верхнеэоценовом возрасте толщи зеленых глин Чу-Сарысуйской синеклизы, причем самые верхи (аналоги белоглинского горизонта Северо-Кавказской схемы) верхнего эоцена, вероятно, отсутствуют.

В верхнем эоцене литолого-фациальная зональность изменяется в такой последовательности; в западной части Чу-Сарысуйской синеклизы развиты мелководно-морские фации, к востоку сменяющиеся прибрежными (рис. 5). Зона мелководноморских фаций протягпивается от района пос. Сузак, с захватом Южной Бетпакдалы, долины Сарысу и Бахтыкарын. Литологический состав пород довольно однообразен — это зеленые и зеленовато-серые глины с обилием рыбных остатков и пиритизированного растительного детрита.

По мере продвижения к востоку мелководноморские глинистые фации постепенно обогащаются псаммитовыми разностями и сменяются прибрежными песчаными образованиями. Среди них встречаются прослои пестроцветных загипсованных глин.

Для состава минералов тяжелой фракции пород верхнего эоцена характерно большое содержание глауконита (до 40%); в небольшом количестве встречается роговая обманка, пироксен, барит, черные рудные и т. д. Содержание метаморфических минералов (андазулита, дистена, ставролита) по отношению к среднему эоцену уменьшается в два раза. По-видимому, это свидетельствует об изменении вещественного состава пород в области сноса, хотя источником его оставались те же районы Малого Каратау и Бетпакдалы, что и в более ранние эпохи палеогенового периода.

В конце эоцена палеогеновое море покинуло пределы Чу-Сарысуйской синеклизы и прилегающих районов Кызылкумов, что было связано с общим воздыманием рассматриваемой территории.

УДК551.78.22.23. : 551.79(574+4)

Н. Н. КОСТЕНКО

КОРРЕЛЯЦИЯ ПОЗДНЕКАЙНОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАЗАХСТАНА И ЕВРОПЫ

В связи с редактированием карты четвертичных отложений Казахстана и прилегающих территорий Союзных республик, составлявшейся в 1969—1972 гг. партией ПСЭ (А. А. Мастрюкова, Н. И. Бочарова, Л. М. Исхакова, Л. М. Тихомирова), автору пришлось провести много увязочных маршрутов и близко ознакомиться с фактическим материалом для огромной площади, прерышающей 3000000 *кв. км.* В комплексе методов, применявшихся в целях стратиграфической корреляции отложений, весьма разнородных по литолого-фациальному составу и генезису, главенствовал биостратиграфический метод, в котором ведущее значение принадлежит фауне ископаемых позвоночных, главным образом млекопитающих. Общее значение этой фауны для стратиграфического расчленения молодых отложений впервые наиболее четко было показано В. И. Громовым (1948). Для Казахстана оно установлено В. С. Бажановым и Н. Н. Костенко (1959, 1962), выделенные ими стратифицирующие комплексы ископаемых позвоночных в последние годы уточнены и дополнены автором. Этому способствовали материалы, опубликованные рядом исследователей: О. М. Адаменко, Л. И. Алексеевой, С. А. Архиповым, Б. Ж. Аубекеровым, Е. И. Беляевой, А. А. Бобоедовой, Э. А. Вангенгейм, Л. К. Габуния, Е. В. Девяткиным, В. Н. Жегалло, К. Ж. Жилкибаевым, В. С. Зажигиным, Р. А. Зиновой, Р. К. Камбариддиновым, Б. С. Кожамкуловой, В. А. Мартыновым, О. Д. Моськиной, П. Ф. Савиновым, И. С. Чумаковым, В. А. Яхимович. В частности аспиранты К. Ж. Жилкибаев и Р. К. Камбариддинов, работавшие под руководством В. Е. Гарутт, К. В. Никифоровой, Б. С. Кожамкуловой, пересмотрев Казахстанский материал по остаткам южного слона, выделили *Archidiskodon gromovi* — форму более архаичную, чем *Archidiskodon meridionalis.* Исследования Э. А. Вангенгейм, В. С. Зажигина, А. Д. Москиной, П. Ф. Савинова дали новый весьма ценный материал по ископаемым грызунам.

Пока не является общепризнанным ни объем антропогеновой (четвертичной) системы, ни ранг ее подразделений. Межведомственный стратиграфический комитет СССР в своем постановлении от 12 апреля 1963 г. отметил, что достигнуто единство подавляющего большинства специалистов по вопросу о числе и соподчиненности подразделений единой стратиграфической шкалы четвертичной системы, но в то же время сохраняются существенные разногласия в оценке их таксономического ранга, что обусловлено рядом особенностей четвертичной системы:

Схема стратиграфической корреляции

Н.Н.Костенко, 1972.

Официальная стратиграфическая шкала СССР				Стратиграфические подразделения позднекайнозойских отложений Казахской ССР и прилегающих территорий Союзных республик							Юг Европейской части СССР (по В.В.Меннер, К.В.Никифоровой, М.А.Певзнер и др.1972)				Схема стратиграфических подразделений Европы по фаунистическим комплексам позвоночных (Сокращенно по В.И.Громову, М.Н.Алексееву, Э.А.Вангенгейм и др.,1965)			
Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Основные стратиграфические подразделения	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Горизонт	Основные стратиграфические подразделения	Стратифицирующие фаунистические комплексы позвоночных	График абсолютного времени (ориентировочно) в площадном масштабе	Индексы стратиграфических подразделений, имеющихся на карте четвертичных отложений Казахстана	Абс. возраст млн лет по К-Ar	Палеомагнитная шкала: Эпохи	Палеомагнитная шкала: Эпизоды	Ярус, горизонт фаунистических комплексов	Восточная Европа	Горизонт	Аквитанская стратиграфическая схема	Западная и Центральная Европа	Человек и его материальная культура
Четвертичная				Современные отложения						Современные отложения	Современный фаунистический комплекс позвоночных. В ископаемом состоянии известны, ныне не живущие: лошадь Пржевальского, кулан, речной бобр, желтая пеструшка		IV					Современный комплекс, в начальные фазы присутствует Bos primigenius			Современный комплекс	Современные культуры, бронзовый век, неолит, мезолит
				Верхнечетвертичные отложения						Верхнечетвертичные отложения	Мамонтовый (верхнепалеолитический) комплекс Mammuthus primigenius (поздняя форма), Equus caballus fos.Equus hemionus,Coelodonta antiquitatis,Bison priscus deminutus,Bos primigenius, Saiga imberbis,Ovis ammon,Ovis orientalis,Rangifer tarandus,Cervus cf.elaphus,Camelus knoblochi, Marmota bobac,Castor fiber,Citellus palaeocaspicus,C.intermedius,C.maximus,C.major,C.birulae, Allactaga major,Scirtopoda telum,Myospalax myospalax,Rhombomys opimus,Lagurus lagurus,L.luteus,Arvicola terrestris,Lepus (Eulagus)europaeus, Lepus sp.,Ochotona pusilla,Canis lupus,Vulpes vulpes,Panthera spelaea,Ursus arctos,Crocuta sp.	10000 лет	III - IV					Верхнепалеолитический (мамонтовый) комплекс (поздняя стадия) Mammuthus primigenius (позднего типа), Coelodonta antiquitatis,Equus caballus latipes, Equus caballus subsp,Bison priscus deminutus, Bos primigenius (редок),Saiga tatarica,Ovibos moschatus,Rangifer tarandus,Ursus arctos subsp. (крупная форма), Ursus spelaeus,Alopex lagopus (на севере), Lemmus obensis,Alactaga (на юге),Lagurus luteus. Возможно, в теплые фазы фауна: Asinus hydruntinus,Bos primigenius.	Осташковский	W_3	Мамонтовая фауна Mammuthus primigenius,Coelodonta antiquitatis,Equus caballus,Bison priscus,Bos primigenius,Saiga tatarica,Capra ibex,Rupicapra rupicapra,Cervus elaphus,Megaloceros, Capreolus capreolus,Rangifer tarandus,Dama dama,Ursus spelaeus,Hyaeninae;на севере - Alopex lagopus,Dicrostonyx,Lemmus;на юге- Asinus hydruntinus,Sus scrofa.	Современный комплекс
																			Молого-Шекснинский	W_2		
																			Калининский	W_1		
				Среднечетвертичные отложения						Среднечетвертичные отложения	Приуртышский (хазарский) комплекс Mammuthus trogontherii,M. trogontherii chosaricus,M. primigenius (ранняя форма) Palaeoloxodon antiquus,Equus caballus fos.,E. caballus cf.taubachensis,Rhinoceros sp.,Bison priscus longicornis,Bos sp.,Megaloceros giganteus ruffi,Megaloceros sp.,Alces latifrons,Camelus knoblochi,Lagurus luteus,L. lagurus.Ellobius taipinus,Ochotona sp.	250000 лет	II								Палеоксодоновая фауна Palaeoloxodon antiquus,Dicerorhinus kirchbergensis,D. hemitoechus,Equus caballus germanicus,Bos primigenius, Bison priscus,Megaloceros,Cervus elaphus,Dama dama,Alces alces,Capreolus capreolus,Castor fiber.	Микулинский	RW		Верхний палеолит Ориньяк, солютрей, мадлен Homo sapiens
																			Московский	R_2	?	
																			Одинцовский	$R_1/2$	?	
																			Днепровский	R_1	Главный мамонтовый горизонт" Штейнгейма, ленточные глины Зюссенборна. Mammuthus primigenius fraasii,M.trogontherii (поздняя форма) Coelodonta antiquitatis,Equus caballus steinheimensis, Equus caballus cf.germaniqus.	Средний палеолит Mousterien Homo neanderthalensis
																			Лихвинский	MR	Синегильская фауна *) Palaeoloxodon antiquus,Dicerorhinus kirchbergensis,? Elasmotherium,? Bos volgensis,Arvicola terrestris,Microtus ? arvalis,Apodemus silvaticus.	Антиквусовые слои Штейнгейма Palaeoloxodon antiquus,Dicerorhinus kirchbergensis, D.hemitoechus,Equus steincheimensis,Buffelus murrensis,Megaloceros giganteus,Ursus spelaeus (мелкая форма).	
				Нижнечетвертичные отложения						Нижнечетвертичные отложения	Кошкурганский комплекс Palaeoloxodon antiquus,Archidiscodon wüsti, Equus sussenbornensis,E. caballus cf.mosbachensis,E.(Asinus) hidruntinus,Dicerorhinus cf.etruscus, Dicerorhinus mercki,Rhinoceros sp.,Elasmotherium sibiricum,Alces latifrons,Cervus elaphus,Bison priscus subsp.,Praeovibos sp.,Gazella sp.,Paracamelus gigas,Mimomys intermedius,M.milleri,M.centralasiae,M.pusillus,M.majori,M.sp., Pliomys sp.,Lagurus lagurus,Allophaiomys sp., Microtinae gen. indet,Canidae,Mustelidae	700000 лет	I					Тираспольский комплекс Archidiskodon wüsti,Dicerorhinus (переходная форма от etruscus к kirchbergensis),Equus cf. sussenbornensis или cf.mosbachensis,Bison schoetensacki,Alces latifrons,Orthogonoceros verticornis,Dolichodoryceros sp.,Trogontherium cuvieri,Mimomys intermedius,Allophaiomys cf.pliocaenicus,Pitymys arvaloides,Lagurodon.	Стадии миндельского оледенения Альп	M_2	Главный слой Мосбаха, нижний слой Штейнгейма Palaeoloxodon antiquus,Archidiskodon wüsti,Equus caballus mosbachensis,Dicerorhinus kirchbergensis, Bison schoetensacki,Praeovibos,Hippopotamus.	Нижний палеолит Шелль, ашель Sinanthropus
																				$M_1/2$	Мауэр Palaeoloxodon antiquus,Archidiskodon wüsti,Dicerorhinus etruscus,D.kirchbergensis,Hippopotamus, Equus caballus mosbachensis,Castor sp.	
																				M_1	Главный слой Зюссенборна, Франкенхаузен Archidiskodon wüsti,Dicerorhinus etruscus,Equus sussenbornensis,Orthogonoceros verticornis,Alces latifrons,Rangifer arcticus,Bison priscus sussenbornensis,Ovibos moschatus sussenbornensis.	
																				GM	Нижние слои Фойгштедта, Зюссенборна, Мосбаха Archidiskodon meridionalis,Palaeoloxodon antiquus,Dicerorhinus etruscus,Hippopotamus,Trogontherium cuvieri.	
											Хорезмская фауна Archidiscodon meridionalis,Allohippus ex gr. robustus,Elasmotherium sp.,Paracamelus cf. gigas,Mimomys (Villanyia) cf.exilis,M.ex gr.intermedius-majori,M.ex gr.newtoni-pusillus,Citellus ex gr.erythrogenys,Pliomys kretzoi,Cricetus cricetus praeglacialis,Alactagulus sp.,Allophaiomys pliocaenicus,Pitymys ex gr.hintonigregaloides, Prosiphneus sp.,Lagurodon pannonicus, Struthio sp.	1000000 лет	N_2ap (морские) и N_2hr (континентальные)												
											Илийский комплекс Anancus arvernensis,Anancus sinensis,Archidiscodon gromovi,Equus stenonis,Equus robustus, Equus sanmeniensis,Dicerorhinus sp.,Gazella subgutturosa,G.deperdita,G.cf.sinensis,Procapra gutturosa,Antilospira cf. gracilis,Ovis sp., Paracamelus praebactrianus,P.gigas,Trogontherium cuvieri,T.minus,Castor fiber,Mimomys pliocaenicus,M.praechungaricus,M.lagurobontoides, M.stehlini,M.cf.pusillus,M.gracilis,Pliomis kowalskii,Microtus sp.,Cricetulus sp.,Meriones cf. stehlini,Ochotona ex gr. antiqua,Proochotona ex gr. eximia,P.ex gr. gigas,Lepus sp.,Alilepus sp.Hypolagus sp., Struthio sp.	2000000 лет	N_2ak (морские) и N_2il (континентальные)												
												3700000										

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Основные стратиграфические подразделения	Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Горизонт	Основные стратиграфические подразделения	Стратифицирующие фаунистические комплексы позвоночных	График абсолютного времени (ориентировочно) в площадном масштабе	Индексы стратиграфических подразделений, имеющихся на карте четвертичных отложений Казахстана	Абс. возраст млн лет по К-Ar	Палеомагнитная шкала: Эпохи	Палеомагнитная шкала: Эпизоды	Ярус, горизонт фаунистических комплексов	Восточная Европа	Горизонт	Аквитанская стратиграфическая схема	Западная и Центральная Европа	Человек и его материальная культура
Неогеновая	Плиоценовый	Акчагыльский			Неогеновая	Плиоценовый	Верхний	Акчагыльский														
																		Таманский комплекс Archidiskodon meridionalis (поздний), Equus cf. sussenbornensis,Paracamelus,Pliomys episcopalis,P.kretzoi,Mimomys rediі,Lagurodon arankae,Trogontherium cuvieri. В нижней фазе возможно присутствие Anancus arvernensis.	Калабрийские морские отложения с аналогичной моллюсковой фауной	G	Конечная фаза верхнего виллафранка. Местонахождения: Верхнее Вальдарно и др. Archidiskodon meridionalis (поздний), Equus stenonis,Dicerorhinus etruscus,Libralces gallicus,Leptobos,Macaca,Ursus etruscus,Hyaena brevirostris,Homotherium,Mimomys intermedius	Олдовайская культура Homo habilis
																		Хапровский комплекс Anancus arvernensis,Archidiskodon meridionalis (архаичный),Dicerorhinus etruscus,Elasmotherium caucasikum,Equus stenonis,Hipparion sp., Leptobos sp.,Paracamelus alutensis,Orthogonoceros sp.,Nyctereutes megamastoides,Machairodontinae,Dolomys milleri,D.hungaricus,Mimomys praehungaricus,M.cf.sthelini.		DQ	Начальная фаза верхнего виллафранка.Местонахождения: Сен-Вальбе и др. Anancus arvernensis,Archidiskodon meridionalis (архаичный),Equus stenonis,Dicerorhinus etruscus, Cervus ramosus,Leptobos stenometopon,Nyctereutes megamastoides,Ursus etruscus,Hyaena perrieri,Homotherium,Mimomys pliocaenicus.	
																				D		
																		„Молдавский руссильон" (Молдавский комплекс) Anancus arvernensis,Archidiskodon meridionalis (архаичный),Equus ex gr.stenonis,Dicerhinus sp.,Paracamelus cf. kujalnikensis,Alilepus, Dolomys milleri,Pliomys kowalskii,Mimomys (Cseria),M.(Villania),M.sthelini.	Аллювиальные пески с литоральной фауной моллюсков	aD	Нижний виллафранк. Местонахождение верхнего Перрье Anancus arvernensis,Hipparion crusafonti,Equus bressanus,Dicerorhinus etruscus,Cervus ramosus, Leptobos stenometopon,L.etruscus,Homotherium sainzelli,Mimomys pusillus,Nyctereutes megamastoides, Ursus etruscus.	
																		? Кучурганская фауна Zygolophodon borsoni,Macaca,Pliolagus, Ochotonidae,Cricetinae,Murinae.			Местонахождение нижнего Перрье Anancus arvernensis,Zygolophodon borsoni,Tapirus arvernensis,Dicerorhinus megarhinus,Leptobos elatus,Dolichopithecus,Nyctereutes megamastoides,Ursus minimus,Heaena perrieri,Homotherium,Mimomys pliocaenicus,M.pusillus.	Австралопитеки

*) Возможно, миндельская? (Н К)

а) относительной краткостью и незавершенностью четвертичного периода, продолжающегося и поныне;

б) трудностью последовательного и всестороннего биостратиграфического обоснования стратиграфического расчленения системы и в особенности точного биостратиграфического определения рубежей между ее подразделениями;

в) необходимостью сохранения преемственности с ныне применяемой шкалой подразделения системы, основанной на климато-стратиграфических принципах;

г) трудностью подбора стратотипов этих подразделений при современном состоянии изученности четвертичных отложений, а тем самым и точного установления их границ и объема в межконтинентальном масштабе.

В постановлении МСК сказано, что принятая в настоящее время схема деления четвертичной системы на четыре крупных подразделения вполне оправдана геологической практикой, но упомянутые выше обстоятельства не позволяют присвоить им определенного таксономического ранга (отдел, ярус и т. п.), поэтому они должны индексироваться с применением римских, а не арабских цифровых значков (в целях отличия от отделов других геологических систем). Таким образом, схема единой стратиграфической шкалы четвертичной системы в СССР принята в следующей форме:

Современные отложения (голоцен)	Q—IV
Верхнечетвертичные отложения (верхний плейстоцен)	Q—III
Среднечетвертичные отложения (средний плейстоцен)	Q—II
Нижнечетвертичные отложения (нижний плейстоцен)	Q—I

Примечание: в скобках приведены синонимы основных подразделений.

К числу нижнечетвертичных отнесены бакинские морские отложения Прикаспия и их континентальные аналоги.

Особые трудности представляет стратиграфическое расчленение четвертичных отложений в экстрагляциальных областях, где применение климато-стратиграфического метода лимитирует отсутствие морен покровного оледенения и межморенных отложений. Здесь особо важное значение приобретает биостратиграфический метод, применяемый конечно в комплексе с другими (Костенко, 1940).

Приведенное выше постановление МСК о положении нижней границы четвертичной системы и четырехчленном подразделении системы имеет весьма положительное практическое значение. Оно регламентирует, вносит однообразие в картосоставительские работы, но не снимает с повестки дня научную дискуссию по данному вопросу.

В мае—июне 1972 г. в Советском Союзе состоялся Международный коллоквиум по проблеме: «Граница между неогеном и четвертичной системой». В работе коллоквиума, проходившей в Молдавии, Грузии и Азербайджане, приняли участие ученые многих стран: Болгарии, Великобретании, Венгрии, ГДР, Голландии, Индии, Ирландии, Испании, Италии, Канады, Новой Зеландии, Польши, Сирии, СССР, США, Франции, ФРГ, Чехословакии, Югославии, Японии всего более 130 человек. Основными руководителями являлись: Президент подкомиссии по границе между неогеном и четвертичным периодом, проф. К. В. Никифорова (СССР); Президент ИНКВА, проф. Ф. Митчел (Ирландия); Президент стратиграфической комиссии МСГК, акад. В. В. Меннер (СССР).

Основное внимание было уделено осмотру и обсуждению на месте

стратотипических разрезов между отложениями понтического яруса и нижнечетвертичными по официальной шкале СССР, сопоставимости их с Западно-Европейскими. Трудность решения проблемы заключается в том, что многие ученые полагают, что специфические особенности четвертичной системы, отмеченные в постановлении МСК, заставляют подходить с иными критериями для установления нижней границы этой системы, чем для границ более древних систем. Высказываются мнения, что началом четвертичного периода надо считать время первого появления человека. Некоторые исследователи считают, что начало периода совпадает с первым похолоданием, приведшим к оледенению. К этому мнению присоединяются многие палеоботаники. Стратиграфы, опирающиеся на данные по ископаемым позвоночным, рекомендуют положить в основу для определения начала четвертичного периода появление млекопитающих группы *Equus, Elephas, Leptobos*. Нередко палеонтологи считают, что неогеновый период от четвертичного отличается соотношением умерших и ныне живущих видов моллюсков, другие же полагают, что основное значение для определения нижней границы антропогена имеет микрофауна: планктонные фораминиферы, наннопланктон, радиолярии. Все это привело к различному пониманию объема чегвертичной системы.

В докладе проф. К. В. Никифоровой было показано, что в настоящее время по различным представлениям граница между неогеном и антропогеном (четвертичной системой) проводится на одном из трех стратиграфических уровнях.

Наиболее низкое положение границы, принимаемое некоторыми учеными, датируется в абсолютном исчислении в 3,3—3,5 млн. лет. Эта граница падает на вторую половину эпохи обратной полярности Гильберт или начало эпохи нормальной полярности Гаусса. В Советском Союзе она совпадает с подошвой акчагыла Прикаспия, а в континентальных фациях — с основанием отложений, охарактеризованных молдавским фаунистическим комплексом или «молдавским руссильоном». На западе нижняя граница проходит под астием и пьяченцой итальянских разрезов, которым соответствуют зоны № 20 *Globorotalia multicamerata* и № 21 *Globorotalia tosaensis* шкалы Блоу, а в континентальной фации — руссильонская и ранневиллафранкская фауна млекопитающих.

Среднее положение из принимаемых границ в абсолютном исчислении датируется в 1,6—1,8 млн. лет. В СССР оно совпадает с подошвой апшеронских отложений Прикаспия, а континентальная фация отвечающих апшерону отложений содержит остатки позвоночных таманского комплекса. Однако, К. В. Никифорова подчернула, что наиболее древнюю часть таманского комплекса в настоящее время рекомендуется выделить в самостоятельный псекупский комплекс, фауна которого близко соответствует поздневиллафранкской фауне верхнего Валь д' Арно. По стратотипическому разрезу Италии рассматриваемая граница проходит по подошве калабрийских отложений.

Верхнее положение стратиграфической границы примерно совпадает с палеомагнитной границей Матуяма-Брюнес и датируется в 0,69-0,70 млн. лет. В СССР она расположена в подошве морских бакинских отложений Прикаспия и их континентальных аналогов, содержащих тираспольский фаунистический комплекс. Отвечает наибольшему плейстоценовому похолоданию как в северном, так и южном полушарии, лежит внутри зоны *Globorotalia truncatulinoides*.

Международным коллоквиумом не было принято определенное решение о местоположении границы между неогеном и антропогеном, однако было констатировано, что применяемые палеонтологические критерии в комплексе с радиологическими и палеомагнитными датировками

позволяют коррелировать отложения различного генезиса весьма удаленных друг от друга регионов. Они дали возможность установить синхронность трех упомянутых выше основных стратиграфических границ в планетарном масштабе. Все это убеждает в правомерности стратиграфической корреляции позднекайнозойских отложений Казахстана с Европейскими, представленной в таблице. При составлении корреляционной схемы автором за основу взяты стратиграфические фаунистические комплексы: для Казахстана по В. С. Бажанову и Н. Н. Костенко (1962) с дополнениями Н. Н. Костенко, для Восточной и Западной Европы — по В. И. Громову, М. Н. Алексееву, Э. А. Вангенгейм, Н. В. Кинд, К. В. Никифоровой, Э. И. Равскому (1965), с некоторыми сокращениями.

Корреляция позднекайнозойских отложений по фауне позвоночных позволила привести в таблице и данные по палеомагнетизму, а также — абсолютному возрасту, опубликованные В. В. Меннер, К. В. Никифоровой, К. В. Певзнер, М. Н. Алексеевым, Ю. Б. Гладенковым, Г. Э. Гурарий, В. М. Трубихиным (1972). Все эти данные привязаны к официальной стратиграфической шкале СССР (см. табл.).

Весьма существенный интерес представляют стратотипические разрезы позднекайнозойских отложений юга СССР, удачно выбранные и хорошо подготовленные для осмотра организаторами Международного коллоквиума. Особенно ценно обилие и разнообразие заключенной в них фауны: пресноводных и морских моллюсков, остракод, фораминифер, териофауны. Это делает их корреляционным репером, заслуживающим самого пристального внимания. Не останавливаясь на различных деталях, подробно описанных в «Путеводителе экскурсий», составленном под редакцией А. А. Али-Заде, К. А. Ализаде, Л. К. Габуния, К. Н. Негадаева-Никонова, К. В. Никифоровой, будет полезным привести краткую характеристику разрезов с указанием главнейшей фауны. Станет видно, что отложения, содержащие ископаемую фауну млекопитающих, аналогичную встречающейся в отложениях Казахстана, в ряде случаев перемежаются с отложениями типично морскими. Подтверждается правомерность корреляции континентальных отложений, содержащих илийскую фауну с акчагылом и хоргосских — с апшероном. О соответствии кошкурганского фаунистического комплекса Казахстана тираспольскому комплексу Восточной Европы и о более молодых ископаемых комплексах Казахстана было опубликовано ранее (Бажанов, Костенко, 1959, 1962).

На юге Молдавии осмотрены разрезы у сел Валены, Этулия, Чишмикой, Нагорное. Развитые здесь террасы описаны Н. А. Константиновой в 1965 г. Ею в долине р. Прут установлено 9 разновозрастных надпойменных террас, вложенных в толщу нижнепроатских (нижнелевантинских) отложений, слагающих озерно-аллювиальную равнину палео-Прута. В долине Дуная имеется 8 надпойменных террас, цоколи которых сложены верхнепроатскими (верхнелевантинскими) отложениями.

Разрез, вскрытый оврагами южнее с. Валены, на левом берегу р. Прут. Видимым основанием служат нижнепроатские отложения с фауной «молдавского руссильона». Преобладают разнозернистые пески с подчиненными пластами глин, содержащих мергелистые конкреции. Наблюдаются два горизонта размыва, фиксируемые глинистыми окатышами и прослоями галечника. Общая вскрытая мощность 37 *м*.

В слое песка примерно в 7 *м* от видимого основания разреза расположен горизонт толстостенных крупных унионид: *Margaritifera flabellatiformis* (Cr.-Ber), *Potomida sibinensis* (Pen) и др., всего 5 видов. Еще в 6 *м* выше по разрезу встречены остатки млекопитающих руссильонско-

го типа: *Capreolus australis de Ser, Riniceros* sp. *(Leptorhinus?)* и щитки черепах *Testudo* sp.

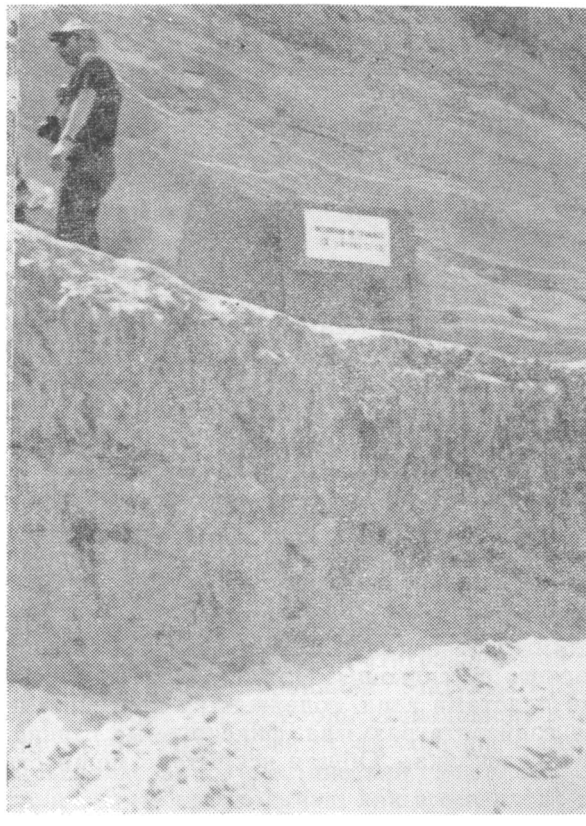
На нижнепоратские отложения с резким размывом налегает аллювиальная песчано-галечная толща мощн. 5,0 *м* седьмой террасы р. Прут, а выше — лиманные отложения, представленные переслаивающимися алевритами, тонкозернистыми песками и глинами общей мощностью 10 *м*. Эти отложения по фауне коррелируются с апшероном. В нижней песчано-галечной толще заключены пресноводные моллюски: *Viviparus romaloi* Cob., *Valvata naticina* Menke., *Planorbis planorbis* L., *Pisidium amnicum* Mull., *Coretus corneus* L., *Bithynia vucotinovici* B r u s., а также солоноватоводные — *Dreissensia polymorpha* Pallas и др.

Часто находятся обломки костей млекопитающих: *Archidiskodon* cf. *meridionalis* Nesti., *Bovinae gen.?, Mastodontoidea gen?* и др. Обломки скорлупы яиц страусов, косточки птиц и обломки щитков черепах.

Р а з р е з у с. Э т у л и я расположенного на восточном берегу озера Кагул, которым заканчивается р. Кагул.

В основании разреза залегают отложения понтического возраста, представленные зеленовато-серыми глинистыми алевритами с пластом черной глины. Видимая мощность 5 *м*.

На размытую поверхность понта налегают аллювиальные отложения «молдавского руссильона», коррелируемые с нижнепоратскими или нижнелевантинскими, т. е. низами акчагыла. Они слагают озерно-аллювиальную равнину палео-Прута, в которую врезаны девять надпойменных террас р. Прут. Представлены шестью срезающими друг друга аллювиальными пачками песков с прослоями гравия и глин общей мощностью около 20 *м*. В песках встречены раковины унионид. Фауна переходная от понтической к левантинской, а также остатки млекопитающих: *Anancus?* sp., *Dicerorhinus* sp., *Cervus (R u s a) — moldavicus I a* n o v., *Paracamelus alexejevi* H a v., *Equus* sp., *Gulo* sp., *Vulpes odessanus* Odinzov, скорлупа яиц страуса и обломки щитков черепах родов *Testudo, Cemmys, Emys.*



Р и с. 1. **На ископаемой почве, венчающий аллювиальную толщу «молдавского руссильона с размывом» залегает аллювий IX террасы р. Прут, содержащий фауну хапровского комплекса.**

Аллювиальную толщу «молдавского руссильона» венчает краснобурая ископаемая пачка (иллювиальный горизонт) с большим количеством крупных известковых конкреций (рис. 1).

Выше с глубоким размывом залегают аллювиальные отложения са-

мой высокой — девятой террасы р. Прута, содержащие хапровский фаунистический комплекс: *Anancus arvernensis* Cr. et I o b., *Archidiskodon* cf. *miridionalis* Nesti, *Dolomys milleri* K o r m o s, *Pliomys kowalskii* S c h e v., *Mimomys reidi* H i n t o n, *Mimomys praechungaricus* S c h e v. Представлены они песками мощностью до 10 *м*, перекрытыми покровными делювиальными красновато-бурыми суглинками и красно-бурыми глинами, представляющими собой ископаемые почвы (горизонты глинисто-карбонатного иллювия). Сложно построенная серия ископаемых почв, почвенных эфемеров и делювиальных отложений распространяется вверх по разрезу до современной почвы.

Красно-бурая ископаемая почва венчает аллювий IX террасы, а выше расположенные ископаемые почвы соответствуют времени формирования более молодых террас р. Прут. По исследованиям К. В. Никифоровой, Н. В. Ренгартен, Н. А. Константиновой (1965 г.) нижняя ископаемая почва, лежащая на аллювий какой-либо террасы соответствует по времени нижней части аллювия следующей более молодой террасы. Установлено, что более древние — верхнеплиоценовые ископаемые почвы имеют красно-бурую окраску, а нижне- и среднеплейстоценовые — коричнево-бурую.

Р а з р е з у с. Ч и ш м и к о й, расположенный на междуречье Кагул-Прут. Здесь видимым основанием разреза является «молдавский руссильон», представленный мелкозернистыми песками мощностью до 5 *м*. Выше с размывом залегают аллювиальные отложения VIII террасы р. Прут, содержащие таманский фаунистический комплекс, что позволяет коррелировать эти отложения с апшероном. Мощность песков, лежащих в основании аллювия, 12,5 *м*; венчают разрез алевриты, глины, суглинки с ископаемой почвой, общей мощностью около 15 *м*.

Из представителей таманского комплекса наиболее характерными являются собранные здесь *Archidiskodon meridionalis tamanensis* D u b r o v o, *Equus* cf. *stenonis Cocchi, Equus* aff. *sussenbornensis* W u s t, отмечается преобладание полевок из подрода *Lagurodon* и рода *Allophaiomys,* а также присутствие моллюсков, характерных для пресноводных фаций апшерона Прикаспия.

Р а з р е з у с. Н а г о р н о г о, расположенного близ оз. Кагул. Здесь карьером вскрыты нижние горизонты аллювия V террасы. р. Дунай, представленные песками с прослоями гравия, на них с резкой границей налегают лиманные отложения — глины, переслаивающиеся с песками и супесями; увенчивает толщу лессовидный суглинок в 1 *м* затронутый почвенными процессами. Общая мощность отложений V террасы около 30*м*. В них собрана фауна позвоночных тираспольского комплекса и обильная фауна пресноводных моллюсков, характеризующих этот же возраст (нижнечетвертичный по МСК), аналогичных присутствующим в V — Колкотовской террасе р. Днестра. Кроме того, находки в лиманных отложениях данного разреза солоноватоводных моллюсков *Didacna* cf. *baeri-crassa* P a v l., *Didacna ex gr. tschaudae* Andr., *Didacna* cf. *pseudocrassa* P a v l. совместно с раковинами пресноводных моллюсков, дают основание для корреляции описываемых отложений с бакинко-чаудинскими морскими осадками.

На Кавказе осмотрено три стратотипических региона: в Восточной Грузии один — Квабеби и в Западном Азербайджане два: Кушкуна и Дуздаг. Все они расположены в Куринской депрессии, вытянутой в северо-западном направлении между Большим и Малым Кавказами.

Осадки акчагыльской трансгрессии, распространившейся по Куринской депрессии почти до района современного Тбилиси, куда она заходила в виде узкого залива, с резким угловым несогласием налегают на различные толщи от юрской до среднеплиоценовой включительно. В кон-

це акчагыльского — начале апшеронского века море регрессировало, а затем вновь стало наступать, но уже не заходило вглубь Куринской депрессии западнее Эльдарской степи. После регрессии в конце апшерона имела место трансгрессия в бакинский век, ее осадки несогласно налегают на апшеронские и более древние.

Разрез у горы Квабеби. Здесь видно трансгрессивное налегание с угловым несогласием базальных конгломератов акчагыла на песчано-глинистые континентальные отложения ширакской свиты (мэотис-понт). Базальные конгломераты имеют ясно выраженную слоистость, цемент рыхлый; в основании до 10% валунов, выше — линзы глин и песчаников, мощность 15,3 *м*. Выше залегает пачка желтовато-бурых и голубато-серых глин с прослоями рыхлых песчаников и алевролитов, мощность 161,9 *м*. В глинах на различных уровнях найдены морски моллюски: *Avimactra subcaspia* Andrus., *A. karabugasica* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *Potamides sumbarensis* Koles., *Clessiniola utvensis* Anrus. и др.; фораминиферы — *Ammonia beccarii* (Liinne); остракоды *Cyprideis littoralis* (Brady), *Пуосургis gibba* Ramd., *Loxoconcha eichwaldi Livent., Loxoconcha laevatula Livent., Loxoconcha petasa Livent.*

В горизонте желтовато-серых глинистых алевролитов, залегающих в 28,5 *м* ниже кровли описываемой пачки, встречена обильная фауна позвоночных, определенная А. К. Векуа и Л. К. Габуния. В ее составе *Anancus arvernensis* (Cr. et Iob.), *Kvabebihyrax kacheticus* Gab. et Vek., *Hipparion crusafonti* Vill., *Dicerorhinus megarhinus* (Christol), *Machairodus davitasvilii* Vek., *Ursus arvernensis* Cr. et Iob., *Gazella postmitilinii* Vek., *Procapreolus* sp., *Loribos aceros* Vek., *Struthio transcaucasicus* Burtsch., et Vek. и много других (Место рескопок фауны — рис. 2).

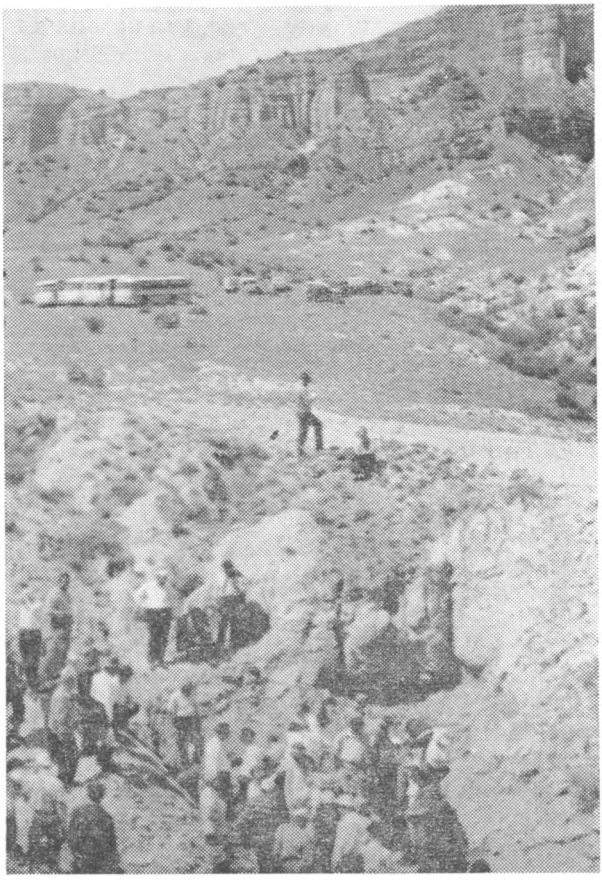
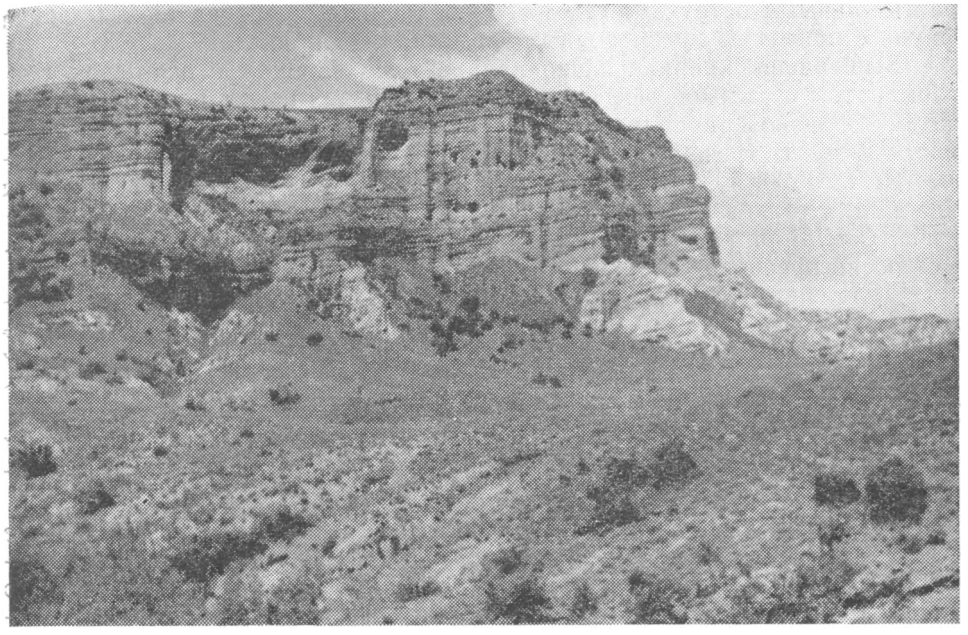


Рис. 2. **Место раскопок фауны позвоночных в акчагыльских отложениях горы Квабеби.**

Выше слоя глинистых алевролитов с остатками наземных позвоночных вновь в глинах имеется обильная морская фауна-аналогичная приведенной выше. Затем глины и песчаники чередуются с прослоями гравелитов; мощность 75,9 *м*. Разрез увенчан толщей разнозернистых полимиктовых песчаников и галечников, местами содержащих валуны; мощность 80,0 *м*. Эта толща слагает и гору Квабеби, в которой пещерный монастырь VIII—IX веков (рис. 3).



Р и с. 3. **Песчаники и галечники венчают акчагыльские отложения горы Квабеби, в них пещерный монастырь VIII—IX веков.**

Упомянутые выше остатки позвоночных приурочены к средней части акчагыльского яруса. В их составе как по численности, так и по многообразию форм, доминируют парнокопытные, особенно представители бовин («Путеводитель экскурсий», стр. 84, 85). За ними следуют хищники, хоботные и непарнокопытные. Грызуны представлены лишь дикобразом. Здесь встречены части скелета в естественном сочленении и даже полные скелеты животных, что свидетельствует о первичном залегании; видимо, они были снесены в море быстрыми потоками с близкого расстояния. В состав квабебского комплекса входят такие типичные представители руссильонской фауны, как крупный саблезубый тигр, бунодонтный мастодонт, овернский медведь, носорог мегаринус и др. Содержатся также элементы ранневиллафранкской фауны, с которой сближает наличие некоторых хищных (енотовидная собака, волк, рысь), парнокопытных (бык, близкий к лептобосу, сложнорогий олень и др.), а также *Hipparion crusafonti.*

Сопоставимость фауны Квабеби с руссильонской и отчасти с ранневиллафранкской, дает основание для параллелизации акчагыла с западно-европейскими астием, русцинием и нижним виллафранком.

В фауне Квабеби одинаково широко представлены как обитатели влажных биотопов, так и относительно засушливой лесостепи типа саванн. Климат, вероятно, в это время был теплым, умеренно влажным, способствовавшим развитию лесостепного ландшафта саванного типа с обширными заболоченными участками. Это подтверждают и остатки лиственной флоры, а также — теплолюбивые моллюски (*Potamides* и др.).

Разрез акчагыла у горы Кушкуна. Здесь на вулканогенно-песчаную толщу, условно относимую к сармату, налегают базальные конгломераты акчагыла мощностью до 30 *м.* Выше залегает толща песков, песчаников и темно-коричневых лигнитовидных глин с

растительными остатками. Имеется обедненная морская акчагыльская фауна с примесью пресноводных элементов. Мощность 87 *м*.

Вышерасположенная пачка начинается лежащим с размывом конгломератом с галькой эффузивных и осадочных пород мощностью 2 *м*, затем — разнозернистые пески с прослоями песчаников и глин, (мощность 35 *м*). Встречено много костей млекопитающих: *Anancus arvernensis* (Cr. et Joob.), *Euctenoceros?* sp., *Cervus (Rusa)* sp. и др., раковины унионид, а также — *Mactrasubcaspia* Andrus., *Cardium dombra* Andrus., *Cerithium (Potamides) caspius* Andrus., то есть присутствуют моллюски пресноводные и морские.

Далее следует пачка голубовато-серых и желто-серых глин, переслаивающихся с алевритами, включающими прослои мергеля; мощность 61 *м*. В ней изобилуют морские моллюски, а в 38 *м* от подошвы пачки встречена костеносная линза протяженностью до 20 *м* с остатками скелета архаичного слона — *Archidiskodon gromovi* Garr. et Alex.

В вышележащей пачке, рыхлых песчаников и зеленовато-серых глин; мощностью 16,5 *м* встречены костные остатки *Leptobos* sp., *Hipparion,* верблюда, черепах и скорлупа яиц страуса.

Разрез акчагыла венчают прибрежно-морские осадки, налегающие с некоторым размывом, представленные чередующимися грубозернистыми песчаниками, конгломератами, супесями и суглинками; мощностью до 120 *м*. Они содержат в значительном количестве обломки костей оленей, лошадей, черепах и скорлупу яиц страуса.

Разрез апшерона у горы Дуздаг. (Общий вид рис. 4). Здесь брахиантиклиналь с акчагылом в ядре, представленным песчаниками с линзами ракушняков, содержащих *Cardium dombra* Andrus., *Mactra subcaspia* Andrus. и др. В основании апшерона лежит пачка песчанистых глин, переслаивающихся с песчаниками и песками, мощность 162 *м*. В ней содержится обедненная фауна моллюсков, характерных для опресненного водоема, а также скорлупа яиц страуса и обломки костей млекопитающих, в том чилсе *Archidiskodon* cf. *meridionalis*. В аналогичных отложениях соседнего района (хр. Палантекян, у перева-

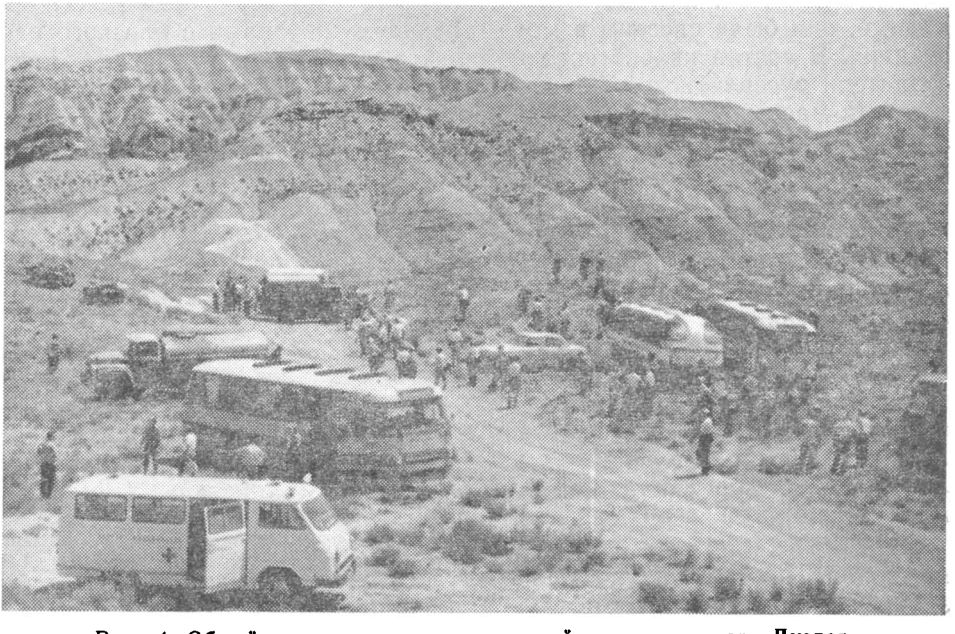


Рис. 4. **Общий вид апшеронских отложений, слагающих гору Дуздаг.**

ла Пловджи) встречены остатки *Equus* cf. *robustus, Equus* sp., *Gazella* cf. *borbonica, Leptobos* (?) sp., *Sus* cf. *strozzi, Ursus* cf. *etruscus, Protoryx* sp., *Trogontherium* cf. *cuvieri,* щитки черепах, скорлупа яиц страуса.

Выше залегает пачка голубовато-серых глин, переслаивающихся с песками, песчаниками и алевролитами, с пластом ракушняка; мощность 220 *м*. Содержится обильная разнообразная морская фауна: *Apscheronia propinqua* Eichw., *Didacnomya pluricostat* Andrus., *Melanopsis bergerini Sabba, Hyrcania major* Andrus., *Teodoxus pallasi* L., а также — костные остатки *Archidiskodon meridionalis* Nesti, то есть руководящей формы таманского фаунистического комплекса. Остатки этого слона встречены в слое оливково-серых песчанистых глин, содержащих и раковины *Apscheronia propinqua* Eichw. и других морских моллюсков. Несколько выше по разрезу встречены зубы и другие костные остатки бобра *Trogontherium* cf. *cuvieri* Fish.

Верхняя пачка апшеронских отложений залегает с размывом и начинается переслаивающимися грубозернистыми песками, гравелитами и крупногалечными конгломератами, мощностью до 50 *м*. Выше расположены синевато-серые глины с морской фауной, а затем — переслаивающиеся пески, глины, песчаники с прослоями гравия и галечника — отложения аллювиально-пролювиального генезиса. Общая мощность верхней пачки 260 *м*.

На отложениях апшерона с размывом залегают бакинские, начинающиеся базальным галечником мощностью до 2,0 *м,* выше которого лежат глины и алевролиты, с морскими моллюсками бакинского горизонта.

Остается напомнить, что приведенные выше верхнеплиоценовые (по официальной шкале) стратотипические разрезы, осмотренные участниками Международного коллоквиума, даны сокращенно без детальной литолого-фациальной характеристики их, что подробно сделано в «Путеводителе экскурсий». Имелось ввиду лишь показать, что в этих разрезах захоронены остатки млекопитающих, аналогичные встреченным в континентальных отложениях Казахстана, что подтверждает правомерность корреляции, данной в таблице. О сопоставимости более молодой ископаемой фауны Казахстана публиковалось ранее (Бажанов, Костенко, 1959, 1962).

Ближайшей задачей исследований позднекайнозойских отложений Казахстана является выявление разрезов, могущих служить стратотипами, изучение их вещественного состава и органических остатков, не только териофауны, но и микрофауны, моллюсков, спорово-пыльцевых спектров. Весьма существенное значение будет иметь выявление стратифицирующих палинологических комплексов, которые позволят давать дробное расчленение молодых отложений.

растительными остатками. Имеется обедненная морская акчагыльская фауна с примесью пресноводных элементов. Мощность 87 *м*.

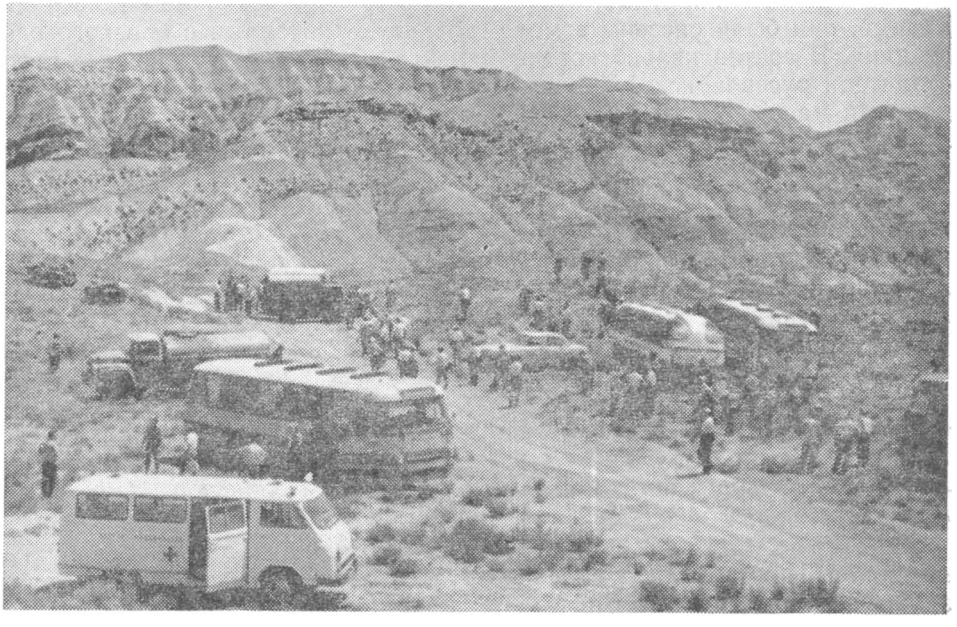
Вышерасположенная пачка начинается лежащим с размывом конгломератом с галькой эффузивных и осадочных пород мощностью 2 *м*, затем — разнозернистые пески с прослоями песчаников и глин, (мощность 35 *м*). Встречено много костей млекопитающих: *Anancus arvernensis* (Cr. et I o ob.), *Euctenoceros?* sp., *Cervus (R u s a)* sp. и др., раковины унионид, а также — *Mactrasubcaspia* A n d r u s., *Cardium dombra* A n d r u s., *Cerithium (Potamides) caspius* A n d r u s., то есть присутствуют моллюски пресноводные и морские.

Дале следует пачка голубовато-серых и желто-серых глин, переслаивающихся с алевритами, включающими прослои мергеля; мощность 6i *м*. В ней изобилуют морские моллюски, а в 38 *м* от подошвы пачки встречена костеносная линза протяженностью до 20 *м* с остатками скелета архаичного слона — *Archidiskodon gromovi* G a r r. et A l e x.

В вышележащей пачке, рыхлых песчаников и зеленовато-серых глин; мощностью 16,5 *м* встречены костные остатки *Leptobos* sp., *Hipparion,* верблюда, черепах и скорлупа яиц страуса.

Разрез акчагыла венчают прибрежно-морские осадки, налегающие с некоторым размывом, представленные чередующимися грубозернистыми песчаниками, конгломератами, супесями и суглинками; мощностью до 120 *м*. Они содержат в значительном количестве обломки костей оленей, лошадей, черепах и скорлупу яиц страуса.

Р а з р е з а п ш е р о н а у г о р ы Д у з д а г. (Общий вид рис. 4). Здесь брахиантиклиналь с акчагылом в ядре, представленным песчаниками с линзами ракушняков, содержащих *Cardium dombra* A n d r u s., *Mactra subcaspia* A n d r u s. и др. В основании апшерона лежит пачка песчанистых глин, переслаивающихся с песчаниками и песками, мощность 162 *м*. В ней содержится обедненная фауна моллюсков, характерных для опресненного водоема, а также скорлупа яиц страуса и обломки костей млекопитающих, в том чилсе *Archidiskodon* cf. *meridionalis*. В аналогичных отложениях соседнего района (хр. Палантекян, у перева-



Р и с. 4. **Общий вид апшеронских отложений, слагающих гору Дуздаг.**

ла Пловджи) встречены остатки *Equus* cf. *robustus, Equus* sp., *Gazella* cf. *borbonica, Leptobos* (?) sp., *Sus* cf. *strozzi, Ursus* cf. *etruscus, Protoryx* sp., *Trogontherium* cf. *cuvieri,* щитки черепах, скорлупа яиц страуса.

Выше залегает пачка голубовато-серых глин, переслаивающихся с песками, песчаниками и алевролитами, с пластом ракушняка; мощность 220 *м*. Содержится обильная разнообразная морская фауна: *Apscheronia propinqua* Eichw., *Didacnomya pluricostat* Andrus., *Melanopsis bergerini Sabba, Hyrcania major* Andrus., *Teodoxus pallasi* L., а также — костные остатки *Archidiskodon meridionalis* Nesti, то есть руководящей формы таманского фаунистического комплекса. Остатки этого слона встречены в слое оливково-серых песчанистых глин, содержащих и раковины *Apscheronia propinqua* Eichw. и других морских моллюсков. Несколько выше по разрезу встречены зубы и другие костные остатки бобра *Trogontherium* cf. *cuvieri* Fish.

Верхняя пачка апшеронских отложений залегает с размывом и начинается переслаивающимися грубозернистыми песками, гравелитами и крупногалечными конгломератами, мощностью до 50 *м*. Выше расположены синевато-серые глины с морской фауной, а затем — переслаивающиеся пески, глины, песчаники с прослоями гравия и галечника — отложения аллювиально-пролювиального генезиса. Общая мощность верхней пачки 260 *м*.

На отложениях апшерона с размывом залегают бакинские, начинающиеся базальным галечником мощностью до 2,0 *м*, выше которого лежат глины и алевролиты, с морскими моллюсками бакинского горизонта.

Остается напомнить, что приведенные выше верхнеплиоценовые (по официальной шкале) стратотипические разрезы, осмотренные участниками Международного коллоквиума, даны сокращенно без детальной литолого-фациальной характеристики их, что подробно сделано в «Путеводителе экскурсий». Имелось ввиду лишь показать, что в этих разрезах захоронены остатки млекопитающих, аналогичные встреченным в континентальных отложениях Казахстана, что подтверждает правомерность корреляции, данной в таблице. О сопоставимости более молодой ископаемой фауны Казахстана публиковалось ранее (Бажанов, Костенко, 1959, 1962).

Ближайшей задачей исследований позднекайнозойских отложений Казахстана является выявление разрезов, могущих служить стратотипами, изучение их вещественного состава и органических остатков, не только териофауны, но и микрофауны, моллюсков, спорово-пыльцевых спектров. Весьма существенное значение будет иметь выявление стратифицирующих палинологических комплексов, которые позволят давать дробное расчленение молодых отложений.

МАГМАТИЗМ И ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

УДК 552.31 : 553.22.24(574.51)

В. Г. СЕВАСТЬЯНОВ

РАЗВИТИЕ МАГМАТИЧЕСКИХ И ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ И ХР. КЕТМЕНЬ

К началу карбона Северо-Тяньшанская складчатая область представляла стабилизированное сооружение с завершенной складчатостью. В карбоне, в этап тектонической активизации, возникли наложенные прогибы, сопряженные с глубинными разломами и выполненные наземными вулканогенными образованиями от раннего карбона до триаса. Вулканиты раннего карбона залегают на дислоцированных породах нижнего палеозоя и силура. Для структур этапа тектонической активизации, характерны длительно жившие глубинные разломы, разбившие консолидированное основание на вулкано-тектонические горсты и депрессии; активная магматическая деятельность, в результате которой образовались сложные интрузивно-эффузивные комагматические ассоциации повышенной щелочности; непрерывность магматических процессов, отсутствие крупных фаз складчатости, структурных несогласий и длительных перерывов; фациальное разнообразие магматических пород и т. д.

Вулканизм раннего карбона. В начале раннего карбона развились интенсивные разрывные дислокации. Вдоль глубинных разломов формировались различные по форме и размерам прогибы, в которых вначале накапливался терригенный материал (конгломераты, песчаники, алевролиты и линзы известняков с остатками флоры турне-визе; горы Кызылкырка, Катутау, Чушанай и др.), затем по этим разломам на поверхность стала извергаться базальтовая магма. Вулканическая деятельность началась с излияний лав оливин-пироксеновых и гиперстеновых базальтов, андезито-базальтов, основных андезитов и, реже андезито-дацитов из глубинных швов субширотного направления; возникли протяженные и мощные покровы. Излияния были многократными и довольно интенсивными (особенно на южном склоне хр. Кетмень), что видно по строению лавовых потоков и их мощности. Промежутки между излияниями были длительными, так как между покровами иногда находятся терригенные пачки мощностью до 30—50 *м* (урочище Комурчи и др.). Местами (горы Сюгаты, Кашкар) извержения происходили через аппараты центрального типа с образованием потоков лав базальтов и мощных нагромождений агломератовых лав и вулканических брекчий. Пути извержения затем были выполнены субвулканическими диабазами и эруптивными брекчиями. В эту эпоху образовались вулканогенно-обломочные отложения мощностью от 200—250 *м* до 400—450 *м*, в горах Кызылкырка, Катутау и 800—900 *м* на южном склоне хр. Кетмень.

Во вторую половину турне-визейского времени проявились более кислые вулканиты. Накапливались в основном умеренно-кислые и кислые пирокласты (сложная серия игнимбритов и туфов дацитов, и дацито-липаритов) мощностью более 1000 *м* в наземных условиях из аппаратов центрального типа.

К концу раннего визе в хр. Кетмень и в восточной части Заилийского Алатау вулканизм затих. В этом веке, в процессе блоковых движений вдоль глубинных разломов, произошла перестройка, выразившаяся в разделении описываемой площади на две структурно-фациальные зоны. Линия раздела проходит по гребню хр. Кетмень в широтном направлении. В Южно-Кетменской зоне был заложен линейно вытянутый прогиб сложного строения длиной более 150 *км* и шириной до 30 *км*. Прогиб состоял из параллельных или кулисообразных приразломных узких грабенов-впадин, в которых с середины визе до среднего карбона накапливались отложения неглубокого моря содержащие остатки богатой фауны, они разделены на средне-верхневизейские (кунгейская свита) и намюрские (далащикская свита). В визе накапились существенно карбонатные породы в центральных частях бассейнов и туфогенно-терригенные (конгломераты, туфопесчаники, песчаники, реже алевролиты) — в прибрежных частях. Близ центров вулканизма преобладают обломочно-вулканогенные породы (туфы андезитов, андезит-дацитов и трахидацитов, туффиты, туфопесчаники). В восточной части района в намюре накапливались, в основном, известняки и местами песчаники и глинистые сланцы; на западе (район месторождения Туюк) произошло обмеление бассейнов. Здесь преобладают мелководные фации с примесью туфогенного материала (алевропесчаники, сланцы, известковистые песчаники, реже известняки, гравелиты и туфопесчаники). Западнее в намюрских отложениях постепенно увеличивается количество вулканитов андезит-дацитового и дацит-липаритового состава с повышенной щелочностью. Общая мощность отложений визе и намюра в Южно-Кетменской зоне колеблется от 900 до 1800 *м*. В это же время, на северном склоне хр Кетмень и в северо-восточной части Заилийского Алатау проявилась интенсивная вулканическая деятельность в наземных условиях. Происходит накопление большого количества пирокластического материала. Эксплозивные извержения из аппаратов центрального типа, иногда сменялись излияниями лав и внедрением субвулканических тел. Установлено несколько визе-намюрских вулканических центров в западной части хр. Кетмень, в горах Сюгаты и Серектас. В областях активного вулканизма накапились вулканогенные толщи мощностью до 1000—1400 *м*.

В целом вулканические породы визе-намюра довольно разнообразны и сложно перемежаются. Среди продуктов вулканизма резко преобладают дациты с отклонениями как в сторону андезитов, трахиандезитов и иногда базальтов, так и в сторону дацито-липаритов, липаритов и трахидацитов.

Формирование субвулканических и жерловых фаций происходило одновременно с излияниями лав. Преобладают субвулканические тела и эксплозивные брекчии кислого (фельзиты, фельзит-порфиры, кварцевые порфиры) и субщелочного состава (трахиандезитовые, трахидацитовые порфиры).

В верховьях рек Темирлик, Карасай, Комурчи и Туюксу в ядре Туюкской синклинали Южно-Кетменской структурно-фациальной зоны, где мощность терригенно-карбонатных пород визе и намюра больше, по-видимому, сообщение магматических очагов с поверхностью отсутствовало и магма кристаллизовалась в приповерхностных условиях, образуя небольшие лакколиты и многочисленные силлы и пластообразные залежи габбро-диабазов, диабазовых порфиритов, диоритов, сиенито-диоритов, ре-

же кварцсодержащих диоритов и кварцевых сиенитов, исключительно среди пород визе-намюра. В контакте с вмещающими породами они переходят в мелко и тонкокристаллические разности, с трудом отличимые от лав визе-намюра. Пластообразные тела многократно чередуются (4—6), мощность их от 5 до 80 *м* и реже 180 *м*, протяженность от первых сотен метров до 2—3 *км*. Вместе с вмещающими породами визе и намюра они участвовали в складкообразовании. Близость во времени проявления и в пространстве, сходство петрохимического, геохимического состава и метасоматических преобразований малых приповерхностных интрузивных пород Туюкского комплекса и вулканитов визе-намюра дают основание считать их связь генетической и объединять в единую комагматическую ассоциацию.

Петрохимический анализ свидетельствует о принадлежности магматических пород нижнего карбона к двум сериям, различным по своим магматическим источникам, но тесно связанным в пространстве и времени. Одна известково-щелочная серия дифференциатов от оливиновых базальтов до андезито-дацитов и дацитов натрового уклона (при «п»-71—85 и отношением между калием и натрием изменяется от 0,26 для базальтов до 0,58 для дацитов, индекс Пикока равен 56,0, сериальный индекс Ритмана колеблется от 2,5 до 3,1 и отношение магния к железу постепенно уменьшается от 1,1 до 0,4 к конечному члену серии табл. № 2, анализы 1, 2, 3 и 4). Серия является, по-видимому, производной базальтовой магмы. Вторая более кислая андезит-дацит-липаритовая серия связана с анатектической кислой магмой. При этом породы этой серии характеризуются субщелочным химизмом, который образует петрохимически обособленную серию (по Горшкову, 1967, 1969, континентальный класс) промежуточную между щелочно-известковой и щелочной. Средние химические составы пород данной серии в отличие от средних составов лав щелочноземельных магм характеризуются высокой общей щелочностью при преобладании калия над натрием («п»$<$56, отношение K_2O : Na_2O колеблется от 1,2 для андезитов до 1,5 для дацитолипаритов и довольно низкой магнезиальностью и железистостью, причем закисное железо резко преобладает над окисным железом (табл. 2, анализы 5, 6 , 7).

Близповерхностные интрузии габбро-диорито-сиенитового ряда (Туюкский комплекс) обладают еще большей щелочностью, индекс Пикока для них равен 50,5, а сериальный индекс Ритмана колеблется от 5,0 до 6,9. (табл. 2, анализы 8, 9, 10).

Породы нижнего карбона в повышенных количествах (выше кларка соответствующих пород) содержат свинец, медь, часто марганец, барий, ванадий и кобальт (табл. 3).

Послемагматические изменения пород нижнего карбона. Протекавшие в раннекарбоновое время послевулканические процессы привели к площадным изменениям пропилитового типа как сингенетичных интрузивно-вулканогенных, так и терригенных пород с новообразованием :эпидот, хлорит, альбит, карбонат (кальцит), серицит, кварц, цоизит, калишпат, пирит, лейкоксен. Эта ассоциация сохраняется почти во всех разновидностях, но в разных количественных соотношениях. В породах средне-основного состава (эффузивы андезито-базальтового ряда, интрузивные породы туюкского комплекса и терригенные отложения) преобладают хлорит, кальцит ,эпидот, серицит, альбит и лейкоксен. Плагиоклаз частично, иногда в сильной степени замещался серицитом, пелитом, кальцитом, хлоритом и подвергался деанортитизации до альбита, альбит-олигоклаза. За счет моноклинного пироксена, роговой обманки, реже оливина и биотита развивались эпидот, хлорит, кальцит, иногда цоизит, кварц. В основной массе, наряду с перечислен-

ными новообразованиями, установлены кварц, калишпат, пирит и реликты плагиоклаза.

В вулканитах дацит-липаритового ряда развивались, кальцит, вторичный кварц, хлорит, калишпат, пелит и лейкоксен. Плагиоклаз частично замещался серицитом, пелитом, карбонатом; биотит и роговая обманка замещаются почти нацело агрегатом, состоящим из серицита, кальцита, хлорита, кварца ,лейкоксена и иногда эпидота. По калишпату развивались пелит, кальцит, и, частично, серицит. В кварц-полевошпатовой основной массе присутствуют новообразованные серицит, пелит, калишпат, кальцит и рудный минерал. Микротрещинки в этих породах выполнены тем же комплексом вторичных минералов.

Интенсивность изменений увеличивается с аналогичной ассоциацией новообразований близ зон трещиноватости, дробления и крупных разломов, являвшихся каналами для поступления гидротермальных растворов. Так, например, выделяются зоны интесивной пропилитизации вдоль Карасайского, Темирликского, Центрально-Кетменского и Южно-Кетменского региональных разломов. В пределах этих зон разрывных нарушений на фоне общей пропилитизации вулканитов, установлены локальные участки и линейные зоны с полным преобразованием исходных пород и потерей первичной структуры. При этом возникли хлорит — кварцевые, карбонат-кварцевые, серицит-кварцевые, хлорит-альбит-кварцевые, карбонат-эпидот-хлоритовые, альбит-хлоритовые метасоматиты, которые являются внутренними фациями пропилитовой формации. Фации обычно имеют зональное расположение относительно подводящего растворы канала.

Рудные процессы нижнего карбона. В тесной пространственной связи с осадочно-вулканогенными породами нижнего карбона в Южно-Кетменской структурнофациональной зоне находятся промышленно-ценные месторождения медно-свинцово-баритовых руд. (Туюк, Комурчи, Сумбе) и многочисленное рудопроявления железа, марганца, меди, свинца и барита, которые обладают серией общих признаков, позволяющих уверенно объединить их в один генетический тип.

1. Оруденение контролируется крупными субширотными разломами, а локализуется преимущественно в зонах дробления и брекчирования, как вдоль основных швов, так и сопряженных многочисленных более мелких трещин (Южно-Кетменская, Туюкская, Центрально-Кетменская, Карасайская и др. региональные зоны разлома).

2. Руды отлагались, как путем метасоматического замещения с образованием секущих залежей, так и путем выполнения трещин и зон дробления с формированием разных по форме и размерам жил, линз, жильных и минерализованных зон.

3. Минеральный состав руд довольно сложный — галенит, халькопирит, борнит, пирит, гематит, магнетит, сфалерит, блеклая руда (тетраэдрит), аргентит, золото, бурнонит, самородная медь, марганцевые минералы и др.; из жильных — кварц, барит и кальцит.

4. Многокомпонентный состав оруденения — Pb, Cu, Ba, Zn, Mn, Fe, Ag, Au, Bi, Mo, Sb, Sr, Co, Ni. Ведущие элементы — Pb, Cu, Ba, Mn, Fe, в некоторых рудах отмечены Zn, Au, Bi, Mo, Ag, Fe, Sb, Co, Ni, в повышенных количествах.

По распределению основных компонентов руды месторождений и рудопроявлений подразделяются на следующие типы :железорудные и железо-марганцевые руды содержат в качестве ведущих Fe и Mn, а сопутствующих — Zn, Cu, Pb, Co, Ni; медные руды, наряду с медью, содержат в повышенных количествах Mn, Zn, Pb, Ag, Bi, иногда Co, Sr, Mo. Наиболее ценные медно-свинцово-баритовые руды с сопутствующими — Mn, Fe, Zn, Ag, Sr, иногда Bi, Au. Таким образом железорудные,

железо-марганцевые, медные и медно-свинцово-баритовые руды содержат почти одни и те же рудообразующие элементы, но в разных количествах. Комплексность руд связана с наложением различных стадий минералообразования. В первую предрудную, были изменены вмещающие породы. В зависимости от состава рудовмещающих пород различаются два типа гидротермально-метасоматического изменения — по карбонатным породам доломитизация, а по алюмосиликатным-пропилитизация. При изменении алюмосиликатных пород в направлении просачивания растворов возникли «колонки» одновременно растущих метасоматических зон с полным преобразованием первичных пород. Зональность пропилитов на месторождениях и рудопроявлениях приводится в таблице 1.

Установленные фации пропилитов характерны для гипабиссальной зоны. При этом на рудопроявлении Узунбулак пропилиты возникли при средних температурах, а пропилиты месторождений Комурчи, Туюк и др. являются более низкотемпературными.

Пространственное размещение руд и пропилитов доказывает их тесную связь особенно с внутренними фациями. Оруденение во времени несколько отстает от околорудных изменений, но происходит в результате эволюции тех же растворов, которые вызвали изменения вмещающих пород и располагается чаще всего среди наиболее интенсивно измененных пород, иногда выходя за пределы внутренней зоны изменения. Зоны пропилитов, особенно внутренние фации, содержат Cn, Pb, Ba (в больших количествах), а также Zn, Mn, Sr, Ag, иногда Bi и Mo.

При замещении пород простого химического состава, например, известняков, четкой закономерности в пространственном расположении последовательно возникавших зон не наблюдается, а место локализации для каждой зоны самостоятельно. На месторождении Туюк и некоторых проявлениях известняки замещены доломитом. При интенсивной доломитизации известняков их первичная структура исчезает и происходит полное замещение доломитов с образованием полнокристаллической, почти мономинеральной породы. В других случаях доломит лишь частично замещает известняки, образуя в ней рассеянные ромбоэдры. В третьих случаях (рудная зона Аккезень—Большой Кетмень) в дорудную стадию известняки лишь перекристаллизуются.

В зависимости от тектонической обстановки и геологических условий рудный этап делится на несколько стадий минералообразования, из них основными являются гематит-кремнистая (магнетит,гематитовая или гематит-марганцевая), халькопирит-кварцитовая и галенит-баритовая. Распространенность стадий специфична для каждого рудного участка, но общее направление процесса остается однотипным. Дорудному этапу и каждой рудной стадии предшествовали тектонические подвижки.

Наиболее ранняя гематит-магнетитовая или гематит- марганцевая стадия развита на многих проявлениях. На одних проявлениях (Узунбулак, Букан и др.) стадия образования железо-марганцевых руд является основной. В этих рудах, наряду с железом и марганцем, установлены Cu (0,4—1,0%), Zn (0,02—0,3%), Pb (0,005—0,04%), Ni (0,004—0,010%) и Co (0,03—0,05%). На других на руды ранней стадии наложены поздние рудные ассоциации. Так, на месторождении Туюк гематито-кремнистые породы образуют пласто и жилообразные тела мощностью до 10—20 *м* и длиной до 100—150 *м*, размещенные обычно на границе зон окварцевания и баритизации и содержащие рассеянную вкрапленность и тонкие прожилки пирита и халькопирита.

В рудном поле Аккезень (Большой Кетмень, Малый Кетмень, Аккезень II и Арлыкголсай) и рудопроявления Темерлик в известняках вдоль зон трещиноватости, гематит-кремнистая и гематит-марганцевая ассоциации образуют секущие линзы, жилообразные тела и прожилки, а также

Основные особенности железо-марганцевой медно-кварцевой и медно-свинцово-баритовой формаций *Таблица 1.*

Формации	Железо-марганцевая формация		Медно-кварцевая формация			Медно-свинцово-баритовая				
Минеральные типы м-ний и рудопроявлений	Узунбулак, Букан и др.	Темирлик и др.	Жарнаарасан, Карасай, Акжеозек, Кыртас I и др.	Кыртас II, Сарытау	«Базальный»	Комурчи и др.	Туюк, Аккезень	Аккезень II, Б. Кетмень, Арлыч-Гол-Сай.	Сумбе	Дженишке
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Рудовмещающие породы	Вулканиты андезитового и андезито-дацитового состава C_1y_2	Алевриты и известняки кунгейской свиты C_1y_{2-3}	Оливиновые базальты, пирокссено-роговообманковые андезиты с прослоями полимиктовых песчаников, туфогравелитов и туфов умеренно-кислого состава C_1 t—$У_1$	Габбро-диабазы и диабазовые порфириты Туюкского интрузивного комплекса C_1	Массивные органогенные известняки в контакте с базальными конгломератами кунгейской свиты C_1y_{2-3}	Андезитовые и андезито-базальтовые лавы, реже гравелиты и туфопесчаники кетменской свиты C_1t—Y_1	Известняки с прослоями алевролитов и туфов кунгейской свиты C_1y_{2-3}	Известняки кунгейской свиты C_1y_{2-3}.	Известняки S	Туфы трахидацитов с прослоями туфопесчаников, туфоконгломератов и известняков кунгейской свиты, субвулканические трахитовые и липарито-трахитовые порфиры
Структурный контроль	Зона трещиноватости и дробления Карасайского шва (разлома) субширотного простирания		Субширотный разлом с мощной зоной дробления, брекчирования и трещиноватости	Зоны трещиноватости и дробления среди дайкообразных и штокообразных тел основного состава.	Зоны трещиноватости и дробления	Две зоны дробления падающие на ЮВ под (120—140°, 45°—80°)	Субширотная мощная зона дробления и трещиноватости между крутопадающими разломами.	Субширотная крутопадающая зона трещиноватости и слабого дробления.	Субмеридиональный разлом с серией оперяющих трещин и зон дробления.	Субширотный разлом с оперяющими трещинами и зонами дробления и брекчирования.
Условия залегания и морфология рудных тел	Секущие крутопадающие линейно-вытянутые тела и субширотные линзы	Пластовая залежь марганцевых руд, согласная с алевролитами мощность 0,2—0,7 м, длиной 800 м.	Прерывистые реже кулисообразные линзовидные и жилообразные крутопадающие тела, минерализованные зоны дробления и брекчирования	Крутопадающие минерализованные зоны и гнездообразные включения	Минерализованные зоны в окварцованных известняках.	Секущие жилообразные и линзообразные тела, гнезда, прожилки и зоны минерализации	Крутопадающая метасоматическая залежь свинцово-баритовых руд и медно-свинцово-кремнистая рудная зона.	Мощная зона минерализации с рудной вкрапленностью и линзами массивных свинцово-баритовых руд.	Секущие жилообразные и линзообразные тела.	Зона минерализации с линзами, жилами и прожилками кварца и барита.
Минеральные ассоциации: Дорудный этап	Пропилиты: внешняя зона-окварцевание, хлоритизация и калишпатизация; внутренняя зонана-лоритальбитовая (хлорит, альбит, кварц и лейкоксен); альбит - амфиболовая (альбит, амфибол, хлорит, эпидот, сфен, магнетит) и альбит-хлорит — эпидотовая фации.		1. Пропилизация: серицит, кварц, хлорит, эпидот, карбонат, альбит и лейкоксен. 2. Калиевый метасоматоз, и окварцевание в гнездах и прожилках по пропилитизированным породам	1. Пропилитизация: эпидот, пренит, карбонат, хлорит и лейкоксен. 2. Калиевый метасоматоз (калишпат разъедает измененный плагиоклаз и основную массу породы).		Пропилитизация: Внешняя зона: 1. Карбонатизация оквар. хлоритизация вмещ. пород. 2. Калишптизация (кварц, хлорит, серипит, калишпат, кальцит, лейкоксен). Внутренняя зона — кварц+серицит+альбит+лейкоксен+барит или кварц+серицит+хлорит++лейкоксен и серицит—кварц +лейкоксен	По карбонатным породам (известнякам) развивается доломитизация; по алюмосиликатным породам (алевропелитам и туфам) — каолинитокварцевые, карбонатно-хлорито-кремнистые и хлорито-кварцевые породы.	Перекристаллизация известняков.	Перекристаллизация и окварцевание.	Пропилитизация с новообразованием кварца, хлорита, альбита, серицита, лейкоксена и реликтов продообразующих минералов.
Рудный этап, Стадии, Поздняя: Ранняя (первая)	Магнетитовая и гематитмагнетитовая (магнетит, гематит, хлорит, альбит, амфибол, сфен).	Кремнисто-марганцевая лан, редко браунит, пиролюзит, псиломелан-манганит).					Гематит-кварцевая (кварц, халцедон, гематит)	Кварц-гематитовая и омарганцевание (гематит, марганцевые минералы, кварцсфалерит и халькопирит).		
Средняя (вторая)	Халькопирит-кварцевая		Халькопирит-кварцевая (кварц + сфалерит +халькопирит + борнит +кальцит)	Меднорудная (халькопирит, самородная медь, куприт)	Халькопирит-кварцевая	Халькопирит - кварцевая — (кварц, халькопирит, борнит, халькозин, блеклая руда, галенит, иногда ксенолиты серицит-кварцевой породы)	Халькопирит - галенит - кварцевая (кварц, сфалерит, пирит, халькопирит, борнит, доломит, галенит).	Халькопирит-кварцевая (кварц, халькопирит, пирит, сфалерит)	Халькопирит-кварцевая (кварц, халькопирит, молибденит, пирит, сфалерит галенит).	Халькопирит - кварцевая (кварц, халькопирит, пирит, примесь серицита и железорудного материала)
Поздняя (третья)						Галенит-баритовая (барит, галенит, кварц, иногда кальцит.	Галенит-баритовая (барит, галенит, флюорит, кварц и др.)	Галенит-баритовая (барит, галенит, тетраэдрит).	Галенит-баритовая (барит, галенит)	Галенит - баритовая (барит, кварц, галенит)
Ведущие и сопутствующие (в скобках) элементы в рудах	Fe (Mn, Zn, Cu, Pb, Ag, Co, Ni).	Mn (Fe, Zn, Cu (Pb, Ag)	Cu (Zn, Pb, Ag, Bi, Mo, Cd, Sb, Ba, Sr, Mn, Co, Ni)	Cu (Zn, Pb, Ag, Ba, Sr, Mn, Bi, Sb ,Co, Ni)	Cu (Pb, Mn, Ag, Sr, Ba)	Pb, Cu (Ba, Sr, Ag, Au, Mn, Bi, Mo, Zn, Co, Ni).	Pb, Cu, Ba (Zn, Ag, Mn, Sr, Mo, Cd, Sb, Bi, As, Co, Ni).	Pb (Cu, Ba, Mn, Zn, Ag, Sb, Sr, As).	Pb, Cu, Ba (Zn, Ag, Mo, Mn, Sr, Bi, Ag Cd, As, Sr, Co, Ni).	Pb, Cu (Ba, Zn, Ag, Au, Bi, Mo, Sч, Mn).
Содержание элементов индикаторов во вмещающих и околорудных изменённых породах (в %, а Au-г/т): Пропилиты внутренних зон	Cu—0,4—1,0; Zn—0,02—0,3; Co—0,03—0,05; Pb—0,005—0,04; Ni—0,004—0,01; Mn—0,01—0,2; Ag—до 0,004.		Cu — до 1,0; Pb — 0,002—0,1; Zn — 0,006—0,22; Ba — 0,080; Ag — 0,0013; Mo — 0,001; Sr — 0,02; Mn — 0,09; Bi — 0,002; Co — 0,0006—0,003; Ni — 0,0003—0,002	Cu — 0,8; Pb — 0,009; Zn — 0,005; Ba — нет; Sr — 0,05; Mn — 0,2; Ag — 0,0006		Pb—0,1—2,0 Cu—0,2—1,0 Ba—0,15—>1,0 Sr—0,03—0,1 Ag—0,001; Zn—0,005—0,008 —0,005; Bi—0,001; Mn—0,08—0,5	Доломитовые порода Pb—0,01—1,0; Cu—0,003—0,1; Zn—0,06—1,0; Mn—0,3—1,0; Ag—0,0001—0,02.	Баритизированные известняки Pb—0,2—0,3 Ba—3,0—5,0 Cu—0,003—0,04 As—0,001—0,002 Mn—0,5—2,0 Sr—0,01—0,03 / Интенсивно-омарганцован. известняки Pb—0,1—0,6 Ba—0,5—2,0 Zn—0,1—0,5 Mn—4,0—17,0 Ag—0,001—0,002 Cu—0,002—0,004	Баритизирован. известняки Pb—0,1—0,8% Ba>1,0%, Cu—0,05 Zn—0,03—0,06% Mn — 0,01—0,1% Mo—0,02—0,04 Ag—0,0005—0,002% / Окварцованные известняки Pb—0,01—0,04% Ba—0,03—O,4 Cu—0,5% Zn—0,03—0,1 Mo—0,01—0,08 Mn—0,2—0,5 Ag—>0,001	Cu—0,05—1,0 Pb—0,01—0,5 Ba—5,0—10,0 Zn—0,01—0,3 Mn—0,2—1,0 Ag—0,0003—0,001 Sr—0,01—1,0 Mo—0,005—0,03 Au—0,1—0,3
Пропилиты внешних зон	Cu—0,01—0,08; Zn—0,01—0,03; Co—0,001—0,004; Pb—0,03—0,08; Ni — 0,0008—0,006; Mn—0,06—0,2.		Cu — 0,09; Pb — 0,02; Zn — 0,005; Ba — 0,05; Sr — 0,020; Ag — 0,0001; Mn — 0,08	Zn — 0,004, Ba — 0,02, Cu — 0,08, Pb — 0,005, Sr — 0,03, Mn — 0,1		Pb—0,06—0,1; Cu—0,04—0,1; Ba—0,3—0,5; Sr—0,01 Ag—0,0005; Zn—0,005; Mn—0,08—0,1	Железисто-карбонатные породы Pb — 0,11; Cu — 0,01; Zn — 0,03; Mn — 3,90; Fe — 10,0.	Известняки слабо баритизированы Pb—0,02—0,1 Ba—0,1—1,0 Cu—0,002—0,008 Mn—0,1—2,0 / Слабо омарганц. известняки Pb—0,02—0,05 Ba—0,5—1,0 Zn—0,1 Mn—2,0—3,0 Cu—0,002—0,003		Pb—0,005—0-1 Cu—0,01—0,3 Ba—0,1—0,3 Zn—0,03—0,1 Mo—0,001—0,0005
Слабо измененные вмещающие породы	Cu—0,008; Zn—0,007; Co—0,001; Pb—0,005; Mn—0,08.	Mn — 1,0—3,0; Cu — 0,02—0,05; Zn — 0,002—0,005; Co — 0,002; Pb — 0,003—0,005.	Cu — 0,005; Pb — 0,003; Ba — 0,05; Sr — 0,018; Zn — 0,004; Mn — 0,26	Cu — 0,01; Pb — 0,004; Ba — 0,01; Sr — 0,005; Zn — 0,003; Mn — 0,08	Cu—0,01—0,04; Pb—0,002—0,066; Mn—0,1—0,5; Sr—0,005—0,01; Ba—0,02—0,04.	Pb—0,008—0,02; Cu—0,004—0,015; Ba—0,09; Sr—0,02—0,15; Zn—0,006; Mn—0,10;				Pb—0,003—0,05 Cu—0,003—0,05 Ba—0,08—0,1 Zn—0,01—0,05 Mo—0,0001—0,002 Ag—0,0001—0,0002
Неизмеенные вмещающие породы	Mn—0,06; Cu—0,005; Zn—0,004; Co—0,0005; Pb—0,002;	Mn — 0,12; Cu — 0,004; Zn — 0,002; Pb — 0,0018.	Cu — 0,006; Pb — 0,0023; Ba — 0,02; Sr — 0,018; Zn — 0,004; Mn — 0,20	Cu — 0,006; Pb — 0,003; Ba — 0,01; Sr — 0,005 Zn — 0,002; Mn — 0,04	Pb—0,001—0,004; Cu—0,005; Mn—0,15—0,2; Sr—0,005.	Pb—0,0037; Cu—0,006; Ba—0,05; Sr—0,02; Zn—0,005; Mn—0,02;	Pb—0,001—0,003% Cu—0,002—0,007% Ba—0,01—0,02% Zn—0,002—0,0005%	Pb—0,002—0,004; Ba—0,09; Cu—0,003; Mn—0,15; Zn—0,004; Sч—0,006.	Pb—0,002; Cu—0,005; Ba—0,05; Sr—0,01; Mn—0,02;	Pb—0,003; Cu—0,005; Ba—0,06; Zn—0,006.

тела вкрапленных руд. На участках Аккезень и Темирлик гематит-марганцевые породы вдоль зоны дробления в известняках прослежены более чем на 400 *м* при мощности от 6 до 12 *м*. Содержание в них марганца до 34,3%, цинка — 0,5—3,0%, свинца и меди — небольшие количества. Концентрации цинка отмечены только в интенсивно омарганцованных и гематитизированных породах.

Таким образом, в начальную стадию рудообразования отлагались магнетит, гематит, марганцевые минералы и сфалерит. Эта минеральная ассоциация встречается как отдельно, так и совместно с более поздними минеральными ассоциациями.

Более широко распространена халькопирит-кварцевая ассоциация (кварц, медные минералы, пирит, в небольшом количестве сфалерит и галенит). Она тесно связана как с более ранней, так и с более поздней галенит-баритовой стадией, и редко встречается самостоятельно (проявления Жанаарасан, Карасай, Кыртас, Акжеозек и др.). Интенсивно окварцованные породы, кварцевые тела и жильные зоны обычно локализованы в этих зонах дробления и трещинах, оперяющих крупные разломы. Концентрация меди отмечена лишь в окварцованных породах. Наряду с медью в эту стадию происходил привнос цинка, молибдена, висмута и свинца. Часто отмечаются прожилки или выделения кварца с халькопиритом среди гематит-магнетитовых, гематитовых или гематит-марганцевых агрегатов.

Галенит-баритовая ассоциация возникла на рудопроявлениях в позднюю рудную стадию. Эта минеральная ассоциация часто накладывается как на медно-кварцевую, так и гематит-марганцевую стадии (месторождения Туюк, Комурчи, Сумбе и др.).

Таким образом, оруденение описываемого генетического типа приурочено к определенной структурно-формационной зоне, размещается в породах лишь нижнего карбона и сопровождается специфическими околорудными изменениями, и содержит определенный набор рудных элементов. Все проявления этого формационного ряда резко отличаются от объектов других генетических типов.

Вулканизм среднего-позднего карбона. В среднем и позднем карбоне большая часть описываемой площади была ареной интенсивного наземного вулканизма. К его основным особенностям относятся: во-первых, преобладание пирокластов над лавами, что говорит о часто повторявшихся эксплозиях в основном из вулканических аппаратов центрального типа; во-вторых, существенное преобладание кислых вулканитов, и в третьих, извержения начинались с кислых и ультракислых продуктов с переходом к умерено-кислым и, наконец субщелочным разновидностям.

В это время существовало несколько крупных вулканических центров, в западном окончании гор Сюгаты и юго-восточной части гор Балабогуты. Здесь можно видеть глыбовые брекчии и скопления агломератового материала, вскрываются субвулканические тела, кольцевые и радиальные дайки кислого состава. На запад и восток от центра извержений размеры обломков в агломератах постепенно уменьшаются; вместе с вулканогенными породами переслаиваются терригенные. Вулканическая деятельность проявилась в следующей последовательности: в начальную стадию произошло извержение кислого материала, содержащего большое количество обломков разной величины и пестрого состава. Затем выбрасывались продукты существенно кислого состава. Туфы и игнимбриты, слагающие нижнюю половину разреза, относятся к липаритам и трахилипаритам с содержанием кремнекислоты 77,0—74,8% и суммы щелочей 6,4—7,0%.

Во вторую половину этого этапа накапливались пирокласты липари-

тового и липарито-дацитового состава, содержащие SiO_2 66,0—70,0% и сумму щелочей 7,5—7,9%. В заключительную стадию образовались игнимбриты и лавы, резко обогащенные щелочами, близкие к калиевым липарито-трахитам и дацито-трахитам (SiO_2—67,5—68,0% и сумма щелочей 9,10—12,0%, при резком преобладании K_2O над Na_2O). Их излияния, по-видимому, происходили по трещинам по периферии района активного вулканизма.

По химическому составу вулканиты этого этапа относятся к липаритам и дацитам известково-щелочной серии континентального класса (Горшков, 1960, 1963, 1967). Мощность вулканогенных образований в центральных частях вулканической деятельности 800—1000 *м*, а на периферии (в 7—15 *км* от вулканического центра) 150—200 *м*. Корневая система вулканов представлена субвулканическими гранит-порфирами, фельзитами и кварцевыми порфирами (SiO_2—72,0—75,0%, сумма щелочей 7,5—8,6%, при преобладании калия над натрием).

В урочище Чинбулак и восточнее эффузивно-пирокластические и субвулканические образования среднего-позднего карбона контролируются зоной регионального разлома субширотного направления. Субвулканические тела имеют форму резко вытянутых крутопадающих тел. Вулканиты и субвулканические тела здесь представлены существенно кислыми породами с содержанием SiO_2—72,0—77,0% и суммы щелочей 7,4—8,6%, при почти равном соотношении окиси калия и натрия.

На северном склоне хр. Кетмень на первом этапе формирования среднего-позднего карбона накапливались терригенно-пирокластические образования смешанного состава, сопровождавшиеся лавами дацито-андезитов. При повышении активности вулканической деятельности интенсивно извергались существенно кислые пирокласты с повышенной щелочностью. Большое количество туфов, игнимбритов, жерловых и субвулканических образований указывает на то, что вулканическая деятельность носила характер извержений центрального типа. В заключительную стадию изливались лавы высокой щелочности (окиси калия достигает до 12,4%, при кремнеземе 66,0%) липарито-трахиты, трахидациты и трахилипариты. Субвулканические тела сложены трахидацитовыми, липарито-трахитовыми порфирами и фельзит-порфирами.

На южном склоне хр. Кетмень (Южно-Кетменская структурно-формационная зона) в это время тоже проявлялась бурная вулканическая деятельность. Наиболее крупные вулканические центры находились на востоке. Здесь вулканизм начался с мощных извержений кислых и умеренно-кислых продуктов ритмично повторявшихся. Между извержениями накапливался терригенный материал, образовавший горизонты мощностью от 5 *м* до 80 *м*. Излияния лав были кратковременными. Корни (жерла и некки) вулканических аппаратов представлены кварцевыми порфирами и брекчиями. Химический состав этих пород очень близок вулканитам; кремнекислоты в них 74,0—75,74% и сумма щелочей 6,3—6,5%, $K_2O > Na_2O$.

В целом средне-позднекарбоновая вулканическая деятельность имела много общего в отдельных районах описываемого региона (см. табл. 2, 3).

Вулканизм позднего карбона-ранней перми. В первой половине позднего карбона в результате блоковых движений возникли тектонические куполы и депрессии. В последних шло интенсивное накопление терригенного материала, сформировалась нижняя осадочно-туфогенная подсвита-конгломераты, туфогравелиты и гравелиты, туфопесчаники и песчаники, алевролиты, туфы и туффиты, мощностью 70—100 *м* в северо-восточной части Заилийского Алатау и 230—400 на северном склоне хр. Кетмень, и 350—500 *м* в восточной части южного скло-

на хр. Кетмень. Режим бассейнов осадконакопления был весьма непостоянным, о чем свидетельствует неравномерное распределение грубо- и мелкообломочных образований как по разрезу, так и по простиранию. Во второй половине этапа началась активная вулканическая деятельность. Наиболее интенсивно вулканизм проявлялся в северо-восточной части Заилийского Алатау и на северном склоне хр. Кетмень. Здесь еще во время формирования терригенной пачки действовали вулканы, создавшие прослои туфобрекчий, туфов и лав андезитов и андезито-дацитов среди осадочных пород. В дальнейшем интенсивные извержения образовали мощные толщи пирокластов дацитового и дацито-липаритового состава. В заключительную стадию извергались пирокласты кислого и ультракислого состава. С наземными образованиями тесно связаны субвулканические тела аналогичного состава. Мощность вулканических накоплений в областях активного вулканизма 500—700 *м*, а на периферии 150—200 *м*.

На южном склоне хр. Кетмень в это время извергались аналогичные кислые игнимбриты и туфы, но интенсивность вулканизма была значительно слабее.

Корни вулканических излияний относительно немногочисленны. и представлены некками и дайкообразными телами фельзит-порфиров и граносиенит-порфиров. Они образуют обычно прерывистые цепочки вдоль субширотных крупных разломов.

В целом вулканизм этого времени характеризуется продуктами кислого состава. В отличие от среднепозднекарбонового вулканизма здесь: Вулканическая деятельность начинается с извержения андезитового и андезит-дацитового материала (SiO_2 — 61,8—64,0). Постепенно в процессе развития вулканизма состав поступающих продуктов становился кислее и кислее, а в заключительную стадию сформировались породы исключительно кислые (SiO_2 — 74,0—77,3%). Все разновидности пород этого периода имеют нормальную щелочность, при постоянном преобладании Na_2O над K_2O. (табл. 2, анализы 17, 18, 19). Геохимическая характеристика пород приводится в табл. 3. Выше кларка в вулканитах позднего карбона — ранней перми содержатся Mo, Be, Pb, V.

По существенно кислым вулканитам средне-позднекарбонового и позднекарбонового-раннепермского возраста, вдоль разломов и оперяющих их трещины, возникли осветленные гидротермально измененные породы типа вторичных кварцитов, образующие линейно-вытянутые зоны и тела разнообразной формы. Наряду с монокварцитами, кварц-серицитовыми, каолинитовыми, реже алунитовыми, каолинито-алунитовыми фациями типичных вторичных кварцитов, широко развиты породы, переходные к неизменным вулканитам. Их изменение выражено в окварцевании, частичной альбитизации, карбонитизации и хлоритизации; в них почти всегда в различной степени сохраняется реликтовая структура исходных пород.

Во вторичных кварцитах и осветленных гидротермально-измененных породах среднего карбона-нижней перми хр. Кетмень и гор. Балабогуты локализовано прожилково-вкрапленное свинцовое оруденение (Ащутас, Дардамты, Даулат, Балабогуты и др.) На них кроме свинца в повышенных количествах установлены, Zn Cu, Ag, Au, As. К вторичным кварцитам приурочены многочисленные первичные и вторичные ореолы рассеяния Pb, Cu, Mo, Ag, Zn.

Вулканизм ранней перми. Раннепермской вулканической деятельности предшествовало оживление глубинных разломов, по которым произошло опускание отдельных крупных участков земной коры. Разломы проникли в глубоко раположенные очаги базальтовой магмы и послужили путями ее подъема к поверхности.

Общей особенностью вулканизма этого периода является: сущест-

венное преобладание лав базальтов, андезито-базальтов и андезитов, при слабом развитии пирокластических продуктов (довольно часто встречающиеся вулканические брекчии аналогичного состава являются прижерловой фацией или выполняют жерла вулканиеских аппаратов). Основными подводящими каналами, как указывалось выше, были протяженные субширотные глубинные разломы, а выводными каналами являлись как линейные, так кольцевые трещинные структуры, причем линейные значительно преобладали.

Излияния лав, в основном, были спокойными и ритмичными; возникли довольно мощные и протяженные (до 10—20 *км*) покровы, в промежутках между излияниями накапливались песчаники, гравелиты, алевролиты с растительными остатками. Количество обломочного материала и последовательность его накопления весьма изменчивы для каждого вулканического района. Формирование жерловых и субвулканических пород происходило одновременно с излиянием лав. Некоторые тела сформировались в низах разреза сингенетичных эффузивов.

По химизму раннепермские вулканиты являются дифференциатами базальтовой магмы. Они образуют базальт-андезито-дацитовую серию с повышенной щелочностью натриевого уклона (индекс Пикока равен 55,5, а величина «б» колеблется от 3,5 до 5, что отвечает щелочно-известковой родственной группе, в которой отношение MgO : FeO постоянно уменьшается от 1,8 для базальтов до 0,3 для дацитов). Лавы основного состава занимают промежуточное положение между базальтами и трахидолеритами, а средние эффузивы стоят ближе к кварцевым латитам, латитам и трахиандезитам (табл. 1, анализы 20, 21, 22, 23). При сопоставлении химического состава пород отдельных районов наблюдаются небольшие различия при сохранении общих закономерностей. На южном склоне хр. Кетмень, в междуречье Улькенчийбут-Дардамты эффузивы состоят из серии покровов оливиновых базальтов, трахибазальтов и диабазов, для которых характерно недосыщенность кремнеземом и избыток щелочей (SiO_2 — 44,0—46,30% и сумма щелочей 3,7—5,8%) разделенных прослоями песчаников. Корневая система представлена силлами, залежами и дайками порфировидных, часто миндалекаменных, оливиновых диабазов. На северном склоне хр. Кетмень породы меняются от андезито-базальтов, андезитов и дацито-андезитов до трахиандезитов и трахибазальтов с оливином. В горах Балабогуты и ур. Чинбулак ранняя пермь представлена обычно лавами андезитов, андезито-базальтов и безоливиновых базальтов, для которых характерна незначительная пересыщенность кремнеземом.

Наиболее интенсивная вулканическая деятельность в ранней перми была в хр. Кетмень (мощность вулканитов достигает 420—550 *м*), а наиболее слабая в горах Саускан и Шошканы.

Раннепермские вулканиты, как производные базальтовой магмы, содержат характерный для этих магм комплекс элементов-примесей; в них присутствуют Co, Zn, Sc, Cu, V, Ni, Mn, Ti, Cr, S, Ga, в количествах часто превышающих кларковые содержания, Ti, Cr, Cu, Co, Ni, Sc, Sr особенно характерны (см. табл. 3). В базальтах Южного Кетменя содержание их в 2 и более раза выше кларка.

В послевулканическую стадию по порам и микротрещинкам поднимались газотермы щелочного состава, которые в той или иной степени преобразовали вмещающие породы. Изменения относятся к низкотемпературному метасоматозу цеолитового типа.

Покровы и субвулканические тела базальтовых и диабазовых порфиритов, диабазов и микродиабазов ранней перми обычно обладают миндалекаменным сложением и подвергались слабым площадным изменениям. Обычно плагиоклазы (лабрадор № 50) порфировых выделений

Таблица 2

Средние химические составы магматических пород пермо-карбонасеверо-восточной части Заилийского Алатау и хр. Кетмень

Формации и возраст	Серийные ряды по фациям	№№ анализов	Название пород	К-во анализов	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	SO_3	H_2O	ппп	Сумма	a	b	c	s	f′	m′	c′(a′)	n	t	S	Q	a/c	Индекс Пикока	Серийный индекс	Железистость	MgO/FeO	Коэффициент щелочности	K_2O/Na_2O	Коэффициент окисленности железа
Базальт-липаритовая C_1	Базальт - андезит - дацитовый эффузивный	1	Базальты	29	49,38	1,06	17,36	5,72	4,25	0,16	4,64	8,92	3,14	0,83	0,27	0,04	0,45	3,64	99,86	8,9	21,2	8,1	61,8	47,0	40,0	13,0	85	1,6	25	—2,3	1,1		3,0	0,67	1,1	0,28	0,26	0,6
		2	Андезит-базальты	28	54,28	0,94	17,27	3,90	4,53	0,19	3,50	6,46	3,49	2,17	0,34	0,06	0,20	2,75	100,05	11,3	16,2	6,6	65,9	50,7	38,6	10,7	71	1,3	21	+2,8	1,7	56,0	3,1	0,71	0,9	0,47	0,60	0,5
		3	Андезиты	12	59,36	0,83	17,16	2,90	3,40	0,14	2,60	4,64	4,00	2,30	0,24	0,08	0,30	2,0	99,94	12,6	10,9	6,5	70,9	55,2	42,2	2,6	73	1,0	23	+11,0	2,3		3,1	0,71	0,7	0,71	0,57	0,5
		4	Дациты	14	65,20	0,42	15,11	3,56	0,91	0,13	1,33	3,00	3,96	2,32	0,17	0,14	0,20	3,22	99,60	12,4	7,6	3,8	76,2	56,7	31,7	11,6	72	0,4	43	22,8	3,3		2,5	0,77	0,4	1,10	0,58	0,8
	Андезит - дацит - липаритовый эффузивный	5	Андезиты	5	61,00	0,80	16,07	4,51	0,34	0,14	0,68	3,52	4,02	4,80	0,20	0,02	0,32	3,53	99,95	16,7	7,2	2,9	73,2	62,0	17,0	21,0	56	1,0	55	+10,1	5,7		4,2	0,87	2,0	1,50	1,20	0,9
		6	Дациты	11	66,42	0,46	15,27	2,57	0,65	0,09	0,90	2,91	3,58	4,40	0,10	0,07	0,20	2,46	100,10	14,5	5,0	3,1	77,4	60,0	31,0	10,0	55	0,5	45	+22,7	4,7		2,9	0,80	1,4	1,90	1,20	0,8
		7	Дацито-липариты	9	70,33	0,36	14,28	2,41	0,43	0,10	0,50	1,40	3,32	5,06	0,05	0,04	0,14	1,41	99,83	14,5	4,4	1,7	79,4	56,0	20,0	24,0	50	0,3	46	+28,1	8,5		2,8	0,85	1,1	2,50	1,50	0,8
		8	Габбро-диабазы	7	49,73	0,62	17,12	4,90	4,45	0,11	3,10	6,50	3,70	2,46	0,48	0,02	0,31	5,68	99,20	13,0	17,7	6,5	62,8	53,0	33,0	14,0	69	1,0	25	—6,9	2,0		6,9	0,75	0,8	0,51	0,66	0,5
Габбро-диабаз-диоритовая C_1	Габбро - диорит-сиенито-диоритовый интрузивный	9	Диориты	8	53.52	0,68	17,31	5,06	3,58	0,15	3,28	5,86	4,52	2,60	0,38	0,06	0,37	2,33	100,70	14,4	16,6	4,8	64,2	50,0	35,0	15,0	72	1,0	27	—5,2	3,0	50,5	5,2	0,72	0,9	0,60	0,57	0,5
		10	Сиенито-диориты	4	59,42	0,40	17,64	2,83	2,87	0,09	1,70	4,03	4,19	3,77	0,25	0,07	0,06	2,54	100,13	15,5	8,8	4,7	71,0	61,0	34,0	5,0	63	0,5	28	+6,3	3,3		5,0	0,77	0,6	1,10	0,90	0,5
Липаритовая C_{2-3}	Дацит - липаритовый эффузивный	11	Калиевый трахидацит	1	65,94	0,34	15,64	2,73	0,28	0,05	0,57	0,93	0,30	12,45	0,23	0,03	0,04	0,85	100,38	19,0	3,7	1,1	76,2	72,2	26,0	1,8	4	0,3	63	13,3	17,3		7,0	0,84	2,1	3,50	41,0	0,9
		12	Трахидациты	3	66,18	0,45	15,00	3,49	0,17	0,09	0,59	3,40	4,00	3,90	0,11	0,39	—	2,78	100,66	14,7	5,7	2,9	76,7	57,3	18,3	24,4	61	0,4	53	21,1	5,1		2,9	0,86	3,5	1,80	0,97	0,9
		13	Игнимбриты дацито-липаритового состава	4	69,38	0,31	13,20	3,16	0,72	0,08	0,59	2,20	3,28	4,65	0,06	0,18	0,44	1,78	100,01	14,0	5,3	1,7	79,0	64,1	19,2	16,7	47	0,2	50	28,3	4,1		2,5	0,86	0,8	1,70	1,40	0,8
		14	Игнимбриты и туфы кислого состава	4	76,01	0,12	12,25	1,06	0,18	0,04	0,20	1,85	3,18	3,45	0,01	0,32	—	1,67	100,27	11,8	1,4	2,1	84,7	72,7	22,7	4,5	58	0,1	59	43,7	8,4		1,5	0,89	1,1	4,60	1,10	0,9
	Плагиогранит - гранит-порфировый, субвулкан.	15	Гранит-порфиры	5	74,94	0,10	12,11	0,70	0,45	0,05	0,48	1,39	3,13	4,03	0,19	0,12	0,13	1,72	99,56	12,6	1,8	3,4	83,9	51,8	44,4	3,8	54	0,1	29	40,9	7,5		1,6	0,70	1,1	4,40	1,30	0,6
		16	Плагиогранит-порфиры	2	70,51	0,33	14,13	1,54	0,77	0,09	0,51	1,78	3,90	4,10	0,06	0,07	0,28	2,10	100,17	14,6	2,9	2,1	80,4	69,8	27,9	2,3	58	0,3	41	29,5	6,9		2,2	0,63	0,6	2,10	1,00	0,6
Дацит-липаритовая — C_3—P_1	Андезит - дацит - липаритовый эффузивный	17	Андезиты	3	61,85	1,10	14,75	6,67	1,17	0,13	1,18	3,75	4,00	2,85	0,13	—	0,47	1,05	99,47	13,2	10,4	3,4	73,0	67,8	20,1	12,1	68	1,2	55	16,2	4,0		2,6	0,86	0,9	0,70	0,70	0,8
		18	Туфы и лавы дацитов	5	67,05	0,50	14,53	3,06	0,27	0,07	0,70	2,78	3,25	3,30	0,10	0,07	1,40	2,53	99,61	13,1	4,2	3,4	79,3	70,0	28,3	1,7	57	0,5	63	29,0	4,0		1,8	0,82	2,6	1,10	1,00	0,9
		19	Туфы и игнимбриты липаритов	8	73,75	0,25	13,10	1,88	0,41	0,09	0,30	1,85	3,91	1,80	0,06	0,27	0,07	2,20	100,94	12,4	2,8	2,2	82,6	73,9	16,6	9,5	68	0,3	57	38,2	5,6		1,6	0,89	0,7	2,50	0,40	0,8
Андезито-базальтовая — P_1	Базальт - андезит - дацитовый эффузивный	20	Базальты	9	47,97	0,92	17,23	6,90	2,70	0,20	4,76	8,77	3,33	1,35	0,27	0,03	0,97	4,56	99,96	10,4	20,1	7,7	61,8	48,4	45,1	6,5	78	1,3	33	—4,9	1,3		5,0	0,68	1,8	0,33	0,70	0,7
		21	Андезито-базальты	10	54,37	0,84	16,96	5,42	3,41	0,14	2,73	6,70	3,56	2,26	0,33	0,09	0,90	2,62	100,33	11,8	15,8	6,1	66,3	53,4	30,6	16,0	71	1,2	31	2,9	2,0		4,0	0,76	0,8	0,50	0,63	0,6
		22	Андезиты	6	60,27	0,90	15,67	5,76	1,51	0,10	1,40	4,24	4,25	3,26	0,27	0,10	0,47	2,20	100,40	14,4	10,9	3,5	71,2	60,6	22,6	16,8	66	1,1	4 6	10,1	4,1		3,9	0,84	0,9	0,86	0,76	0,7
		23	Андезито-дациты	2	64,60	0,67	15,13	5,46	1,52	0,18	0,58	2,27	4,53	3,40	0,31	—	0,32	1,05	100,02	15,1	7,5	2,6	74,8	85,0	13,0	2,0	67	0,8	63	16,8	6,0		3,5	0,92	0,3	1,00	0,75	0,8
	Диабаз-диоритовый субвулканический	24	Субвулканические диабазовые порфириты	3	51,32	1,06	16,52	7,14	2,35	0,19	2,83	8,31	4,25	1,50	0,42	—	0,83	3,58	100,30	12,2	19,7	5,5	62,6	48,8	25,2	26,0	81	1,6	32	—4,7	2,2		4,3	0,77	1,2	0,47	0,35	0,7
		25	Кв. диабазов. пор-ты	5	55,16	0,76	16,76	5,51	2,10	0,14	2,16	5,44	4,76	2,60	0,36	0,04	0,41	3,68	99,87	15,1	13,7	4,3	66,9	51,1	28,5	19,4	73	1,1	36	—0,7	3,5	54,0	4,4	0,78	1,0	0,75	0,54	0,7
		26	Диабазовые порфириты	5	60,66	0,96	15,78	5,62	1,86	0,32	1,76	3,92	3,28	3,14	0,21	0,13	0,71	2,08	100,43	12,3	10,4	4,8	72,5	68,5	30,1	1,4	61	1,2	50	15,6	2,6		2,8	0,81	0,9	0,70	0,90	0,7
Габбро-диоритовая P_1	Габбро - диорит-кварцдиоритовый интрузивный	27	Габбро-габбро-диабазы	8	50,55	0,95	18,28	5,17	3,77	0,18	4,07	6,94	3,33	2,14	0,38	0,04	0,20	2,08	100,08	11,3	17,9	7,5	63,3	49,2	41,7	9,1	70	1,4	27	—3,5	1,5		4,2	0,69	1,0	0,40	0,64	0,5
		28	Диориты	16	55,40	0,80	17,13	4,77	3,68	0,18	3,34	6,53	3,46	2,30	0,22	0,08	0,24	1,67	99,80	11,3	15,9	6,3	66,5	50,5	37,4	12,1	69	1,1	26	4,0	1,8	56,0	3,0	0,71	0,9	0,51	0,66	0,5
		29	Кв. диориты	5	59,11	0,82	16,44	4,36	2,83	0,17	2,60	4,80	3,65	2,88	0,28	0,08	0,28	1,12	99,47	12,6	12,4	5,0	70,0	54,6	36,9	8,5	66	1,0	31	9,8	2,5		3,8	0,73	0,9	0,65	0,79	0,6
Трахилипаритовая P^1_2	Трахилипарит - дацит-трахитовый эффузивный	30	Трахиты о	5	62,30	0,48	15,71	4,55	1,55	0,20	1,56	2,34	4,08	4,86	0,32	0,15	0,37	1,13	99,44	16,3	8,8	2,5	72,4	64,0	31,0	5,0	56	0,6	45	+9,7	6,5		4,0	0,80	1,0	1,20	1,20	0,7
		31	Трахидациты	5	67,91	0,36	15,00	3,42	0,11	0,15	0,67	1,58	4,88	3,80	0,33	0,29	0,09	1,63	100,02	16,3	4,3	1,9	77,5	72,0	25,0	a-2	66	0,4	66	+20,5	8,9		3,2	0,84	6,0	2,00	0,80	0,9
		32	Трахилипариты	10	73,25	0,24	13,11	1,66	0,63	0,12	0,62	1,14	3,11	4,27	0,31	0,04	0,14	1,90	100,28	12,8	4,7	1,3	81,2	44,0	22,0	a-34	52	0,2	30	+35,5	9,8		2,2	0,78	1,0	2,60	1,40	0,8
		33	Субвулканические гранит-порфиры	15	71,57	0,26	13,74	1,82	0,53	0,10	0,54	1,31	3,14	5,60	0,30	0,08	0,30	1,20	100,25	14,8	3,0	1,5	80,7	67,0	29,0	a-4	46	0,2	49	+30,3	9,8		2,5	0,81	1,0	3,00	1,80	0,8
Гранит-сиенитовая — P^1_2	Гранит - граносиенит-сиенитовый интрузивный	34	Граниты, граносиениты	10	71,60	0,32	13,00	1,50	1,03	0,09	1,02	1,88	3,58	4,47	0,11	0,06	0,08	1,27	100,01	14,0	4,7	1,4	79,9	47,2	35,7	17,1	55	0,3	23	30,4	10,0		2,5	0,71	0,9	2,50	1,20	0,6
		35	Кварцевые сиениты	12	66,04	0,52	15,05	3,10	3,24	0,10	1,62	2,80	3 ,86	4,04	0,15	0,08	0,13	1,06	99,80	14,4	7,1	2,9	75,6	53,8	38,5	7,7	59	0,5	36	19,5	5,0		3,0	0,73	1,2	1,30	1,10	0,7
		36	Сиениты	3	61,40	0,32	16,88	3,45	1,90	0,18	1,62	2,75	5,50	3,90	0,20	0,12	0,25	1,90	100,15	17,9	8,9	2,4	70,8	62,0	31,0	7,0	63	0,4	25	3,4	7,5		4,5	0,76	0,8	1,30	0,70	0,6
Андезито-базальтовая P^2_2	Базальт - андезит-трахидацитовый эффузивная	37	Базальты	5	50,82	1,10	17,00	8,58	1,55	0,27	4,67	8,18	3,50	1,75	0,36	0,01	0,95	1,60	100,34	10,6	21,5	6,6	61,3	43,7	38,4	17,9	75	1,7	35	—5,0	1,6		4,0	0,70	3,0	0,34	0,50	0,8
		38	Андезито-базальты	4	52,92	1,44	15,53	8,34	1,50	0,01	2,91	5,86	2,85	2,65	0,85	—	0,94	4,22	99,83	11,1	16,5	5,7	66,7	56,0	32,0	12,0	61	2,1	46	5,5	1,9	45,0	3,5	0,77	1,9	0,43	0,90	0,8
		39	Андезиты	8	59,38	0,85	15,50	5,89	1,67	0,15	1,76	4,60	4,20	3,00	0,42	0,15	0,40	1,62	99,69	14,0	12,1	3,7	70,2	57,2	25,4	17,4	68	1,0	42	8,7	3,8		3,2	0,81	1,0	0,78	0,70	0,8
		40	Трахидациты	2	65,06	0,77	15,62	3,80	0,35	0,27	0,89	1,29	4,70	6,10	0,27	—	0,07	1,33	100,55	19,1	6,1	0,8	74,0	63,3	24,5	12,2	54	0,8	53	9,0	23,8		4,8	0,82	2,5	2,10	1,30	0,9
	Базальт - андезит - дацито - порфиритовый субвулканический	41	Базальтовые порфириты	2	52,95	0,88	18,40	6,25	2,55	0,27	3,70	7,75	3,60	1,60	0,27	0,01	0,54	2,01	100,53	10,8	17,5	7,5	64,2	48,4	38,0	13,6	77	1,3	32	—0,7	1,4		—	0,70	1,4	0,41	0,40	0,7
		42	Андезитовые порфириты	4	59,32	0,92	16,31	4,69	2,09	0,40	2,79	4,50	4,93	2,06	0,38	0,02	0,26	1,6	100,21	13,9	12,7	4,1	69,3	50,9	37,7	11,4	78	1,1	31	6,7	3,4	56,0	—	0,71	1,3	0,74	0,40	0,7
Монцонит-сиенитовая — P^2_2		43	Дацитовые порфиры	5	63,78	0,81	15,69	3,81	1,09	0,20	1,22	1,84	2,65	4,61	0,32	0,01	0,45	3,87	100,35	12,8	10,7	2,3	74,2	42,9	19,4	37,7	46	0,9	21	20,5	5,5		—	0,80	1,1	1,20	1,70	0,8
	Эссексит- монцонит-сиенитовый интрузивный	44	Эссекситы	1	48.16	0,60	12,44	7,17	2,34	0,15	13,14	7,85	2,0	2,60	0,30	0,07	0,38	3,58	100,78	7,9	34,7	4,2	53,2	23,3	61,9	14,8	53	1,0	17	—13,6	0,2		5,0	0,42	5,2	0,20	1,30	0,6
		45	Монциониты	4	54.65	0,93	18,28	5,5	4,55	0,18	2,38	6,00	2,93	2,19	0,22	0,07	0,18	1,44	99,43	10,3	14,3	7,9	67,5	69,3	29,7	1,0	67	1,2	35	6,5	1,3	5,5	2,8	0,81	0,4	0,41	0,70	0,5
		46	Сиениты	5	61,75	0,34	16,19	3,47	2,10	0,15	2,10	2,80	4,73	4,18	0,21	0,09	0,29	1,71	100,11	16,7	9,6	2,5	71,2	53,2	37,4	9,4	63	0,3	31	6,5	6,7		4,5	0,73	1,0	1,20	0,90	0,6

и основной массы замещены цеолитами, иногда пренитом, эпидотом, кальцитом, анальцимом, кварцем и серицитом. Пироксен (титан-авгит) эпидотизирован и кальцитизирован. Оливин почти всегда нацело замещен гетитом, иддингситом и иногда хлоритом. Миндалины сложены цеолитами, кальцитом, кварцем, пренитом, опалом, анальцимом и халцедоном. Микротрещинки выполнены агрегатами циолитов, эпидота, кальцита и пренита.

Рудоносность раннепермской андезит-базальтовой формации изучена весьма слабо. На южном склоне хр. Кетмень в лавах базальтов и субвулканических телах диабазов находится несколько проявлений самородной меди. Самородная медь локализуется, в основном, в жилах пренита, реже во вмещающих базальтовых порфиритах вблизи контакта с жилами пренита. Вмещающие основные эффузивы по узким зонам трещиноватости слабо окварцованы и интенсивно ожелезнены. Жилы пренита, кроме меди, в повышенных количествах содержат серебро. Спектральными анализами в них установлены элементы-примеси, характерные для вмещающих вулканитов нижней перми. По-видимому, оруденение связано с послевулканической стадией раннепермского вулканизма.

Следует обратить внимание на довольно широко развитую цеолитизацию в основных эффузивах. В цеолитах, часто отмечается медное оруденение, которое до сих пор не изучено и не получило оценки на глубину.

С вулканитами андезито-базальтовой серии ранней перми тесно связаны небольшие трещинные и кольцевые интрузии габбро-диоритового состава. Они повсеместно прорывают и контактово изменяют вмещающие породы карбона и нижней перми и неизвестны они среди образований верхней перми. Интрузии образуют прерывистые цепочки тел, залегающих в общем согласно с вмещающими их породами. По форме это, в основном, штокообразные, кольцеобразные, изометричные и вытянутые тела площадью до первых десятков *км*^{2}. В строении массивов принимают участие габбро, габбро-диабазы, кварцевое габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты. Перечисленные разновидности присутствуют как в разных массивах, так и совместно в одних интрузиях с постепенными взаимопереходами. В краевых частях интрузий, структуры мелко- и тонкозернистые. Эти интрузии сформировались в завершающую стадию раннепермского вулканизма и отличаются от эффузивов лишь фациальными особенностями. Генетическое единство их подчеркивается тождеством петрографического состава и близкими петрохимическими особенностями.

Эффузивно-интрузивная комагматичная ассоциация ранней перми принадлежит одному петрохимическому ряду производных базальтовой щелочно-известковой родоначальной магмы. В каждой фациальной серии химический состав закономерно изменяется от основных к более кислым породам: повышается кислотность, одновременно увеличивается щелочность в основном калия, уменьшается количество щелочноземельных алюмосиликатов, увеличиваются коэффициенты железистости и окисленности железа, уменьшается отношение между магнием и закисным железом. Коэффициент окисленности железа закономерно увеличивается от интрузивных к субвулканическим и эффузивным породам (табл. 2). Комагматичность всех членов ассоциации подтверждается количественным набором и качественным содержнаием элементов-примесей (табл. 3).

Ранний позднепермский вулканизм. Вулканогенные образования этого этапа слагают несколько небольших разобщенных вулкано-тектонических структур. В бассейне р. Ачинахо они выполняют наложенный прогиб, сформированный за счет кальдеры Ачинахского вулкана среди нижнепермских отложений. В Сасыкбулак-Шункур-

ском районе ранне-позднепермские вулканиты сохранились лишь на периферии крыльев куполовидной нижнепермской брахиантиклинали. В центральной части структуры вскрыто большое количество некков, простых и сложно ветвящихся даек корневной системы вулканитов. В районе Даулат-Актам на северном склоне хр. Кетмень и в северо-восточной части Заилийского Алатау вулканиты выполняют узкие приразломные впадины.

Характерными чертами этих вулканитов является умеренно-кислый и кислый состав с повышенной щелочностью и значительное преобладание пирокластов над лавами. Вулканическая деятельность обычно начиналась извержением грубого материала, образовались вулканические брекчии сложного состава и разнообломочные умеренно-кислые туфы. Затем выбросы сопровождались излияниями лав и образованием игнимбритов дацито-липаритового, липаритового, трахидацитового состава (SiO_2 — 71,6—73,3%, сумма щелочей 8,0—8,7%). Вулканическая деятельность завершилась излиянием кислых и субщелочных пород (SiO_2— 68,4—72,0; K_2O+Na_2O — 8,0—9,1%). Мощность вулканитов близ центра около 400—500 *м*, а на периферии в 10—15 *км* от вулканического центра, 160—200 *м* .*Выводные* каналы выполнены субвулканическими и жерловыми образованиями тождественного состава. В фумарольно-сульфатарную стадию интенсивно выделялись газы и газотермы, под воздействием которых вмещающие породы, особенно жерлово-субвулканической фации, подвергались изменениям пропилитового и вторичнокварцитового типа. В некоторых вулканических центрах (Ачинахо, Сасыкбулак-Шункур, Чинбулак и др.), весьма широко развита пропилитизация. В субвулканических условиях образовались среднетемпературные пропилиты с парагенизисом: эпидот, хлорит, серицит, карбонат, кварц, калишпат, пирит, в приповерхностных (жерловых каналах) возникли пропилиты с низкотемпературными минеральными ассоциациями: адуляр, карбонат, хлорит, серицит, альбит, кварц и пирит.

Рудные процессы происходили несколько позднее пропилитизации (в Кызылташском жерле, по-видимому, были одновременны низкотемпературная пропилитизация и отложение сульфидов, но до этого имела место альбитизация и слабая серицитизация), но близко во времени. По трещинкам в пропилитах вместе с сульфидами отлагались кварц, эпидот, хлорит и калишпат. Рудные процессы данного периода генетически связаны с отдельными вулканическими аппаратами и возникли в результате их деятельности, так образовались полиметаллические руды с золотом и серебром (Кызылташ, Сасыкбулак, Шункур и др.).

В других районах (уч. Тегермень, Чинбулакское рудное поле) пропилитизация проходила сразу после вулканических процессов, затем кислые сульфатные растворы производили интенсивное выщелачивание и образовали вторичные кварциты, залегающие над пропилитами. Рудные растворы поднимались в конечную стадию, это подтверждают сложные брекчиевого сложения золотоносные жилы, содержащие обломки вторичных кварцитов (Чинбулакское золоторудное поле).

Месторождениям, связанным с ранним — позднепермским вулканизмом, свойственны следующие особенности:

1. Они залегают среди сингенетичных ранних-позднепермских пород жерловой и субвулканической фации, а также наземных эффузивов, иногда среди нижнепермских вулканитов, если вблизи находятся некки и субвулканы поздней перми, т. е. они всегда тесно пространственно связаны с позднепермскими вулканитами.

2. Группируются в рудные поля как площадного типа вокруг крупных вулканических аппаратов (Ачинахский вулкан), так и линейного типа вдоль крупных зон разломов (Чинбулакское поле).

Таблица 3

Средние содержания элементов-примесей в магматических сериях пермо-карбона Северо-Восточной части Заилийского Алатау и хр. Кетмень (в %)

Возраст	Серии	Количество анализов	Sr п-10-3	Co п-10-4	Sc п-10-3	Zn п-10-3	Y п-10-3	Cu п-10-3	Li п-10-3	V п-10-3	Mo п-10-4	Be п-10-4	Ba п-10-2	Ni п-10-4	Ga п-10-4	Mn п-10-2	Ti п-10-2	Sn п-10-4	Pb п-10-3	Cr п-10-3	Zr п-10-3	Nb п-10-4
$P2_2$	Приповерхностная интрузивная эссексит-габбро-монцонит-сиенитодиорит-сиенитовая.	42	3,0	11,0	—	4,5	1,6	5,2	—	10,2	1,0	—	2,3	20,0	5,0	6,0	46,2	1,0	2,1	8,0	2,8	—
	Базальт-андезит-дацитовая	58 (2 разреза)	4,2	15,0	—	5,1	1,4	5,5	—	9,8	1,2	—	2,0	18,2	6,5	6,8	42,4	1,9	2,3	6,5	3,4	—
$P1_2$	Приповерхностная интрузивная гранит-гранитосиенитовая	128 (8 массивов)	19,0	5,1	—	4,8	1,2	4,4	2,0	7,5	1,5	2,6	8,9	3,3	16,4	10,7	34,5	2,8	3,3	—	15,3	6,7
	Вулканиты субщелочной дацит-липаритовой серии	97 (4 разреза)	17,8	5,5	—	53	1,1	4,7	2,1	5,4	1,7	1,8	5,2	2,7	10,0	11,0	33,7	2,9	3,1	—	10,5	9,6
P_1	Приповерхностная интрузивная габбро-диорит-кварцдиоритовая	48	22,5	16,7	1,8	6,7	1,2	5,5	—	14,7	1,5	—	3,0	38,5	14,0	9,1	57,5	1,7	2,0	9,6	10,4	—
C_3—P_1	Базальт-андезит-дацитовая	213 (7 разрезов)	20,3	21,6	2,7	4,1	1,6	4,2	—	10,3	2,2	—	2,1	41,0	10,2	6,4	57,6	1,5	1,6	12,3	9,8	—
C_1	Андезит-дацит-липаритовая	107 (5 разрезов)	8,7	5,1	1,1	2,7	2,2	2,8	—	5,5	2,2	6,1	3,8	3,4	7,2	6,3	29,2	2,6	5,8	—	17,6	6,8
C_2—$_3$	Дацит-липаритовая	145 (6 разрезов)	12,5	1,8	1,0	2,8	1,3	2,6	—	3,1	1,6	2,8	6,6	4,2	12,6	8,3	28,5	2,8	3,5	—	14,0	7,5
	Приповерхностная интрузивная граносиенитов и кварцевых сиенитов	32	2,0	3,5	—	2,5	1,0	4,2	—	2,5	1,6	2,0	11,5	2,0	10,2	5,4	30,0	2,7	2,0	—	8,0	5,0
	Приповерхностная интрузивная габбро-диабаз-диоритовая	46	19,8	19,1	1,4	5,5	0,86	4,9	1,8	18,5	1,4	2,7	4,6	18,1	10,4	12,3	46,5	1,9	2,6	4,1	6,5	—
	Андезит-дацит-липаритовая	130 (5 разрезов)	5,2	3,7	1,0	3,6	1,3	6,1	—	5,0	1,6	2,5	6,0	4,6	12,1	6,6	30,9	2,0	3,2	—	9,6	5,2
	Базальт-андезит-дацитовая	180 (9 разрезов)	16,8	18,0	1,9	5,2	0,77	6,2	2,0	16,9	1,1	1,3	4,4	19,4	10,5	12,4	37,9	1,6	3,0	7,4	5,8	—

3. Изменение рудовмещающих пород (иногда на больших площадях) выражается в интенсивной пропилитизации и, часто, выше по разрезу, в образовании вторичных кварцитов.

4. Рудоконтролирующими структурами являются радиальные и кольцевые разломы. В зонах радиальных разломов оруденение локализуется, преимущественно в оперяющих зонах трещиноватости, а в кольцевых структурах рудолокализующими являются различно ориентированные трещины.

5. Рудные тела, как жильные, так и оруденелые зоны, сложены преимущественно кварцем нескольких генераций, в основном, низкотемпературным и примесью адуляра и флюорита, иногда барита и кальцита. Сульфиды представлены-галенитом, сфалеритом и, в подчиненном количестве пиритом, халькопиритом, золотом, аргентитом. Широко развиты вторичные минералы-гидроокислы железа и марганца, церуссит, малахит, смитсонит, ванадинит, вульфенит.

6. В рудах постоянно присутствуют свинец, цинк, серебро, золото и меньшем количестве Cu, Mo, Cd, As.

В тесной пространственной и, видимо, генетической связи с вулканитами раннего позднепермского возраста находятся гипабиссальные интрузии гранит-граносиенитовой серии. Интрузии сложены гранитами, граносиенитами, кварцевыми сиентами и тесно связанными с ними гранит-порфирами, сиенит-порфирами, сиенитами, и гранодиоритами. Они слагают штоки и кольцевые нтрузии как среди раннепермских габбродиоритовых массивов, так и среди верхнепермских вулканитов. Взаимоотношения гранит-граносиенитов с габбро-диоритами нижней перми не оставляет сомнения в их более позднем возрасте. Контакты их резкие и часто эруптивные; в эндоконтактах отмечаются сцементированные гранит-граносиенитами обломки диоритов и сиенит-диоритов. Интрузии в центральных частях обычно образованы полнокристаллическими разновидностями, а в краевых и апикальных частях порфировыми и гранофировыми породами.

В химическом составе перечисленных фаций наблюдается полная аналогия. Интрузивные породы раннего позднепермского времени как и их эквивалентные эффузивно-субвулканические аналоги относятся к одному гранит-граносиенит-кварцевосиенит-сиенитовому генетическому ряду (трахилипарит-трахидацит-трахитовый эффузивный ряд) с субщелочным химизмом, который образует петрохимически обособленную серию—промежуточную между известково-щелочной и щелочной ($0>15$; $a:c>8$ при $K_2O>Na_2O$). Породы по составу как основных, так второстепенных окислов всех фаций описываемой ассоциации настолько близки, что не вызывают никаких сомнений в их комагматичности (табл. 2).

Вулканические интрузии и поверхностные эффузивно-пирокластические породы раннего позднепермского возраста также обладают геохимическим родством (табл. 3).

С интрузиями гранит-граносиенитовой серии связана медная минерализация. Меднорудные жилы залегают обычно среди рудоносных интрузий, реже в их экзоконтактах (Сасыкбулакский, Верхне-Дардамтинский и Восточно-Балабогутинский массивы). Околорудные изменения выражены в грейзенизации (мусковит, кварц, серицит, пирит, лейкоксен) гранитов и березитизации (кварц, серицит, пирит) вмещающих вулканитов. Геохимическое опробование рудных жил, грейзенизированных и березитизированных пород показало, что жилы и измененные породы, кроме меди, содержат Bi, Sn, иногда W, Nb, Zn, Pb.

Поздний позднепермский вулканизм характеризуется извержением продуктов основного состава. На северном склоне хр. Кетмень в это время действовал довольно крупный Ачинахский вулкан.

Вулканическая деятельность его началась со взрыва в центре бывшей кальдеры и мощного извержения грубообломочного материала. Образовались близ жерла несортированные эксплозивные брекчии основного состава. Затем последовали спокойные излияния лав базальтового, андезитобазальтового и трахибазальтового состава (SiO_2—50,0—51,0%; сумма щелочей 5,0—5,25%). Излияния чередовались с небольшими выбросами обломочного материала. Лавы образовали довольно мощные (5—45 *м*) и протяженные (до 6—10 *км*) потоки; особенно мощные потоки были вначале. На периферии главного жерла на радиальном субширотном разломе возникли побочные кратеры. Из них изливались лавы андезитов и андезито-дацитов. Со временем излияния ослабли. В это время возникли маломощные покровы трахиандезитов и трахидацитов (SiO_2—58,4—60,6%, сумма щелочей 7,9—8,0%), причем в промежуток между актами излияния накапливались туфогенные песчаники. Заканчивается вулканическая деятельность выполнением жерла, прижерловых кольцевых трещин и побочных кратеров магмой основного состава. Несколько позже, по-видимому, произошел взрыв, и центральное жерло заполнилось сваренными брекчиями сложного состава.

На породы позднего позднепермского этапа вулканической деятельности Ачинахского вулкана наложены цеолитизация, кальцитизация, хлоритизация. Химический состав пород этого этапа довольно однородный. Они относятся к андезито-базальтовому ряду; от типичных андезитов и базальтов отличаются более высоким содержанием кремнезема и суммы щелочей с несколько калиевым уклоном. Химические анализы указывают на довольно сильное изменение некоторых разновидностей пород субвулканических тел и покровных лав. Одни из них обогащены кремнеземом и окисью натрия, другие содержат повышенное количество окиси калия и кремнезема и иногда извести.

В северо-восточной части Заилийского Алатау поздний позднепермский вулканизм несколько отличается по характеру извержений, интенсивности проявления и химизму. Вулканические образования прослеживаются узкой полосой вдоль подножий гор Балабогуты, Карасай и Шошкалы, западнее отмечаются в горах Сускан и по р. Асы, где выполняют приразломные прогибы. До начала вулканической деятельности в прогибах накапливались конгломераты, туфопесчаники, алевропесчаники и линзы битуминозных известняков. Затем по продольным разломам происходит подъем базальтовой магмы. В начале было выброшено большое количество обломочного материала андезитового состава, затем изливались лавы базальтов, андезито-базальтов и андезитов (SiO_2—53,0—59,3% сумма щелочей 5,5—6,2%).

В горах Балабогуты, Карасай и Шошкалы среди осадочно-вулканических пород поздней перми залегают многочисленные силлы, залежи, линзы, реже дайкообразные и штокообразные тела монцонитов, габбромонцонитов, эссексит-диабазов, эссекситов, сиенито-дацитов и сиенитов. Породы габбро-монцонит-сиенитового ряда размещаются либо вдоль межформационных плоскостей, либо по пологим расколам нижней и, в основном, верхней перми. Вместе с поздними верхнепермскими эффузивными жерлово-субвулканическими аналогами они образуют комагматическую ассоциацию.

Среди эффузивных и субвулканических пород по химическому составу выделяются трахиандезитовые латиты, мелафировые базальты и трахидациты. Базальты отличаются от типовых повышенным содержанием глинозема и суммы щелочей и несколько пониженным содержанием суммы железа, магния и кальция. Перечисленные выше эффузивам соответствуют приповерхностные монцониты, эссекситы и меланократовые сиениты.

Таблица 4

Схема развития магматизма в герцинский этап тектонической активизации в северо-восточной части Заилийского Алатау и хр. Кетмень

Магматические ассоциации	Магматические формации	Структурно-формационные зоны					
		Кольжат-Богутинская (Илийская)			Южно-Кетменская		
		Вещественный состав магматических пород			Вещественный состав магматических пород		
		Эффузивно-эксплозивная фация	Жерлово-субвулканическая фация	Вулканогенно-терригенная фация	Эффузивно-эксплозивная фация	Жерлово-субвулканическая фация	Вулканогенно-терригенные и карбонатные фации
1	2	3	4	5	6	7	8
Позднепермская (P^2_2)	Сиенит-габбромонцонитовая (вулканические интрузии)	Монцониты, габбро-монцониты, диабазы, эссекситдиабазы, эссекситы, сиениты, кварцевые сиениты и сиенито-диориты.					
	Андезит-базальтовая	Базальты, трахибазальты, андезито-базальты, трахиандезиты, реже андезито-дациты и трахидациты.	Диабазовые и диоритовые порфириты, автобрекчии и эруптивные брекчии.	Конгломераты, туфопесчаники и песчаники, алевропесчаники и линзы битуминозных известняков и окремненных туфоалевролитов с флорой верхней перми до 20% разреза.			Красноцветные конгломераты с линзами песчаников и гравелитов.
Ранне-позднепермская (P^1_2)	Гранит-граносиенитовая	Граниты, граносиениты, кварцевые сиениты, гранит-порфиры, сиенит-порфиры, реже гранодиорит-порфиры.					
	Трахилипаритовая	Игнимбриты, туфолавы и туфы трахилипаритов, трахидацитов, дацитов, липаритов, трахитов, липарито-трахитов и андезито-трахитов.	Гранит-порфиры, граносиенит-порфиры, трахилипаритовые порфиры, сиенит-порфиры, фельзиты, автобрекчии.	Конгломераты, вулканомиктовые песчаники, туфогравелиты с линзами туфопесчаников до 10—15% разрезы.	Игнимбриты и туфолавы трахилипаритов и липаритов.		Конгломераты, песчаники, гравелиты до 60—80% разреза.

Таблица 4 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Раннепермская ($—P^2_1$)	Габбро-диоритовая	Габбро, габбро-диабазы, пироксеновые диориты, кварцевые диориты			Диабазы и габбродиабазы		
	Андезит-базальтовая	Базальты, андезито-базальты, андезиты, трахиандезиты, реже андезито-дациты.	Диабазовые и базальтовые порфириты, диоритовые порфириты, эруптивные брекчии.	Туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники, гравелиты с линзами известняков и алевролитов с фауной и флорой P_1 от 2—5 до 10—15% разреза.	Оливиновые базальты, диабазы, андезито-базальты.	Оливиновые диабазы и диабазовые порфириты.	Песчаники и туфо-песчаники с флорой нижней перми до 30% разреза.
Позднекарбоновая-раннепермская ($C_3—P^1_1$)	Андезит-дацитлипаритовая	Игнимбриты, туфы, туфолавы и туфо-брекчии дацитов дацито-липаритов, липаритов, трахилипаритов, андезито-дацитов и андезитов.	Дацитовые порфиры, плагиогранит-порфиры, фельзит-порфиры.	Конгломераты, песчаники и туфопесчаники, гравелиты и туфогравелиты, туффиты и реже алевролиты, известняки и известковистые песчаники с флорой: $C_3—P_1$. от 10—15 до 30—40% разреза.	Туфы, брекчии и игнимбриты дацитов, дацито-липаритов и липаритов.	Фельзит-порфиры	Конгломераты, реже туфопесчаники туфогравелиты и песчаники до 60% разреза.
Средне-позднекарбоновая ($C_2—_3$)	Липаритовая	Туфы, игнимбриты и туфолавы липаритов, дацито-липаритов, трахилипаритов, иногда трахитов и липарито-трахитов.	Фельзит-порфиры, кварцевые порфиры, гранит и плагиогранит-порфиры, трахилипаритовые порфиры.	Туфоконгломераты, туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники и туфоалевролиты с флорой $C_2—_3$ до 10% разреза.	Туфы, туфолавы и игнимбриты липаритов и дацито-липаритов, дацитов и андезито-дацитов, андезитов.	Трахилипаритовые порфиры, кварцевые порфиры обычно флюидальные, эруптивные брекчии.	Туфоконгломераты, вулканомиктовые и полимиктовые песчаники с флорой реже гравелиты. 10—25% разреза.

Средневизе-намюрская C_1v_2—n, C_1, v_2—n	Габбро-диорит-диабазовая.				Габбро-диабазы, диабазы, диориты, диабазовые и диоритовые порфириты, сиенито-диориты, реже граносиениты (близповерхностные силлы и лакколитообразные тела).		
	Андезит-дацитовая	Туфы, лавы и игнимбриты дацитов, липарито-дацитов и трахидацитов, реже лавы андезитов, андезито-дацитов и липаритов, иногда андезито-базальтов.	Гранодиорит и гранит-порфиры, фельзитовые и кварцевые порфиры, эруптивные брекчии.	Туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники с линзами известняков и кремнистых пород с флорой до 5—10% разреза.	Андезиты, андезитодациты, дациты, трахидациты, трахиандезиты.	Дацитовые и трахидацитовые порфиры, эруптивные брекчии.	Конгломераты, туфоконгломераты, известняки, гравелиты, песчаники, туфопесчаники и алевролиты до 90—95% разреза.
					Туфы и игнимбриты дацитов, дацитолипаритов.	Фельзит-порфиры, липарито-трахитовые и дацитовые порфиры.	Известняки, конгломераты и туфогравелиты, песчаники и песчаноалевролиты, туффиты и туфоалевролиты до 85—95% разреза.
Турне-ранневизейская C_1t—v_1	Липарит-базальтовая	Базальты, андезито-базальты, андезиты, реже андезито-дациты и дацито- липариты.	Базальтовые и андезитовые порфириты.	Конгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники, известняков с раз алевролиты, туффиты с линзами тительными остатками турне-визейского возраста. До 10—30% разреза.	Оливиновые и пироксеновые базальты и андезиты, реже туфы дацитов и дацито-липаритов.	Андезитовые и базальтовые порфириты, эруптивные брекчии.	Туфоконгломераты, вулканомиктовые гравелиты, песчаники и туфопесчаники, туффиты. 15—25% разреза.

• Вулканические интрузии (входят в состав комагматических вулканических ассоциаций).

* * *

Приведенные материалы позволяют в Илийской области герцинской тектономагматической активизации выделить несколько конкретных вулканических и интрузивных формаций и комагматических ассоциаций. Под вулканической формацией понимается совокупность генетически связанных и структурносопряженных эффузивных, жерловых и субвулканических пород, обладающих близким вещественным составом, геохимической специализацией и определенными послевулканическими изменениями. Интрузивная формация представляет естественную ассоциацию одновременных интрузивных пород, сопряженных структурно и имеющих общие черты вещественного состава, металлоносности и метасоматических преобразований. В комагматическую ассоциацию объединяются конкретные вуканические и интрузивные (резко гипабиссальной фации) формации, тесно связанные в пространстве и во времени, сходного петрографического и петрохимического состава, которые обусловлены общностью происхождения из единого магматического очага.

В приведенной табл. 4 выделены разновозрастные магматические формации и приводится краткая характеристика их состава для разных структурно-формационных зон. Анализируя вещественный состав магматических производных каждой формации (табл. 2), мы приходим к выводу о существовании двух типов родоначальных магм — первично базальтовой и гранитоидной (кислой) палингенной. Они с перерывами проявлялись с раннего карбона до триаса. При этом выделяется не менее трех возрастных уровней проявления базальтового магматизма — ранний карбон (турне-ранее визе, частично среднее визе-намюр), ранняя пермь и конец поздней перми. Производные базальтовой магмы всех возрастных уровней резко отличаются от дифференциатов гранитной в первую очередь поведением кремнезема, щелочей, магния, кальция, и высокими содержаниями элементов группы железа (Ni, Co, Cr, Ti, V), а также цинка. Особенно обогащены этими элементами базальтоиды ранней перми. Общей чертой базальтовой магмы этапа активизации является существенно щелочноизвестковый состав магматического расплава (индекс Пикока колеблется от 54 до 56). По классификации Риттмана они относятся к родственной группе, переходной от слабо тихоокеанской к атлантической, с $Na_2O > K_2O$ при «б» — 2,5—5,0 — эффузивной серии и «б» — 3,0—6,9 — интрузивной серии. В целом среднее значение индекса для всех серий производных базальтовой магмы равно 4,1. Они образуют сериальные ряды от оливиновых базальтов через все промежуточные породы до андезито-дацитов и дацитов в эффузивной серии и от габбро до кварцевых диоритов и от эссексит-монцонитов до сиенито-диоритов и сиенитов в интрузивной серии с довольно высокой общей щелочностью.

Общность разновозрастных формаций базальтовой магмы подтверждается близкими содержаниями петрогенных окислов и почти одинаковыми коэффициентами железистости и общей щелочности в однотипных породах. Кроме того, отмечается закономерное увеличение коэффициентов щелочности, железистости и отношения K_2O/Na_2O от базальтов к дацитам в каждой серии и в комагматической ассоциации в целом. В конкретных комагматических ассоциациях закономерно увеличивается коэффициент окисленности железа и отношение MgO/FeO от интрузивных к субвулканическим и эффузивным породам.

Эвалюция базальтовой магмы во времени (от раннего карбона до поздней перми) выразилась в увеличении щелочности за счет калия и железистости, в уменьшении содержания извести и магнезии. Базальты каждой комагматической ассоциации относятся к толеитовым, высокоглиноземистым и обогащенным калием. Векторные линии на диаграмме Н. А. Заварицкого пород раннего карбона соответствуют типу Электрик-

Таблица 5

Метасоматические и рудные формации, связанные с магматическими породами герцинского этапа тектонической активизации в северо-восточной части Заилийского Алатау и хр. Кетмень

Возраст	Магматическая формация	Вещественный состав рудовмещающих пород	Околорудные образования	Рудные образования: Генетическая группа м-ний	Рудная формация	Минеральный состав рудных тел	Ведущие элементы	Перспективные площади на поиск
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Нижний карбон	Базальтовая	Андезитовые порфириты, алевролиты, известняки.	Альбит-эпидотовые и альбит-амфиболовые пропилиты	Вулканогенная гидротермальная (Туюкский тип)	Железомарганцевая	Магнетит, гематит, минералы марганца, эпидот, хлорит, альбит.	Железо Марганец.	Приводораздельная Туюк-Кольджатская рудная зона.
		Андезито - базальтовые порфириты, габбро-диабазы, туфопесчаники.	Пропилиты, калишпатизация.		Медно-кварцевая	Халькопирит, борнит, сфалерит, кварц, кальцит.	Медь	
		Известняки, алевропелиты, лавы андезито базальтового состава, туфы, гравелиты и туфопесчаники.	Пропилиты, доломитизация		Медно-свинцово-баритовая	Галенит, барит, халькопирит, борнит, сфалерит, пирит, кварц, и др.	Свинец, барит, медь.	
Ранне-герцинский	Гранит-лейкогранитовая (плутонические интрузии)	Надинтрузивные ороговикованные песчано-алевролитовые породы нижнего палеозоя.	Грейзенизация, околожильная альбитизация.	Грейзеновая гидротермальная (богутинский тип)	Шеелито-кварцевая (шеелито-штокверковый)	Шеелит, молибденит, висмутин, халькопирит, пиротин, кварц и др.	Вольфрам	Экзо и эндоконтактовые зоны интрузивных массивов Сюгаты, Карагайлы, Восточно-Кетменский, Бокайдынтау, Дардалиты, Комурчи.
		Аплитовидные, двуслюдистые лейкократовые граниты.	Грейзенизация и альбитизация		Висмуто-молибдено-кварцевая	Молибденит, висмутин, шеелит, халькопирит, пирит, кварц и др.	Молибден, висмут.	

Таблица 5 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
		Надинтрузивные карбонатные породы среднего ордовика	Актинолит-тремолит-гранатовые скарны.		Скарновая	Шеелит, висмутин, галенит	Вольфрам	Экзоконтактовые зоны интрузивных массивов Сюгаты, Восточно-Кетменский, Западно-Турайгырский
Ренне герцинский		Вулканиты умеренно-кислого состава в контакте с гранитами	Хлоритизация и окварцевание		Золото-медная	Пирит, халькопирит, золото, кварц	Золото, медь	Экзоконтактные зоны Восточно-Кетменского интрузивного массива
		Граниты и вмещающие вулканиты андезито-дацитового состава	Окварцевание		Свинцово-кварцевая	Галенит, пирит	Свинец	
Средний-поздний карбон	Дацито-липаритовая	Кислые вулканиты	Вторичные кварциты	Гидротермальная	Вторично-кварцитовая	Галенит, пирит, халькопирит, сфалерит, борнит, самородная медь, аргентит	Свинец	
Ранняя пермь	Андезит-базальтовая	Базальтовые и диабазовые порфириты	Цеолитизация	Вулканогенная гидротермальная (низкотемпературная)	Медно-циолитовая	Самородная медь, куприт, пренит, цеолиты, халькозин.	Медь	Нижнепермские вулканиты южного склона хр. Кетмень.

Поздняя пермь	Трахилипаритовая	Субвулканические и эффузивно - пирокластические породы кислого состава с повышенной щелочностью	Пропилиты	»	Свинцово-цинковая	Галенит, сфалерит, пирит, аргентит, халькопирит, сидерит, кварц и др.	Цинк, свинец.	Жерлово-субвулканические структуры поздней перми в районах ур. Чинбулак, Балабогуты, Ачинахо, Сасыкбулак-Шункар.
		Субвулканические и жерловые брекчии, граносиенит, порфиры, сиенитодиоритовые порфириты и др.	Пропилиты, вторичные кварциты	(Архарлинский тип)	Золото-серебряная	Галенит, пирит, золото, аргентит, халькопирит, кварц, флюорит и др.	Золото, серебро	
	Гранит-граносиенитовая	Граносиениты, граниты с повышенной щелочностью.	Грейзены, березиты	Плутоногенная гидротермальная	Медно-кварцевая	Халькопирит пирит, гематит, кварц.	Медь	

Пик; пород ранней перми типу Сан-Франциско, а породы позднего пермского возраста располагаются между линиями Сан-Франциско и Этна.

Производные кислой (гранитоидной) магмы объединяет принадлежность к континентальному классу с высокой щелочностью при устойчивом преобладании калия над натрием. Одновозрастные серии имеют сравнительно близкий состав и слабо проявленную дифференциацию. Основными представителями являются дациты и дацито-липариты с субщелочным химизмом. Часто отмечаются отклонения как в сторону ультракислых липаритов, так в сторону андезитов и трахитов. В целом формации кислой магмы обладают рядом специфических черт и прежде всего пересыщенностью кремнеземом, часто глиноземом, устойчивой высокой щелочностью, незначительным содержанием полевошпатовой извести и магнезии, а также присутствиуем часто в повышенных количествах Mo, Sn, Be, Nb и отсутствием Cr, Li, бедностью Ni, Co, V и Zn. Изменение состава кислой магмы в течении пермо-карбона выразилось в постепенном уменьшении от карбона к поздней перми содержания извести и увеличении — щелочей и железа.

Органической составной частью магматических формаций являются метасоматические и рудные производные. Магматические, метасоматические и рудообразующие процессы неразрывно связаны между собой (табл. 5). Каждая магматическая формация характеризуется своей геохимической и металлогенической специализацией.

С раннекарбоновым вулканизмом в Южно-Кетменской структурно-формационной зоне тесно пространственно и во времени связаны руды медно-свинцово-баритовой, медно-кварцевой и железо-марганцевой формации со специфичным комплексом рудных элементов (м-ния Туюк, Комурчи, Сумбе, Аккезень и др.). С одновозрастными плутоническими интрузиями гранитоидной формации генетически и пространственно связаны редкометальные (вольфрам-шеелит, в подчиненном количестве молибден, висмут), медные с золотом и свинцовые месторождения и проявления (Богуты и др.). Оруденение концентрируется в экзоконтактовых и надинтрузивных зонах, реже в эндоконтактах массивов. С кислыми вулканитами среднего-верхнего карбона связана свинцовая минерализация.

В пермский этап сформировались низкотемпературные приповерхностные месторождения эпитермального типа, золото-серебряной, полиметаллической и медной формации. Оруденение локализуется в жерловых, субвулканических, реже эффузивных образованиях и генетически связаны с деятельностью отдельных вулканических аппаратов или приповерхностными интрузиями.

УДК 552.31(574.41)

В. Д. СТЕРКИН

ЭВОЛЮЦИЯ ХИМИЗМА ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОРОГЕННЫХ МАГМАТИТОВ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В Северном Прибалхашье расположены две крупных тектонических структуры, сложенные более чем на 90% магматитами: Северо-Прибалхашский и Баканасский * синклинории, которые образовались в конце позднего палеозоя — начале мезозоя на месте крупной орогенной вулканической области. Здесь формировались различные по возрасту и вещественному составу эффузивные и интрузивные породы, периодически сменявшие друг друга во времени.

В результате многолетних крупномасштабных геологических исследований в Северном Прибалхашье (А. Ф. Ковалевский, В. Я. Кошкин, М. Б. Лившиц, А. К. Мясников, Л. М. Скляренко, И. Б. Соколова, В. Д. Стеркин и др.) был собран обширный фактический материал, позволивший выработать схему расчленения магматических образований этого района, которая приведена в таблице 1.

Изучение химизма магматитов было проведено по трем основным группам: базальтоидной эффузивной, сиалической эффузивной и интрузивной (табл. 2), на базе 365 силикатных анализов, обработанных с помощью ЭВМ «Минск-22». Сравнение всех петрохимических показателей сделано при уровне значимости 0,05.

Все базальтоидные комплексы и подкомплексы могут быть отнесены либо к андезит-базальтовой (кумадырский, карабулакский и бужуртауский), либо к трахибазальт-трахилипаритовой (курайлинский) формациям. Первая тяготеет к зонам глубинных разломов, разделяющим крупные тектонические блоки внутри вулканической области или обрамляющим ее по периферии (пограничные разломы), и по латерали замещает вулканиты сиалической группы. Вторая имеет ареальное распространение и приурочена к районам максимальной проницаемости земной коры в позднюю стадию орогенеза.

Все базальтоиды позднего палеозоя Северного Прибалхашья обладают специфическими особеностями. Они отличаются повышенной кремнекислотностью (SiO_2 52,19—55,84%), что объясняется распространением в заметном количестве андезитоидных разновидностей (у типового базальта по С. П. Соловьеву SiO_2 — 48,91%, у андезито-базальта 54,24%). На диаграмме Д. С. Штейнберга (Q—α) они все попадают в поле андезито-базальтов (рис. 1). На относительную «лейкократовость» указывает и обычное преобладание окисного железа над закисным. Весь-

* Иногда обе структуры выделяются под общим названием Баканасского синклинория.

Таблица 1

СХЕМА

расчленения магматических образований Северного Прибалхашья

Комагматические ассоциации	Эффузивные		Интрузивные	
	Комплексы	Подкомплексы	Комплексы	Фазы и субфазы
1	2	3	4	5
			Баканасский, после — позднепермский (раннетриасовый ?), аляскитовых и лейкократовых гранитов, pP_2	Субфаза мелкозернитых аляскитовых гранитов и гранит-порфиров.
Позднепермская			Кикунтайский, щелочных гранитоидов, P_2	Щелочные граносиениты.
				Щелочные граниты с субфазой мелкозернистых щелочных гранитов и гранит-порфиров.
				Щелочные сиеногранодиориты и гранодиориты.
	Даулет-курайлинский, трахибазальт-трахилипариты	Даулетский (кугульдурский), трахилипариты, трахилипарит-дациты, часто щелочные, P_2		
		Курайлинский, трахибазальты, базальты, андезито-базальты, P_2		
Пермская			Ушобинский, сиенито-диориты, сиениты, сиенит-порфиры, сиеногранодиориты, граносиениты, монциниты, P	Сиеногранодиориты, граносиениты, сиениты, гранодиориты.
				Сиенит-диориты, сиениты, монциниты.

«	Бужуртауский, андезито-базальты, базальты, андезиты, P_{1-2}	Акшоки-Қызылкиинский, трахиандезиты, андезиты, трахидациты трахиты, липариты, трахилипариты. P_{1-2}	Қызылкиинский, трахилипариты, трахидациты, липариты, дациты, трахиты, P_{1-2} Акшокынский, андезиты, трахиандезиты, андезит-дациты, P_1		
Среднекарбоновая-раннепермская				Қокдалинский, биотитовые граниты, гранодиориты, диориты. P_1	Биотитовые граниты, лейкократовые гранодиориты с субфазой лейкократовых гранитов, гранит-порфиров и граносиенитов. Диориты, гранодиориты, кварцевые диориты, габбродиориты, с субфазой диорит-порфиритов и сиенодиоритов
	Карабулакский, андезито-базальты, базальты, андезиты, C_{2-3}	Қалмакэмель — колдарский, андезиты, андезит-дациты, липариты, липарит-дациты, $C_2—P_1$	Колдарский, дациты, липариты, липарит-дациты, $C_3—P_1$ Қалмакэмельский, андезиты, андезит-дациты, дациты, C_2		
Раннекарбоновая				Музбельский, диориты, гранодиориты, граниты, C_1	Биотит-роговообманковые граниты с субфазой лейкократовых гранитов Диориты, гранодиориты
	Кумадырский, базальты, андезито-базальты, андезиты, $C_1V_2—n$	Каркаралинский, андезиты, андезито-дациты, липариты, $C_1V_2—n$	Верхнекаркаралинский, липарит-дациты, андезит-дациты дациты, $C_1V_2—n$ Нижнекаркаралинский, андезиты, андезит-базальты, $C_1V_2—n$		

Примечание: По данным В. Я. Кошкина, полученным в последние годы, карабулакский комплекс (актобинский по В. Я. Кошкину) является возрастным аналогом бужуртауского, а на стратоуровне C_{2-3} сквозная базальтовая формация не проявлялась.

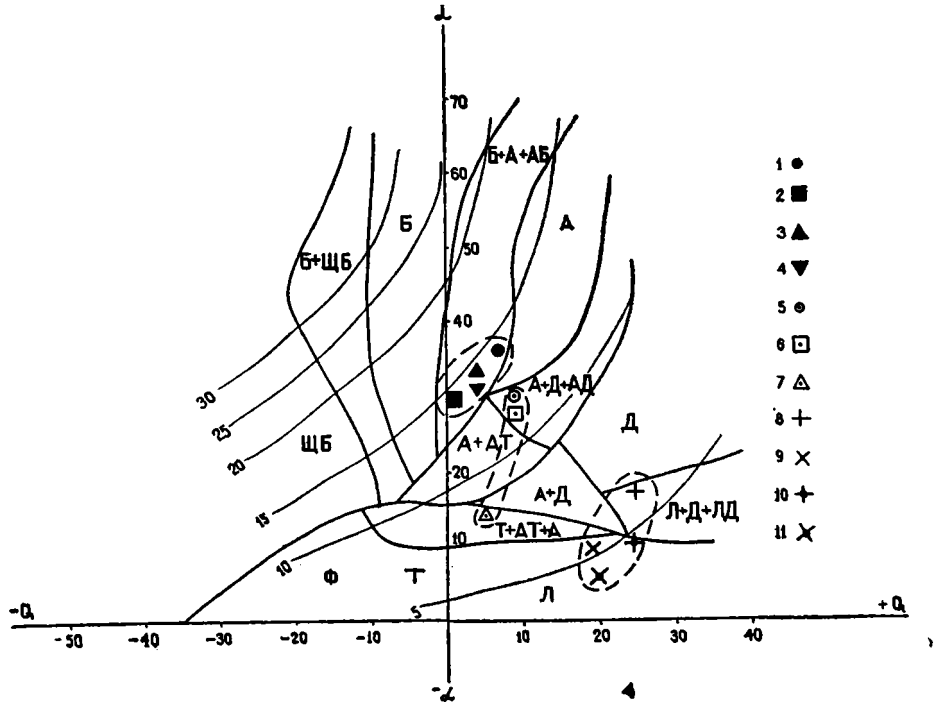


Рис. 1. **Диаграмма Д. С. Штейнберга (Q—α) для эффузивных образований.**

1—11—Комплексы и подкомплексы: 1—4—базальтоиды: 1 — кумадырский, 2 — бужуртауский, 3 — карабулакский, 4 — курайлинский; 5—7— андезитоиды: 5 — нижнекаркаралинский, 6 — калмакэмельский, 7 — акшокынский, 8—11 — липаритоиды: 8— верхнекаркаралинский, 9 — кызылкиинский, 10 — колдарский, 11 — даулетский, ЩБ — щелочные базальты, Б — базальты, АБ — андезито-базальты, А — андезиты, АД — андезито-дациты, Д — дациты, АТ — андезито-трахиты, Л — липариты, ЛД — липарито-дациты, Ф — фонолиты, Т — трахиты.

ма типично низкое содержание MgO, которое колеблется от 3,1% до 3,96% (у типового андезито-базальта по С. П. Соловьеву — 4,19%).

Основная эволюционная линия базальтоидов проявлена в изменении общей кремнекислотности, общей основности (CaO+MgO) и относительной щелочности (рис. 2). С омоложением базальтоидов закономерно уменьшается содержание SiO_2 (C_1 — 55,84%; C_{2-3} — 54,70%; $P_{1№2}$ — 53,96%; P_2 — 52,19%) и соответственно увеличивается суммарное содержание CaO+MgO (C_1 — 9,69%; C_{2-3} — 10,28%; P_{1-2} — 10,34%; P_2 — 11,34%). Увеличение относительной щелочности в этом же направлении иллюстрирует изменение сериального индекса Ритмана * (2,57—3,13—3,33—3,91) и коэффициента агпаитности (0,25—0,34—0,36—0,37). Таким образом, возрастание роли щелочных алюмосиликатов, проявленное на фоне увеличения содержания магнезиально-железистых компонентов, устанавливается довольно отчетливо. Вместе с тем повышение относительной щелочности идет меньшими темпами, чем увеличение основности, что хорошо демонстрируется уменьшением показателя общей щелочности $\frac{(K_2+Na_2O)}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$

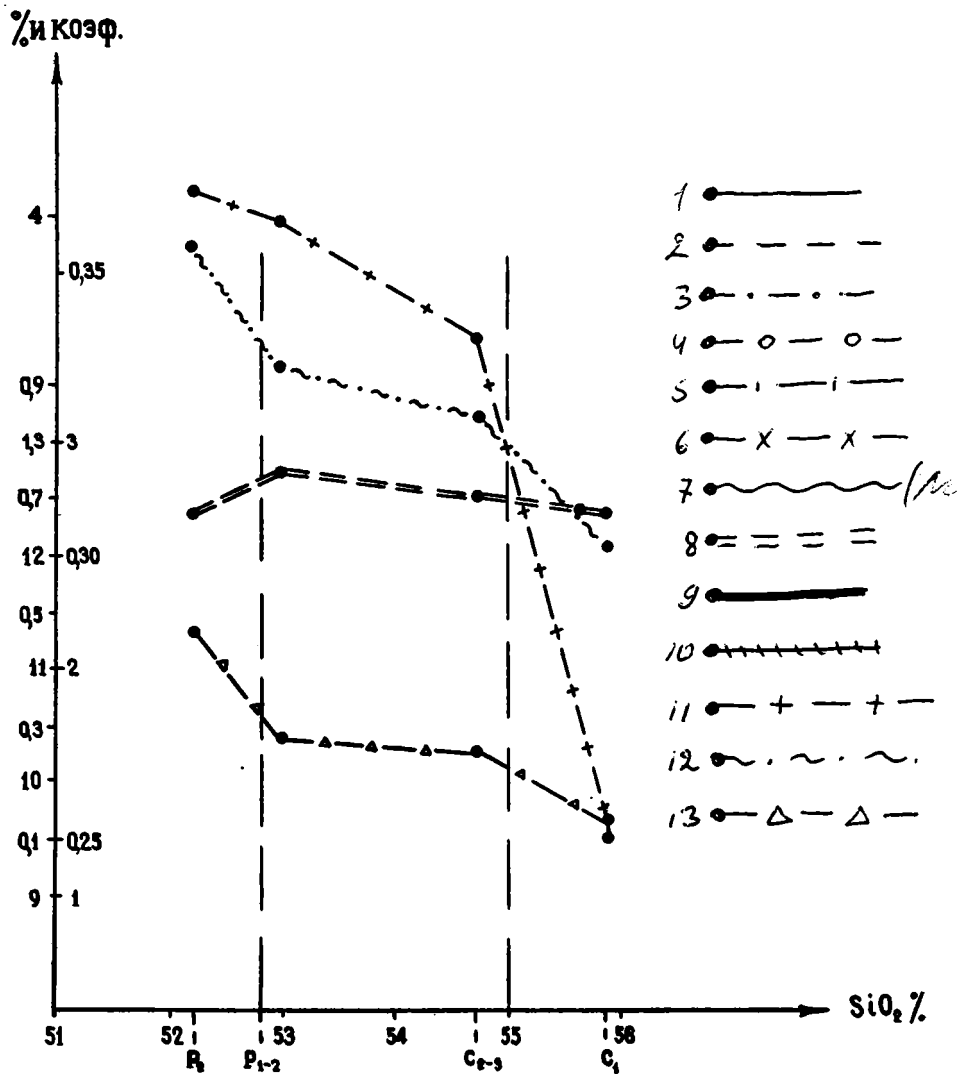
Несколько по иному ведет себя коэффициент железистости, который

* Хотя при систематизации базальтоидных пород применение индекса Ритмана считается малоудобным, однако, учитывая повышенную крекислотность их в нашем районе, он может быть использован.

постепенно повышается к базальтоидам перми (0,69—0,715—0,753) и затем падает у наиболее молодых базальтов (0,68). В какой-то степени эти особенности выявляются и на диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 3).

Несмотря на нарастание относительной щелочности, соотношение окисей калия и натрия колеблется сравнительно в небольших пределах (0,51—0,60) и такого же закономерного его увеличения со временем не наблюдается.

Уменьшение коэффициента затвердевания Куно от раннекарбоновых к пермским базальтоидам и затем резкое повышение его в породах курайлинского (P_2) подкомплекса подтверждает правильность отнесения



Р и с. 2. **Диаграмма Харкера для базальтоидов.**

1 — индекс затвердевания Куно; 2 — коэффициент общей калиевости; 3 — фельзический индекс; 4 — $\frac{Na_2O}{FeO+Fe_2O_3}$; 5 — $\Sigma(FeO+Fe_2O_3)$; 6 — коэффициент общей щелочности; 7 — $\Sigma(Na_2O+K_2O)$; 8 — коэффициент железистости; 9 — $\frac{K_2O}{Na_2O}$; 10 — $\frac{MgO}{FeO}$; 11 — коэффициент агпаитности; 12 — $\Sigma(CaO+MoO)$; 13 — сериальный индекс Ритмана.

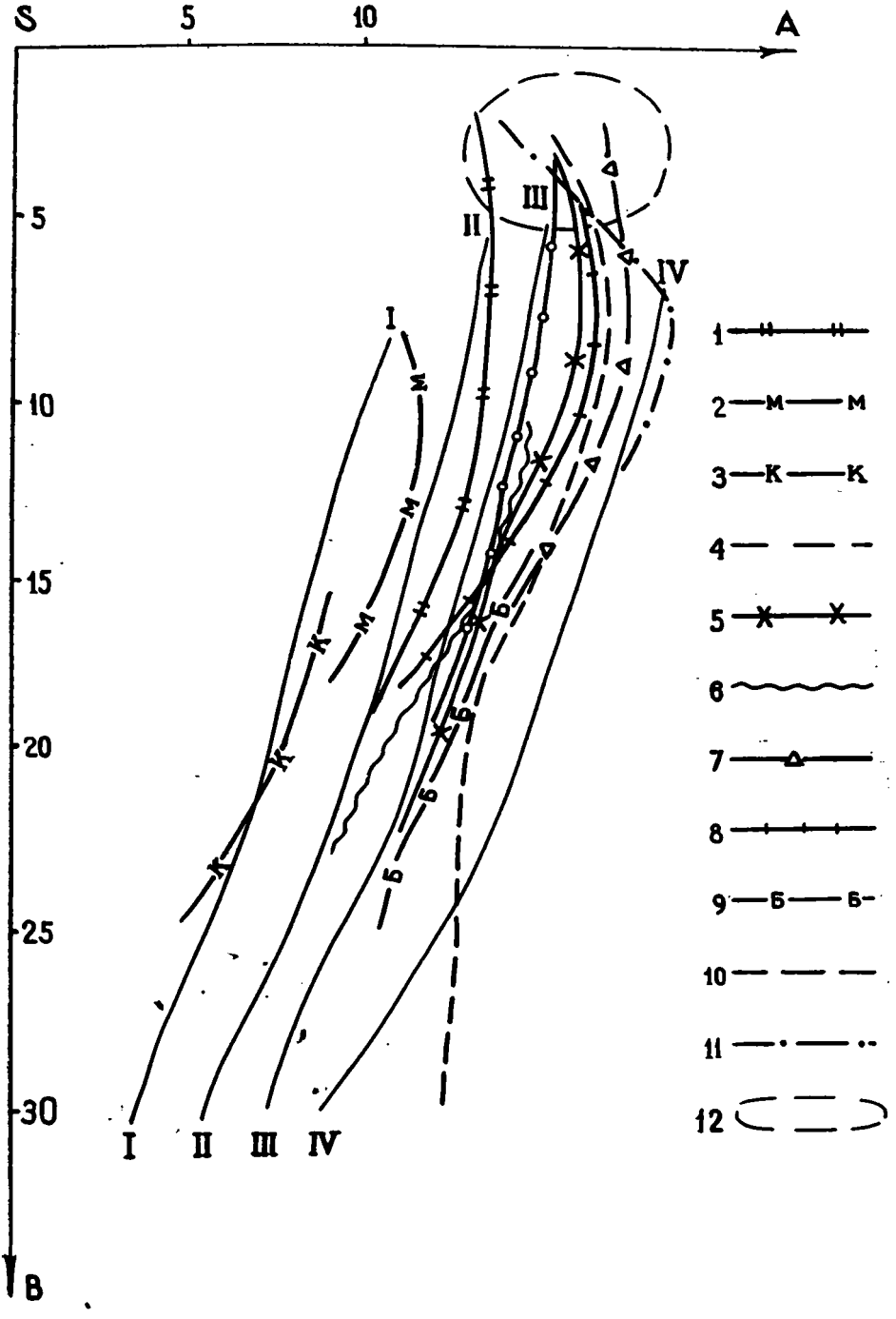


Рис. 3. **Правая часть диаграммы А. Н. Заварицкого.**
1—11 — вариационные линии: 1 — для вулканитов C_1, 2 — для интрузивных пород C_1, 3 — для базальтоидов C_1, 4 — для вулканитов C_2—P_1, 5 — для интрузивных пород P_1, 6 — для базальтоидов C_2—$_3$, 7 — для вулканитов P_1—$_2$, 8 — для интрузивных пород P^1_2, 10 — для вулканитов P_2, 11 — для интрузивных пород P^2_2, 12 — поле фигуративных точек гранитов pP^2_2.

пород этих комплексов к двум формационным типам — андезит-базальтовому (C_1 — C_{2-3} — P_{1-2}) и трахибазальтовому. В то же время невысокое значение этого показателя (24,0—23,8—21,3—26,0) указывает на существенную роль внутрикамерной дифференциации при формировании пород выделенных подразделений, которые по вещественному составу в объеме каждого комплекса (подкомплекса) меняются от базальтов до андезитов, причем наименее дифференцированными являются образования верхней перми.

Сиалическая группа вулканитов весьма разнообразна по составу, по взаимоотношениям и возрасту и представляет две формации: андезит-липаритовую и трахибазальт-трахилипаритовую, которые подразделяются на нескольких субформаций: андезитовую (трахиандезитовую, трахидацит-андезитовую, дацит-андезитовую), липаритовую (дацит-липаритовую) и трахилипаритовую (щелочную трахилипаритовую).

Андезитовую субформацию представляют нижнекаркаралинский (C_1 ?), калмакэмельский (C_2) и акшокынский* (P_1) подкомплексы; липаритовую — верхнекаркаралинский (C_1V_2—n), колдарский (C_3—P_1) и кызылкиинский (P_{1-2}); трахилипаритовую — даулетский (P_2).

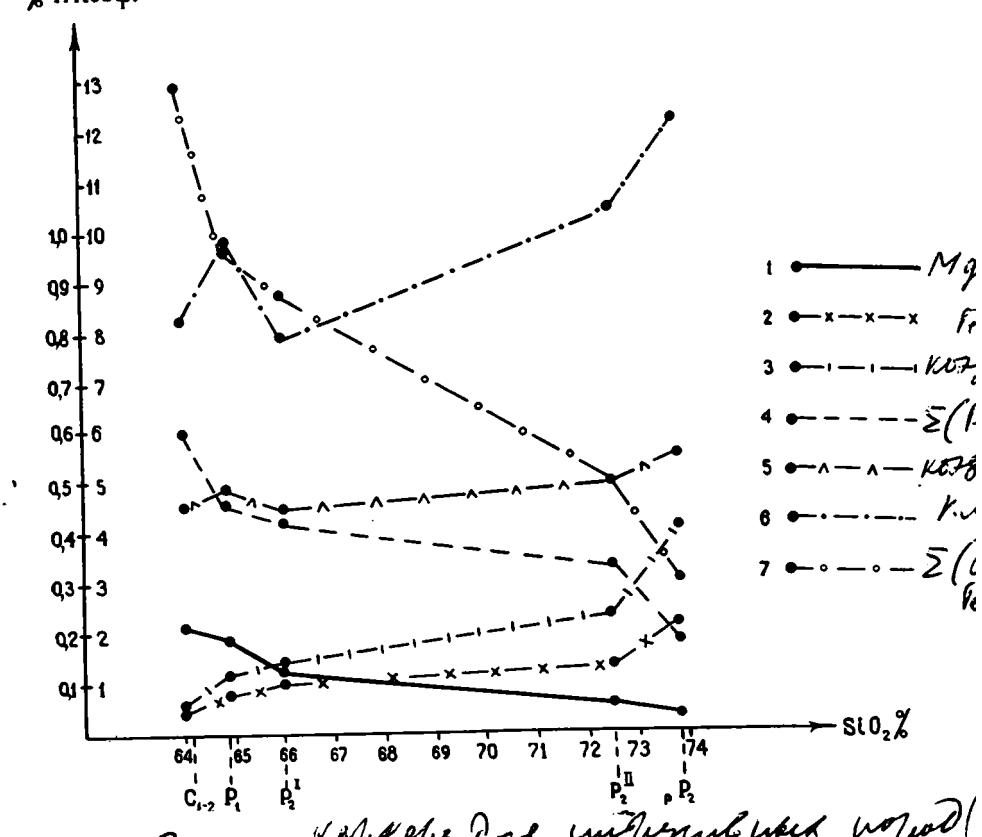


Рис. 8. Диаграмма изменения петрогенных окислов и петрохимических показателей во времени для андезитоидов. Условные знаки на рис. 2.

* Под акшокынским подкомплексом понимается совокупность вулканогенных пород среднего состава, залегающих под вулканитами кызылкиинского подкомплекса (свиты). Андезито-базальты, проявленные на этом и более высоком стратиграфических уровнях (см. табл. 1) вблизи зон глубинных разломов, отнесены к бужуртаускому комплексу.

Сравнение химизма вулканитов этой группы проводилось как по вещественно сходным подкомплексам (андезитоидным и липаритоидным), так и по комплексам в целом. Основным объединяющим петрохимическим признаком «сиалических» вулканитов является принадлежность их к тихоокеанской родственной группе (по А. Ритману), т. е. к производным известково-щелочной магмы.

Андезитовые подкомплексы различаются по вещественному составу, за счет соотношений пород собственно андезитового, дацит-андезитового и трахиандезитового состава. Эта разница хорошо иллюстрируется диаграммой Д. С. Штейнберга (см. рис. 1).

При сравнительно незначительных колебаниях в содержании общей кремнекислоты (от 56,57% до 59,49%) наблюдаются закономерные изменения соотношений щелочей, железа, магния и извести (рис. 4), прежде всего заметное увеличение со временем показателя абсолютной (K_2O+Na_2O) и общей щелочности $\left(\frac{K_2O+Na_2O}{FeO+Fe_2O_3+MgO}\right)$ и железисто-натриевого коэффициента $\left(\frac{Na_2O}{FeO+Fe_2O_3}\right)$, при практически постоянных коэффициентах калиевости $\left(\frac{K_2O}{Na_2O}\right.$ и $\left.\frac{K_2O}{K_2O+Na_2O}\right)$ и незначительном увеличении (!!) индекса затвердевания Куно, который изменяется в малых пределах (21,3—23,0). Невысокое значение этого индекса и обратный (по отношению к обычным дифференцированным сериям) порядок его изменения указывает, с одной стороны, на существенную роль контаминации при образовании андезитоидных расплавов, а с другой, — на происхождение их из разных магматических очагов. На увеличение роли щелочных алюмосиликатов указывает и повышение коэффициента агпаитности.

Таким образом, основным показателем изменения химизма андезитоидных групп является увеличение абсолютной и относительной щелочности при сначала резком, а затем плавном уменьшении суммы окисного и закисного железа. Характер вертикального тренда щелочности одинаков с эволюционной линией железисто-натриевого коэффициета. Плавное постепенное увеличение фельзического индекса $\frac{Na_2O+K_2O}{Na_2O+K_2O+CaO}$ (при CaO — 5,56%, 4,88%, 4,96%) указывает на некоторое уменьшение роли извести с возрастанием общей относительности щелочности, однако прогрессия возрастания этих показателей различна (см. рис. 4).

Изменение химизма андезитоидных групп с возрастом отражаются в вещественном составе: в прогрессирующем увеличении количества щелочных алюмосиликатов (преимущественно, за счет натровых разновидностей) и некоторого (в общем, незначительного) уменьшения количества магнезиально-железистых минералов и, соответственно, в появлении в конце эволюционной линии пород трахиандезитового состава.

Липаритовые подкомплексы в отличие от андезитоидных принадлежат к андезит-липаритовой (верхнекаркаралинский, колдарский и кызылкиинский) и трахибазальт-трахилипаритовой (даулетский) формациям. Колебания в содержании кремнекислоты, а соответственно и других коррелируемых окислов, определяют количественные соотношения вулканитов липаритового и дацитового совета в каждом выделяемом подразделении.

Как и у других эффузивных групп, основным показателем, позволяющим выявить возрастные изменения химизма липаритоидов, является щелочность. Возрастание абсолютной щелочности снизу вверх происходит постепенно, при сохраняющемся, в целом, соотношении K_2O и Na_2O (0,90—0,95). Лишь у раннекарбоновых липаритоидов явно превалирует натривая составляющая (рис. 5). Щелочность наращивается постепенно

с выравниванием в конце эволюционной линии. Увеличение относительной щелочности демонстрирует коэффициент агпаитности, который меняется скачкообразно от C_1 к C_3—P_1 и от P_{1-2} к P_2. Также увеличивается соотношение $\frac{MgC}{FeO}$. Неравномерное увеличение этих показателей указывает в первом случае на увеличение роли щелочных полевых шпатов, а во-втором — на появление щелочных железо-магнезиальных силикатов. В какой-то степени особенность изменения химизма отражена сериальным индексом Ритмана и фельзическим индексом, которые позволяют оценить поведение щелочей, исключая влияние SiO_2 и CaO. Коэффициент железистости колеблется в незначительных пределах (от 0,80—до 0,85), но наиболее высок он у липаритоидов нижнего карбона.

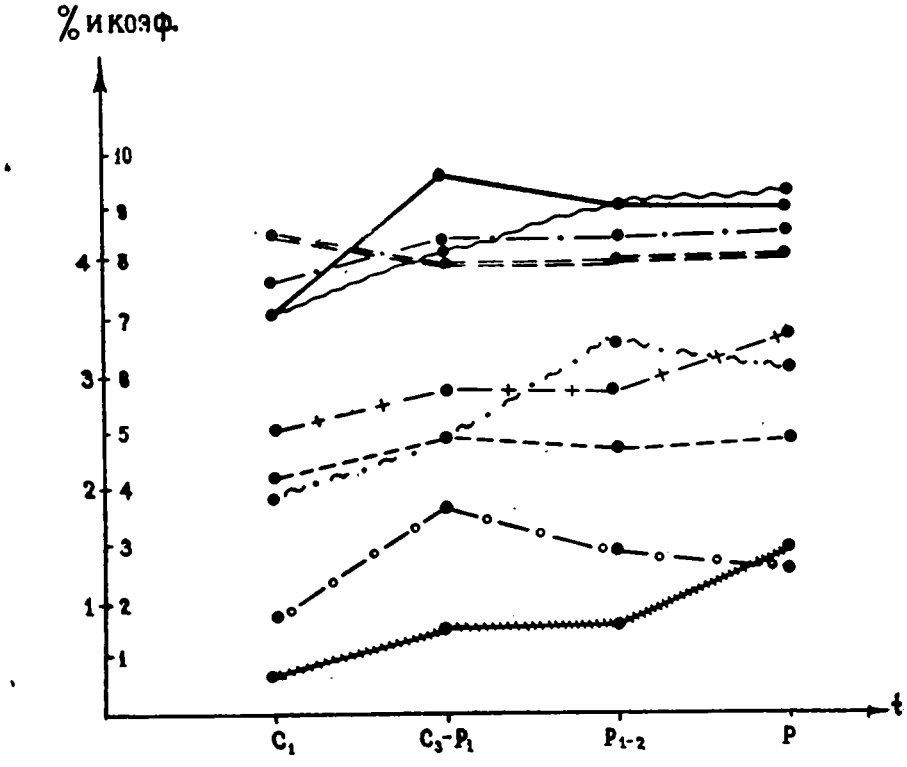


Рис. 5. **Диаграмма изменения петрогенных окислов и петрохимических показателей во времени для липаритоидов.** (Условные обозначения на рис. 2.)

Существенные петрохимические различия отмечаются у крайних подразделений липаритоидной группы: для нижнекарбоновых типично наиболее высокие содержания закисного и суммарного железа и извести и низкие — калия и суммы щелочей; у верхнепермских при наиболее высоком содержании щелочей отмечены максимальные количества магния и окисного железа. Эти особенности находят объяснение в стадийности тектонического развития орогена.

Целесообразно проанализировать возрастные изменения химизма дифференцированных эффузивных комплексов в целом. Каждый из комплексов (кроме позднепермского) представляет последовательно-дифференцированный сериальный ряд, состоящий из двух членов: андезитоидного и липаритоидного. Позднепермский комплекс может рассматриваться как резко дифференцированная серия: базальтоиды-липаритоиды. Из-

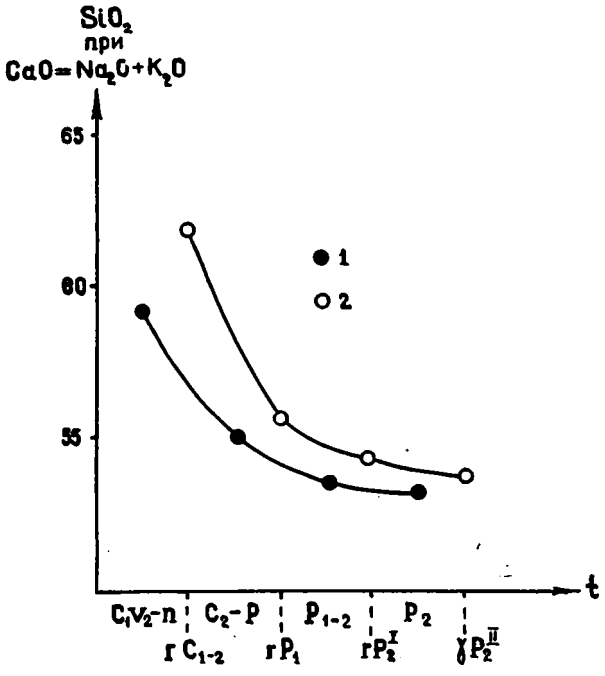


Рис. 6. **Диаграмма изменения индекса Пикока во времени.**
1 — вулканогенные породы; *2* — интрузивные породы.

менение химизма дифференцированных комплексов достаточно наглядно демонстрирует бинарная диаграмма: известково - щелочной индекс Пикока — время (рис. 6). Уменьшение этого индекса от ыболее древних к молодым комплексам, с максимальным перепадом в начале эволюционной линии (по параболе третьего порядка), указывает на нарастание относительной щелочности, позволяя относить (по классификации М. Пикока) породы раннекарбонового комплекса к известково-щелочной серии (59,2), а среднекарбонового - раннепермского, пермского и позднепермского — к щелочно-известковой (55,0—53,50—53,0).

Петрохимическое сродство различных эффузивов в каждом комплексе хорошо проявлено в относительных количествах большинства петрогенных элементов (см. табл. 2). Так, у наиболее отдаленных по составу пород резко дифференцированного позднепермского комплекса (базальт-липарит) эта петрохимическая близость демонстрируется в относительно высоком содержании в липаритоидах MgO, Fe_2O_3 и CaO+MgO+FeO+ $+Fe_2O_3$.

Гранитоидная группа объединяет интрузивные породы, колеблющиеся по составу от меланократовых диоритов и кварцевых диоритов до лейкократовых и аляскитовых гранитов. Выделение интрузивных комплексов основано на ряде возрастных, структурно-тектонических и вещественных признаков. Комплексы представляют диорит-гранитную (музбельский и кокдалинский), сиенит-гранитную (ушобинский) и гранитную (кикунтайский и баканасский) формации. Также как и для эффузивных образований, анализ особенностей химизма интрузивных пород целесообразно проводить по вещественным группам.

Диоритоиды. Породы диоритоидного состава с кремнекислотностью от 56,00% до 63,00% участвуют в строении музбельского, кокдалинского и ушобинского комплексов. Колебания в вещественном составе от меланократовых диоритов до меланократовых гранодиоритов и объемные соотношения этих пород в каждой фазе отражены в средних содержаниях петрогенных окислов (табл. 2). Со временем увеличивается содержание MgO (2,57%—2,83%—3,03%), K_2O (2,27%—2,66%—2,95%) и FeO (3,09%—3,62%—4,02%), при сохраняющемся железисто-натриевом коэффициенте (0,48—0,50—0,49) и слабо колеблющемся коэффициенте калиевости (0,43—0,41—0,46). Возрастание общей щелочности демон-

Таблица 2

Средние значения петрогенных окислов и основных петрохимических показателей по комплексам, подкомплексам и фазам

Петрогенные окислы и петрохимические показатели	Эффузивные											Интрузивные										
	основные				средние			кислые				средние			кислые					в целом по комплексам		
	C_1	C_{2-3}	P_{1-2}	P_2	C_1	C_2	P_1	C_1	C_3-P_1	P_{1-2}	P_2	C_1	P_1	$P\frac{I}{2}$	C_1	P_1	$P\frac{I}{2}$	$P\frac{II}{2}$	pP_2	C_1	P_1	$P\frac{I}{2}$
	13	10	15	50	16	14	12	13	13	33	15	13	31	12	11	18	15	28	34			
SiO_2	55,84	54,70	52,96	52,19	56,57	59,49	58,37	68,75	71,12	67,50	69,76	62,60	56,42	56,82	70,10	70,49	69,42	72,53	73,84	64,10	64,86	66,0
TiO_2	0,90	0,72	1,20	1,11	0,96	0,73	0,77	0,49	0,31	0,42	0,42	0,53	0,85	0,84	0,84	0,39	0,45	0,56	0,30	0,59	0,57	0,42
Al_2O_3	16,39	17,68	16,14	16,99	16,85	16,80	15,47	14,50	14,51	15,49	13,70	14,67	16,88	16,55	11,25	14,25	14,91	11,62	12,98	13,99	15,30	15,35
FeO	4,76	3,46	5,52	2,38	3,62	2,06	2,46	2,85	0,76	0,97	0,63	3,09	3,62	4,02	2,14	0,70	2,15	0,67	0,43	2,90	1,87	2,65
Fe_2O_3	4,20	4,50	4,39	6,24	4,36	4,01	3,24	1,95	1,52	2,26	3,11	3,01	3,90	2,95	3,47	1,91	1,03	2,69	1,42	3,10	2,70	1,55
CaO	6,39	7,11	7,12	7,38	5,56	4,88	4,96	2,16	1,65	1,76	1,44	5,19	6,31	5,61	3,08	1,40	2,42	1,03	0,84	4,77	3,08	3,28
MgO	3,30	3,17	3,24	3,96	3,39	2,49	2,75	0,83	0,58	0,77	0,88	2,57	2,83	3,03	1,60	0,67	0,56	0,60	0,34	2,14	1,93	1,23
Na_2O	2,70	3,71	3,73	3,74	3,55	3,79	4,58	4,14	4,20	4,74	4,75	2,95	3,81	3,42	3,10	4,09	4,46	4,47	3,99	2,98	3,98	4,18
K_2O	1,38	2,24	2,03	2,24	2,63	2,82	3,52	2,96	4,01	4,26	4,30	2,27	2,66	2,95	3,05	4,74	3,45	4,65	4,88	2,46	3,91	3,31
$\frac{Na_2O+K_2O}{FeO+Fe_2O_3}$	4,08	5,95	5,76	5,99	6,18	6,61	8,16	7,10	8,21	9,00	9,05	5,22	6,46	6,37	6,15	8,84	7,91	9,12	8,88	5,44	7,89	7,49
$\frac{CaO+MgO}{(CaO+MgO+Fe_2O_3+FeO)}$	8,96	7,96	9,92	8,63	7,98	6,07	5,70	4,80	2,28	3,23	3,74	6,10	7,52	7,04	5,61	2,61	3,18	3,36	1,86	6,00	4,57	4,20
	9,69	10,28	10,34	11,34	8,94	7,37	7,71	2,99	2,23	2,53	2,32	7,76	9,14	8,64	4,68	2,07	2,98	1,63	1,18	6,91	5,01	4,51
	18,65	18,24	20,26	19,97	16,92	13,44	13,41	5,79	4,51	5,76	6,06	13,86	16,68	15,68	10,29	4,68	6,16	4,99	3,03	12,91	9,58	8,71
Коэф. железистости: $\frac{Fe_2O_3+FeO}{Fe_2O_3+FeO+MgO}$	0,69	0,72	0,75	0,68	0,70	0,71	0,67	0,85	0,80	0,81	0,81	0,70	0,72	0,70	0,81	0,80	0,85	0,85	0,85	0,46	0,47	0,48
$\frac{MgO}{FeO}$	0,69	0,92	0,59	1,66	0,93	1,20	1,11	0,29	0,76	0,79	1,40	0,83	0,78	0,76	0,74	0,96	0,26	0,90	0,80	0,73	1,03	0,46
Железисто-натриевый коэф.: $\frac{Na_2O}{Fe_2O_3+FeO}$	0,21	0,39	0,37	0,43	0,44	0,62	0,80	0,86	1,84	1,46	1,27	0,48	0,50	0,49	0,55	0,57	1,40	1,33	2,14	0,49	0,87	0,99
Коэф. калиевости: $\frac{K_2O}{Na_2O+K_2O}$	0,33	0,31	0,33	0,37	0,42	0,43	0,43	0,42	0,49	0,47	0,49	0,43	0,41	0,46	0,50	0,54	0,44	0,51	0,55	0,45	0,49	0,44
Коэф. затвердевания Куно: $\frac{MgO \cdot 100}{FeO+Fe_2O_3+MgO+K_2O}$	24	23,8	21,3	26,0	21,3	21,8	23,0	не подсчитывался				23,50	21,80	23,30	не подсчитывался			18,07	—	18,07	18,53	14,07
$\frac{K_2O}{Na_2O}$	0,51	0,60	0,54	0,60	0,74	0,74	0,78	0,71	0,95	0,90	0,91	0,77	0,69	0,86	0,98	1,13	0,77	1,04	1,22	0,82	0,98	0,79
Коэф. агпаитности (Kα): $\frac{Na_2O+K_2O}{Al_2O_3}$	0,25	0,34	0,36	0,37	0,37	0,39	0,51	0,49	0,56	0,57	0,66	0,35	0,38	0,35	0,55	0,62	0,53	0,78	0,68	0,39	0,51	0,49
Сериальный индекс Ритмана: $\frac{(Na_2O+K_2O)^2}{SiO_2-43}$	2,57	3,13	3,33	3,91	2,83	2,66	4,34	1,90	2,39	3,31	3,07	2,38	3,11	2,93	1,39	2,85	2,38	2,82	2,55	1,40	2,84	2,43
Коэф. общей щелочности: $\frac{Na^2O+K_2O}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$	0,74	0,65	0,64	0,60	0,53	0,77	0,96	1,26	2,87	2,25	1,96	0,60	0,62	0,63	0,83	2,70	2,12	2,30	4,04	0,66	1,21	1,37
Фельзический индекс: $\frac{Na_2O+K_2O}{Na_2O+K_2O+CaO}$	0,39	0,46	0,45	0,45	0,52	0,57	0,62	0,76	0,83	0,84	0,86	0,50	0,51	0,53	0,67	0,8	0,77	0,89	0,91	0,53	0,72	0,69
Коэф. степени окисленности железа $\frac{Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3}$	0,48	0,57	0,44	0,72	0,55	0,68	0,42	0,41	0,70	0,89	0,83	0,40	0,51	0,42	0,62	0,73	0,32	0,80	0,77	0,48	0,40	0,63
$N/A=\frac{Na_2O}{Al_2O_3-K_2O}$	0,18	0,24	0,26	0,26	0,25	0,27	0,38	0,36	0,40	0,42	0,50	0,23	0,26	0,25	0,38	0,43	0,39	0,64	0,49	0,26	0,35	0,49
Коэф. натровости $\frac{Na_2O}{K_2O+Na_2O}$	0,66	0,62	0,64	0,64	0,57	0,73	0,56	0,58	0,51	0,52	0,55	0,56	0,58	0,53	0,50	0,46	0,57	0,49	0,46	0,55	0,50	0,56

стрируется слабым увеличением показателей $\frac{Na_2O+K_2O}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ (0,60—0,62—0,63) и $\frac{Na_2O+K_2O}{Na_2O+K_2O+CaO}$ (0,50—0,51—0,53). Весьма типично уменьшение соотношения $\frac{MgO}{FeO}$ (0,83—0,78—0,76), что при повышении содержания обеих коррелируемых окислов указывает на увеличение роли фемических минералов преимущественно за счет амфиболов. Таким образом, основной закономерностью эволюции химизма диоритоидов может считаться слабое нарастание общей относительной щелочности при сохраняющемся соотношении калиевой и натриевой составляющих, на фоне возрастания роли магнезиально-железистых компонентов и при постоянном коэффициенте железистости (0,70—0,72—0,70).

Граниты. Для гранитов весьма характерны значительные колебания в содержаниях петрогенных окислов и значениях петрохимических показателей, в связи с чем общая эволюционная линия их внешне проявлена не так четко, как у других групп магматитов. Эта особенность является следствием широкого вещественного диапазона пород, объединяемых общим названием «граниты». Наиболее ярко это проявлено у ушобинского комплекса, в составе которого нормальных гранитов практически нет — образования, равноценные им по кислотности, отвечают граносиенитам. В связи с этим при рассмотрении изменений химизма «кислых» гранитоидов, включение в общее семейство «гранитов» пород второй фазы ушобинского комплекса нецелесообразно. Их химизм будет рассмотрен ниже при анализе ушобинского комплекса в целом.

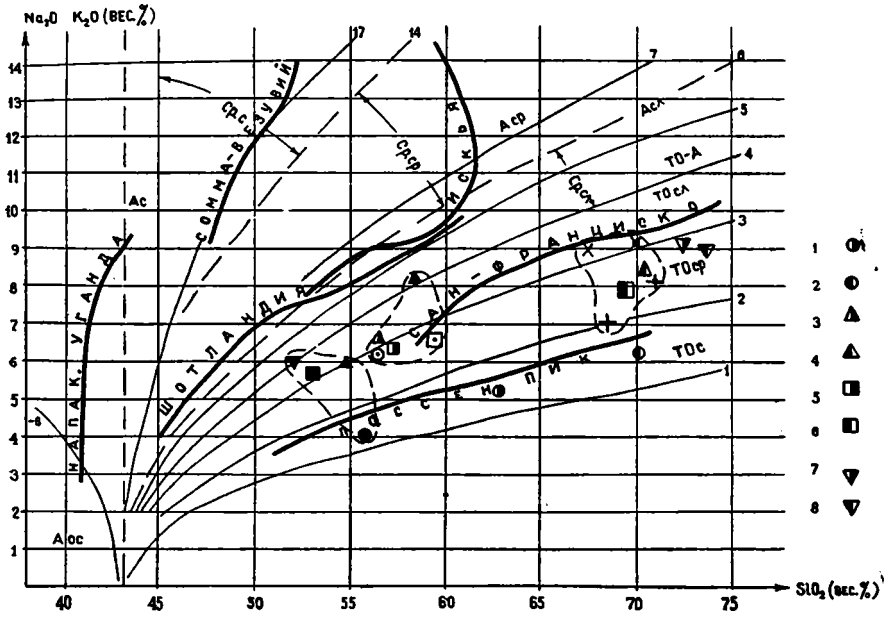
На фоне слабого возрастания кремнекислотности (C_{1-2}— 70,10%; P_1 — 70,48%; P^{II}_2 — 72,53%; pP_2 — 73,84%) закономерно уменьшается содержание FeO (2,14%—0,60%—0,67%—0,45%), CaO (3,08%—1,40%—1,03%—0,84) и CaO+MgO (4,68%—2,07%—1,63%—1,18%). Таким образом, уменьшение основности гранитов со временем, отраженное в сокращении количества темноцветных минералов и уменьшении основности плагиоклазов, проявлено весьма четко, причем наиболее резко отличаются граниты раннего карбона. Повышение относительной щелочности с возрастом наиболее наглядно видно в постепенном увеличении фельзического индекса (0,67—0,86—0,89—0,91), учитывающего соотношения щелочей и извести, а также демонстрируется бинарной диаграммой SiO_2 — $\Sigma(K_2O+a_2O)$ и диаграммой А. И. Заварицкого (рис. 7 и 3).

Другие петрохимические показатели (коэффициент агпаитности, общей щелочности и др.) также указывают на увеличение относительной щелочности от более древних к молодым гранитам. Повышение относительной щелочности происходит при колеблющихся коэффициентах калиевости $\frac{K_2O}{Na_2O}$ (см. табл. 2), и железистости $\frac{FeO+Fe_2O_3}{FeO+Fe_2O_3+MgO}$ и при некотором увеличении степени окисленности железа.

Для уяснения общей картины эволюции химизма интрузивных пород, целесообразно провести этот анализ в целом по интрузивным комплексам. Средние содержания петрогенных окислов подсчитаны с учетом процентного соотношения пород среднего и кислого состава в каждом из комплексов * рассматриваемых подразделений (C_{1-2} — 80% и 20%; P_1 — 40% и 60%; P^I_2 — 27% и 73%; P^{II}_2 — 10% и 90%; pP_2 —0% и 100%).

---

* Количество пород первой фазы в общем составе кикунтайского комплекса не превышает 10%. Поэтому для характеристики комплекса приняты петрохимические показатели пород второй (основной) фазы.


Na₂O K₂O (вес.%)
SiO₂ (вес.%)
Ас
Ас
Ас

(61,9—55,5—54,20—53,70) * отвечает параболе второго порядка и позволяет отнести музбельские гранитоиды к известковой серии, а кокдалинские, ушобинские и кикунтайские — к щелочно-известковой (см. рис. 6).

По классификации А. Ритмана все рассматриваемые интрузивные комплексы относятся к тихоокеанской родственной группе (см. рис. 7), с постепенным переходом от сильных подгрупп в слабые.

Возрастные, структурно-тектонические, петрохимические, петрологические и др. особенности позволяют предполагать наличие определенных глубинных связей между интрузивными образованиями и эффузивами сиалической группы и разрешают объединить интрузивные и эффузивные комплексы в комагматические ассоциации (Азбель и др., 1971). Петрохимическая близость эффузивно-интрузивных пар проявлена достаточно наглядно в изменении отдельных показателей и коэффициентов и в относительных количествах петрогенных окислов. Так, породы раннекарбоновой ассоциации отличаются повышенной основностью при относительно низком содержании щелочных компонентов; у магматитов среднего карбона-ранней перми и перми устанавливается нарастание относительной щелочности при слабо уменьшающейся или колеблющейся основности и таком же поведении калиевости; породы позднепермской ассоциации, у которых наиболее четко проявлена комагматическая связь между щелочными гранитоидами и вулканитами даулетского подкомплекса, характе-

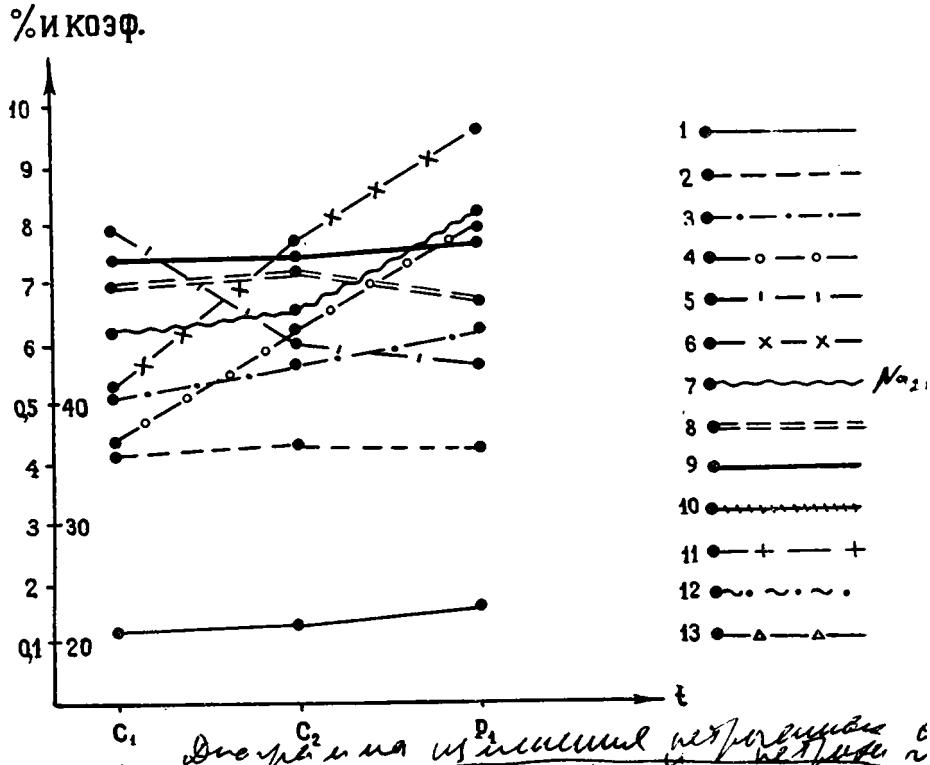


Рис. 12. Диаграмма Харкера для интрузивных пород (по комплексам).

1 — MgO; 2 — $\frac{Na_2O}{Fe_2O_3+FeO}$; 3 — коэффициент общей щелочности; 4 — Σ(FeO+Fe_2O_3); 5 — коэффициент калиевости; 6 — K_2O/Na_2O; 7 — Σ(CaO+MgO+Fe_2O_3+Fe0).

* Для гранитов баканасского комплекса в связи с однородностью пород индекс Пикока не подсчитывался.

ризуются наиболее высокой относительной щелочностью при некотором возрастании роли фемических компонентов (MgO, Fe_2O_3, $\Sigma(CaO+MgO+FeO+Fe_2O_3)$ и соответственно общей основности.

Приведенные особенности химизма магматических пород находят объяснение при рассмотрении их на фоне тектонического развития Северного Прибалхашья на орогенном этапе. Орогенная история этой части Прибалхашского-Илийского вулканического пояса распадается на три основных периода или стадии: раннеорогенную — C_1, собственно орогенную (субсеквентную) C_2—P_2 и позднеорогенную — P_2—T_1 (?). Зарождение вулканической области ознаменовалось магматизмом в шовных зонах обрамления, а магматический материал имел известковую или известково-щелочную специализацию независимо от глубинности магматических источников. Различия в химизме магматитов раннеорогенной и собственно орогенной стадии проявлены наиболее четко и демонстрируются диаграммами (см. рис. 2,4, 5,8), на которых видны изменения основных петрохимических показателей во времени. Особенно наглядна в этом отношении диаграмма «щелочно-известковый индекс — время» (см. рис. 6).

В субсеквентную стадию, когда магматические процессы охватили всю вулканическую область, когда последовательно стабилизировалась и наращивала мощность кора, изменился состав магматического вещества и повысилась щелочность: для сиалической магмы (щелочно-известковая серия) при снижающихся показателях основности, а для базальтовой — при увеличении содержания известково-магнезиально-железистых компонентов.

В позднеорогенную стадию земная кора, обладавшая максимальной мощностью и значительной консолидацией, была проницаемой только в отдельных блоках. Сиалические и базальтовые расплавы приобрели на этой стадии наибольшую относительную щелочность (щелочно-известковые серии на границе со щелочными) при повышении основности даже у сиалических производных, что согласуется с предположением об определенной связи базальтовых и сиалических очагов и зависимой роли последних на завершающей стадии орогенного этапа. Заключительные параксизмы магматической деятельности проявлены в формировании субэвтектической кварц-полевошпатовой выплавки и кристаллизации ее в закрытой системе.

Таким образом, эволюции химизма позднепалеозойских орогенных магматических образований Северного Прибалхашья заключается в постепенном или скачкообразном повышении относительной щелочности магматического расплава от стадии к стадии и внутри них, при значительно более плавном колеблющемся увеличении калиевости, на фоне как нарастающей (базальтоидная группа), так и понижающейся (сиалическая группа) основности.

УДК.552.313 : 553.22(574,51)

К. А. АЗБЕЛЬ

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ В ПОЗДНЕГЕРЦИНСКОМ ВУЛКАНИЗМЕ ЮЖНОЙ ДЖУНГАРИИ

Наиболее крупной структурой, в которую составной частью входит Южная Джунгария, является Прибалхашско-Илийской вулканический (эффузивный — по Н. А. Афоничеву, впервые его выделившему) пояс, почти замкнутым кольцом обрамляющий Джунгаро-Балхашскую складчатую систему и сформировавшийся в связи с орогенным (постинверсионным) этапом развития последней. Вулканический пояс имеет сложное строение, отражающее сложность становления этой структуры, разновременность заложения различных его частей, гетерогенность основания. Внутри пояса выделяются Токрауский, Баканасский и Алаколь-Эбинорский синклинории (или мегасинклинории) — в северном сегменте и Илийский мегасинклинорий — в южном сегменте пояса.

Южная Джунгария охватывает северное крыло Илийского мегасинклинория, который в свою очередь является сложным сооружением, состоящим из нескольких брахисинклинорных структур (Кугалинский, Сарыозекский, Панфиловский, Кетменский и др. брахисинклинории), нередко отделенных друг от друга горстантиклинориями (кордильерами — по В. Ф. Беспалову). Центральная часть мегасинклинория перекрыта мощными мезокайнозойскими осадками Илийской депрессии, а северо-западная-кайнозоем Балхашской впадины.

Горст-антиклинории сложены преимущественно «поздними каледонидами» и ориентированы, по-видимому, согласно структурному плану области «неустойчивой календонской консолидации». Каледониды представлены досилурийскими гранитоидами коксайского комплекса, внедрением которых завершились движения раннекаледонской эпохи, а также нижнесилурийскими образованиями карбонатно-кремнистой формации, сформировавшейся в инверсионный этап (в предорогенную и раннеорогенную стадии — по В. Е. Хаину), а также орогенной красноцветной молассой условно ранне-среднедевонского возраста.

Среди брахисинклинорных структур выделяются ранне- и позднегерцинские. Раннегерцинские прогибы ,возникшие в нижнем карбоне в начальную стадию активизации каледонского обрамления Джунгаро-Балхашской геосинклинали в связи с проявлением движений раннеорогенного подэтапа развития последней, контролировались глубинными разломами северо-западного (Кугалинский прогиб) и северо-восточного (Матай-Кояндытауский прогиб) простирания. На протяжении раннего карбона они являлись ареной напряженной вулканической деятельности, в результате которой были сформированы мощные (около 2 км) толщи

вулканитов преимущественно дацитового состава. В связи с проявлением среднекаменноугольной фазы складчатости и внедрением гранитоидных плутонов центрально-джунгарского комплекса раннекаменноугольные прогибы были превращены в синклинории, которые в дальнейшем служили жесткой рамой, определившей структурный план Сарыозекской и Панфиловской позднегерцинских грабен-синклиналей. Последние на протяжении всего позднего палеозоя (включая ранний триас) развивались как прогибы, компенсировавшиеся накоплением продуктов наземной вулканической деятельности. Зоны активного вулканизма контролировались магмопроводящими разломами, которые были приурочены либо к бортам позднегерцинских прогибов (Айнабулакская и Дегересская зоны в Сарыозекском и Калкан-Атыджек-Долантауская и Панфиловском прогибах), либо к их осевым частям (Малайсаринская и Капчагай-Архарлинская зоны в Сарыозекском прогибе). В результате позднегерцинского вулканизма образовались мощные (до 4 *км*) существенно вулканогенные толщи, породы которых местами превращены в разнообразные метасоматиты и вмещают многочисленные золото-серебряные проявления.

Характерно, что вулканиты, господствующие среди верхнепалеозойских отложений, наряду с резкой фациальной изменчивостью, обнаруживают определенную выдержанность петрохимического состава на всей площади распространения каждой свиты. Так, батпакская, кугалинская, жалгызагашская и малайсаринская свиты сложены вулканитами только липаритового и дацитового составов, а дегересская, бескайнарская и жельдыкаринская — преимущественно андезитового, андезито-базальтового, реже базальтового и дацито-андезитового составов. Для каждой свиты установлены сингенетичные субвулканические образования, сложенные породами эффузивного облика и по составу соответствующие наземным вулканитам. Такие вполне обособленные (как по вертикали, так и по латерали) естественные ассоциации вулканических пород, характеризующиеся в целом определенным петрохимическим составом и представленные как наземными (покровы и потоки лав, пласты туфов, покровы игнимбритов и т. д.), так и субвулканическими (лакколиты, силлы, дайки, некки, диатремы и т. п.) образованиями,— объединяются нами в понятие вулканогенный комплекс. Таким образом, можно говорить о закономерном чередовании в верхнепалеозойском разрезе Южной Джунгарии вулканогенных комплексов средне-основного состава с комплексами кислых вулканитов *.

Отчетливо ритмичное строение верхнепалеозойского разреза позволяет утверждать, что одной из главных закономерностей развития позднегерцинского вулканизма в Южной Джунгарии являлась цикличность проявления вулканических процессов.

Верхнепалеозойский разрез распадается на пары или ассоциации вулканогенных комплексов, построенных по одному и тому же принципу: в основании располагается комплекс среднего (средне-основного) состава, сменяющийся вверх по разрезу кислым. Выделяются три ассоциации комплексов: дегерес-кугалинская (C_{2-3}—C_2—P_1), бескайнар-жалгызагашская (P^2_1 — P^1_2), жельдыкара-малайсаринская (P^2_2 — T_1). Сарыбулакский субвулканический комплекс (T_1) также сформирован по этому принципу: первая фаза представлена субвулканическими телами андезитовых и ан-

* Если не считать многочисленных субвулканических образований, являющихся по сути дела корневой системой сингенетичных им наземных вулканитов и поэтому входящих в состав вулканогенных комплексов, то позднепалеозойские интрузии, сложенные полнокристаллическими, равномернозернистыми, реже порфировидными породами интрузивного облика (габбро, диориты, граниты и т. п.), представлены в Южной Джунгарии всего несколькими массивами (Тектурмасский, Чулакский, Красногоровский и некоторые другие).

дезито-базальтовых порфиритов, а вторая и третья — трахилипаритовых, липаритовых и липарито-дацитовых порфиров *. Только батпакские (C_2) игнимбриты кислого состава не имеют андезитоидной пары, подстилаясь конгломератами, песчаниками и алевролитами.

Таким образом, единый крупный позднеорогенный цикл распадался на ряд циклов более высокого порядка, на «элементарные» (по Г. В. Власову) циклы, каждый из которых (за исключением первого) начинался извержениями продуктов магмы среднего и основного состава, а завершался липаритовым и липарито-дацитовым вулканизмом. При этом переход от начальной, андезитоидной фазы цикла к конечной, липаритоидной, был скачкообразным.

Ниже делается попытка представить тектоно-магматическую модель циклического развития орогенного вулканизма Южной Джунгарии. Начало каждого вулканического цикла (ритма) можно связать с заложением глубинных разломов, достигавших раздела Мохо и формировавшихся в моменты кризисных нарушений геологических равновесий. Эти разломы контролировали подъем андезитовой магмы, выплавлявшейся непосредственно из мантийного вещества. Они же в сочетании с оперяющими расколами контролировали размещение периферических очагов. В последних имело место дифференциация андезитоидной магмы, вследствие чего, наряду с андезитовыми лавами и туфами, извергались вулканиты базальтового и дацито-липаритового состава (последние при этом составляли не более 10% об общего объема эффузивов и пирокластов). Затем, по мере затухания андезитоидного вулканизма и выплавления палингенной гранитоидной магмы за счет энергии, носителем которой был андезитоидный расплав, происходила (видимо, после некоторой паузы) смена состава продуктов извержения. При этом наиболее существенные блоковые опускания во время андезитоидного вулканизма сменялись относительными поднятиями и заложением относительно неглубоких расколов. Если в начальную фазу вулканического цикла наиболее типичными аппаратами были полигенные стратовулканы, то эксплозии (реже эффузии) кислой магмы чаще контролировались линейными либо кольцевыми трещинами.

По завершении вулканического цикла в зонах магмоподводящих структур относительно быстро восстанавливались геологические равновесия, и эти участки коры (за исключением осевых зон) шириной 10—15 *км*. стабилизировались, оказываясь как бы припаянными к жесткой раме раннекаменноугольных структур, и вовлекались вместе с ними в восходящие движения. Области же наибольших тектонических напряжений перемещались во внутренние части позднегерцинских прогибов. Конечный пятый вулканический цикл проявился лишь в осевых Малайсаринской и Капчагай-Архарлинской зонах (сарыбулакский субвулканический комплекс).

Другой главной тенденцией развития позднегерцинского вулканизма является необратимый, направленный характер тектономагматических процессов. Так, I (батпакский) цикл представляет резкое отклонение от общей схемы развития вулканических циклов. В нем совершенно не проявилась (во всяком случае, в наземных фациях) начальная, андезитовая составляющая, что, по-видимому, объясняется неподготовленностью позднегерцинских структур в начальную стадию их прогибания. В развитии II (дегерес-кугалинского), III (бескайнар-жалгызагашского) и IV (жельдыкара-малайсаринского) «нормальных» циклов устанавливаются следующие особенности. Их продолжительность убывает от 25 млн. лет (II) до 12 млн. лет (IV), а интенсивность вулканических процессов нарастает,

---

* Сарыбулакский субвулканический комплекс можно рассматривать как два комплекса — Сарыбулакский, андезито-базальтовый, и Бекскудукский, трахилипаритовый.

несколько снижаясь в конце IV цикла. Наиболее мощными оказались вторая фаза III-го и пятая — IV-го циклов. Проявление V цикла знаменует затухание вулканизма как по интенсивности вулканических процессов (сформировались преимущественно субвулканические тела), так и по резкому сужению площадей его проявления, которые ограничивались осевыми зонами Сарыозекского прогиба.

Анализ петрохимических данных, проведенный М. Р. Борукаевой, показывает, что по мере развития позднегерцинского вулканизма от цикла к циклу увеличивается общий баланс щелочей, преимущественно за счет повышения абсолютной и относительной роли калия. Содержание MnO и суммы окислов Fe увеличивается с омоложением пород среднего и основного состава и убывает в кислых вулканитах. Геохимическими исследованиями установлено, что содержание Cu в кислых вулканогенных комплексах возрастает от цикла к циклу, а Pb убывает. Концентрация Mo в андезитоидных комплексах убывает от II цикла к IV, а в V вновь повышаются.

Напряженные вулканические процессы, имеющие место в позднем палеозое, создавали благоприятные условия для формирования различных метасоматитов. Наиболее широко распространены вторичные кварциты и пропилиты, с которыми связаны проявления золота, серебра, цветных металлов и алунита, определяющие металлогению позднегерцинских структур Южной Джунгарии. Среди верхнепалеозойских образований выявлено 37 массивов. Не исключено, что их число увеличится за счет слабо изученных полей гидротермально измененных пород, формационная принадлежность которых еще не определена.

Южноджунгарские массивы вторичных кварцитов — обычно изометричные со сложными очертаниями полифациальные тела, занимающие небольшие площади (0,1—1 *км*^{2}, редко 2—3 *км*^{2}), что чаще всего объясняется их эродированностью, а также тем, что нередко их части (и, возможно, значительные) сброшены по альпийским разломам в межгорные впадины и погребены под мощным чехлом кайнозойских отложений. Сопоставление данных по 22 массивам позволяет привести вертикальную метасоматическую колонку в таком обобщенном виде (сверху вниз): монокварциты-алунитовые-диккитовые-серицитовые вторичные кварциты. Ниже следует зона пропилитового изменения. Горизонтальная метасоматическая зональность в целом соответствует вертикальной. При этом монокварцитовая и алунитовая минеральные фации оказываются внутренними, серицитовая-внешней, переходной к пропилитам. Если для монокварцитов крутопадающие жилы являются наиболее характерной формой проявления, то остальные минеральные фации чаще образуют пологие залежи. Последние либо довольно строго совпадают с определенными пластами исходных пород (массивы Кызылчеку III и V, Кербулак, Ашудасты и др.), либо совершенно не подчиняются напластованию эдуктов (Ащибастау, Кызылчеку I—II и др.).

Чаще всего встречающиеся отступления от приведенной метасоматической колонки связаны либо с выпадением одной или двух верхних фаций (алунитовой и диккитовой), что обычно связано с их эрозией (Кызылчеку I, Ащибастау II); либо с появлением пирофиллитовой фации; либо с многократным появлением в разрезе того или иного минерального типа (алунитового и диккитового на Ащибастау I и Кызылчеку IV) в связи с избирательным метасоматозом; с проявлением смешанных алунит-диккитовых, серицит-диккитовых, алунит-диккит-серицитовых и т. п. минеральных фазий.

Для южноджунгарских вторичных кварцитов характерно, что андалузит (за исключением массива Архарлы), диаспор, дюмортьерит и зуни-

ит присутствуют лишь в виде незначительных примесей в других минеральных фациях. Наличие корунда вообще пока не доказано.

Алунитовые вторичные кварциты, сохранившиеся почти в каждом втором массиве, могут рассматриваться в качестве алунитовых руд в связи с высокими концентрациями ведущего минерала, а также низкими содержаниями вредных премесей-каолинита (диккита) и опала. К наиболее крупным алунитовым объектам относятся массивы Кызылчекинской группы, Ащибастау I, Архарлы, Кербулак, Чулакджигде и Ашудасты.

Геологическая позиция большей части массивов вторичных кварцитов достаточно характерна. Они отчетливо приурочены к разнообразным по морфологии и размерам субвулканическим телам (лакколитам, силлам, дайкам, неккам, экструзивным куполам), сложенным породами эффузивного облика андезитового и андезито-базальтового состава, т. е. в разной степени эродированным палеовулканам. Если мелкие тела (дайки и силлы), наряду с сингенетичными или более древними вулканитами, превращались во вторичные кварциты и не определяли основных черт метасоматической колонки, внося в нее лишь некоторые оттенки, то крупные (площадью по нескольку десятков $км^2$) субвулканы, представляющие, по-видимому, закристаллизованные периферические очаги под андезитовыми стратовулканами, определяли, как правило, нижнюю границу вторичнокварцитовой колонки, сами будучи лишь пропилитизированными и только иногда частично превращенными в серицитовые кварциты. Присутствующие нередко в поле вторичных кварцитов субвулканические тела липаритовых и дацитовых порфиров являются либо более молодыми, чем метасоматиты (прорывающими их), либо более древними. В последнем случае они, превращаясь во вторичные кварциты, вели себя как пассивная эдуктивная масса и не влияли на распределение минеральных фаций. Вторичные кварциты возникали одинаково охотно как за счет сингенетичных вулканитов среднего состава, так и за счет более древних кислых вулканитов. При этом последние в дальнейшем были наименее уязвимыми для эрозии, в связи с чем создается впечатление о более широком развитии вторичных кварцитов за счет кислых вулканитов.

Пропилитизированные породы распространены еще шире, чем вторичные кварциты. Среди последних почти не известно массивов, не сменяющихся на периферии пропилитами; зато пропилитизация нередко проявлена на участках, где вторичных кварцитов не встречено. Наряду с обширными полями в различной мере альбитизированных, эпидотизированных, хлоритизированных (и окварцованных) пород часто встречаются узкие зоны интенсивной пропилитизации, приуроченные к разрывным нарушениям (кольцевым и радиальным трещинам).

Внутренние зоны, симметрично располагающиеся относительно плоскости сместителя, представляют собой маломощные (1—3 *м*, реже 5—10 *м*) полосы, сложенные кварц-адуляровой, кварц-серицитовой, кварц-карбонатной, кварц-хлоритовой, реже — кварц-эпидотовой фациями, на которые нередко наложены кварцевые, кварц-баритовые, кварц-флюоритовые жилы и прожилковые зоны, минерализованные Au, Ag, Cu, Pb,Zn, Mo и другими металлами. На глубину пропилиты слабо изучены, в связи с чем трудно судить о присущей им вертикальной метасоматической зональности.

Основные черты геологической позиции полей пропилитизации совпадают с приведенными для большинства массивов вторичных кварцитов. Отличие заключается в преимущественном развитии пропилитов за счет субвулканических образований андезитового и андезито-базальтового состава, апикальная поверхность которых нередко совпадает с границей между зонами пропилитизации и вторичных кварцитов.

В последних работах по металлогении Джунгарского Алатау, проведенных В. С. Стеценко, С. Е. Майриным и др., позднегерцинские рудопроявления Южной Джунгарии сгруппированы в кварцево-гематитовую (железо-рудную); скарново-галенитовую и кварцево-галенитовую (свинцово-цинково-рудные); вторично-кварцитовую, кварцево-халькопиритовую и цеолитовую (медно-рудные); рассеянную молибденитовую и кварцево-золоторудную рудные формации.

Скарново-галенитовая (или скарново-полиметаллическая) формация представлена несколькими мелкими рудопроявлениями в горах Шолак и Катутау. Эпидот-гранатовые скарны приурочены к экзоконтактам гипабиссальных интрузий гранитоидов южноджунгарского комплекса и развиты по известнякам, вулканитам и песчаникам перми. Ограниченное развитие интрузий южноджунгарского комплекса сужает фронт поисков месторождений скарново-полиметаллического типа, а незначительные масштабы известных рудопроявлений не позволяют оптимистически оценивать перспективы их практического использования.

Цеолитовая медноруднаяформация представлена несколькими проявлениями самородной меди, приуроченными к андезито-базальтовым порфиритам жельдыкаринского вулканогенного комплекса (P^2_2) в горах Аркалык. В одних случаях вкрапленники самородной меди, хризоколлы, малахита и крупнокристаллического цеолита (томсонита, шабазита, натролита) приурочены к мелким прожилкам кварца. В других — цеолит с кальцитом выполняют миндалины и полости (диаметр последних иногда превышает 10 *см*). Самородки меди, локализированные в этих полостях, достигают в длину 1—3 *см*. Учитывая промышленное использование месторождений подобного типа, нужно признать незаслуженно слабой изученность проявлений самородной меди в Южной Джунгарии и целесообразность проведения работ, направленных на выявление масштаба, геологической позиции, минералогических и петрографических особенностей этой формации.

Рассеянная молибденовая формация представлена многочисленными эндогенными ореолами рассеяния молибдена, приуроченными к вторичным кварцитам. Не исключено, что оценка этих ореолов, нередко подтвержденных с поверхности бороздовым опробованием и обнаружением микроскопического молибденита, позволит выявить объекты, генетически аналогичные Климаксу, Каджарану, Шэнси и др. Выявление поисковыми скважинами на массиве вторичных кварцитов Жанабай молибденитового оруденения прожиково-вкрапленного типа укрепляет нас в правомерности такого предположения.

Остальные позднегерцинские рудные формации, на наш взгляд, надо объединить в одну. Они выделены искусственно, вследствие слабой изученности рудопроявлений и в частности тех объектов, которые рассматриваются в качестве генотипов. Определение их формационной принадлежности базируется либо исключительно на визуальных наблюдениях, когда предпочтение отдается металлу, минералы которого наиболее ярко проявлены, а самородное золото и тонковкрапленные сульфиды других металлов часто не могут быть обнаружены; либо на изучении вещественного состава рудных тел, не сопровождавшемся пробирным анализом и изучением околорудных измененных пород. Характерно, что большая часть наиболее изученных объектов (месторождения Архарлы, Далабай, Иглик, Малайсары-Западное, Биже II и др.) рассматриваются в качестве представителей кварцево-золоторудной формации, хотя на них выявлены (и нередко в промышленных концентрациях) Pb, Zn, Cu и другие металлы. Учитывая даные изучения вещественного состава руд и околорудных изменений, целесообразно отнести все рудопроявления (за исключением принадлежащих к описанным выше формациям) к золото-полиметалли-

ческой жильной (или кварцево-золоторудной умеренно сульфидной) рудной формации. Это отвечает истинному положению вещей и позволяет расширить фронт поисков золото-серебряных месторождений за счет рудопроявлений, искусственно отнесенных к «кварцево-гематитовой», «кварцево-галенитовой», «кварцево-халькопиритовой», «вторичнокварцитовой халькопиритовой» формациям, не представляющих практической ценности в качестве железорудных, полиметаллических и меднорудных объектов.

Жильная золото-полиметаллическая формация обладает характерными геологическими и минералогическими особенностями. Подавляющее большинство рудопроявлений приурочено к субвулканическим телам андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, фиксирующим в разной мере эродированные палеовулканы (преимущественно полигенные андезитовые стратовулканы). Рудные жилы локализованы как в субвулканических образованиях, так и во вмещающих. Разрывы, отчетливо контролирующие размещение оруденелых зон, обычно являются элементами вулкано-тектонических структур (радиальные и конические трещины). Рудные тела представляют жилы, зоны брекчий, сцементированных жильным материалом, или прожилковые зоны, прослеживаемые на десятки и сотни метров, реже на 1—2 *км*. Их мощности колеблются от долей метра до нескольких метров. Падение рудных жил, как правило, крутое (60—90°). Жильная масса представлена кварцем, часто с примесью кальцита, барита и флюорита, редко каким-либо одним из последних.

Рудные минералы представлены самородными золотом и серебром, пиритом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, борнитом, халькозином, тетраэдритом, буланжеритом, вульфенитом, ковеллином, купритом, малахитом, азуритом, гематитом и др. Сульфиды либо равномерно распределены в жилах в виде мелких вкрапленников, либо образуют вместе с жильным минералом густую сеть прожилков или гнезда диаметром 7—20 *см*, а иногда слагают линзы агрегативных руд размером до 1,5×0,4××0,6 $м^3$. Золото и серебро распределено в минерализованных зонах неравномерно, образуя рудные столбы. Установление нескольких генераций жильных и рудных минералов свидетельствует о многостадийности (как правило, не менее трех стадий) рудопроявления.

Рудные жилы локализованы обычно в осевых частях зон интенсивной пропилитизации, тесно ассоциируясь с кварц-адуляровой, кварц-серицитовой и кварц-хлоритовой фациями пропилитов. Во вторичных кварцитах (не считая переходной серицитовой фации и корневых частей монокварцитовых жил) промышленных концентраций золота и серебра, а также других металлов, не установлено. В связи с этим массивы вторичных кварцитов в целом могут рассматриваться лишь в качестве косвенных поисковых признаков золото-серебряного оруденения, в качестве легко обнаруживаемых объектов, с которыми обычно тесно связаны пропилиты. Монокварцитовые крутопадающие жилы, нередко контролируемые теми же разрывными нарушениями, что и зоны интенсивной пропилитазации, могут выступать в роли тел, трассирующих структуры, потенциально перспективные с точки зрения выявления слепых рудных тел.

Большая часть массивов вторичных кварцитов, полей и зон пропилитизации, а также тесно связанных с ними рудных жил золото-полиметаллической формации, связана с ранними фазами вулканических циклов, с формированием вулканогенных андезитовых комплексов, когда среди вулканических аппаратов преобладали полигенные стратовулканы. Формирование вторичных кварцитов и пропилитов было связано с газо-гидротермальными процессами, сопровождавшими деятельность стратовулканов и превосходившими по продолжительности параксизмальные стадии.

Вслед за большинством исследователей (Н. И. Наковник, С. И. На-

Таблица 1

Система	Свита, мощность	Геологическая характеристика	Комплекс (формация)	Количество массивов вторичных кварцитов / общая пл. вулканит.	Коэффициент плотности	Коэффициент интенсивности	Циклы (продолжительность в млн. лет)
1	2	3	4	5	6	7	8
Триасовая		II и III фазы-дайкообразные, экструзивные тела, некки, дайки трахилипаритовых, трахидацитовых порфиров. I фаза-субвулканические и экструзивные тела, дайки дацитовых, трахиандезитовых, трахибазальтовых реже-диоритовых порфиров	Сарыбулакский (базальт - трахилипаритовая)	5 / 200 км²	2,5	0,5	V Сарыбулакский (5)
		Некки, дайки, субвулканические тела липаритовых, дацитовых порфиров	Малайсаринский (дацитолипаритоовая)	0 / 480 км²	—	—	IV Жельдыкара-Малайсаринский (13)
	Малайсаринская T_1 500	Игнимбриты, туфы, редко — лавы липаритовых-дацитовых порфиров, вулканомиктовые конгломераты, песчаники					
Пермская		Субвулканические тела, некки, дайки, жерловины андезитового, андезито-базальтого состава	Жельдыкаринский (андезито-базальтовая)	21 / 910 км²	2,3	0,33	
	Жельдыкаринская P^2_2 — 140—600	Лавовые покровы, туфы андезитового, андезито-базальтового, редко-трахиандезитового и дацитового состава; лахаровые залежи, туффиты					
		Субвулканические тела, дайкообразные экструзии; некки липаритовых, дацитовых порфиров	Жалгызагашский (липаритовая)	3 / 750 км²	0,4	0,06	III Баскайнар-Жалгызагашский (14)
	Жалгызагашская P^1_2 — 350—1000	Игнимбриты, туфы, редко — лавы липаритовых порфиров, в основании — вулканомиктовые песчаники и конгломераты					

		Субвулканические тела, некки, дайки андезитовых, андезито-базальтовых порфиритов	Баскайнарский (андезитовая)	4 / 650 км²	0,6	0,07	
	Бескайнарский P^2_1 120—600	Лавовые покровы андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового состава, андезито-дацитовые игнимбриты					
Пермокарбон		Субвулканические тела липаритовых, липарито-дацитовых порфиров	Кугалинский (дацито-липаритовая)	1 / 270 км²	0,4	0,03	II Дегерес-Кугалинский (25)
	Кугалинская C_3—P_1 200—700	Игнимбриты, туфы липаритового, липарито-дацитового, редко — дацитового состава; туффиты, вулканомиктовые песчаники, алевролиты, линзы известняков					
Каменноугольная		Субвулканические тела андезитового, андезито-базальтового состава, редко — андезито-дацитовые игнимбриты	Дегересский (андезито-базальтовая)	2 / 210 км²	1	0,1	
	Дегересская $C_{2\ з}$ 250—400	Лавовые покровы, туфы андезито-базальтового, андезитового, андезито-дацитового дезито-базальтового состава					
	Батпакская C_2 300—600	Конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники; в верхней части — туфы, игнимбриты липаритового, липарито-дацитового состава	Батпакский (липарито-дацитовая)	0 / 190 км²	—	—	I Батпакский (15)

боко, Г. И. Власов и др.) образование вторичных кварцитов понимается как процесс кислотного, преимущественно сернокислотного выщелачивания. При этом агрессивность растворов в значительной мере определялась окислительным воздействием кислорода метеорных вод. Палеовулканические реконструкции позволяют предположить, что вторичные кварциты формировались в интервале 1 *км* от поверхности (не считая самой вулканической постройки). Глубже, как правило, растворы были щелочными либо нейтральными и вызывали пропилитизацию вулканитов.

Послевулканические процессы завершались образованием рудных жил с Au, Ag, Cu, Pb, Zn, Mo. Рудоносные растворы обычно избирали путями продвижения подновленные трещины, ранее служившие зонами интенсивной пропилитизации и метасоматического окварцевания (в верхних частях). Нейтрализация и разгрузка рудоносных растворов происходила преимущественно в зоне пропилитового изменения, редко в корневых частях крутопадающих жил монокварцитов на уровне серицитовой фации.

Разновозрастная пневмато-гидротермальная деятельность была активной в разной степени. Для объективного суждения о продуктивности различных вулканических циклов в отношении вторичных кварцитов были введены «коэффициент плотности» и «коэффициент интенсивности». Первый показывает число массивов, приходящихся на каждые 100 $км^2$ площади распространения сингенетичных вулканитов; второй выражает отношение коэффициента плотности к продолжительности (в млн. лет) формирования соответствующего вулканогенного комплекса. Признавая известную условность полученных данных (табл. 1), все же можно говорить о том, что наиболее благоприятные условия для формирования вторичных кварцитов имели место во время проявления IV (жельдыкара-малайсаринского — P^2_2—T_1) и V (сарыбулакского T_1) вулканических циклов. Этот вывод в значительной мере справедлив и по отношению к большей части полей пропилитов и рудных жил с Au, Ag, Cu, Pb и п.

Подавляющее большинство массивов вторичных кварцитов, пропилитов и связанных с последними рудопроявлений золото-полиметаллической формации размещено в главных разрывных позднегерцинских структурах северного крыла Илийского мегасинклинория,— в зонах активного вулканизма. В краевых зонах Сарыозекского брахисинклинория сосредоточено примерно равное количество массивов вторичных кварцитов (7 — в Айнабулакской и 8 — в Дегересской), в осевых зонах их меньше (5 — в Малайсаринской и 4 — в Капчигай-Архарлинской). Однако, следует учесть, что в периферических зонах активного вулканизма, смещавшихся с каждым циклом к центру брахисинклинория, вторичные кварциты, пропилиты и рудные жилы оказались рассредоточенными на обширных площадях, тогда как в осевых зонах, в силу их фиксированного положения на протяжении всего верхнего палеозоя, метасоматиты и рудопроявления сконцентрированы в относительно узких полосах. Кроме того, лишь в осевых зонах проявился пятый, весьма продуктивный вулканический цикл. Поэтому Малайсаринская и Капчагай-Архарлинская структуры кажутся наиболее перспективными в отношении золото-серебряного оруденения, что подтверждается и приуроченностью к ним большого количества рудопроявлений, в том числе и в Южной Джунгарии (месторождения Архарлы и Малайсары-Западное). Довольно перспективной представляется и Калкан-Атыджек-Долантауская зона в Панфиловском брахисинклинории. То, что до сих пор в ее пределах не выявлено промышленных золоторудных объектов, в значительной мере объясняется слабой изученностью в отношении Au многочисленных рудопроявлений, ошибочно принимавшихся за железорудные и полиметаллические объекты.

УДК 552.321 : 552.331

М. М. НИКИТЧЕНКО, Н. М. ЧАБДАРОВ

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ В ГРАНИТОИДАХ ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ

Магматические образования в Северном Тянь-Шане занимают громадные площади в хребтах Заилийском, Кунгей и Терскей Алатау. Выделено несколько разновозрастных интрузивных комплексов, среди которых шире всего распространены массивы, сформированные в конце среднего ордовика или в начале карадокского века; на их долю приходится около 75% площади, занимаемой всеми гранитоидами.

Позднеордовикские интрузии подверглись широко проявленным процессам гранитизации и натрового щелочного метасоматоза, наложенным на первичные интрузивные породы среднего и, возможно, основного состава и значительно повлиявшим на их состав и облик. Эти изменения обусловили развитие в батолитах многочисленных разновидностей пород, что нередко приводило к выделению нескольких, даже значительно разорванных во времени, гранитоидных комплексов.

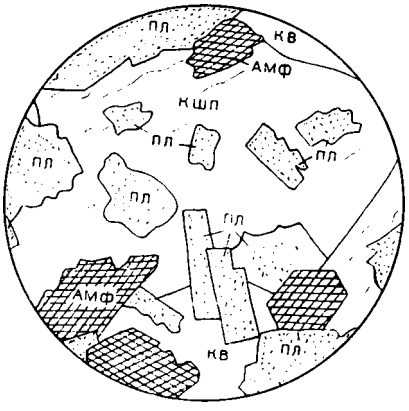
Особенно интенсивными преобразованиями захвачены породы, слагающие Заилийский батолит. Изменениями охвачен весь массив и поэтому нет особой необходимости в уточнении их места проявления. Пересекая Заилийский батолит в меридиональном направлении почти в любой его части, можно ознакомиться почти со всеми разновидностями описанных ниже пород. В данном случае рассмотрена центральная часть батолита между р. Каскелен на западе и истоками р. Асы на востоке, где наряду с другими разностями, достаточно широко распространены субщелочные и щелочные граниты. Среди слагающих его пород выделяются разности от меланократовых диоритов до лейкократовых и аляскитовых гранитов: кварцесодержащие и кварцевые диориты, тоналиты, трондьемиты, гранодиориты, биотит-роговобманковые и биотитовые граниты, а также субщелочные и щелочные граниты, граносиениты и сиениты. Между разновидностями наблюдаются постепенные и резкие переходы.

Изучение большого количества разновидностей пород под микроскопом и в поле позволяет отметить, что они имеют много общих черт: 1) широкое развитие метасоматических калишпата, кварца и биотита; 2) почти постоянная основа диоритового состава, следы которой фиксируются во всех разновидностях; 3) такситовое строение; 4) двойственность структур: магматические и метасоматические; 5) ведущая роль среди плагиоклазов олигоклаз-андезина и олигоклаза, обладающих зональным или реликтовым зональным строением; 6) относительное постоянство состава акцессорных минералов для большинства разновидностей пород, и значительные изменения их содержаний при переходе от диоритов к гранитам.

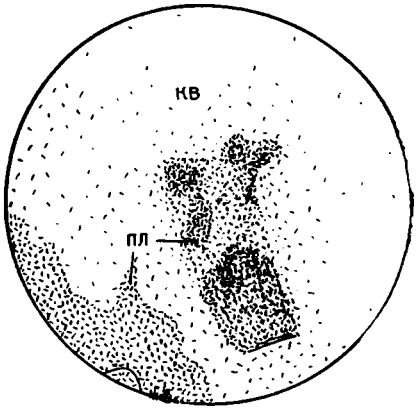
Калиевый метасоматоз проявлен весьма наглядно и установлен многими исследователями в породах диоритового состава. В более кислых разностях-гранодиоритах, адамеллитах и др. развит тот же калишпат: свежий, чистый или очень слабо пелитизированный, преимущественно-решетчатый микроклин, разъедающий плагиоклазы и цветные минералы и содержащий незамещенные остатки этих минералов. В еще более кислых породах развитие метасоматического калишпата несколько затушевано его обилием и упорядоченными распределением; калишпат, как правило, приобретает свойственные ему аллотриоморфные и таблитчатые формы. Хотя уже при небольшом развитии калишпата, наряду с мелкими неправильными и каплевидными зернышками, развивающимися по плагиоклазу и цветным минералам и в промежутках между ними, он образует также и аллотриоморфные и таблитчатые зерна, нередко достигающие размера большинства зерен диоритов, а иногда в несколько раз превышающие их (порфиробласты достигают 1—2 и местами 3—5 *см*). При дальнейшем развитии метасоматических калишпата и кварца и соответственно уменьшении содержания плагиоклаза и цветных, т. е. по мере перехода в более кислые разности, происходит постепенное «раскисление» плагиоклаза, исчезает зональность и происходит как-бы «таяние» соссюритового материала. Так, в диоритах, тоналитах, гранодиоритах и нередко в адамеллитах наблюдается замещение соссюритизированного и серицитизированного плагиоклаза-андезина и олигоклаз-андезина зонального строения свежим калишпатом-преимущественно решетчатым микроклином. В последнем часто можно встретить остатки соссюритизированного и серицитизированного плагиоклаза или продукты изменения его, главным образом, соссюрит. В биотит-роговообманковых, биотитовых и лейкократовых гранитах состав плагиоклаза меняется до олигоклаза, реже до альбит-олигоклаза и альбита, но почти всегда в них наблюдается реликтовое зональное строение, подчеркиваемое расположением серицита и нередко остатками тонкого соссюрита. В этих гранитах плагиоклаз также разъеден и замещен калишпатом-преимущественно решетчатым микроклином, наблюдаются весьма неровные извилистые ограничения, иногда зерна плагиоклаза делятся на ряд мелких изолированных участков — «островков» внутри одного зерна калишпата. Замещение происходит избирательно, наряду с кристаллами плагиоклаза, замещенными калишпатом в различной степени, наблюдаются призмы, совершенно незатронутые метасоматозом (рис. 1).

Метасоматическое происхождение кварца менее наглядно, хотя об этом свидетельствуют многие признаки. Кварц разъедает и замещает плагиоклаз, а также роговую обманку, биотит. Границы его с этими минералами, особенно с плагиоклазом, весьма неровные, извилистые. Кварц весьма энергично, полностью замещает минералы. Лишь изредка, непосредственно на стыке минералов или вблизи него удается заметить, что вторичные продукты изменения плагиоклаза-соссюрит и серипит находятся в кварце или тонкий, «пылевидный» материал, оставшийся от плагиоклаза. Несколько чаще наблюдаются небольшие остаточные зернышки соссюритизированного и серицитизированного плагиоклаза внутри кварца (рис. 2). Поведение последнего весьма похоже на калишпатовое. Он развит несколько неравномерно, образует кучные, гнездообразные и линзовидные скопления (в кварцевых диоритах, тоналитах, гранодиоритах и иногда в адамеллитах). В присутствии калишпата кварц часто приурочен к его скоплениям; в результате возникают участки аллотриоморфиозернистой структуры среди пород, обладающих диоритовой или гипидиоморфиозернистой структурой, состоящих из плагиоклаза, роговой обманки и нередко биотита. Когда количество и размеры кварц-калишпатовых участков увеличиваются, роговая обманка в плагиоклаз остаются среди

них в виде «реликтов». Иногда такие «реликты» состоят из небольшого количества зерен плагиоклаза с единичными зернами цветного минерала или из разрозненных индивидов плагиоклаза. В первом случае возникают гранитизированные породы; во втором — они имеют вид контаминированных. В более преобразованных гранитизацией породах — аляскитах зерна плагиоклаза единичны.

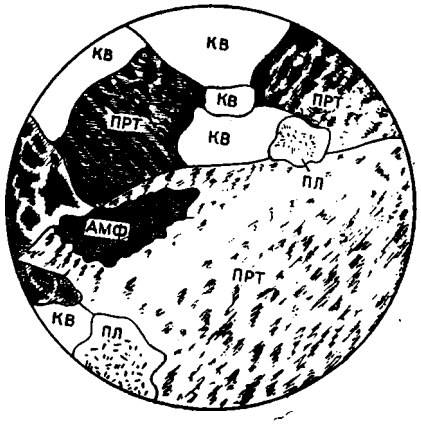


Р и с. 1. **Гранодиорит. Порфиробласт калишпата (кшп) содержит зерна серицитизированного и соссюритизированного плагиоклаза (пл), замещенные им в различной степени. Увел. 21. Верховья р. Улькентургень.**

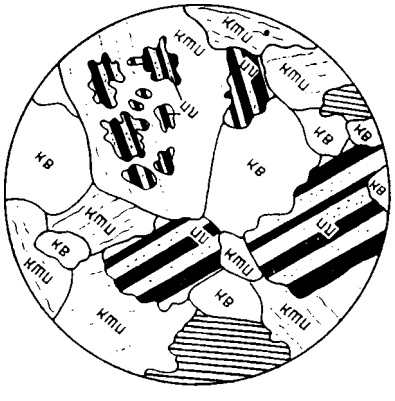


Р и с. 2. **Трондьемит. В кварце заключены остаточные зерна плагиоклаза с нерезкими контурами и продукты изменения его: соссюрит, серицит (темные точки). Увел. 150. Верховья р. Чилик.**

Из цветных минералов в породах батолита развиты роговая обманка и, в меньшей мере, биотит. В неизмененных и частично измененных гранитизацией диоритах содержание цветных компонентов достигает 10—20%, иногда до 40%. По мере преобразования в более кислые разности уменьшается общее количество цветных, при одновременном относительном увеличении содержания биотита. Замещение призматических кристаллов буровато-зеленой роговой обманки калишпатом, кварцем происходит как с краев, так и изнутри зерен, нередко по трещинкам призматиче-



Р и с. 3. **Субщелочной гранит. ПРТ — пертит замещения (калишпат-темное, альбит-светлое): Увел. 21. Район пика Комсомола.**



Р и с. 4. **Лейкократовый биотитовый гранит. Внутри калишпата (в левой части рисунка) содержатся остатки зерна плагиоклаза. Увел. 21. Центр. часть Заилийского Алатау.**

ской спайности. Иногда встречаются небольшие остатки ее внутри этих минералов.

Биотит имеет признаки метасоматического происхождения. Он неравномерно распределен, часто образует кучные, агрегативные скопления. Замещая роговую обманку, биотит сам замещался калишпатом и кварцем. Биотит образует более или менее идиоморфные пластинки темнобурой и темной зеленовато-бурой окраски, иногда с неровными окончаниями; обычно довольно свежий.

Создается впечатление, что плагиоклаз и роговая обманка возникли непосредственно из магматического расплава. При преобразовании в гранитоиды плагиоклаз сохраняя формы зерен, становится более кислым («раскисляется»), поэтому в биотит-роговообманковых гранитах и адамеллитах можно видеть зональный плагиоклаз, а в лейкократовых гранитах-олигоклаз с реликтами зонального строения. Роговая обманка при этом замещается биотитом.

Таким образом, о метасоматическом происхождении биотита, калишпата и кварца свидетельствуют:

1. Неравномерное развитие биотита, образование кучных, агрегативных скоплений; замещение им роговой обманки; довольно свежий облик биотита.

2. Свежий облик калишпата — преимущественно решетчатого микроклина; разъедание и замещение калишпатом плагиоклаза, роговой обманки и биотита; наличие остатков этих минералов и продуктов изменения плагиоклаза-соссюрита и серицита в калишпате; возникновение весьма неровных извилистых ограничений минералов; неравномерное развитие его в породах.

3. Разъедание и замещение плагиоклаза, цветных минералов и, редко, калишпата кварцем; реликты этих минералов в кварце; неравномерное распространение в породах, образование кучных, лизообразных скоплений; приуроченность его к местам развития калишпата.

Среди субщелочных и щелочных пород* выделяются щелочные граниты и менее распространенные граносиениты, кварцевые и безкварцевые сиениты.

Наиболее крупные выходы пород данной группы сосредоточены, главным образом, в центральной части Заилийского Алатау. К северу от пика Талгар субщелочные и щелочные граниты образуют сравнительно крупное тело, связанное на юго-западе постепенными переходами с биотит-роговообманковыми и аляскитовыми гранитами. Субщелочные граниты слагают также несколько некрупных, вытянутых в восток-северо-восточном направлении, выходов к западу и востоку от пика Талгар, вблизи водораздельной части хребта. Они обычно ограничены с севера и юга крупными разломами. В таких узких блоках, если следовать в широтном направлении, можно проследить постепенные переходы их в нормальные и аляскитовые граниты. Щелочные граниты имеют своеобразный облик: они обладают очень пестрой окраской и в них практически отсутствует биотит. Особенности пород позволяют сравнительно легко выделять их среды позднеордовикских гранитоидов. Это обстоятельство способствовало отнесению субщелочных и щелочных гранитов к самостоятельному, так называемому талгарскому комплексу. Исследования, проведенные в последние годы, показали, что субщелочные и щелочные граниты являются интенсивно метасоматически измененными разностями позднеордовикских интрузий.

---

* При определении щелочности пород одним из основных условий считалось наличие щелочного цветного минерала.

При переходе нормальных пород в субщелочные и щелочные наблюдается замещение обыкновенной роговой обманки полущелочной и щелочной, меняется состав плагиоклаза до альбита, происходит альбитизация калишпата.

В щелочных породах из цветных минералов развиты арфведсонит и рибекит. Встречаются разности, в которых наряду с щелочной роговой обманкой присутствует обыкновенная роговая обманка. Арфведонит образует призматические и неправильные зерна, плеохроирующие от зеленовато-бурой окраски по Ng до темно-синей по Np, с углом погасания с Ng=20° и отрицательным удлинением. Рибекит встречается в виде тонкоигольчатых кристаллов, образующих нередко мелкие скопления и радиально-лучистые срастания; обладает темно-синей, почти черной окраской по Np и синеватой или синей по Ng, угол погасания с Ng=2—4°, удлинение отрицательное. В субщелочных породах присутствует обыкновенная роговая обманка, лишь частично подщелоченная в отдельных зернах и биотит, отсутствующий в щелочных разностях. Подщелочение роговой обманки выражается в проявлении отчетливой синей окраски по краям зерен и трещинкам спайности в виде пятнышек.

Альбитизация калишпата выражена в развитии и разрастании волосовидных, прожилковидных, ленточных и неправильных пертитовых вростков альбита (рис. 4). По мере альбитизации иногда пертитовые вростки настолько разрастаются, что все зерно замещается альбитом, а калишпат в нем остается в виде антипертитовых вростков. Нередко альбит в пертитах шахматно сдвойникован. Развиваются призмочки и таблички альбита, образующие небольшие скопления между зернами калишпата или калишпата и плагиоклаза, иногда внутри первого; местами они образуют прожилковидные скопления.

Натриевому метасоматозу подвергались существенно калишпатсодержащие разности-аляскитовые, нормальные биотит-роговообманковые граниты и др; в редких случаях кварцевые диориты. В последних процесс проявлен в подщелачивании роговой обманки и альбитизации плагиоклаза.

В распределении и составе акцессорных минералов гранитоидов, субщелочных и щелочных пород Заилийского батолита существуют определенные закономерности. При переходе от меланократовых диоритов к лейкократовым гранитам состав акцессориев меняется мало, но значительно изменяются их количественные соотношения. Уменьшаются содержания рудных, сфена, апатита, повышаются — циркона, ортита; в гранитах появляются флюорит, анатаз, рутил.

Изменения содержаний акцессорных минералов иногда можно наблюдать в пределах шлифа. Так, например, в гранитоидах с такситовым строением, в которых есть участки, состоящие из калишпата и кварца, и участки, сложенные плагиоклазом и цветными минералами, акцессорные минералы в основном приурочены ко вторым. По мере метасоматического преобразования пород уменьшение содержаний плагиоклаза и цветных минералов сопровождается понижением количества акцессорных.

Исследованием акцесорных минералов Заилийского комплекса пород в течение ряда лет занималась Г. Н. Гогель. Ею установлены некоторые интересные особенности, касающиеся как отдельных акцессориев, так и комплексов акцессорных минералов, развитых в гранитоидах, субщелочных и щелочных гранитах.

В таблице 1 видно, что содержание магнетита, сфена и апатита несколько уменьшается в субщелочных породах по сравнению с гранитоидами и резко понижается в щелочных. Содержание ильменита и циркона 1 резко увеличивается в субщелочных; в щелочных породах

количество ильменита продолжает увеличиваться, а содержание циркона I резко падает, но резко возрастает содержание циркона II (бурого). Ортит отсутствует в щелочных, развит в гранитоидах и преимущественно в субщелочных породах. Чевкинит был встречен только в субщелочных и, главным образом, щелочных породах. Акцессорные минералы субщелочных пород по составу и морфологическим особенностям, как отмечает Г. Н. Гогель, являются как-бы переходными между гранитоидами и щелочными гранитами, но более сравнимы с акцессориями первых.

Таблица содержания акцессорных минералов в гранитоидах Заилийского Алатау (составлена Г. Н. Гогель)

Таблица 1

Минералы	Среднее содержание в г/т		
	щелочные граниты	субщелочные граниты	нормальные граниты, гранодиориты, диориты
1	2	3	4
Магнетит	580	3190	3580
Сфен	283	278	57
Ильменит	24	128	337
Циркон I	30	252	28
Апатит	2	6	49
Ортит	—	196	39
Чевкинит	43	200*	—
Торит	—	1	3
Циркон II	261	4	0,2 (редок)
Флюорит	20	61	12

* Только в одной пробе.

Интересны некоторые особенности отдельных минералов, отмеченные Г. Н. Гогель. Так, например, часть зерен ильменита, развитого в субщелочных и щелочных породах, по форме ограничения очень похожа на ильменит нормальных гранитоидов, у таких зерен отсутствует резко очерченные кристаллографические элементы, в силу чего кристаллы кажутся как-бы оплавленными. Кристаллы апатита в щелочных породах несут следы растворения. Ортит в субщелочных гранитах по величине, формам ограничения, цвету, блеску и продуктам распада подобен ортиту, встреченному в нормальных гранитоидах. В типично щелочных породах он отсутствует. Торит в щелочных гранитах отсутствует, отмечен в субщелочных и нормальных. Размеры и формы его зерен, окраска и степень сохранности в последних совершенно аналогичны ториту из субщелочных пород.

В результате исследований акцессорных минералов Г. Н. Гогель считает, что рассматриваемый комплекс по акцессорным минералам расчленению не поддается, так как среди многих акцессориев сходства больше, чем отличий.

* * *

Гранитоиды Заилийского батолита несут черты интрузивного и метасоматического происхождения. По-видимому первоначальными породами, слагавшими батолит, были разнообразные (меланократовые до лейкократовых) диориты. Об интрузивном происхождении их свидетельствуют рвущие контакты с вмещающими отложениями нижнего палеозоя. Присутствие среди диоритов редких реликтовых зерен пироксена, иногда имеющих вид оплавленных, возможно, свидетельствует о том, что в диоритовом расплаве присутствовали и ксенолиты более основных пород. После консолидации (после того, как плагиоклаз был соссюрити-

зирован) диориты подверглись метасоматической гранитизации, выразившейся в кремне-калиевом метасоматозе.

О метасоматическом происхождении гранитов свидетельствуют:

1) развитие калишпата и кварца в твердых породах, т. е. консолидированных диоритах,

2) отсутствие следов плавления ранее образованных минералов (плагиоклаза и амфибола),

3) постепенность замещения минералов диоритов гранитными, присутствие остатков замещаемых минералов и продуктов их изменения (соссюрита, серицита),

4) такситовость строения, обусловленная неравномерным распределением как отдельных минералов (калишпата, кварца, биотита), так и наличием микро- и макроучастков диоритового и гранитного состава,

5) сохранность структуры первоначальной породы и ее преобразование,

6) присутствие соссюритизированного зонального олигоклаз-андезина среди кислых разностей — гранитов.

7) наличие «сквозных» акцессорных минералов, встречающихся как среди диоритов, так и среди гранитоидов; в связи с преобразованием пород исчезают лишь некоторые из акцессориев и появляются новые.

Источником щелочей и кремнезема был тот же магматический очаг на последующей стадии эволюции. Перенос компонентов осуществлялся, вероятно, в значительной мере диффузионно, что объясняет почти повсеместное развитие метасоматических минералов, но в какие-то отдельные периоды вследствие изменения глубинных термодинамических условий происходило резкое усиление притока эманаций. Последние на своем пути более интенсивно преобразовывали породы. В результате возникали разности, по характеру изменения похожие на окружающие, но по степени изменения в значительной мере отличающиеся (это отчетливо наблюдается под микроскопом). Возникали разности, и внешне отличающиеся друг от друга, т. е. с резкими границами, что иногда служило причиной выделения фаз и подфаз. Расчленению способствовали и цифры абсолютного возраста. Последние же, полученные калий-аргоновым методом, отражают, по-видимому, возраст гранитизации.

Проницаемость батолита во время прохождения кремне-калиевых эманаций была, видимо, неодинаковой в различных его частях, что и обусловило развитие в одних случаях тоналитов, в других сиенитов и т. д. Калий и кремнезем поступали обычно совместно и лишь в некоторых случаях происходило местное обогащение этими компонентами. Этим, вероятно, объясняется обычное совместное образование кварца и калишпата.

Поступление эманаций носило в какой-то мере пульсационный характер. Воздействие калий-содержащих растворов было неоднократным, так как нередко можно видеть наращивание зерен слабо пелитизированного калишпата совершенно чистым. Вынос магния и железа также, вероятно, был проявлен не всегда одинаково. В тех случаях, когда эти элементы сохранялись в породе, в которую привносился калий, возникали породы, богатые биотитом-трондьемиты (с последующим, конечно, кремниевым метасоматозом).

После гранитизаци породы, слагающие батолит, подверглись натриевому метасоматозу, в результате которого образовались субщелочные и щелочные разности. Натриевому метасоматозу, как правило, подвергались в первую очередь богатые калишпатом породы.

УДК 552.311(574.51)

К. Т. КУЛИКОВСКИЙ

ИНТРУЗИИ СЕВЕРНЫХ СКЛОНОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ХР. ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ, ИХ ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

В центральной части хр. Заилийского Алатау и смежного хр. Кунгей Алатау интрузивная деятельность проявилась необычайно широко. В отношении времени и характера формирования интрузивных пород у геологов до настоящего времени не сложилось единого мнения. Это объясняется как общей труднодоступностью района, так и различием в теоретических воззрениях на происхождение гранитов. Представилась возможность любые факты, в том числе данные абсолютного возраста, объяснять поразному: как результат внедрения, метасоматоза, наложенной гранитизации, автохтонности глубинного магматизма, глубины денудационного среза и т. д. Насколько перспективны новые пути, не совсем ясно. Не собираясь вступать в дискуссию или оспаривать результаты наблюдений в других регионах, мы считаем необходимым изложить факты, которые накопились в описываемом районе к настоящему времени. Палеозойская история на участках максимальных современных поднятий в Заилийском Алатау была ознаменована активным глубинным магматизмом. Магматические процессы проявились в замещении одних интрузивных пород другими, при широком развитии эруптивного взламываня и развитии своеобразных тектоно-магматических «пластовых» сводов, нижняя часть которых сложена наиболее молодыми интрузивными образованиями и содержит крупные отторженцы взломаной кровли. Глубинный магматизм носит отчетливые следы многофазности, пульсирующей ритмичности. Общая закономерность развития направлена на замещение древнего нижнепалеозойского (кембрийского или ордовикского) комплекса основных пород — габбро и габбро-диоритового — более кислыми интрузиями гранодиорит-гранитового, отчасти субщелочного гранитного состава.

Постоянство текстурно-петрологических признаков и минералогического состава зависит от размеров интрузий и литологии вмещающих пород, представленных многочисленными останцами. Наряду с этим, намечается и более общая закономерность, выраженная в том, что чем моложе возраст интрузивного массива, тем более выдержаны его фациальные и петрологические характеристики, более однозначно определяется абсолютный возраст, уменьшается мощность приконтактовых зон и степень приконтактового метаморфизма за счет снижения роли ассимиляции и гибридизма. Общие представления о форме залегания интрузивных тел отображены на рис. 1.

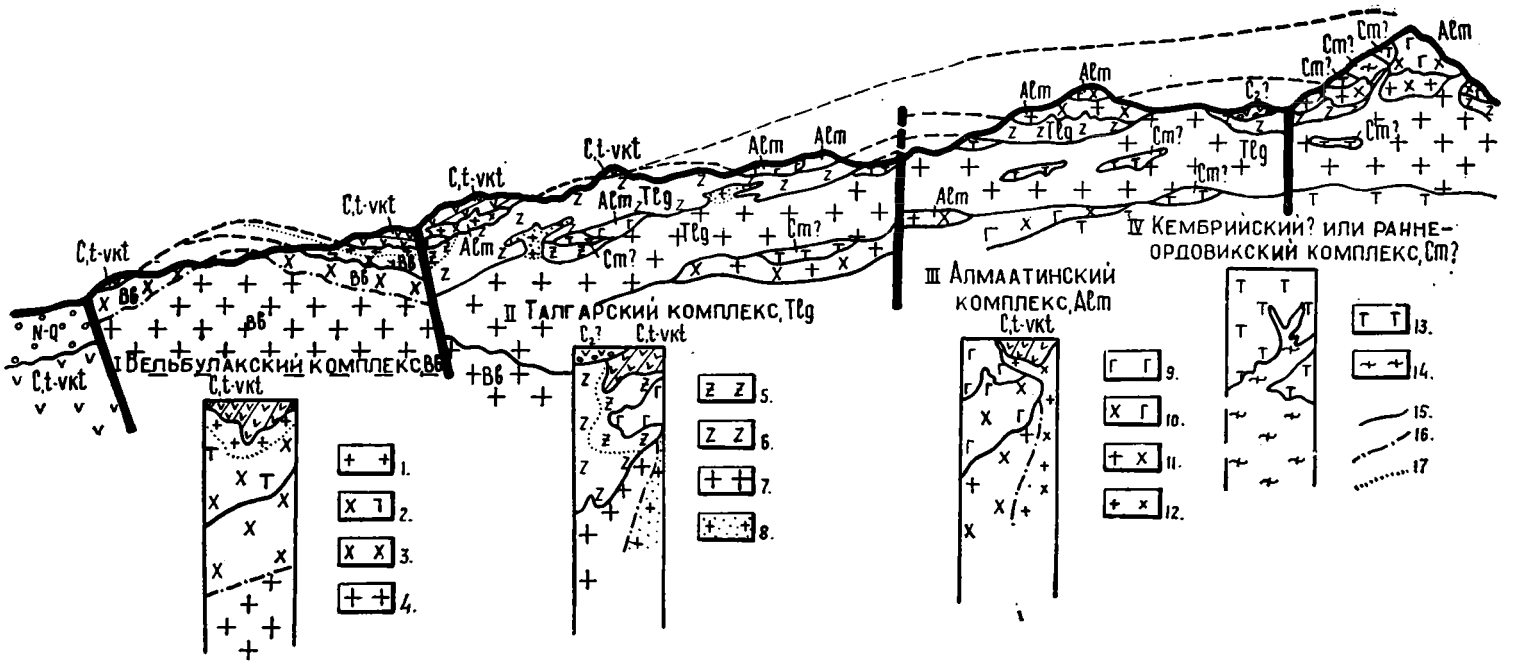


Рис. 1. **Схема тектоно-магматических структур и взаимоотношений интрузивных пород в центральной части хр. Заилийский Алатау (Составил К. Т. Куликовский).**

1—4 — бельбулакский комплекс: 1 — красные среднезернистые биотитовые граниты, реже сиениты приконтактовой фации; 2 — сизые, «пятнистые» биотит-роговообманковые кварцевые диориты, переходящие в красные гранодиориты-граносиениты; 3 — красновато-серые крупнозернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты с коленчатыми сростками роговой обманки; 4 — светло-красные крупнозернистые биотитовые граниты, часто с пегматоидной структурой; 5—8—талгарский комплекс: 5 — красные средне-мелкозернистые сиенито-диориты приконтактовой фации; 6 — красные, красновато-коричневые крупнозернистые щелочные и субщелочные граниты; 7 — красные, реже светло-серые средне-крупнозернистые биотитовые граниты; 8—серые средне-мелкозернистые роговообманково-биотитовые граниты, переходящие в гранодиориты («юбилейные»); 9—12 алмаатинский комплекс: 9 — диориты, кварцевые диориты разнозернистые; 10 — серые крупнозернистые биотит-роговобоманковые гранодиориты докварцевых диоритов с четкими призмами роговой обманки, иногда слабо генисовидные; 11 — серые крупнозернистые, обычно порфировидные роговобманково-биотитовые граниты до гранодиоритов; 12 — серые среднезернистые, местами резко гнейсированные граниты, трондьемиты; 13—14 — кембрийский или позднеордовикский комплекс: 13 — интрузии основного и ультраосновного состава; 14 — сильно гнейсированные в основном среднезернистые резко порфировидные граниты; 15—17 — контакты: 15 — рвущие, эруптивные, реакционные; 16 — субфазовые; 17 — фациальные переходы.

В центральной части хр. Заилийского Алатау выделено несколько интрузивных комплексов:

1. Наиболее древний (кембрийский или ордовикско-кембрийский комплекс объединяет многофазную интрузию: 1) ультраосновных пород, 2) габбро и габбро-диабазов, 3) габбро-диоритов, 4) гранитов. Для полной гомодромности ряда не хватает гранодиоритов, возможно, развитых в других районах. Подобные интрузии сохранились среди молодых гранитоидов в виде останцов и ксенолитов. Ультраосновные породы прорывались через жайсанскую свиту кембрия.

В отличие от более молодых, граниты этого комплекса имеют преимущественно среднезернистое сложение, четко выраженную порфиробластовость, разгнейсованы, катаклазированы, иногда напоминают гнейсы. Вместе с тем, они не могут принадлежать протерозойскому гнейсовому комплексу, так как уже сами содержат ксенолиты типичных гнейсов и прорывают интрузивы основного состава.

Перечисленные взаимоотношения можно наблюдать в крупном ксенолите в верховьях руч. Серкебулак (бассейн Б. Алмаатинки). Абсолютный возраст гнейсированных гранитов определялся в лаборатории АН КазССР А. И. Ивановым и в лаборатории КазИМСа Т. П. Семеновой. По биотиту получены соответственно цифры 409±22 и 460±5 млн. лет. В общем определения не противоречат заключению о наиболее древнем возрасте гранитов, но и не отрывают их резко от следующего комплекса.

2. Алмаатинский комплекс объединяет три фазы внедрения: 1) диоритов, 2) кварцевых диоритов-гранодиоритов, 3) гранодиоритов-гранитов. Диориты этого комплекса сохранились в виде ксенолитов. Гранитоиды II и III фаз распространены довольно широко. Для них характерны серый цвет, крупно-среднезернистое сложение, относительно свежий облик. Гранодиориты II фазы на отдельных участках обладают слабовыраженными прототектоническими текстурами. Роговая обманка обособлена в виде четких удлиненных призм.

К диагностическим признакам гранодиоритов-гранитов III фазы относится порфиробластовое разрастание зерен калишпата, которые вместо обычных таблитчатых, приобретают неправильную заливчатую форму с поперечником до 1—2 *см*. Однако этот признак не является строго постоянным. Взаимоотношения пород внутри комплекса достаточно хорошо изучены: диориты I фазы, также как и кембрийские образования, эруптивно прорваны (взломаны) гранитоидами II и III фаз, граниты III фазы по спаю обычно резко срезают ориентированную текстуру гранодиоритов II фазы. Характерно, однако, что эндоконтактовая фация гранитов распространяется не далее 4—5 *см* от плоскости контакта и граниты практически не образуют просечек и апофиз в гранодиоритах.

К алмаатинскому комплексу отнесены также светло-серые мелкозернистые граниты-трондьемиты, широко развитые в правых истоках р. Бутаковки. Здесь, на отдельных участках они сильно рассланцованы, часто альбитизированы, содержат мелкие бластпорфировые выделения калишпата. Местами облик породы довольно свежий.

Контактовые взаимоотношения трондьемитов с гранодиоритами II фазы такие же, как у порфиробластовых, т. е. четким спаем они резко срезают ориентированную текстуру гранодиоритов. Взаимоотношения с порфиробластовыми гранитами не наблюдались. Скорее всего они связаны между собой постепенными фациальными переходами.

Интересным и существенным фактором является то, что мелкозернистые трондьемиты в долине р. Бутаковки совершенно четко, с апофизами и мелкими инъекциями, прорывают ороговикованный останец туфоагломератов кислых лав кетменской свиты нижнего карбона. Это обстоятель-

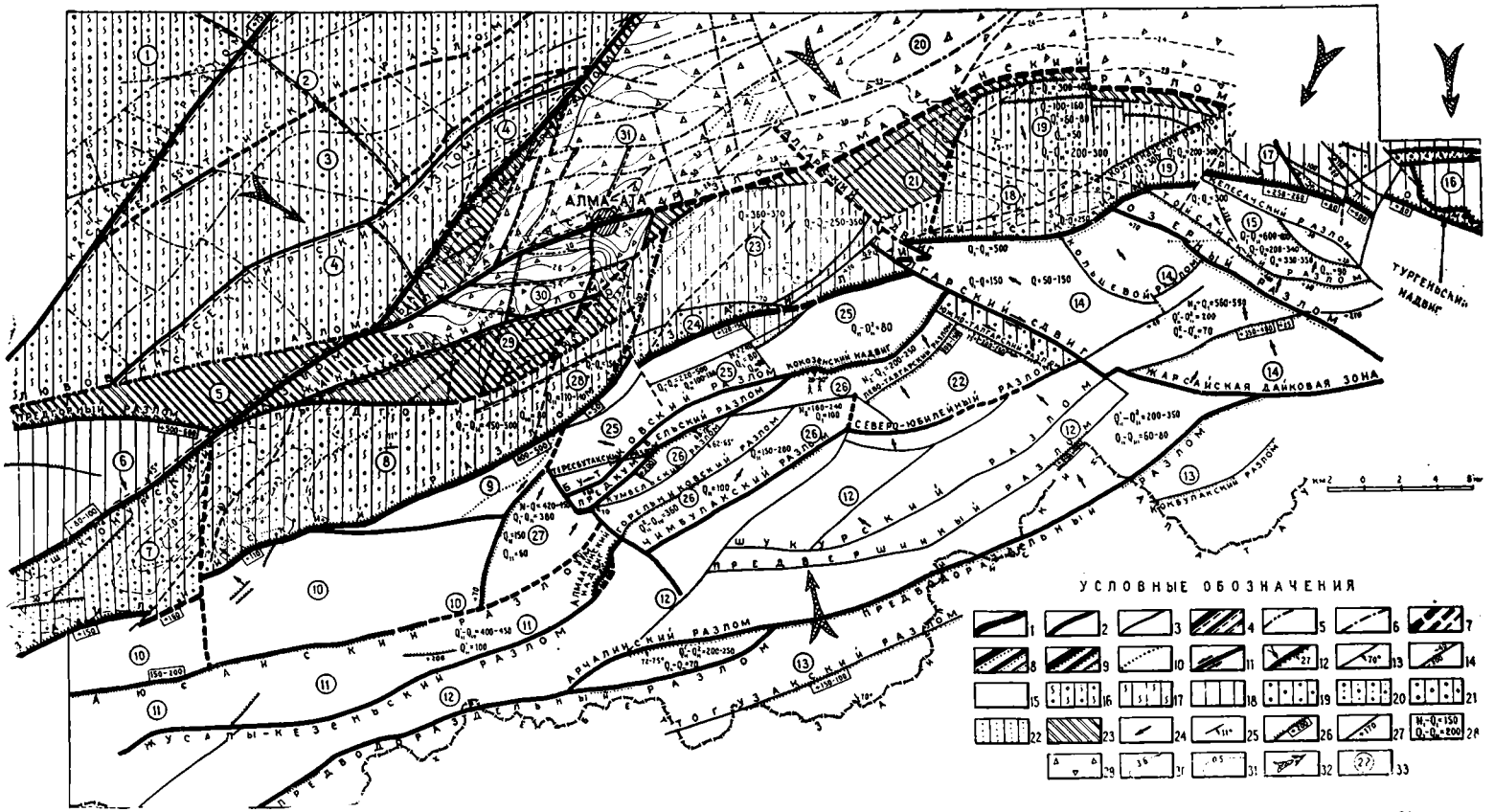


Рис. **Схема неотектоники северных склонов хр. Заилийского Алатау.** *1—12* — разрывные нарушения: 1) регионального характера; 2) разделяющие основные тектонические блоки; 3) внутриблочные расколы,4) подтвержденные геофизическими данными; 5) установленные только по геофизическим данным; 6) предполагаемые по геофизическим данным; 7) предполагаемые по геологическим данным, 8) подновленные в четвертичное время; 9) то же, выраженные в рельефе четким уступом; 10) оперяющие и сопряженные расколы в палеозойских образованиях, выраженные в рельефе в виде рововидныхлинейных понижений; 11) сдвиги (стрелками показано направление смещения блока); 12) локальные надвиги (зубчатый контур направлен в сторону падения надвиговой поверхности, в градусах — угол ее падения, стрелой показано предполагаемое направление смещения блоков)$_2$ 13) залегание плоскости сместителя крупных разломов, установленное по геологическим данным; 14) вертикальные амплитуды по разломам, установленные по смещению горизонтов палеозойского цоколя; *15—18* — блоки: 15) с режимом устойчивого поднятия начавшегося с Pg_3; *16—18* — с неустойчивым режимом разнонаправленных движений, окончательно вовлеченные в поднятие Q; 16) с мощным покровом неоген-нижнечетвертичных отложений; 17) с остатками осадочного покрова; 18) с цоколем, практически лишенным рыхлого покрова; *19—22* — локальные впадины, грабены и грабен-синклинали в пределах поднятых в Q неустойчивых блоков предгорья, заложенные и неогене в прекратившие погружение; 19) в Q; 20) в Q; 21—22 — сохранившие режим относительного опускания; 21) до верхнечетвертичного времени; 22) по настоящее время; 23) борта впадин и блоки, частично вовлеченные в поднятия, «приподнятые», с неустойчивым тектоническим режимом; 2) наклоны косоподнятых неотектонических блоков; 25) элементы залегания кайнозойского покрова; 26) амплитуды неотектонических поднятий по разломам, установленные по высоте тектонических уступов; 27) то же, установленные в впадинах геофизическими методами по смещению палеозойского цоколя$_2$ 28) ориентировочно-расчетные амплитуды познаний тек-тонических блоков по отдельным этапам; 29) область устойчивых продолжительных опусканий, начавшихся с Pg_3 и продолжающихся в настоящее время; 30) изогипсы кровли фундамента по геофизическим данным; 31) то же, предполагаемые по геологическим данным; 32) наиболее вероятное направление неотектонических деформирующих усилий; 33) номера тектонических блоков.

ство служит достаточным основанием для отнесения алмаатинского комплекса к послераннекарбоновому времени. В этих же и в смежных обнажениях альбитизированные трондьемиты прорваны гранитами следующего по возрасту талгарского комплекса. Позиция данных трондьемитов в общей интрузивной схеме такая же, как и всего алмаатинского комплекса в целом.

Каледонские интрузии в восточных отрогах Заилийского и Кунгейского хребтов развиты действительно широко. К ним, относится Согатинский массив, интрузии в хр. Торайгыр, гранодиориты по южному склону Кунгей-Алатау. Однако, внешнее их сходство с алмаатинскими порфиробластовыми гранодиоритами весьма и весьма отдаленное, а степень регионального метаморфизма в первых двух случаях гораздо выше. Галька резко порфировидных гранодиоритов широко представлена в девонских конгломератах в верховьях бассейна р. Талгар. Однако, они также не могут быть уверенно сопоставлены с алмаатинскими порфиробластовыми гранодиоритами. Это светло-серые альбитизированные породы с крупными (до размеров спичечной коробки) идиоморфными выделениями нацело альбитизированного полевого шпата.

Интрузии алмаатинского комплекса часто занимают лишь возвышенные водоразделы, тогда как склоны и подножья отрогов сложены гранитами более молодого талгарского комплекса (например, долины М. и Б. Алматинок).

Абсолютный возраст пород алмаатинского комплекса определялся неоднократно. Данные определений сведены в таблицу 1. Большинство определений указывает на девонский возраст заключенного в породе биотита, но с очень большим временным разносом, допускающим вероятность как силурийского, так и раннекарбонового возраста.

3. Талгарский комплекс объединяет две интрузивные фазы: 1) щелочных и субщелочных гранитов; 2) преимущественно нормальных биотитовых гранитов.

Существенно калишпатовые грубо-крупнозернистые граниты I фазы в центральной части хр. Заилийского Алатау практически лишены индивидуализированных зерен плагиоклазов и первичного биотита. Характерны кучные агрегативные скопления щелочных темноцветных, четкая таблитчатая форма калишпата, округлые крупные зерна кварца. Цвет породы яркий, мясо- или кирпично-красный, светло-коричневый. Встречаются окраски красивых желтовато-серых, палевых и зеленовато-серых тонов. На западе, в бассейнах рек Аксая, Каскелена, значительная часть перечисленных специфичных черт утрачивается. Здесь появляются переходы к биотитовым разностям, широко проявлена альбитизация пород, более отчетливы признаки гибридизма. С образованиями алмаатинского комплекса субщелочные граниты контактируют по-разному. Существует несколько разновидностей контактов:

1) Типоморфные породы сменяют друг друга в реакционной зоне шириной в 20—30 *см* (у турбазы Горельник, на правом берегу р. М. Алматинки).

2) Породы контактируют с резким линейным спаем и с эндоконтактовой зоной из мелкозернистых аляскитовых гранитов шириной в несколько миллиметров (М. Алматинка, район завальной платины).

3) К контакту талгарские крупнозернистые граниты переходят в мелкозернистые фельзитовидные на расстоянии до 200 *м* (Комиссаровский перевал; правые ветвления р. Бутаковки).

4) Наиболее частый случай. Контакт на большом протяжении эруптивно нарушен с образованием крупных (до 10—20 *см* в диаметре) угловатых и округлых отторженцев порфиробластовых гранитоидов, погруженных в талгарские граниты. (Бутаковка, левые склоны долины у пер-

вого ветвления; ложе троговой долины р. Терсбутак ниже ледника Титова; Большая щель в бассейне Лев. Талгара у перевала Юбилейного).

5) Среди поля талгарских гранитов сохраняются ксенолитовые тела алмаатинских гранодиоритов размером в сотни метров. Ксенолиты прорваны дайками и апофизами гранитов (водораздел верховий Аюсая и Б. Алмаатинки; цирковые замыкания р. Каргалинки; средняя часть долины Аксая; верховья долины Касымбек в бассейне Каскелена; водораздел к северу от Талгарского перевала).

Активное прорывание гранитов, относимых ко II фазе талгарского комплекса, через алмаатинские гранодиориты в виде даек, апофиз, а также непосредственные интрузивные контакты в массиве наблюдались повсеместно вдоль главного водораздела Талгара и Иссыка, в верховьях р. Серкебулак, на левых склонах долины Проходной и в других местах.

Становление Талгарского массива проходило в очень неспокойной обстановке. Эндоконтактовая кора неоднократно взламывалась и снова цементировалась расплавом тождественного состава. В обнажениях это просматривается как «самопрорывание» крупнозернистых гранитов с разными оттенками или с разным размером зерна (от фельзитоподобных мелкозернистых, до пегматоидных). Общей последовательности здесь нет. Крупно- и среднезернистые граниты также часто прорывают микрограниты, так и наоборот. В наиболее благоприятных случаях, по пересечениям можно насчитать до пяти импульсов внедрений (Северо-восточные склоны пика Комсомола со стороны Левого Талара, пик Учитель, «Красные ворота» и др.). Довольно часто встречаются гнезда камерных пегматитов.

Тектоно-магматическая активность талгарских гранитов по отношению к кембрийским габброидам и к диоритам алмаатинского комплекса проявлена наглядно. Они повсюду, даже в удалении от контактов, содержат округлые шлиро-ксенолиты микродиоритов, а на вертикальных стенках правого борта ледника Комсомола видно как в щелочные граниты погружены крупные габбро-диоритовые отторженцы размером в сотни метров. Вверх от отторженца тянутся струи мелких округлых шлиро-ксенолитов. Такой же облик погрузившихся тел носят видимо и другие ксенолиты кембрийских габбро в бассейне р. Талгара. В приконтактовых зонах, в основном вблизи основных пород, широко проявлены ассимиляция и гибридизм с образованием крайне пестрых средне-мелкозернистых граносиенитов, кварцевых сиенитов, сиенитов, сиенито-диоритов. Одно из полей гибридных пород простирается от замыкания долины Котурбулака в среднюю часть долины Левого Талгара; другое слагает рудное поле месторождения Шеткарагай в долине Каскелена.

Вторая фаза талгарского комплекса представлена разнообразными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами от нормальных до аляскитовых и от мелкозернистых до крупнозернистых, преимущественно красной окраски. Рвущие контакты по отношению к щелочным гранитам и ореол мелкозернистой эндоконтактовой фации шириной 15—17 *м* наблюдались неоднократно (водораздел между ледниками Жарсай и Металлург. Сухой Лог в бассейне Левого Талгара). На западе прорывания субщелочных гранитов дайками мелкозернистых гранитов обычны. Однако, в ряде случаев (западные отроги пика Комсомола и ряд других участков) при сходстве состава и вторичных изменений, выделение гранитов II фазы из общего талгарского комплекса затруднено.

Характер контактов гранитов II фазы талгарского комплекса с более древними образованиями в общем такой же, как у щелочных гранитов, но эруптивные структуры менее обычны.

Ко второй фазе талгарского комплекса принадлежат также граниты, выделявшиеся в свое время в Заилийском Алатау под названием «юби-

лейных», «пермских», «редкометалльных». «Юбилейные» граниты действительно прорывают собственно талгарские щелочные граниты в районе месторождения Юбилейного. Множество даек, апофиз и непосредственных рвущих контактов можно встретить в бассейнах рек Аксая и Каскелена.

Взамоотношения «юбилейных» гранитов с гранитами II фазы более сложные, очень неотчетливые, «вялые». По первому впечатлению создается мнение о фациальных связях. Только при тщательном поиске удается найти контакты, которые в разных обнажениях выглядят либо как прорывания «юбилейных» через нормальные, либо наоборот.

Обычно контактирующие граниты подходят друг к другу мелкозернистыми разностями. Подобные взаимоотношения видимо присущи субфазовым этапам становления массива, или же просто являются результатом пульсационного поступления расплава в верхнюю часть остывающей камеры.

«Юбилейные» граниты имеют свежий облик, светло-серую, редко красноватую окраску, мелко-среднезернистое, часто порфировидное сложение, содержат биотит и роговую обманку, соответствуют гранодиоритам, трондьемитам, гранитам существенно плагиоклазового ряда.

О принадлежности субщелочных, нормальных и «юбилейных» гранитоидов к общему комплексу говорят несколько фактов. В районе ледника Жарсай (бассейн Иссыка) на талгарские граниты налегает базальная пачка аркозовых песчаников и конгломератов. Выше лежат туфы андезитовых порфиритов. К сожалению, сохранившийся от размыва небольшой останец налегающей толщи ни с каким из известных разрезов не сопоставляется. Условно толща отнесена к среднему карбону. Существенно, однако, что в конгломератовой гальке преобладают талгарские граниты, непосредственно подстилающие базальный слой и почти в таком же количестве распространена галька гранитов II фазы, поступивших с более удаленной площади. Представители алмаатинского комплекса среди гальки отсутствуют. Во всех породах талгарского комплекса встречается акцессорный флюорит, а у биотитовых и «юбилейных» гранитов состав акцессориев почти полностью совпадает. Объединяет комплекс общая редкометалльно-полиметаллическая (молибденовая) специализация интрузий. Молибденит с галенитом обнаружен в пегматоидных телах щелочных гранитоидов в долине Б. Алматинки, в их альбитизированных разностях (в скважине в Алма-Арасане). С ними связаны Аксайское и Каскеленское молибденовые рудопроявления. В талгарских гранитах размещены также мелкие полиметаллически-редкометалльные рудопроявления в том числе и Шеткарагай. «Юбилейные» гранитоиды вмещают рудопроявление пика Орджоникидзе и месторождение Юбилейное. В гранитах II фазы обнаружено однотипное с Юбилейным крупное рудопроявление пика Саланова с таким же широким набором металлических компонентов, при ведущем значении молибдена. Присутствие молибденита в неизмененных гранитах в миаролитовых пустотках и в пегматоидных телах говорит, скорее всего, о прямой генетической связи оруденения с данными гранитами. Молибденит в качестве акцессорного минерала установлен в Арчалинском массиве. Представляется, что выявленные связи достаточно надежны и вопрос о существовании самостоятельного талгарского комплекса со своеобразной металлогенией приобретает практическую значимость.

Возраст комплекса не может быть древнее раннего карбона. Так, на водоразделе р. Левый Талгар с бассейнами рек Бутаковки и Котурбулака, среди талгарских гранитов сохранились многочисленные останцы кислых эффузивов, принадлежащих общему полю кетменской свиты. Контакты с ними у талгарских гранитов безусловно активные, рвущие.

вого ветвления; ложе троговой долины р. Терсбутак ниже ледника Титова; Большая щель в бассейне Лев. Талгара у перевала Юбилейного).

5) Среди поля талгарских гранитов сохраняются ксенолитовые тела алмаатинских гранодиоритов размером в сотни метров. Ксенолиты прорваны дайками и апофизами гранитов (водораздел верховий Аюсая и Б. Алмаатинки; цирковые замыкания р. Каргалинки; средняя часть долины Аксая; верховья долины Касымбек в бассейне Каскелена; водораздел к северу от Талгарского перевала).

Активное прорывание гранитов, относимых ко II фазе талгарского комплекса, через алмаатинские гранодиориты в виде даек, апофиз, а также непосредственные интрузивные контакты в массиве наблюдались повсеместно вдоль главного водораздела Талгара и Иссыка, в верховьях р. Серкебулак, на левых склонах долины Проходной и в других местах.

Становление Талгарского массива проходило в очень неспокойной обстановке. Эндоконтактовая кора неоднократно взламывалась и снова цементировалась расплавом тождественного состава. В обнажениях это просматривается как «самопрорывание» крупнозернистых гранитов с разными оттенками или с разным размером зерна (от фельзитоподобных мелкозернистых, до пегматоидных). Общей последовательности здесь нет. Крупно- и среднезернистые граниты также часто прорывают микрограниты, так и наоборот. В наиболее благоприятных случаях, по пересечениям можно насчитать до пяти импульсов внедрений (Северо-восточные склоны пика Комсомола со стороны Левого Талара, пик Учитель, «Красные ворота» и др.). Довольно часто встречаются гнезда камерных пегматитов.

Тектоно-магматическая активность талгарских гранитов по отношению к кембрийским габброидам и к диоритам алмаатинского комплекса проявлена наглядно. Они повсюду, даже в удалении от контактов, содержат округлые шлиро-ксенолиты микродиоритов, а на вертикальных стенках правого борта ледника Комсомола видно как в щелочные граниты погружены крупные габбро-диоритовые отторженцы размером в сотни метров. Вверх от отторженца тянутся струи мелких округлых шлиро-ксенолитов. Такой же облик погрузившихся тел носят видимо и другие ксенолиты кембрийских габбро в бассейне р. Талгара. В приконтактовых зонах, в основном вблизи основных пород, широко проявлены ассимиляция и гибридизм с образованием крайне пестрых средне-мелкозернистых граносиенитов, кварцевых сиенитов, сиенитов, сиенито-диоритов. Одно из полей гибридных пород простирается от замыкания долины Котурбулака в среднюю часть долины Левого Талгара; другое слагает рудное поле месторождения Шеткарагай в долине Каскелена.

Вторая фаза талгарского комплекса представлена разнообразными биотитовыми и биотит-роговообманковыми гранитами от нормальных до аляскитовых и от мелкозернистых до крупнозернистых, преимущественно красной окраски. Рвущие контакты по отношению к щелочным гранитам и ореол мелкозернистой эндоконтактовой фации шириной 15—17 *м* наблюдались неоднократно (водораздел между ледниками Жарсай и Металлург. Сухой Лог в бассейне Левого Талгара). На западе прорывания субщелочных гранитов дайками мелкозернистых гранитов обычны. Однако, в ряде случаев (западные отроги пика Комсомола и ряд других участков) при сходстве состава и вторичных изменений, выделение гранитов II фазы из общего таларского комплекса затруднено.

Характер контактов гранитов II фазы талгарского комплекса с более древними образованиями в общем такой же, как у щелочных гранитов, но эруптивные структуры менее обычны.

Ко второй фазе талгарского комплекса принадлежат также граниты, выделявшиеся в свое время в Заилийском Алатау под названием «юби-

лейных», «пермских», «редкометалльных». «Юбилейные» граниты действительно прорывают собственно талгарские щелочные граниты в районе месторождения Юбилейного. Множество даек, апофиз и непосредственных рвущих контактов можно встретить в бассейнах рек Аксая и Каскелена.

Взамоотношения «юбилейных» гранитов с гранитами II фазы более сложные, очень неотчетливые, «вялые». По первому впечатлению создается мнение о фациальных связях. Только при тщательном поиске удается найти контакты, которые в разных обнажениях выглядят либо как прорывания «юбилейных» через нормальные, либо наоборот.

Обычно контактирующие граниты подходят друг к другу мелкозернистыми разностями. Подобные взаимоотношения видимо присущи субфазовым этапам становления массива, или же просто являются результатом пульсационного поступления расплава в верхнюю часть остывающей камеры.

«Юбилейные» граниты имеют свежий облик, светло-серую, редко красноватую окраску, мелко-среднезернистое, часто порфировидное сложение, содержат биотит и роговую обманку, соответствуют гранодиоритам, трондьемитам, гранитам существенно плагиоклазового ряда.

О принадлежности субщелочных, нормальных и «юбилейных» гранитоидов к общему комплексу говорят несколько фактов. В районе ледника Жарсай (бассейн Иссыка) на талгарские граниты налегает базальная пачка аркозовых песчаников и конгломератов. Выше лежат туфы андезитовых порфиритов. К сожалению, сохранившийся от размыва небольшой останец налегающей толщи ни с каким из известных разрезов не сопоставляется. Условно толща отнесена к среднему карбону. Существенно, однако, что в конгломератовой гальке преобладают талгарские граниты, непосредственно подстилающие базальный слой и почти в таком же количестве распространена галька гранитов II фазы, поступивших с более удаленной площади. Представители алмаатинского комплекса среди гальки отсутствуют. Во всех породах талгарского комплекса встречается акцессорный флюорит, а у биотитовых и «юбилейных» гранитов состав акцессориев почти полностью совпадает. Объединяет комплекс общая редкометалльно-полиметаллическая (молибденовая) специализация интрузий. Молибденит с галенитом обнаружен в пегматоидных телах щелочных гранитоидов в долине Б. Алматинки, в их альбитизированных разностях (в скважине в Алма-Арасане). С ними связаны Аксайское и Каскеленское молибденовые рудопроявления. В талгарских гранитах размещены также мелкие полиметаллически-редкометалльные рудопроявления в том числе и Шеткарагай. «Юбилейные» гранитоиды вмещают рудопроявление пика Орджоникидзе и месторождение Юбилейное. В гранитах II фазы обнаружено однотипное с Юбилейным крупное рудопроявление пика Саланова с таким же широким набором металлических компонентов, при ведущем значении молибдена. Присутствие молибденита в неизмененных гранитах в миаролитовых пустотках и в пегматоидных телах говорит, скорее всего, о прямой генетической связи оруденения с данными гранитами. Молибденит в качестве акцессорного минерала установлен в Арчалинском массиве. Представляется, что выявленные связи достаточно надежны и вопрос о существовании самостоятельного талгарского комплекса со своеобразной металлогенией приобретает практическую значимость.

Возраст комплекса не может быть древнее раннего карбона. Так, на водоразделе р. Левый Талгар с бассейнами рек Бутаковки и Котурбулака, среди талгарских гранитов сохранились многочисленные останцы кислых эффузивов, принадлежащих общему полю кетменской свиты. Контакты с ними у талгарских гранитов безусловно активные, рвущие.

Петрографических различий, либо других геологических данных для того, чтобы подобные граниты (вблизи останцов) выделить из талгарских в качестве более молодых интрузий, нет.

Для пород талгарского комплекса известно относительно много определений абсолютного возраста. Как видно из табл. 2, талгарский комплекс имеет очень широкий разброс цифр и, видимо, не случайных. Полученные данные больше противоречат геологическим наблюдениям, чем подтверждают их. Нижний предел значений не дает оснований для разделения талгарского и алмаатинского комплексов. Тенденция к омоложению проявлена лишь в западном Алмаарасанском массиве. Можно полагать, что общая неопределенность результатов, характерная для всего Заилийского региона, обязана особенностям развития мощной контактово-реакционной зоны глубинного магматизма и результаты определений зависят от соотношений новообразованного и реликтового биотита.

4. Интрузии бельбулакского комплекса развиты в основном во внешней, северной зоне Заилийского Алатау, хотя известны очень небольшие рвущие тела среди талгарских и алмаатинских гранитоидов на правом склоне Правого Талгара, около турбазы Чимбулак и на южном склоне Мохнатой сопки. Основные закономерности контактовых взаимоотношений с вмещающими породами и внутри комплекса установлены в крупном Бельбулакском массиве. Он имеет нарушенное кольцевое или зональное строение с общей сменой пород от периферии к центру, от кварцевых диоритов до лейкократовых гранитов.

В становлении массива участвуют три фазы. Первая фаза представлена сизовато-серыми средне-крупнозернистыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами с характерным пятнистым шлировым или кучным расположением темноцветных. Шлироподобные образования размером до 1 *см* неправильные, расположены беспорядочно и нечетко обособлены. Иногда такие обособления имеют состав микродиоритов и облик ксенолитов. Породы 1 фазы составляют внешнее кольцо массива. Они непосредственно контактируют с эффузивами кетменской свиты по резкому линейному спаю. Контакт полого погружается на юг под углами от 8 до 18°, местами погружение усложнено крутыми прогибами. На участке крутопадающего контакта к северо-востоку от высоты Коктогай широко развиты грубые эруптивные брекчии. В долине Большого Ключа поверхность контакта ровная, ведет себя как геометрическая плоскость и погружается на юг (<27°).

Эндоконтактовая зона имеет свои характерные особенности. При приближении к контакту пятнистые кварцевые диориты фациально сменяются ярко-красными средне-неравномернозернистыми биотитовыми гранитами аляскитового ряда с миаролитовой текстурой. Вертикальная мощность «гранитного слоя» — 70—200 *м*. Вдоль спая с эффузивами развивается миллиметровая полоска фельзитовидных гранитов, затем 2—3-х сантиметровая полоска мелкозернистых лейкократовых гранитов, граносиенитов. Приведенные детали контакта являются закономерными и сохраняются повсеместно.

По направлению к центру массива «пятнистые» кварцевые диориты сменяются более лейкократовыми породами и переходят в гранодиориты II фазы бельбулакского комплекса. Атакситовая структура становится не столь резко подчеркнутой. Однако смена фаз улавливается без затруднений по отчетливому переходу в узкой зоне шириной до 10 *см*; иногда контакт выражен непосредственным спаем с мелкими апофизами и отшнурованными ксенолитами. Местами у спая появляется оторочка мелкозернистого лейкократового гранита шириной 2—3 *см*, затем такая же полоска, резко обогащенная темноцветными. Контакт с гранодиори-

Таблица 1

Алма-Атинский комплекс

№№ проб	Авторы пробы Авторы анализа	Место взятия пробы	Породы	Результаты анализов в млн. лет	Возрастной предел
1	2	3	4	5	6
1481	ЮКГУ Мельникова А. А. ИГНАН КазССР Иванов А. И.	Правый борт долины реки Б. Алмаатинки, напротив впадения р. Проходной.	II фаза гранодиорит гнейсированный	347 368 359 } 357±15	C_1(+$Д_3$)
1481	ЮКГУ Мельникова А. А. Каз. ПТИ	»	»	346±52	C_1(+$Д_3$)
950	ИГН. КазССР Старов В. И. ИГН Иванов А. И.	Район Б. Алмаатинского озера	»	407±30	Д(+S)
1654	ИГН КазССР Старов В. И. ИГН КазССР Иванов А. И.	Западнее Б. Алмаатинского озера руч. Серкебулак	III фаза гранодиорит	403±22	Д(+S)
1650	»	Перевал Джусалы-Кезень	»	391±21	Д(+С)
1649	»	»	»	404 409 } 402±15	Д(±S)
564	ЮКГУ Мельникова А. А. КазИМС Семенова Т. П.	Малая Алмаатинка, ур. Медео, у завальной плотины	III фаза гранит порфиробластовый	392 407 } 397±5	Д
667	»	»	»	432 424 } 428±5	Д
666	ИГН КазССР Старов В. И. ИГН КазССР Иванов А. И.	»	»	411	S

Таблица 2

Талгарский комплекс

№№ проб	Авторы пробы Авторы анализа	Место взятия пробы	Название породы	Результаты анализа млн. лет		Возрастной предел
1	2	3	4	5		6
1161	Куликовский К. Т. ИГН КазССР	Р. Аксай, левый борт, 0,6 *км* от впадения Аюсая	Субщелочной гранит (Алмаарасанский массив)	312 290	301±18	С (+Р)
1347	Чабдаров Н. М. Иванов А. И. ИГН КазССР	Р. Аксай, левый борт 0,6 *км* выше впадения р. Саталды	Биотит-роговообманковый гранит (Алмаарасанский массив)	388 394 391	391±17	Д
1543	Старов В. И. ИГН КазССР Иванов А. И. »	»	Биотитовый гранит (Алмаарасанский массив)	391 385 396	391±18	Д
837	»	Р. Каскелен правый склон долины, 1,5 *км* севернее впадения ручья Южная Казачка	Субщелочной гранит (Алмаарасанский массив) Биотитовые граниты, по В. И. Старову	346 323 309 320	317±13	С (±Р)
1590	»	»	»	356 391 341 347	353±14	С
—	Чабдаров Н. М. Каз. ПТИ 1965 г.	Р. Аксай, Акжарские обрывы	Граниты (Алмаарасанский массив)	361		С
963	Старов В. И. ИГН КазССР Иванов А. И. »	Верховья р. М. Алматинки, южнее метеостанции Мынжилки	Биотитовые граниты, прорывающие щелочные	397 383 398	392±17	Д
965	»	Верховья р. М. Алматинки 2 *км* южнее метеостанции Мынжилки	»	400 394	396±21	Д

1658	»	0,6—0,8 *км* западнее Б. Алмаатинского озера	Биотитовый гранит II фазы	429 426	428±22	S (+Д)
1251	Мельникова А. А. ЮКГУ. Иванов А. И. ИГН КазССР	Р. Б. Алматинка 3 *км* выше слияния с руч. Шукур	Крупнозернистый биотитовый гранит II фазы	385 385 374 399	386±16	Д
953	Старов В. И., Иванов А. И. ЦГН КазССР	Б. Алмаатинское озеро	Мелкозернистый порфировидный гранит II фазы		351±28	Д (+С)
350	Куликовский К. Т., Семенова Т. П. Каз. ИМС	Р. Средний Талгар у поляны «Альпийская роза»	биотитовые граниты, прорывающие талгарские	По валу ΔТ 338 395 По биотиту 359 417	406±15	Д (+S)
1251	Мельникова А. А. Каз. ПТИ	Р. Б. Алматинка 3 *км* выше слияния с руч. Шукур	Крупнозернистый биотитовый гранит II фазы	352		Д
1643	Старов В. И. ИГН АН КазССР Иванов А. И. »	Р. Аксай, левый борт, 0,6 *км* выше впадения руч. Сатады	Биотитовый гранит прорывающий субщелочные граниты	391 385 398	391±18	Д
841	»	Р. Каскелен, 3 *км* юго-восточнее базы совхоза Аксай.	»	353 344	348±19	С
862	»	Р. Каскелен, левый берег, 2 *км* к югу от впадения р. Южная Казачка	Среднезернистый гранит II фазы	369 358 359	361±16	С (+Д)
1346	Чабдаров Н. М., Иванов А. И. ИГН КазССР	Р. Аксай, 1 *км* выше впадения р. Саталды	Биотитовый мелкозернистый гранит «юбилейного» типа (по К. Т. Куликовскому)	359 377 564	366±16	Д (+С)
1641	Старов В. И. ИГН АН КазССР Иванов А. И.	»	»	369 368 356	364±16	Д (+С)
	Сушков П. А. Семенова Т. П. Каз. ИМС	Бассейн р. Аксай	»		417	Д

тами погружается на юг под углом около 30°, однако, его поверхность неровная, она усложнена зубчатыми выступами высотой в десятки метров и инъекционными апофизами. Гранодиориты принадлежат к основной бельбулакской фазе. За пределами Бельбулакского массива они формируют самостоятельные интрузии, такие, например, как в урочище Ушконур.

Облик пород достаточно однообразный. Это средне-крупнозернистые несколько порфировидные породы серой, «пестрой» окраски. На отдельных участках (Котурбулак) имеются переходы к мелкозернистым разностям. «Пестрая» окраска обязана калишпату, развитому в виде неправильных зазубренных зерен. Лишь изредка встречаются его таблитчатые кристаллы. Очень характерны звездчатые, коленчатые двойники шестоватой и клиновидной роговой обманки. Повсеместно встречаются мелкие шлироксенолитовые обособления микродиоритов. Первичные контакты бельбулакских гранодиоритов с гранитоидами II и III фаз алмаатинского комплекса не найдены, они повсеместно тектонически нарушены.

Граниты III фазы бельбулакского комплекса занимают центральную часть массива. Взаимоотношения с гранодиоритами предыдущей фазы не очень четкие. Они соприкасаются по контактовой зоне шириной 20—30 *см*. Редко можно найти непосредственный спай. Поверхность южного контакта наклонена к югу, юго-западу под углами от 50° до очень пологого. Эндоконтактовые изменения выражены в переходе в среднезернистые порфировидные разности в полосе шириной 3—5 *м*. Иногда у контакта наблюдается грубая четкая полосчатость за счет обогащения биотитом, встречаются тела пегматоидов и грейзенов. Меланократовые полоски шириной в 10— 30 *см* имеют трондьемитовый или диоритовый состав.

Взаимоотношения с гранодиоритами алмаатинского комплекса, развитыми к югу, очень резкие, рвущие, с четким спаем, с захватом ксенолитов и развитием приконтактовых мелкозернистых фаций.

Бельбулакские граниты III фазы обладают крупнозернистым, переходным к пегматоидному сложением, аляскитовым составом. Роговая обманка отсутствует. К северу граниты переходят в средне-зернистые, порфировидные, к югу и западу в средне-крупнозернистые. Окраска пород в центральной части массива светлая, розовато-серая, в восточной части — красная. Кристаллографическая огранка породообразующих минералов нечеткая. Текстура слабо неоднородная из-за кучных скоплений биотита и плагиоклаза.

В Бельбулакском массиве наиболее четкие петрографические признаки метасоматического замещения проявлены во внешнем кольце I фазы, однако, отсутствие останцов основного состава на поверхности массива и переход к гранитам у непосредственного контакта с кислыми эффузивами заставляет предполагать вынос диоритового субстрата с глубины. Косвенные данные говорят о том, что ниже изученных магматических структур, видимо, располагаются диориты, сходные с первой фазой алмаатинского комплекса. Так, на правом берегу троговой долины Сухой Лог (бассейн Среднего Талгара) талгарские щелочные граниты пересекает слепая эруптивная дайка. Она телескопирует более раннюю дайку гранит-порфиров и, в свою очередь пересечена дайкой флюидальных фельзит-порфиров обычных для бельбулакского комплекса. В эруптивной дайке присутствуют многочисленные обломки вмещающих пород, представители всех разновидностей талгарских гранитов, а также диоритов, сходных с алмаатинскими. Интересно, что обломки, претерпевшие «дальний перенос», в этом случае имеют почти идеально круглую форму и размещаются среди остроугольных и угловатых обломков, поступивших

Таблица 3

Бельбулакский комплекс

№№ проб	Авторы пробы Авторы анализа	Место взятия пробы	Название породы	Результаты анализа млн. лет	Возрастной предел
1	2	3	4	5	6
174	Чабдаров Н. М. Иванов А. И., ИГН КазССР	Левый берег Кши-Тургень, 2 *км* выше впадения р. Тургень	Гранодиорит-адамеллит, I фаза бельбулакского комплекса (по К. Т. Куликовскому)	328±26	С
1532	Старов В. И. Иванов А. И.	0,5 *км* восточнее пробы 174	Гранодиорит мелкозернистый, I фаза бельбулакского комплекса (по К. Т. Куликовскому)	328 328 } 333±18	С
1531	»	»	»	330 338 } 334±18	С
563	Куликовский К. Т. Семенова Т. П. КазИМС	Правый берег долины р. Бутаковки у левого кордона	Биотитовый граносиенит, I фаза бельбулакского комплекса	347±15	С
175	Старов В. И. Иванов А. И. ИГН АН КазССР	Правый борт долины р. Бутаковки 0,5 *км* к западу от пос. Бутаковки	Розовато-серый среднезернистый гранит (по Старову принадлежит к пятнистым, шток среди эффузивов).	300±22	Р (+С)
1663	»	Долина р. Бутаковки, 2 *км* южнее р. Шибынсай	Гранит порфировидный (по В. И. Старову принадлежит к «пятнистым», краевая фация)	285±21	Р
1672	Чабдаров Н. М. Иванов А. И. ИГН АН КазССР	Верховья долины Котурбулак	Гранодиорит (адамеллит) биотит-роговообманковый II фаза	286 295 } 290±15	Р
1670	Чабдаров Н. М. Иванов А. И. ИГН АН КазССР	р. Правый Талгар, у пионерлагеря «Спутник»	Гранодиорит II фаза	322 300 } 311±17	С (+Р)
1344	»	Урочище Ушконур	Мелкозернистый порфировидный гранодиорит II фаза	311 315 } 313±17	С (+Р)

Таблица 3 (продолжение)

1	2	3	4	5	6
1697	Куликовский К. Т. Семенова Т. П. КазИМС	р. Левый Талгар у впадения Гончаровой Щели	Биотит-роговообманковый гранодиорит II фазы	311±10	Р (+С)
107	»	р. Левый Талгар ниже впадения Гончаровой щели	»	347±10	С
139	»	Р. Правый Талгар у пионерлагеря «Спутник»	»	340±10	С
720	Чабдаров Н. М. Иванов А. И. ИГН АН КазССР	Хр. Карач	Лейкократовый биотитовый гранит III фазы (по К. Т. Куликовскому)	323 345 } 334±18	С
—	Сушков П. А.	»	»	322, 348	
1669	Чабдаров Н. М. Иванов А. И. ИГН АН КазССР	Правый борт долины Прав. Талгара, против впадения Ср. Талгара	Биотитовый гранит III фазы (по К. Т. Куликовскому)	322	С
1547	Старов В. И. Иванов А. И. ИГН АН КазССР	Правый борт долины Прав. Талгара (1 *км* к ВЮВ от пробы 1669)	Гранит порфировидный III фазы (по К. Т. Куликовскому)	286 278 } 282±15	С
1548	»	» 1 км к ВЮВ от пробы 1547	»	274 276 } 275±15	Р
876-а	»	Левый борт долины Прав. Талгара, у слияния со Ср. Талгаром	»	299 280 289 } 289±13	Р
879	»	Левый борт долины Ср. Талгара, 1 *км* выше слияния с Прав. Талгаром	Гранит III фазы (по К. Т. Куликовскому)	309 301 } 305±17	Р (+С)
108	Куликовский К. Т. Семенова Т. П. Каз. ИМС	Левый Талгар, ниже впадения Гончаровой щели	Биотитовый гранит III фазы	338±10	С
138	»	Правый Талгар у пионерлагеря «Спутник»	»	340±10	С

со стенок. Цемент определяется под микроскопом, как тонко перетертая эруптивная брекчия.

При решении вопроса о возрастной принадлежности бельбулакского комплекса необходимо учитывать его безусловное прорывание через эффузивы нижнего карбона. Через гранитоиды алмаатинского комплекса прорываются граниты III фазы. Взаимоотношения с талгарским комплексом остаются невыясненными.

Данные абсолютного возраста (табл. 3) принципиально отличаются от данных алмаатинского и талгарского комплексов. Они более однозначны, на геологический порядок меньше предыдущих и не противоречат представлению о возрастной принадлежности комплекса к среднему карбону.

Металлическая специализация бельбулакского комплекса менее отчетлива, чем талгарского, но обладает унаследованно сходными чертами. В грейзенах гранитов III фазы обнаружены молибден, шеелит, вольфрам, золото, свинец, медь. В гранодиоритах располагается генетически сходное с месторождением Юбилейным и такое же богатое по набору металлических компонентов рудопроявление Туманное.

Собранный материал по глубинному магматизму, по мнению авторов, в одинаковой мере приемлем и для сторонников метасоматического происхождения гранитов и для тех «магматистов», которые за глубинным расплавом признают способность активной ассимиляции и переплава вмещающих пород. Представления о генезисе гранитоидов Заилийского Алатау должны учитывать бесспорные данные о вертикальной подвижности расплава в реакционной зоне, а также то обстоятельство, что становление массивов проходило в очень неспокойной тектонической обстановке, сопровождалось взламыванием кристаллических эндоконтактовых оболочек и образованием вдоль контактов эруптивных брекчий.

УДК 551.21 (574.41)

М. Б. МЫЧНИК

РЕЛИКТЫ ВЕРХНЕПЕРМСКОГО ВУЛКАНА ТАНСЫК В СЕВЕРО-ВОСТОЧНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

В Северо-Восточном Прибалхашье в завершающую стадию развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали, в поздней перми, возможно раннем триасе, была сформирована контрастная трахилипарит-трахибазальтовая формация большой мощности. Широко она развита в восточной части Баканаского синклинория, выделяемой в последнее время в самостоятельный Алакольский синклинорий, где представлена в эффузивной, субвулканической и жерловой фациях.

Наиболее изучены эффузивная и субвулканическая фации. Эффузивная фация представлена курайлинской свитой, существенно состоящей из базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов повышенной щелочности (трахибазальтовых и трахиандезито-базальтовых порфиритов). Кислые эффузивы имеют резко подчиненное значение. Они отмечаются главным образом в верхах разреза и представлены лавами, игнимбритами и туфами трахилипаритового и липарито-трахитового составов, образующими невыдержанные по простиранию сравнительно маломощные горизонты. Субвулканическая фация представлена интрузиями и дайками того же состава. В отличие от эффузивной фации, в ней заметно выше роль кислых пород.

Жерловые образования изучены значительно хуже. О них обычно только вскользь упоминают при описаниях курайлинской свиты и позднепермских субвулканических интрузий. На геологических картах они обычно не выделены. В то же время, выделение и изучение их важно не только для понимания вулканизма в целом, но и в металлогеническом отношении, так как в последнее время стала известна приуроченность к ним проявлений молибдена и флюорита.

Занимаясь крупномасштабной геологической съемкой, автору в последние годы удалось выявить в ряде мест Алакольского синклинория реликты позднепермских вулканических аппаратов центрального и трещинного типов. Они представлены простыми и сложными некками, дайкообразными телами и дайками, прерывающими отложения нижней и верхней перми и в структурном отношении приуроченными к субмеридиональным разломам.

Тансыкский вулкан центрального типа является одним из наиболее крупных в описываемом регионе. Он расположен в среднем течении одноименной реки в 100 *км* юго-западней города Аягуз. В структурном отношении вулкан приурочен к ядру крупной Бериктасской синклинали, осложненной кольцевыми и полукольцевыми разломами, и контролиру-

ется разломом субмеридионального простирания, секущим его на две части (рис. 1). Судя по выявленным реликтам, вулкан имеет сложное строение и по-видимому, длительную историю развития. Он состоит из двух глубоко эродированных некков сложного строения: Западного и Восточного, прорывающих курайлинскую свиту и в свою очередь прорываемых субвулканическими интрузиями и дайками. Совместно с побочными небольшими жерловинами они образуют сложное вулканическое сооружение, обнажающееся на участке длиной около 10 *км* и шириной 4—4,5 *км*.

На западе Западный некк прорывает покров гидротермально измененных (калишпатизированных) базальтовых порфиритов, слагающих в современном рельефе плоскую равнину. Они нами рассматриваются как прижерловые образования более раннего крупного щитового вулкана, имевшего с Западным некком единый выводной канал. Западный некк в

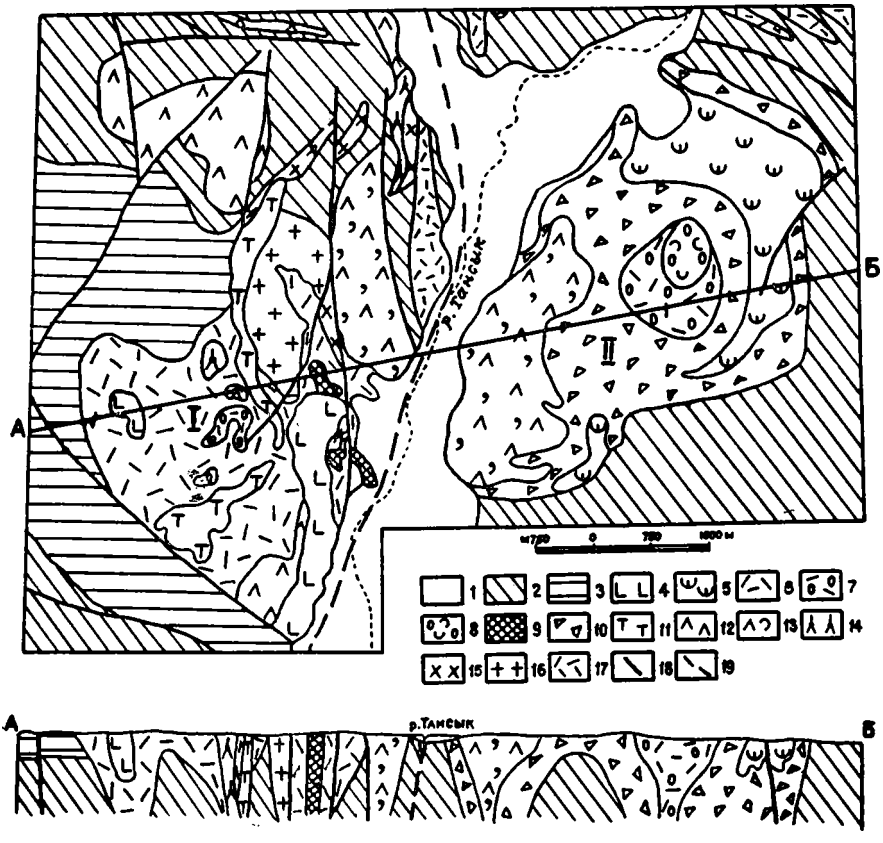


Рис. 1. **Схематическая геологическая карта вулкана Тансык.**

1 — Западный некк; *II* — Восточный некк; *1* — рыхлые отложения четвертичной системы; *2* — отложения курайлинской свиты; *3* — прижерловые базальтовые порфиры; *4—10* — образования жерловой фации; *4* — измененные базальтовые порфириты; *5* — гранитизированные диабазовые порфириты; *6* — липарито-трахитовые и трахилипаритовые порфиры; *7* — окварцованные лавы кислого состава; *8* — окварцованные туфы кислого состава; *9* — вторичные кварциты; *10* — вулканические брекчии; *11—17* образования субвулканической фации; *11* — трахитовые порфиры; *12* — трахидацитовые порфиры; *13* — автоматические брекчии трахидацитового состава; *14* — кварцевые сиенит-порфиры; *15* — сиенито-диоритовые порфириты; *16* — гранодиорит-порфиры; *17* — трахилипаритовые порфиры; *18* — разломы; *19* — разломы перекрытые четвертичными отложениями.

плане имеет изометричную форму и около 3,7 *км* в поперечнике. В рельефе ему отвечает плоская плохо обнаженная депрессия, на равнинной поверхности которой кое-где выделяются отдельные небольшие сопки и гряды. Жерловые образования некка представлены нагромождением массивных и тонкофлюидальных трахилипаритовых порфиров, реже трахитовых порфиров и комендитов, обычно альбитизированных, слабо окварцованных, серицитизированных и карбонатизированных. Их прорывают сравнительно небольшие, размером не более 0,5 *км* в длину и 0,2—0,3 *км* в ширину, штокообразные и полукольцевые дайкообразные тела более интенсивно окварцованных и слабо пиритизированных трахилипаритовых и липарито-трахитовых порфиров, микросиенит-порфиров и вторичных кварцитов по туфам и туфолавам трахилипаритовых порфиров. В западной части некка расположено субмеридиональное тело калишпатизированных базальтовых порфиритов длиной около 3 *км*, шириной 0,3—0,4 *км*. Штокообразное тело (0,75×0,3 *км*) того же состава расположено и у западной границы некка. Как первое, так и второе, по-видимому также представляют реликты жерловых образований.

Все упомянутые тела являются частями нескольких соприкасающихся и частично пересекающихся сравнительно небольших жерловых тел, образующих в совокупности Западный некк. Строение его усложняется также большим количеством субвулканических тел и даек, прорывающих как жерловые, так и близлежащие вмещающие породы курайлинской свиты. Особенно большое количество их отмечается у северо-восточной границы некка, где выявлены тесно примыкающие друг к другу субмеридиональные жилообразные тела. Одно из них извилистое дайкообразное тело длиной 5 *км* и шириной 0,2—0,7 *км*, сложенное коричневато-серыми трахитовыми порфирами, пересекает весь некк и уходит за его пределы. Непосредственно восточнее к нему примыкает субвулканическое тело серых гранодиорит-порфиров, имеющее в плане полукольцевую форму и достигающее 1,5 *км* в поперечнике. Далее расположены рвущее тело автомагматических брекчий (в понимании В. С. Коптева-Дворникова и др.) кислого состава, дотигающее 3 *км* по длинной оси. У южной границы некка обнажается субвулканическое тело, сложенное трахидацитовыми порфирами и в плане несколько вытянутое, площадью 0,5 *км*^{2}. Кроме того, некк прорван большим количеством даек, преимущественно субмеридионального простирания граносиенит-порфиров, сиенито-диоритовых и диабазовых порфиритов.

Восточный некк отделен от Западного ранее упоминаемым субмеридиональным разломом, сдвинувшим первый на 6 *км* к югу. Большая часть его закрыта широкой (до 1,5 *км*) долиной р. Тансык. В плане он несколько вытянут в северо-восточном направлении, имеет размеры 5,5×4,0 *км* и концентрическое строение. Большая периферическая часть некка сложена своеобразными вулканическими брекчиями, обломочный материал которых размером от мельчайших до 5 *см* и иногда более в поперечнике, представлен диабазовыми и базальтовыми порфиритами, в разной степени переработанными кремнисто-калиевыми растворами. Нередко они целиком замещены калиевым полевым шпатом и кварцем. Цементирующая масса представлена липарито-трахитовыми порфирами, постепенно переходящими в кварцевые сиенит-порфиры. В рельефе вулканические брекчии слагают пологую возвышенность.

С северо-восточной стороны Восточного некка среди вулканических брекчий пониженные участки рельефа занимают диабазовые порфириты интенсивно измененные кремнисто-калиевым метасоматозом (гранитизированные). В плане выходы их образуют сужающееся к югу полукольцо, прослеживающееся на 3,5 *км* шириной 0,2—1,5 *км*. Эти диабазовые пор-

фириты, по-видимому, ранние образования и сохранились в виде крупного ксенолита в вулканических брекчиях.

На западе тело вулканических брекчий прорвано субвулканическим телом автомагматических брекчий трахидацитового состава (в поперечнике 2 *км*) в свою очередь рассеченным многочисленными дайками основного состава. Центральная часть жерла, совпадающая в рельефе с депрессией, сложена окварцованными лавами и туфами липарито-трахитовых порфиров. Они образуют воронкообразное или трубообразное тело диаметром около 1 *км*.

Во вмещающих Тансыкский вулкан породах курайлинской свиты, вблизи него, размещено несколько небольших некков, являющихся остатками побочных вулканов и сложенных лавами и лавобрекчиями липарито-трахитов и трахидацитов. Здесь же отмечается сосредоточение субвулканических даек и небольших дайкообразных тел в основном субмеридионального простирания (граносиенит-порфиров, сиенитодиоритовых и базальтовых порфиритов).

Как видно, в строении Восточного некка, по сравнению с Западным заметно большее значение имеют основные породы. Во всех случаях — полукольцевом теле, в дайках, в многочисленных обломках из вулканических брекчий, они под воздействием кремнисто-калиевого метасоматоза в той или иной степени гранитизированы. Гранитизация выражается в образовании вторичных калиевого полевого шпата, кварца и биотита. Кварцево-калишпатовые агрегаты разрастаясь, замещают исходное породы. Постепенно возникают существенно кварц-калишпатовые породы с биотитом, включающие реликты исходных основных пород в виде «ксенолитов» вкрапленников основной массы или «теневых» скоплений рудных минералов и пироксена. В зависимости от степени изменения породы соответствуют сиенито-диоритовым или кварцево-диоритовым порфиритам и более кислым породам. Метасоматические преобразования основных пород в более кислые проявлены очень четко и дают основание предполагать, что дайки и небольшие тела сиенито-диоритовых порфиритов, кварцевых диоритовых диоритов и гранодиорит-порфиров, участвующие в строении вулкана или пересекающие вмещающие породы вблизи него, также имеют метасоматическое происхождение. В этом случае отмечаемые в них обломки основных эффузивов можно рассматривать как реликты исходных пород.

Изучение остатков описываемого вулканического аппарата дает основание предполагать длительную историю его развития. В раннюю стадию он представлял, по-видимому, щитовой вулкан, из которого происходило извержения основных лав. Об этом свидетельствуют сохранившиеся в жерлах отдельные блоки и обломки базальтовых и диабазовых порфиритов, которые в той или иной степени переработаны при последующем кислом магматизме (гранитизированы), а также базальтовые порфириты прижерловой фации, примыкающие с запада к Западному некку. В последующем щитовой вулкан был преобразован в конусовидный, который извергал лавы и туфы главным образом кислого состава. При этом, извержения происходили из нескольких близрасположенных центров, местоположение которых со временем менялось. Это привело к образованию сложного вулканического сооружения, остатки которого мы наблюдаем.

С жерловыми образованиями Тансыкского вулкана, как уже отмечалось, связано проявление молибдена. Оно расположено в восточной части Западного некка, где приурочено к небольшому массиву вторичных кварцитов, образовавшемуся по туфам трахилипаритоых порфиров, и залегающему среди массивных и тонкофлюидальных лав того же остава. Последние также обычно окварцованы и пиритизированы, слабо серицити-

зированы, каолинизированы и альбитизированы, иногда аргиллизированы и принадлежат зоне пропилитизации. С восточной стороны массив граничит с Тансыкским разломом.

Вторичные кварциты образуют воронкообразное, несколько вытянутое в субмеридиональном направлении тело. В плане длина его 500 *м*, ширина — 200 *м*. Вторичные кварциты представляют массивные серые и светло-серые породы, с поверхности иногда слабо пропитанные гидроокислами железа. Для них характерна тонкая неравномерная вкрапленность и прожилки пирита. Выявлено зональное строение массива. От центра к периферии сменяются следующие фациальные разности: монокварциты, каолинитовые и топазо-каолинитовые, каолинито-серицитовые и серицито-каолинитовые, серицитовые вторичные кварциты. Последние иногда содержат мелкую вкрапленность и небольшие прожилки флюорита. Иногда встречаются пирофиллитовые разности. Все разности кварцитов состоят, главным образом, из крипто- и микрозернистого кварца и обладают микрогранобластовой, микролепидобластовой и реликтовой порфиробластовой структурами. В каолинитовых кварцитах наблюдается довольно большая примесь каолинита, а в топазо-каолинитовых разностях и топаза, содержание которого достигет 18%. Микрочешуйчатый или микротаблитчатый каолинит находится между зернами кварца, образует скопления, а также псевдоморфозы по плагиоклазам. Мельчайшие призматические зернышки топаза размером до 0,02—0,05 *мм* рассеяны по породе или образуют мелкие вытянутые агрегативные скопления. В серицитовых вторичных кварцитах присутствует много серицита, а также небольшие количества каолинита, иногда диаспора. Рудная минерализация тяготеет к центральной части массива, где приурочена, главным образом, к каолинитовым и топазо-каолинитовым вторичным кварцитам. Во внешней зоне, т. е. в серицитовых вторичных кварцитах, она отсутствует. Оруденение сосредоточено в круто залегающих линзах мощностью от 1 до 9 *м*. Установлено 9 рудных линз с содержаниями молибдена (химанализы) 0,006—016%, при максимальном содержании — 0,026%. Не исключена возможность, что на глубине могут быть встречены более богатые руды. Опробование вторичных кварцитов на золото не дало положительных результатов.

УДК 550.4 : 552.1.3(574,53)

М. А. ИЛЬЯСОВ, И. И. ПАРЕЦКИЙ, В. Ф. ЧУРИЛОВ

НЕКОТОРЫЕ ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В геологическом строении Западного Прибалхашья большое участие принимают магматические образования. Поскольку с ними генетически или парагенетически связаны многие месторождения или рудопроявления, выяснение взаимоотношений между ними совершенно необходимо для выработки поисковых критериев. При крупномасштабных геологических съемках такие выводы смогли быть сделаны лишь для отдельных случаев. Определена связь вольфрамового проявления Октябрьское с гранитоидами Майколь-Каракамысского массива. Установлена четкая приуроченность проявлений золота к вулканическим аппаратам девонского липаритового комплекса. С девонским вулканизмом связано также Мынаральское месторождение плавикового шпата. Довольно отчетлива зависимость рудопроявлений марганца от затухающего девонского вулканизма. Установлено, что они приурочены к стратиграфической границе девона и карбона, вдоль которой на протяжении 80 *км* обнаружено 7 рудопроявлений. Связи проявлений полиметаллов, олова, меди с определенными магматическими комплексами остаются невыясненными и нами сделана попытка определить их с помощью специальных исследований. Несколько ранее В. С. Коптевым — Дворниковам и др. (1960) были проведены исследования по оценке степени рудоносности гранитных интрузивов на примере Каибского, Каракамысского, Джельтауского и других массивов. Было подтверждено известное положение о том, что возможность рудообразования, прежде всего, определяется содержаниями элементов в исходной гранитной массе, а также проведено сопоставление интрузивов по степени их металлоносности.

Что касается выяснения связи рудообразования с другими магматическими комплексами, то такие работы ранее не проводились. Для получения геохимической характеристики всех магматических комплексов, нами было отобрано и проанализировано полным количественным спектральным анализом 872 пробы. Пробы отбирались отдельно по каждому геологическому объекту профильным методом (шаг 40—100 *м*, в зависимости от размеров объекта). Величина выборок колебалась от 15—20 до 10—130. Статистическая обработка была проведена с предварительной проверкой закона распределения. Средние содержания по магматическим комплексам расчитывались аналитическим методом. Сравнение средних содержаний элементов-примесей производилась с таковыми для основных групп магматических пород. (Соловьев, 1970). Оценка фоновых содержа-

ний элементов-примесей и их корреляция проводились с помощью критерия Стъюдента при 95% уровне значимости.

Поскольку одним из факторов, определяющих рудоносность магматических комплексов, является их химизм, рассмотрим вкратце историю развития магматизма и его петрохимические особенности на основе 87 силикатных анализов (рис. 1).

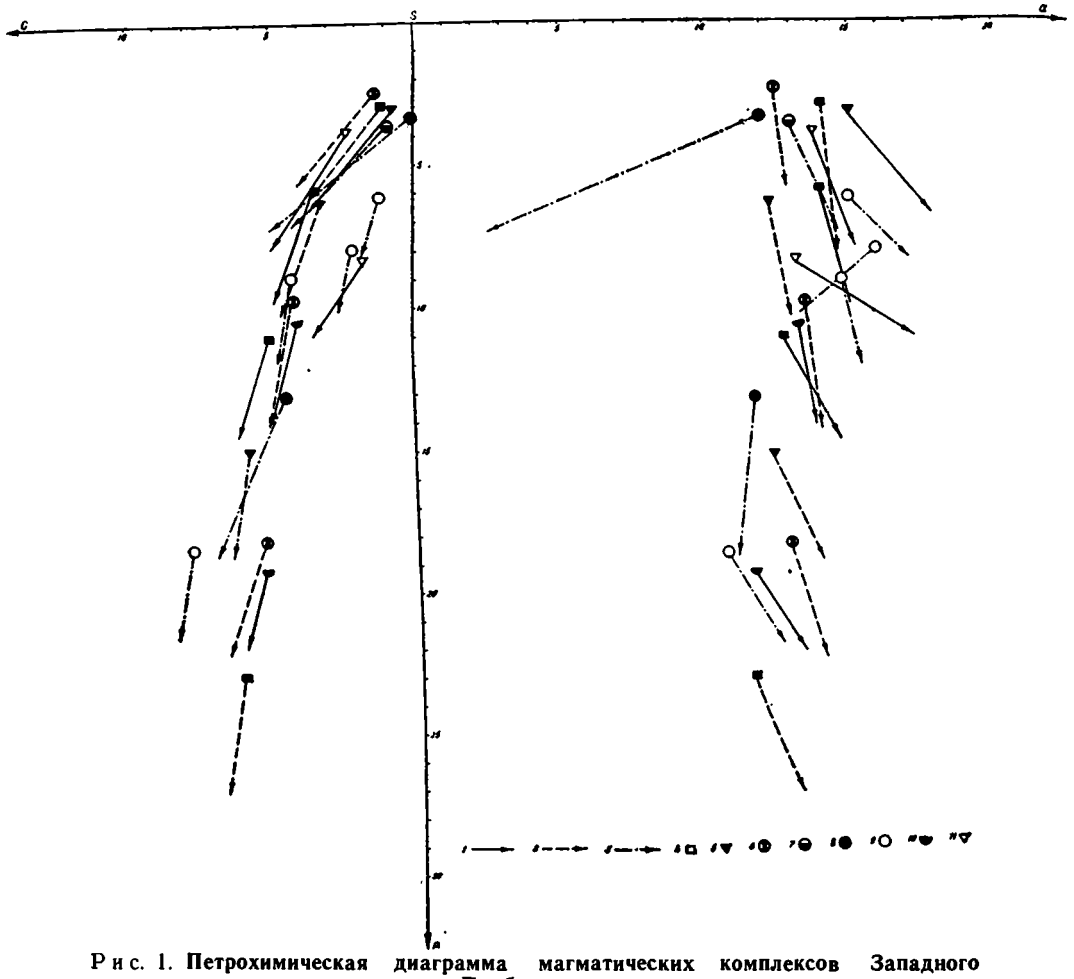


Рис. 1. **Петрохимическая диаграмма магматических комплексов Западного Прибалхашья.**

1 — интрузивная фация; 2 — субвулканическая фация, дайки; 3 — интрузивная фация. Формации: 4 — диорит-гранодиоритовая; 5 — гранитных батолитов. Липаритовая формация: 6 — липаритовый субвулканический комплекс; 7 — средний-поздний девон-липаритовый эффузивный комплекс; 8 — ранний-средний девон-липаритовый эффузивный комплекс. Формации: 9 — андезитовая; 10 — диорит-диабазовая; 11 — гранитная.

Древнейшими магматическими образованиями Западного Прибалхашья являются порфироиды среднего кембрия (?) *, относящиеся к порфировой формации (табл. 1). Их состав соответствует альбитизированным разностям кислых изверженных пород. В среднеордовикское время происходит внедрение гранитоидов, имеющих гнейсовидную текстуру. Состав этих пород колеблется от лейкократовых гранитов до гранодиори-

* Некоторые исследователи эти порфироиды называют орумбайской свитой и относят к докембрию. (Прим. ред.)

Таблица 1

Магматические формации, комплексы и их петрохимические особенности

Возраст	Магматические формации, комплексы		Петрографический состав	Петрохимические особенности	Геохимическая специализация (в сравнении с типовыми породными кларками по Виноградову А. П.)	Рудные формации
Послераннекаменноугольный	Диорит-гранодиоритовая формация		Диориты-гранодиориты	Насыщенность кремнеземом. Преобладание Na_2O над K_2O	Повышенные фоновые содержания меди в дайках основного состава	Медная, полиметаллическая
Средний-поздний девон	Формация гранитных батолитов		Биотитовые граниты, гранодиориты, аплиты	Перенасыщенность глиноземом, обогащенность щелочами	Повышенные фоновые содержания свинца и олова в кислых дайках, ниобия в мелкозернитых разностях	Редкометальная, редкометально-полиметаллическая
Нижний-средний-средний-поздний девон	Липаритовая формация	Липаритовый субвулканический комплекс	Гранит-порфиры- липаритовые порфиры, граносиенит-порфиры	Широкие колебания содержаний кремнезема, уменьшение полевошпатовой извести и Na_2O в кислых производных	Повышенные фоновые содержания свинца, олова, молибдена	Золоторудная флюоритовая, редкометальная
		Липаритовый эффузивный комплекс	Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры	Колебания общего количества кремнезема, глинозема и полевошпатовой извести. Преобладание K_2O в наиболее производных кислых	Повышенные фоновые содержания свинца	
Ранний девон	Андезитовая формация		Андезитовые, андезито-базальтовые порфириты, андезито-дацитовые порфиры	Колебания общего количества кремнезема, глинозема и щелочей. Преобладание Na_2O над K_2O	Незначительно повышенные фоновые содержания цинка	
Ранний силур венлок	Андезитовая формация субаквальный комплекс		Андезитовые порфириты	Насыщенность кремнеземом, низкие содержания щелочей. Преобладание Na_2O над K_2O	Фоновые содержания элементов-примесей облизки к кларковым	
Средний ордовик	Гранитная формация		Гнейсо-граниты, гнейсо-диориты	Пересыщенность кремнеземом, высокие содержания щелочей. Преоб Na_2O над K_2O	Фоновые содержания элементов-примесей близки к кларковым	
Средний . кембрий?	Порфировая формация		Порфироиды		Незначительно повышенные содержания олова	

тов. Это пересыщенные кремнеземом породы нормального ряда (по классификации А. Н. Заварицкого), умеренно богатые и богатые щелочами, с повышенной ролью кальция и пониженной — магния и железа в темноцветных минералах гранодиоритов, а также с преобладанием натрия в алюмосиликатах. В более кислых производных наблюдаются обратные соотношения этих элементов. В венлокском веке возникли прогибы, в которых происходила активная вулканическая деятельность. Венлокский эффузивный магматизм в субаквальных условиях сформировал андезитовый комплекс, накопление лав и туфов сопровождалось недрением интрузий диоритов и габбро-диоритов. Для этих комплексов, которые можно отнести к андезитовой и диорит-диабазовой формациям, характерны некоторые общие петрохимические черты. Это насыщенные кремнеземом породы нормального ряда, бедные щелочами. Соотношения компонентов в темноцветных минералах такие же, как и в ордовикских гранитоидах. Содержания извести в алюмосиликатах, по сравнению с ними, увеличиваются при резком преобладании натрия над калием, что связано с повышенной основностью плагиоклазов. Подобные изменения химизма, по-видимому, обусловлены проникновением разломов в более глубокие области магматического питания, где сохранились более основные производные предшествовавших этапов магматизма.

В начале девона, одновременно с ростом горного сооружения, возникли мелководные прогибы, в которых, наряду с красноцветными осадками, накапливались вулканиты андезито-дацитового и андезито-базальтового состава. Это породы щелочно-кальциевой серии (индекс Пикока 54). Они слабо пересыщены кремнеземом в кислых разностях и недосыщены им в более основных породах с колебанием составов от плюмазитового к нормальному ряду, причем последние преобладают. Количество щелочей, по сравнению с породами более ранних формаций, резко увеличено в кислых разностях и уменьшено в андезито-базальтах. Увеличена роль кальция в алюмосиликатах при резком преобладании натрия над калием. Фемические минералы отличаются несколько повышенными содержаниями железа и колеблющимися соотношениями кальция и магния.

В раннем-среднем девоне продолжающееся воздымание горного сооружения привело к образованию новых и оживлению старых разломов, по которым магма проникла на поверхность. Вдоль разломов сформировались существенно кислые вулканиты кайдаульской свиты. Временами вулканическая активность прерывалась периодами покоя, но в целом, в среднем-позднем девоне продолжали накапливаться кислые лавы, образующие липаритовую формацию с гомодромной последовательностью извержений. В периоды ослабления взрывной энергии магмы внедрялись субвулканические тела и экструзии, лакколитообразная форма которых говорит о локализации в межпластовых полостях. Девонская липаритовая формация сложена липаритовым эффузивным и субвулканическим комплексами, в совокупности образующими девонскую магматическую ассоциацию. Породы липаритовой формации отличаются резкими колебаниями химизма и неустойчивыми соотношениями петрогенных окислов.

Липариты и присутствующие в ограниченных количествах липарито-дациты, слагающие липаритовый эффузивный комплекс, относятся к породам известково-щелочной серии (индекс Пикока повышается до 56), плюмазитового (нижний-средний девон) и нормального (средний-верхний девон) рядов, пересыщенных кремнеземом и слабо недосыщенных им в более основных разностях. Породы несколько обеднены щелочами по сравнению с породами предшествующих формаций, однако в них, особенно в кислых производных, резко уменьшено содержание полевошпатовой извести и увеличено содержание калия (иногда преобладает) в

алюмосиликатах. В темноцветных уменьшено количество железа и возрасла роль магния.

Субвулканический комплекс характеризуется отклонением составов от липаритов к кварцевым диоритам и диоритам, относящимся к группе насыщенных и слабо недосыщенных кремнеземом (в более основных производных) пород кальциевой серии (индекс Пикока 63). Это породы нормального ряда с резкими колебаниями содержаний щелочей. Количество кальция и натрия уменьшено в полевошпатовой части кислых производных и увеличено в средних породах при преобладании кальция в составе темноцветных с некоторым увеличением роли железа.

В позднем девоне произошло внедрение крупных масс гранитной магмы, отчетливо секущих вмещающие толщи. Образовались интрузии Майколь-Каракамысского и Каибского гранитных массивов, в которых преобладают лейкократовые граниты кальциевой серии (индекс Пикока 64). Это — породы нормального ряда, пересыщенные кремнеземом, с богатым содержанием щелочей. При сравнении с кислыми дифференциатами липаритовой формации повышены отношение кальция к натрию в алюмосиликатах и роль магния в темноцветных. Дайки гранитных интрузий несколько обеднены щелочами. Их состав колеблется от гранитов к диоритам, причем увеличивается количество полевошпатовой извести и натрия в алюмосиликатах, а также роль кальция в темноцветных минералах.

К послераннекаменноугольному времени относится внедрение гранито-гранодиоритовых интрузий и связанных с ними даек аплитов и диоритов. Породы относятся к известково-щелочной серии (индекс Пикока 59) нормального ряда. Наблюдаются колебания содержаний кремнезема (от слабо пересыщенных к насыщенным), щелочей, увеличение содержания кальция и натрия в составе алюмосиликатов. В темноцветных минералах всегда отмечается преобладание кальция над магнием при близких содержаниях железа.

Охарактеризованные магматические формации по особенностям химизма относятся к тихоокеанской петрохимической провинции, с характерными резкими колебаниями содержаний основных петрогенных компонентов, обусловивших многообразие пород. Преимущественно развиты производные кислой (коровой) магмы, при резко подчиненном значении продуктов базальтовой. К последним следует отнести андезитовую и габбро-диорит-диабазовую формации. При всем многообразии комплексов намечается определенная преемственность в химизме магматических пород снизу вверх, за исключением производных липаритовой формации. Наблюдается постепенное возрастание относительной щелочности (при сближенных средних значениях), а также уменьшение роли кальция и натрия в полевошпатовой части от ранних к поздним этапам. Подобная эволюция, по-видимому, связана с разрастанием коры в процессе развития орогена, завершившегося внедрением гранитных батолитов. Относительная щелочность снижается, а содержание полевошпатовой извести увеличивается в интрузивных производных диорит-гранодиоритовой формации. Петрохимические особенности пород девонских вулканогенных формаций позволяют предполагать их гетерогенность и цикличный характер вулканической деятельности. Кроме резкого колебания относительной щелочности, отличие липаритовой формации заключается в принадлежности ее пород к плюмазитовому и к нормальному ряду, в то время как все остальные магматические комплексы относятся только к нормальному ряду вне зависимости от состава и времени внедрения отдельных разновидностей.

Геохимическая и металлогеническая специализация магматических комплексов и распределение в них элементов-примесей обусловлены пет-

рохимическими особенностями магмы и находятся в тесной зависимости от формирования и конкретных условий проявления. На рис. 2 показан характер распределения содержаний сквозных или проходящих элементов во всех магматических комплексах.

Медь. Содержание меди во всех комплексах весьма незначительно превышают кларковые. Даже для кембрийских порфироидов, в связи с которыми казалось можно было бы ожидать медноколчеданные проявления, содержания меди почти соответствуют кларковым. Оруденения меди в магматических комплексах незначительны и не имеют практического значения. Промышленное медное орудение можно ожидать, скорее всего, в генетической связи с послераннекаменноугольными диоритами и гранодиоритами. В основных дайках этого комплекса повышаются фоновые содержания, меди до $6{,}3\times10^{-3}$ при кларке $3{,}5\times10^{-3}$. В пределах этих интрузий уже установлены проявления меди.

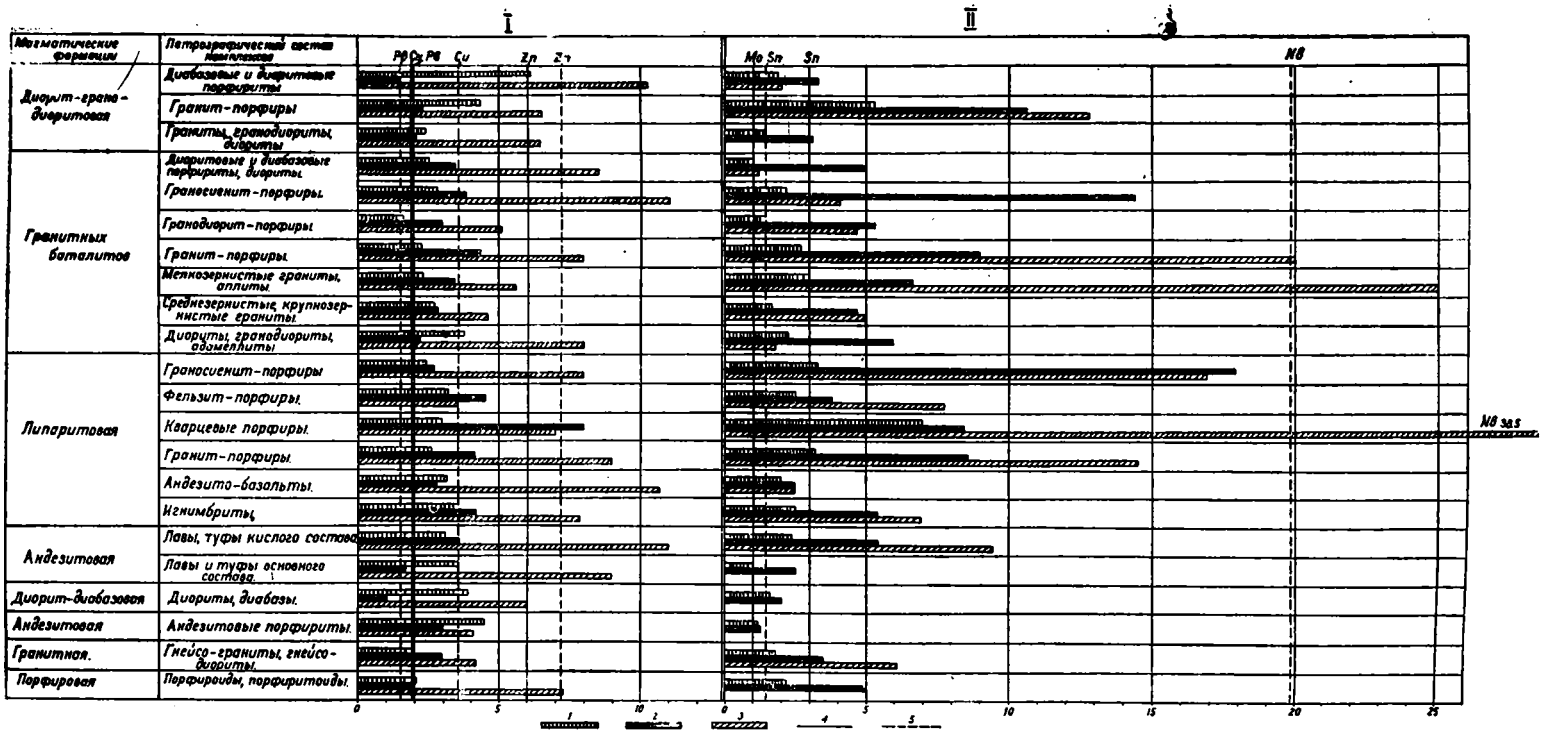
Свинец. Магматические комплексы наиболее ранних формаций имеют очень низкие фоновые значения. В связи с этим, ожидать концентраций свинца в генетической связи с ними, вряд ли следует. Наиболее высокие содержания свинца характерны для липаритовой формации в целом, где в кислых субвулканических интрузиях они достигают — $4{,}5\times\times10^{-3}$ — 8×10^{-3}, а в кислых лавах и ингимбритах до $4{,}2\times10^{-3}$ при кларке $\times2\times10^{-3}$. Резкие колебания фоновых значений в эффузивных и субвулканических образованиях обусловлены формами и условиями их проявления и вновь подтверждают большое металлогеническое значение субвулканических образований. Содержание свинца в широко распространенных массивах позднедевонских гранитоидов постепенно повышаются от ранних к поздним фазам до $3{,}4\times10^{-3}$. В дайках первого и второго этапов количество свинца колеблется от 3×10^{-3} до $4{,}4\times10^{-3}$. Максимальные значения соответствуют дайкам гранит-порфиров. В породах диорит-гранодиоритовой формации содержания свинца практически соответствуют кларковым.

Цинк. Фоновые содержания цинка довольно низки и зачастую не превышают кларковых. В целом, намечается повышение содержаний цинка от древних комплексов к молодым от 4×10^{-3} до 11×10^{-3} при кларке 6×10^{-3} для кислых и $7{,}2\times10^{-3}$ для средних пород. Цинк является сопутствующим элементом в полиметаллических рудопроявлениях.

Олово. Наиболее четкий индикатор химизма пород. Содержания олова в большинстве случаев резко, в 3—6 раз, превышают кларковые, особенно в кислых дифференциатах и в породах с повышенной щелочностью. Несколько повышенные содержания олова в кембрийских порфироидах (до 4×10^{-4}), по-видимому, обусловлены воздействием на них эманаций более поздних магматических комплексов. В целом, в породах начальных стадий магматизма содержания олова незначительны (до $4\times\times10^{-4}$) и резко возрастают до 8×10^{-4} в кислых субвулканических телах, особенно в породах с повышенной щелочностью, в граносиенит-порфирах до $18{,}5\times10^{-4}$. Фоновые значения олова резко снижены в покровах лав и в гранитах Майколь-Каракамысского массива до $4{,}5\times10^{-4}$ и 5×10^{-4} и вновь повышаются до $13{,}5\times10^{-4}$ в дайках гранит-порфиров и граносиенит-порфиров этой же интрузии. Среди пород диорит-гранодиоритовой формации содержания олова приближаются к кларковым.

Молибден. Распределение молибдена в магматических комплексах аналогично в целом олову. На ранних этапах магматизма содержания молибдена в породах достаточно низкое $1{,}5$—$2{,}5\times10^{-4}$. В кислых субвулканических интрузиях липаритовой формации они достигают $7\times\times10^{-4}$ и затем, в более поздних магматических комплексах, резко снижаются до $1{,}7\times10^{-4}$.

Ниобий. Распределен аналогично олову и молибдену, образуя вы-



Р и с. 2. **График распределения содержаний элементов примесей в магматических комплексах Западного Прибалхашья.**
1 — медь, свинец, цинк в 1×10^{-3}; *2* — молибден, олово, ниобий в 1×10^{-4}; *1* — медь, молибден; *2* — свинец, олово; *3* — цинк, ниобий. Линии кларков по А. П. Виноградову: *4* — в кислых породах; *5* — в средних породах.

сокие концентрации в наиболее кислых и щелочных дифференциатах. Однако, почти нигде его содержания не превышают кларковых, за исключением отдельных разновидностей субвулканических пород липаритовой формации, в которых они составляют $3{,}8\times10^{-3}$.

Иттрий. Отмечается общая зараженность всех магматических комплексов иттрием, за исключением пород диорит-гранодиоритовой формации, в которых он не зафиксирован. Фоновые содержания иттрия в 25—50 раз превышают кларковые — $3{,}0—4{,}0\times10^{-5}$, доходят до $3—4\times10^{-3}$ в кислых дифференциатах.

Вольфрам отмечен в породах липаритового субвулканического комплекса, а также периодически встречается в пробах, отобранных в девонских гранитах и их кислых дайках. Содержания его колеблются от 1 до 2×10^{-4}, что почти в 10 раз превышает кларковые. Рудопроявления вольфрама приурочены к пегматитовой фазе становления Майколь-Каракамысского гранитного массива, где он встречается в гнездовых скоплениях шеелита в пегматитовых телах камерного типа, а также в эндоконтактах массива, в штокверках кварцевых жил и скарнированных карбонатных породах нижнего девона.

Галлий и бериллий отмечены во всех магматических комплексах в содержаниях ниже кларковых или почти равных кларку.

Ванадий, кобальт и никель зафиксированы во всех породах, причем никель и кобальт в значениях ниже кларковых. Содержания ванадия весьма незначительно превышают кларковые.

Анализ изложенных материалов позволяет сделать некоторые выводы. Магматические комплексы ранних этапов магматизма наиболее обеднены элементами-примесями, в связи с чем роль их в металлогении представляется малозначительной. Потенциально рудоносны магматические комплексы поздних этапов. Можно считать установленной генетическую связь редкометального и редкометально-полиметаллического оруденения с девонскими гранитоидами, проявлений меди с послераннекаменноугольными диоритами и гранодиоритами. Установлена также генетическая связь проявлений золота и флюорита с липаритовыми субвулканическими интрузиями. Таким образом, рассматриваемый район следует считать перспективным на поиски олова, свинца, меди и золота.

УДК 552.312.313(574.31)

А. М. ЖМЫРЕВ, В. П. ЭЧКЕНКО

НЕКОТОРЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ КАЛМАКЭМЕЛЬСКОГО ЭФФУЗИВНО-ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА (СРЕДНИЙ КАРБОН) В РАЙОНЕ ГОР КАЛМАКЭМЕЛЬ (СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ)

В последние годы в печати появилось несколько работ, посвященных описанию отдельных вопросов геологического строения Северного и Северо-Восточного Прибалхащья (Каплун, 1960; Кошкин, 1961, 1962, 1963; 1964, 1965). Большинство их (Каплун Л. И., 1960; Кошкин В. Я., 1961, 1962) касается детального описания стратиграфии осадочных и туфогенно-осадочных отложений среднего и верхнего палеозоя. Однако жерловые и субвулканические образования (некки, эруптивные брекчии, трубки взрыва, «интрузии туфов» и др. формы). связанные с верхнепалеозойскими эффузивно-интрузивными комплексами, отражены явно недостаточно, а иногда и неверно (Трифонов, 1964). В настоящей статье, в которой изложены результаты полевых наблюдений 1964—1968 гг. авторы стараются по возможности восполнить существующий пробел, приведя описание малых вулканических тел, являющихся составной частью Калмакэмельского эффузивно-интрузивного комплекса в районе гор Калмакэмель. Горы Калмакэмель находятся в 110 *км* на север от оз. Балхаш, в 200 *км* к северо-востоку от г. Балхаш, располагаясь на южной границе области активного позднепалеозойского вулканизма.

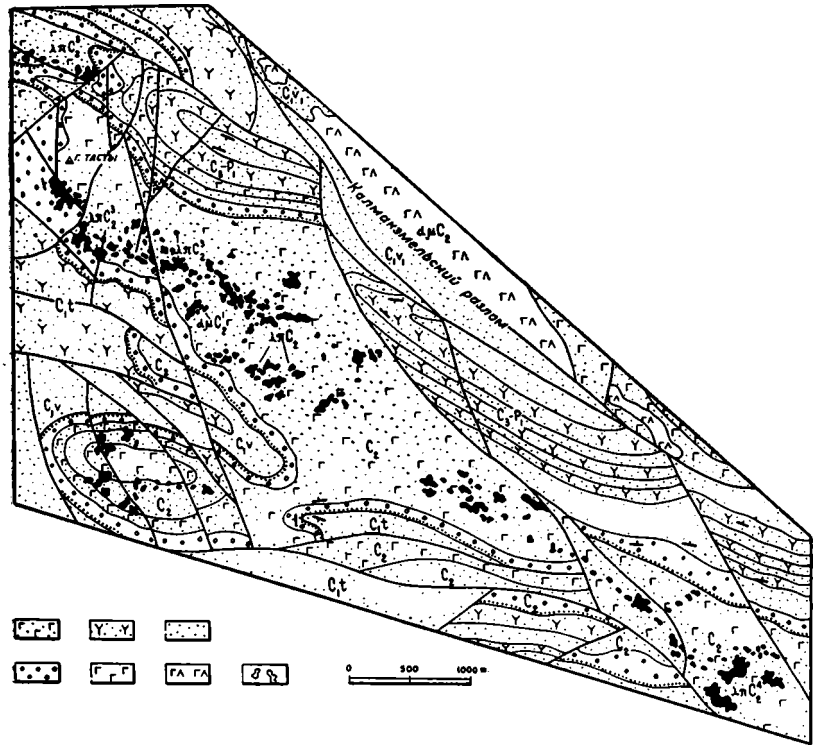
В геологическом строении района участвуют вулканокластические породы калмакэмельского эффузивно-интрузивного комплекса (средний карбон), стратифицированные образования которого перекрывают с резким угловым несогласием среднепалеозойские отложения. В составе комплекса авторы выделяют фации: 1)собственно эффузивную, 2) субвулканическую, 3) жерловую.

Описание пород собственно эффузивной фации комплекса дано в ряде работ В. Я. Кошкина (1963, 1965).

Характеризуемый район находится на границе двух фациально-тектонических зон: Калмакэмальской (континентльной, вулканической — на севере) и Тастыйской (прибрежно-морской — на юге). Граница между зонами проходит по Калмакэмельскому разлому северо-западного простирания (рис. 1). Различия в особенностях фациально-тектонических зон отражены в разрезах собственно эффузивной фации, что видно из приведенных ниже схематических разрезов.

Калмакэмельская зона

1.	В основании разреза залегают туфоконгломераты; цемент-туфы эффузивов среднего состава	200 *м.*
2.	Серо-зеленые андезитовые порфириты	200 *м.*
3.	Серо-зеленые псаммитовые кристаллокластические туфы андезитового состава	190 *м.*



Р и с. 1. **Геологическая карта юго-западных склонов гор Калмакэмель.** *1—5* — эффузивная фация комплекса: *1—4* — эксплозивная субфация: *1* — туфы андезитового состава, *2* — туфы смешанного состава, *3* — туффиты и туфопесчаники, *4* — туфоконгломераты, *5* — субфация текучих лав-андезитовые порфириты. *6* — субвулканическая фация-андезито-базальтовые порфириты. *7* — жерловая фация: вулканические жерла первого ($L\pi C\,\frac{1}{2}$), второго ($L\pi C\,\frac{2}{2}$), третьего ($L\pi C\,\frac{3}{2}$) и четвертого ($L\pi C_2^4$) этапов.

4.	Зеленовато-бурые псефитовые литокристаллокластические туфы дацитового состава	660 *м.*
5.	Ярколиловые псефитовые литокристаллокластические туфы андезитового состава	25 *м.*
6.	Серые литокристаллокластические и кристалловитрокластические туфы дацитового и липаритового состава	60 *м.*
8.	Лиловые дацитовые порфиры	64 *м.*
9.	Серовато-лиловые псефитовые литокристаллокластические туфы дацитового состава	283 *м.*
10.	Лилово-серые андезитовые порфириты	69 *м.*
11.	Зеленые андезитовые порфириты	70 *м.*
12.	Лилово-серые литокристаллокластические туфы и игнимбриты дацитового состава	97 *м.*
13.	Серо-зеленые туфопесчаники	79 *м.*
14.	Лилово-серые среднезернистые дацитовые порфиры и их туфы	72 *м.*

Выше лежат конгломераты основания кызылкиинского эффузивно-интрузивного комплекса (нижняя пермь). Мощность стратифицированных пород Калмакэмельского комплекса составляет 1970 *м.*

Разрез аналогичных образований в Тастыйской фациально-тектонической зоне имеет совершенно иной характер:

1.	В основании лежат валунные туфоконгломераты	60 *м.*
2.	Зелено-серые туфы дацитового состава	74 *м.*

3. Зеленые и зеленовато-серые туфопесчаники и туфоконгломераты 52 *м*.
4. Зеленовато-серые псефитовые литокластические туфы андезитового состава 500 *м*.

Туфы калмакэмельского эффузивно-интрузивного комплекса (C_2) несогласно перекрыты стратифицированными образованиями колдарского эффузивно-интрузивного комплекса (C_3—P_1), отсутствующего в Калмакэмельской зоне.

В формировании собственно эффузивной фации калмакэмельского комплекса главная роль принадлежит образованиям эксплозивной субфации, а породы субфации текучих лав играют незначительную роль. Образования экструзивной субфации, связанные с этой фацией, в описываемом районе неизвестны.

Кроме собственно эффузивной фации, в строении калмакэмельского эффузивно-интрузивного комплекса значительную роль играют образования субвулканической и жерловой фаций, причем образования этих фаций развиты неодинаково в различных фациально-тектонических зонах: в Калмакэмельской зоне преобладают субвулканические фации, а в Тастыйской — жерловые.

Калмакэмельская фациально-тектоническая зона. Образования субвулканической фации представлены в этой зоне серией приповерхностных интрузивных тел среднего состава. Район локализации таких тел представляет зону северо-западного простирания, вытянутую строго параллельно Калмакэмельскому разлому на 15 *км*, расположенную в 3—4 *км* к северу от него. Всего в ней насчитывается около двух десятков субвулканических тел, площадью от сотен квадратных *м* до 15 *км*^{2} (в плане). Большинство тел контролируется зонами тектонических разрывных нарушений северо-западного простирания, оперяющих Калмакэмельский разлом. Особенности структурного контроля подчеркивают и форму субвулканических тел: последние имеют овальную или неправильную в плане форму. Длинная ось их ориентированна в северо-западном направлении, совпадающим с простиранием зон разрывов. Все без исключения субвулканические тела сложены серовато-лиловыми или лиловато-зелеными крупно-, средне- и мелкозернистыми андезито-базальтовыми порфиритами. Текстура пород слабо флюидальная, структура порфировая с пилотакситовой, микропойкилитовой или гиалопилитовой структурой основной массы. Порфировые выделения представлены плагиоклазом и моноклинным пироксеном. Плагиоклаз (лабрадор) слабо серицитизирован, пелитизирован, эпидотизирован, часто имеет зональное строение. Моноклинный пироксен-авгит. По нему развиты хлорит, пренит. Акцессорные минералы: апатит, циркон, рудный. В основной массе наблюдаются рассеянные зерна рудного минерала, лейкоксена и хлорита. Результаты химического анализа пород субвулканической фации приведены в табл. 1 (анализы 1, 2, 3, 4, и 5). Субвулканические тела прорывают вулканокластические породы собственно эффузивной фации калмакэмельского комплекса (средний карбон) и в районе гор Тасты перекрыты стратифицированными образованиями колдарского эффузивно-интрузивного комплекса (верхний карбон-пермь).

Тастыйская фациально-тектоническая зона. Одновременно со становлением приповерхностных интрузивных тел в Калмакэмельской зоне, в Тастыйской фациально-тектонической зоне сформировалась своеобразная полоса активного вулканизма протяженностью в 30 *км* северо-западного простирания, параллельная Калмакэмельскому разлому, расположенная в 2 *км* южнее. В этой полосе широко распространены образования жерловой фации, представленной брекчиевыми трубками, «интрузиями туфов», трубками взрывов и др. В этой полосе

находится более трехсот вулканических аппаратов, размерами от первых метров до первых сотен метров в диаметре, округлых или вытянутых в северо-западном направлении. Они прорывают вулканокластические породы калмалкэмельского комплекса и перекрыты собственно эффузивами колдарского эффузивно-интрузивного комплекса.

Выделяются четыре этапа активной вулканической деятельности, приведших к формированию этих своеобразных тел. Аппараты различных этапов вулканической деятельности отличаются строением выполняющих жерловины вулканокластических пород, минералого-петрографическим и петрохимическим составом и др. Количество жерл, принадлежащих аппаратам различных этапов, резко различное.

К первому этапу отнесены пять вулканиеских аппаратов, расположенных на южных склонах гор Тасты. Это трубообразные тела, имеющие в плане весьма сложные, извилистые очертания, диаметр жерл от 70 до 350 м, выполненные псефитовыми андезитовыми туфами, содержащими многочисленные обломки прорезанных жерлом эффузивов.

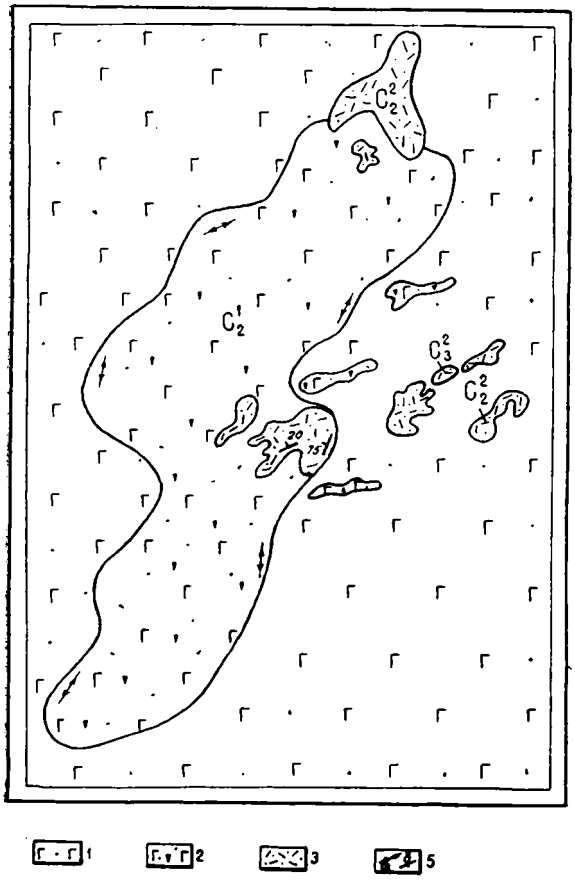


Рис. 2. **Вулканическое жерло первого этапа.**
1 — андезитовые туфы эксплозивной субфации, *2* — агломератовые туфы андезитового состава жерловой фации, *3* — липаритовые туфы жерловой фации, *4* — элементы флюидальности в вулканических жерлах: а) вертикальные, б) наклонные.

Наиболее интересен вулканический аппарат, расположенный на южном склоне горы Тасты (рис. 2). Неправильная овальная жерловина размером 150×350 м, вытянута в меридиональном направлении. В рельефе ей отвечает четко выделяющаяся сопка. Породами фундамента являются туфы андезитового состава калмакэмельского комплекса. Грубообломочные туфы, выполняющие жерло, содержат многочисленные остроугольные и полуоплавленные обломки кристаллокластических туфов и флюидальных лав липарито-дацитового состава, андезитовых порфиритов и других вулканокластических пород. Встречаются редкие глыбы гранодиоритов, сплошь пронизанных жилками туфов, слагающих аппарат. Размеры обломков и глыб достигают 50—60 см в поперечнике.

Структура пород вулканической пробки псефитовая литокристаллокластическая, реже псаммитовая. Кристаллокласты в псаммитовых разностях составляют 50—55% объема и представлены пелитизированным и серицитизированным зональным плагиоклазом, иногда замещены хлори-

Таблица 1

Химический состав пород калмакэмельского эффузивно-интрузивного комплекса

Окислы	Номера анализов																
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO_2	59,32	60,07	58,33	56,52	58,19	57,41	74,42	74,27	77,12	71,29	75,25	71,55	61,94	60,21	66,83	57,81	51,52
TiO_2	0,55	0,59	0,60	0,82	0,66	0,71	0,20	0,18	0,10	0,29	0,26	0,38	0,9	0,71	0,44	0,71	0,71
Al_2O_3	16,55	15,35	16,65	15,78	16,46	16,38	12,25	12,63	10,12	13,59	12,56	14,80	16,47	16,47	16,75	17,70	18,26
Fe_2O_3	3,18	4,34	4,83	4,18	3,47	2,44	1,03	1,69	0,91	2,66	2,00	1,25	2,74	3,67	2,67	4,05	4,44
FeO	2,21	1,78	1,47	3,25	2,93	4,44	0,82	0,67	0,93	1,01	0,87	1,07	2,36	2,21	0,91	2,36	3,25
MnO	0,16	0,13	0,16	0,13	0,13	0,15	0,08	0,07	—	0,05	0,03	0,02	0,04	0,05	0,04	0,05	0,06
CaO	6,91	6,09	7,20	6,95	6,32	7,86	1,35	1,92	1,47	1,41	1,13	1,53	5,01	5,52	3,00	6,35	8,01
MgO	2,71	2,84	2,67	2,98	2,96	3,55	0,61	0,73	0,61	0,81	0,53	0,43	2,56	3,42	1,45	3,89	4,00
K_2O	2,54	3,25	2,56	1,72	2,55	2,61	3,76	2,90	4,60	4,70	0,35	4,00	2,50	2,90	2,90	2,40	2,40
Na_2O	3,61	3,50	3,40	3,11	3,42	2,90	5,21	3,00	2,70	3,65	6,00	4,82	4,00	3,30	3,95	2,95	3,40
P_2O_5	0,20	0,20	0,26	0,21	0,24	0,20	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,23	0,19	0,09	0,19	0,19
SO_3	не опр.	не опр.	не опр.	0,01	0,11	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	не опр.	0,07	0,02	0,01	0,01	0,07
ппп	1,33	1,68	1,75	3,80	1,89	1,78	1,18	1,54	0,96	0,85	0,68	0,66	1,22	1,40	0,90	1,38	3,56
H_2O	0,22	0,39	0,60	0,34	0,14	0,11	0,10	0,10	—	0,07	—	—	—	—	—	—	—
Сумма	99,48	100,21	100,48	99,80	99,33	100,54	100,83	99,70	99,52	100,38	99,66	100,51	99,80	100,09	99,94	99,85	99,93
	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому																
a	11,9	12,5	11,6	9,8	11,8	10,4	15,5	10,3	12,1	14,2	13,0	3,9	12,8	11,7	11,6	10,2	11,7
c	5,4	4,1	5,6	6,3	5,6	6,1	0,5	2,2	0,4	1,3	1,3	2,0	4,8	5,6	3,7	7,3	7,3
в	13,0	13,6	13,8	15,0	13,6	16,3	3,8	6,2	3,9	4,3	3,6	3,2	10,4	12,7	9,0	13,6	17,8
s	69,7	69,8	69,0	68,9	69,0	67,2	80,2	81,3	83,7	80,2	82,1	90,9	72,0	70,0	75,7	68,9	63,2
a^1	—	—	—	—	—	—	—	46,8	—	—	14,3	—	—	—	37,9	—	—
f^1	39,2	40,6	42,2	47,2	44,8	40,0	33,9	35,1	40,7	68,6	64,3	73,8	44,6	42,9	35,6	43,5	41,4
m^1	36,1	35,5	35,5	35,0	38,0	37,5	25,4	18,1	25,4	28,6	21,4	23,8	42,6	46,2	26,5	50,8	40,6
c^1	24,7	23,9	24,3	17,8	17,2	22,5	40,7	—	33,9	2,8	—	2,4	12,7	11,0	—	5,7	18,0
n	68,2	66,7	66,3	73,4	66,2	63,5	70,0	60,9	47,2	54,8	97,0	64,9	70,6	63,1	75,2	65,2	68,7
φ	21,5	27,1	34,0	25,1	22,8	12,8	20,3	23,3	20,3	48,7	43,0	38,1	22,6	25,5	26,1	26,3	23,3
t	0,6	0,8	0,8	0,9	0,8	0,9	0,2	0,2	0,1	0,3	0,2	0,4	0,6	0,3	0,4	0,6	0,7
Q	+10,2	+10,5	9,1	+11,9	+8,8	+7,5	+28,9	+39,8	+42,6	+30,7	+36,7	+79,0	+13,6	+11,0	+24,5	+11,1	—4,3
a/c	2,2	3,0	2,0	3,0	2,1	1,7	31,0	4,7	30,2	11,0	10,0	1,9	2,6	2,1	3,1	1,4	1,6

Калмакэмельская зона: Собственно эффузивная фация.
13 — туфы дацитового состава. (горизонт 4 разреза 1 (горы Калмакэмель); 14 — андезитовые порфириты (горизонт 7 разреза 1); 15 — дацитовые порфиры (горизонт 8 разреза 1); 16 — андезитовые порфириты (горизонт 10 разреза 1); 17 — андезитовые порфириты (горизонт 11 разреза 1). Субвулканическая фация: 1, 2, 3, 4 и 5 — приповерхностные интрузивные тела андезитового и андезито-базальтового состава.

Тастыйская зона: жерловая фация. 6 — туфобрекчия среднего состава из трубок взрывов первого этапа; 7 — туфы липаритового состава из «интрузий туфов» второго этапа; 8 — туфы липаритового состава из «интрузий туфов» третьего этапа; 9, 10, 11 и 12 — ингимриты липаритового и дацитового состава из некков четвертого этапа.

том, карбонатом, эпидотом, моноклинным пироксеном. Связующая масса изменена, состоит из кварц-полевошпатового агрегата с большим количеством хлорита, эпидота, тонкозернистого рудного минерала, лейкоксена.

В туфах, выполняющих жерло, имеются участки, сложенные псефитовыми или псаммитовыми разностями, причем их распределение определяет контуры тела. Границы между ними отвесные, что указывает на вертикальное направление выбросов при эксплозиях.

Восточнее вулканического аппарата отмечаются три небольших паразитических жерла такого же типа.

В северной и восточной частях жерловины наблюдаются мелкие аппараты, прорывающие трубки взрывов первого этапа, выполненные темно-серыми кристаллокластическими туфами липаритового состава, относимые ко второму этапу формирования зоны активного вулканизма в Тастыйской зоне. В краевых частях аппаратов второго этапа отмечены многочисленные обломки пород фундамента и пород жерловой фации первого этапа.

В западной части вулканического аппарата туфы, выполняющие трубку взрыва, прорваны кристаллотуфами липаритового состава, образующие жерловины третьего этапа. Последние выполняют аппарат трещинного типа.

Четыре других вулканических аппарата первого этапа расположены к северу и северо-востоку в 2 *км* от описанного. Размеры этих трубообразных изометричных или неправильных в плане тел 60—150 *м* в диаметре. Жерловины выполнены грубообломочными туфами андезитового состава (табл. 1, анализ 6).

Вулканические аппараты второго этапа. Отмечено около 150 жерловин второго этапа размером от 2 до 200 *м* в диаметре. В плане аппараты имеют обычно очень извилистые контуры с многочисленными выступами и западинами. Жерловины выполнены коричневато-серыми и зеленовато-серыми псаммитовыми липаритовыми туфами, содержащими большое количество кристаллокластов полевых шпатов. Пирокластический материал представлен осколками вулканического стекла, раскристаллизованного в криптозернистый агрегат щелочного полевого шпата, частично или полностью замещенного шахматным альбитом и кварцем, обломками плагиоклаза (альбита), измененных кислых эффузивов и туфов, обломками темноцветных минералов, замещенных хлоритом, эпидотом, кварцем, карбонатом. Базис пепловый, измененный, состоит из микрокриптозернистого кварц-полевошпатового агрегата, небольшой примеси мельчайших чешуек хлорита, серицита, биотита, зернышек эпидота, лейкоксена, карбоната. Иногда неравномерное распределение минералов подчеркивает реликтовую пепловую структуру базиса.

В отдельных жерловинах отмечается четкая ориентировка кристаллов полевых шпатов. Она, как правило, крутая (от 60 до 90°).

В приконтактовых частях жерл отмечены туфобрекчии, содержащие остроугольные обломки эффузивов и жерловых пород первого этапа. Ширина брекчиевых оторочек 0,3—0,5 *м*, в отдельных случаях 0,1—1,5 *м*.

Вулканические аппараты второго этапа являются наиболее крупными, величина некоторых достигает 0,5—0,6 *км*^{2}. Основная масса их расположена в центральной части полосы активного вулканизма. Большинство их является жерловинами одноактных извержений, но встречено и несколько жерловин многоактных извержений. В этом случае отдельные зоны сложены туфами липаритового состава, отличающимися цветом и размером кристаллокластов; отмечены коричневато-серые, зеленовато-серые, темно-серые и черные разности. Границы между ними

то четкие, резкие, то постепенные. Часто черные разности обладают стекловатым базисом, на фоне которого выделяются матово-белые обломки интрателлурических порфировых выделений полевых шпатов. Последние, в свою очередь, прорваны интрузивными игнимбритами, выполняющими вулканические аппараты четвертого этапа (рис. 3). Ориентировка кристаллокластов в туфах жерловой гации второго этапа крутая (от 85 до 90°) со слабым наклоном на северо-восток.

Установление этапности вулканической деятельности основано на взаимоотношениях между жерловыми образованиями: один из вулканических аппаратов второго этапа к юго-востоку от горы Тасты прорван липаритовыми порфирами третьего этапа.

Вулканические аппараты второго этапа являются типичными «интрузиями туфов», сформировавшимися в короткие отрезки времени, хотя форма таких тел и не соответствует описанным в специальной литературе. (Борсук, Масуренков, 1964).

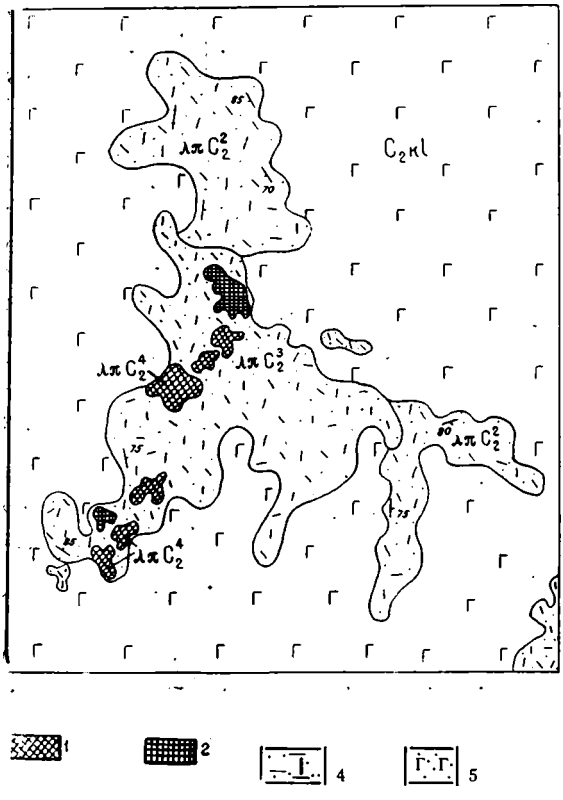


Рис. 3. **Вулканическое жерло четвертого этапа.** *1—3* — жерловая фация: *1* — липаритовые игнимбриты, *2* — дацитовые игнимбриты, *3* — липаритовые туфы. *4* — эффузивная фация-туфы андезитового состава.

Вулканические аппараты III этапа распространены весьма широко, обследовано около 130 вулканических аппаратов размером от 2 до 350 м в диаметре. Форма стенок жерл сложная: в плане вулканические аппараты имеют извилистые очертания; наиболее крупные имеют форму овалов. Соседние аппараты нередко соединяются рукавообразными «апофизами». Породами фундамента служат туфы андезитового состава эффузивной фации калмакэмельского комплекса.

Жерла выполнены серыми и светло-зелеными псефитовыми и псаммитовыми липаритовыми туфами (табл. 1, анализ 8). Пирокластический материал представлен обломками зерен кварца, калиевого полевого шпата (участками пелитизированного, замещенного шахматным альбитом), плагиоклаза (альбита), вулканического стекла, кварца, обломками измененных кислых эффузивов и туфов. Основная масса состоит из криптозернистого щелочного полевого шпата, крипточешуйчатого серицита, хлорита, эпидот-цоизитового минерала.

Состав пород, выполняющих жерла третьего этапа, однороден, жерловин с зональным строением не встречено. В некоторых жерловинах установлено направленное строение пород: кристаллокласты полевых шпатов и кварца часто размещены по плоскостям, параллельным стенкам

жерл. Во всех случаях структурные линии и плоскости располагаются или вертикально или под углами 80—85°. В последнем случае жерда постепенно сужаются на глубину, что подтверждено непосредственными наблюдениями над стенками.

Вулканические аппараты третьего этапа являются жерловинами одноактных извержений. Крупность материала постоянная, брекчиевые оторочки по периферии жерл отсутствуют. Это (как и образования второго этапа) типичные «интрузии туфов».

К четвертому, завершающему этапу относятся жерла, выполненные кислыми игнимбритами, которых насчитывается около 20 на южном склоне гряды Тасты. Они прорывают жерла второго и третьего этапов. Размеры жерл от 2 до 20 *м* в диаметре. Жерла четвертого этапа вытянуты в северо-восточном направлении, образуя цепочки. Породы вулканических пробок обладают четко направленным строением. Все структурные элементы параллельны стенкам жерл и повторяют их извилистые очертания, имея вертикальную ориентировку.

Среди аппаратов четвертого этапа встречаются жерла, выполненные игнимбритами дацитового и липаритового состава (табл. 1, анализы 9, 10, 11, 12). Дацитовые игинмбриты имеют флюидальную текстуру и литовитрокластическую структуру. Пирокластический материал представлен ориентированными обломками зерен зонального плагиоклаза (андезина), вулканического стекла, линзообразными обломками кислых эффузивов с псевдосферолитовой или фельзитовой структурой основной массы, редкими обломками кварца, рудного минерала, обломками андезитовых порфиритов с гиалопилитовой основной массой. Связующая масса состоит из криптозернистого кварц-полевошпатового агрегата, пылеватых частиц лимонитизированного рудного минерала, микрочешуек эпидота. Пепловые частицы ориентированы параллельно общей направленности обломков, часто обтекают литокласты и крупные обломки кристаллов.

Липаритовые игнимбриты окрашены в более светлые тона. Связующая масса обычно однородная, ничем не отличается от лав и только присутствие реликтовых пепловых структур указывает на ее первоначальную природу.

Образования четвертого этапа — это жерловины одноактных извержений, сложенные игнимбритами (некки). Характер пород, выполняющих жерла, указывает на спокойное излияние лав на завершающих этапах формирования области активного вулканизма в Тастыйской фациально-тектонической зоне.

Сравнивая фации калмакэмельского эффузивно-интрузивного комплекса, приходится сделать вывод о резком различии вулканической деятельности в среднекаменноугольное время в двух изученных фациально-тектонических зонах. Так, в образованиях собственно эффузивной фации в Тастыйской зоне развиты исключительно пирокластические и вулканогенно-осадочные породы эксплозивной субфации; в Калмакэмельской зоне, наряду с породами эксплозивной субфации, некоторую (относительно незначительную) роль играют и образования субфации текучих лав. Что касается других фаций, то здесь различия еще более резкие: образования субвулканической фации широко развиты в Калмакэмельской фациоально-тектонической зоне и совершенно отсутствуют в Тастыйской зоне; образования жерловой фации, наоборот, широко развиты в Тастыйской зоне и отсутствуют в Калмакэмельской.

Формирование приповерхностных интрузивных тел субвулканической фации в Калмакэмельской зоне происходило параллельно накоплению собственно эффузивной фации. Путями, соединявшими магматиче-

ские очаги с дневной поверхностью, являлись локальные зоны разрывов, к которым приурочены аппараты трещинного типа. Отсутствие «случайных» обломков в интрузивных телах указывает на спокойную тектоническую обстановку и весьма незначительную скорость внедрения интрузивных масс, а отсутсвие отдельности в породах говорит о большой скорости остывания расплава в приповерхностных условиях.

Аналогичные породы эффузивной фации в Тастыйской зоне являются вмещающими для трубок взрывов. Тождественность петрографического и химического состава субвулканических тел (табл. 1, анализы 1—5) и туфобрекчий из трубок взрывов (анализ 6) разных зон доказывают общность их источника. Различия в формах проявления вулканической деятельности в различных зонах объясняется особенностями тектонической обстановки, разной тектонической активностью. В Калмакэмельской зоне разрывы, скорее всего, не имели связи с дневной поверхностью, поэтому расплав, используя полости отслоения, кристаллизовался на некоторых глубинах.

В Тастыйской зоне активные тектонические подвижки обусловили интенсивное раскалывание пород эффузивной фации, раскрытие разрывов на отдельных участках. Это привело к взрывам и образованию эруптивных брекчий, состоящих из магматического материала и раздробленных и включенных в него «случайных» обломков.

После формирования субвулканических тел в Калмакэмельской и трубок взрывов первого этапа в Тастыйской зоне центры вулканической деятельности сместились к югу от Калмакэмельского разлома и локализовались в последней.

С эксплозивным типом вулканической деятельности нужно связывать и формирование «интрузий туфов» второго и третьего этапов.

Конечные этапы вулканической деятельности в Тастыйской зоне вновь ознаменовались изменением обстановки: эксплозивные выбросы туфогенных пород уступили место извержениям игнимбритов липаритового и дацитового состава. Ими завершилась активная вулканическая деятельность в Тастыйской фациоально-тектонической зоне. Центр активной вулканической деятельности в кызылкиинское время вновь сместился к северу, в Калмакэмельскую зону.

Считая, что приповерхностные интрузивные тела и трубки взрывов первого этапа являются производными однотипных магматических камер, авторы склонны объяснить смену основных и средних пород жерловой фации кислыми на заключительных этапах существованием самостоятельных глубинных очагов. Не исключено, что такие очаги на заключительных этапах находились на значительном удалении от дневной поверхности.

Сравнивая результаты химического анализа пород собственно эффузивной (анализы 13, 14, 15, 16 и 17, табл. 1), субвулканической (анализы 1, 2, 3, 4 и 5 там же) и жерловой фации (анализ 6), андезитового и андезито-базальтового состава приходим к выводу, что вулканокластические образования этой группы имеют близкие содержания главных породообразующих окислов. Отклонения от среднего типа пород (по Р. Дэли) незначительны и отмечаются в обе стороны. На диаграмме химических составов А. Н. Заварицкого (табл. 2) фигуративные точки пород образуют обособленную группу. По классификации А. Н. Заварицкого породы первой группы отноятся к третьему классу (слабо пересыщенных SiO_2), девятой группе(бедных щелочами) пород, и лишь изредка к четвертому классу, группе бедных щелочами меланократовых пород.

К липаритовой группе отнесены образования жерловой фации второго и более поздних этапов в Тастыйской зоне. Стратифицированных эквивалентов жерловых образований в этой зоне не отмечено, но на южных

склонах гор Калмакэмель (т. е. на границе зон) обнаружен прослой туфов липаритового состава, который по глубокому убеждению авторов является эффузивным аналогом вулканических пробок второго-третьего этапов. Такое предположение подтверждается тождеством минералого-петрографического состава (аналогичным составом порфировых вкрапленников, строением основной массы, соотношением акцессорных минералов и т. д.) и внешним обликом пород. Обращает внимание и чрезвычайное сходство химических составов пород жерловой фации IV этапа (табл. 1, анализы 9, 10, 12) и дацитовых порфиров (анализ 16, там же).

Приведенные сопоставления наводят на мысль, что на завершающих этапах интенсивной вулканической деятельности в Тастыйской зоне продукты извержений отлагались севернее, в Калмакэмельской (т. е. промежуточной) зоне. Отсутствие в Тастыйской зоне образований субфаций вулканической постройки, агломератовой мантии и др., отсутствие эффузивных эквивалентов в стратифицированной части комплекса Тастыйской зоны позволяет нам предположить, что продукты извержения в околожерловой зоне не сохранились.

При сопоставлении химических анализов и петрохимических характеристик пород жерловой фации обращают на себя внимание значительные колебания содержаний главных породообразующих окислов и изменение величин параметров основных характеристик. При таком сравнении выясняется, что: а) породы второго этапа относятся (по классификации А. Н. Заварицкого) ко второй группе второго класса, являясь пересыщенными SiO_2 и щелочами; б) породы третьего этапа относятся к четвертой группе второго этапа (пересыщенным SiO_2 и умеренно богатым щелочами; в) породы четвертого этапа — к пересыщенным и сильно пересыщенным SiO_2 породам.

Если смену жерловых пород среднего состава, выполняющих трубки взрыва первого этапа туфами и кислыми игнимбритами более поздних этапов можно объяснить существованием самостоятельных магматических очагов, то колебания содержаний щелочей в жерловинах второго и более поздних этапов можно, очевидно, объяснить дифференциацией магмы в камере, в момент, предшествовавший эксплозивному извержению.

Изменение особенностей проявления вулканической деятельности связано с переменой тектонического режима. Широкое проявление скрытовулканической деятельности в складчатых областях характеризует, как известно, этап стабилизации последних и переход их в субплатформенное состояние, а охарактеризованные тела жерловой фации калмакэмельского комплекса являются производными субсеквентного магматизма (Штилле, 1964).

УДК 552.1 : 553.22(574,51)

К. А. АЗБЕЛЬ, М. Р. БОРУКАЕВА, Л. В. МЯГКОВА, И. А. ШАЙКИН

КЫЗЫЛЧЕКИНСКАЯ ГРУППА МАССИВОВ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ (ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ)

Кызылчекинская группа массивов вторичных кварцитов с точки зрения как геологической позиции, так и фациольного строения является типичным представителем вторично-кварцитовой формации, весьма развитой в позднегерцинских палеовулканических структурах Южной Джунгарии. Структурно эта группа приурочена к переходу Катутауской брахисинклинали в Восточно-Катутаускую синклиналь восток-северо-восточного простирания. Юго-восточное крыло синклинали и часть восточного крыла брахисинклинали в эпоху альпийского тектогенеза были сброшены по разлому северо-восточного простирания и погребены под кайнозойскими рыхлыми образованиями Илийской впадины.

Доступное изучению северо-западное крыло сложено исключительно верхнепалеозойскими вулканитами пестрого состава, принадлежащими разновозрастным комплексам: кугалинскому (C_3—P_1), бескайнарскому (P_1^2), жалгызагашскому (P_2^1), жельдыкаринскому (P_2^2) и малайсаринскому (T_1). Породы сравнительно слабо дислоцированы (углы падения 15—25°) и разбиты разрывными нарушениями типа сбросов и сбросо-сдвигов северо-западного простирания (рис. 1); формы залегания вулканитов разнообразны: встречаются образования покровной, жерловой и субвулканической фации. Среди последних наиболее крупным является Кызылчекинское субвулканическое тело жельдыкаринского комплекса, сложенное порфиритами от андезито-базальтового до дацито-андезитового состава. Тело прослежено на 20 *км* в северо-восточном направлении при средней ширине 5 *км*. Судя по «нашлепкам» вмещающих кислых вулканитов жалгызагашской свиты и сложной конфигурации тела в плане, оно лишь частично вскрыто эрозией. По-видимому, в данном случае мы имеем дело с громадными массами застывшей магмы периферического очага, питавшего один или несколько андезитовых стратовулканов, продукты наземной деятельности которых сохранились лишь значительно западнее, в ядре Катутауской брахисинклинали.

Массивы вторичных кварцитов пространственно тяготеют к Кызылчекинскому порфиритовому субвулкану. Они представляют изометричные или вытянутые тела с неправильными очертаниями, занимающие в плане от 0,5 до 1,2 *км*^{2}. Друг от друга они отделены полями неизменных вулканитов шириной 500 *м*. Метасоматиты возникли за счет липаритоидных игнимбритов, туфов и экструзивных образований, а также туфопесчаников жалгызагашского комплекса (I, IV, V массивы) или андезитоидных лав и туфов бескайнарского комплекса (III массив). На массиве

Кызылчеку II метасоматозу подверглись и средние, и кислые вулканиты.

В строении массивов вторичных кварцитов участвуют монокварцитовая, алунитовая, каолинитовая, пирофиллитовая и серицитовая фации.

Монокварциты чаще всего слагают жилообразные тела, отчетливо выделяющиеся в рельефе в виде грив, протягивающихся на сотни метров преимущественно в северо-восточном направлении. Мощности тел колеблются от 0,5 до 10 *м*. Часто встречаются и мелкие кварцевые прожилки, обычно беспорядочно ориентированные. Наиболее многочислен-

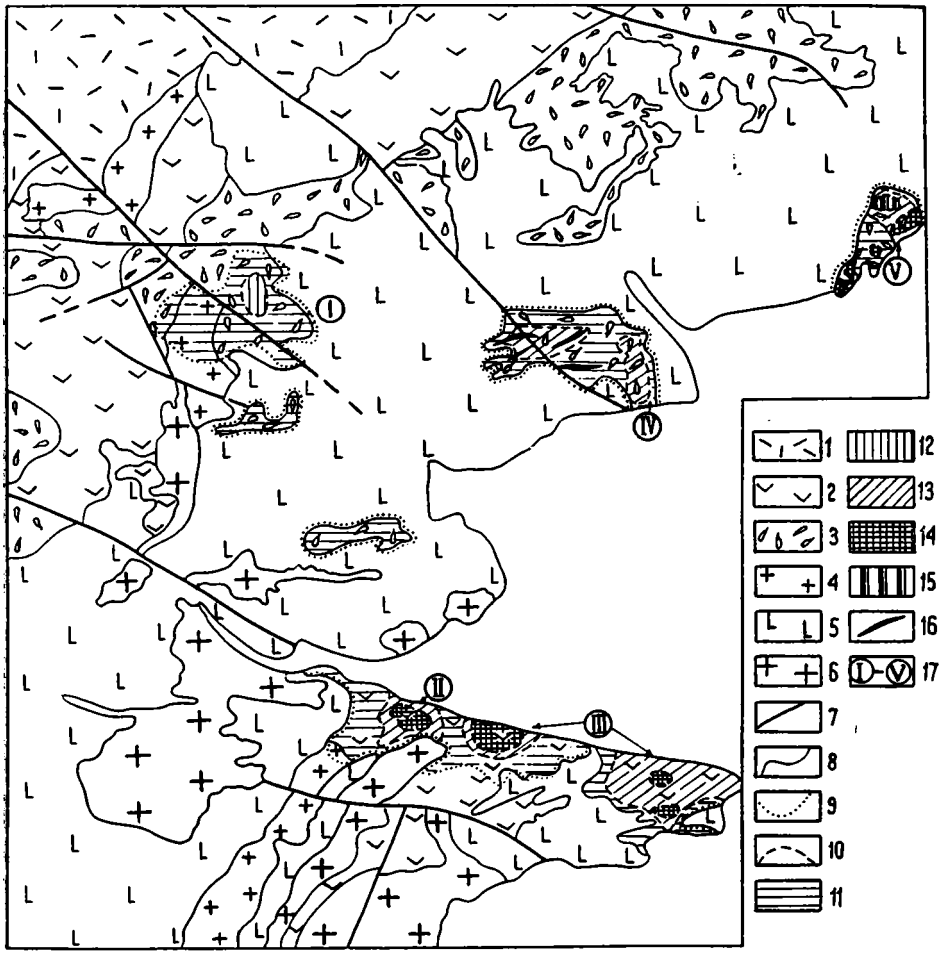


Рис. 1. **Схематическая геологическая карта Кызылчекинской группы массивов вторичных кварцитов.**

1 — наземные вулканиты кислого состава кугалинского комплекса (C_3—P_1); *2* — наземные вулканиты андезитоидного состава бескайнараского комплекса (P^2_1; *3* — наземные липаритоидные вулканиты жалғызагашского комплекса (P^1_2); *4* — субвулканические липаритовые порфиры жалғызагского комплекса (P^1_2); *5* — субвулканические андезитовые и андезито-базальтовые порфириты жельдыкаринского комплекса (P^2_2) (Кызылчекинский субвулкан); *6* — субвулканические граниты и гранит-порфиры малайсаринского комплекса (T_1); *7* — линии разрывных нарушений; *8* — контуры геологических тел; *9* — контуры полей вторичных кварцитов; *1* — границы фаций вторичных кварцитов; *11—16* — фации вторичных кварцитов: *11* — серицитовая, *12* — пирофиллитовая; *13* — каолинитовая; *14* — алунитовая; *15* — полого залегающие пластообразные тела моноквацитов; *16* — крутопадающие жилы моноквацитов; *17* — массивы вторичных кварцитов: Кызылчеку I, Кызылчеку II, Кызылчеку III, Кызылчеку IV Кызылчеку V.

ны монокварцитовые тела на массиве Кызылчеку IV. Значительно реже монокварциты, наряду с крутопадающими телами, образуют пологие залежи. Эти уникальные для Южной Джунгарии образования весьма широко распространены на Кызылчеку У. Они приурочены к ослабленным зонам повышенной проницаемости, совпадающим с напластованием исходных пород. Полого падающие (5—10°) на юг залежи, как и монокварцитовые жилы, размещаются среди различных фаций вторичных кварцитов. Мощность залежей от одного до нескольких метров.

Природу исходных пород монокварцитов, как правило, установить не удается; единственным признаком, в какой-то мере ее определяющим, являются реликты кристаллов кварца в аполипаритовых вулканитах. Зато часто читается брекчиевая текстура монокварцитов, свидетельствующая о неоднократных подвижках по крутым трещинам, контролирующим монокварцевые тела.

Под микроскопом монокварциты обнаруживают микрогранобластовую, обычно гетеробластовую структуру. Состоят почти полностью из кварца, образующего зубчато--мозаичный агрегат, в котором разбросаны редкие мелкие чешуйки серицита и каолинита; обычные минералы, отмечающиеся в небольшом количестве,— пирит, гематит, ярозит. Типичный акцессорный минерал-рутил, часто образующий коленчатые двойники; реже отмечается циркон.

Нередко в монокварцитах можно наблюдать реликтовую порфировую или кластическую структуру, когда обломки и фенокристаллы хорошо заметны на общем фоне, благодаря тому, что замещены более крупнозернистым кварцем по сравнению со связующей массой. Содержание кварца в этих породах обычно 90% и выше. Размеры кварцевых зерен 0,015—0,1 *мм*.

Алунитовые вторичные кварциты установлены на II, III, IV и V массивах. Как правило, они содержат 30% алунита и более. Алунитовые метасоматиты обычно залегают на наиболее возвышенных частях в виде пластообразных тел с полого падающими или горизонтальными подошвами. При этом в одних случаях залегание алунитовых вторичных кварцитов строго согласуется с напластованием исходных пород (Кызылчеку V), в других имеет место резкое неподчинение алунитовых тел напластованию эдуктов. Так, на массиве Кызылчеку II почти горизонтальные нашлепкообразные алунитовые тела сформированы за счет андезитоидных туфов, падающих на юго-восток под углом 60—90°. На массиве Кызылчеку III отчетливо проявился избирательный метасоматоз: за счет одних пластов туфов образовались алунитовые вторичные кварциты, а за счет других туфов и лавовых покровов порфиритов сформировались кварциты каолинитовой фации. Пластообразные каолинитовые и алунитоые тела, перемежаясь друг с другом, резко усложняют картину вертикальной зональности.

По иному ведут себя алунитовые метасоматиты на массиве Кызылчеку IV. Здесь они легко узнаются визуально, что обусловлено высоким содержанием (до 65%) алунита. Интересно и то, что алунитовые тела здесь образуют незначительные по размерам (несколько метров в длину, мощностью 10—30 *см*) крутопадающие жилы, приуроченные к зальбандам монокварцевых тел. Все это заставляет предположить, что мы имеем дело с переотложением алунита вдоль зон наиболее длительной и свободной циркуляции гидротерм и встречных метеорных вод. Источником алунита для них, по-видимому, являлись сформированные ранее пластовые тела алунитовой фации, полностью эродированные к настоящему времени.

Алунитовые вторичные кварциты под микроскопом обладают грано-

лепидобластовой структурой и сложены преимущественно кварц-алунитовым агрегатом. В качестве незначительной примеси присутствуют некоторые ведущие минералы вторично-кварцитовой формации — каолинит, серицит, рутил, гематит, диаспор, пирит. Из супергенных минералов отмечены лимонит, реже опал, ярозит, гидрослюда, каолинит. Акцессорные — кварц и циркон. Максимальное содержание алунита достигает 50%, при наиболее часто встречаемых значениях 25—40%.

Исходными породами алунитовых вторичных кварцитов, судя по сохранившимся реликтовым структурам, являлись псефитовые, псаммитовые и пепловые туфы, порфировые породы кислого состава, туфопесчаники, а также (реже) пироксеновые порфириты и их пирокластолиты (на Кызылчеку II и III).

Кристаллы алунита имеют таблитчатую, удлиненную или игольчатую форму; они имеют вид изолированных лейст и их скоплений среди микро- и криптокристаллического кварцевого агрегата, а также замещают вкрапленники (или их обломки), образуя по ним моно- или двуагрегатные (кварц-алунитовые) псевдоморфозы. В зависимости от состава и структуры эдуктов, а также от степени их измененности минералы алунитовых вторичных кварцитов распределены несколько различно. В некоторых разностях апостекловатых туфов, туфопесчаников, а также кислых порфировых пород отчетливо наблюдается избирательное замещение: осколки стекла, литокласты или кристаллокласты замещены почти нацело моноалунитовым агрегатом, а связующая масса состоит из криптокристаллического кварца или из кварца и алунита.

Размеры зерен алунита — десятые и сотые доли миллиметра, иногда до 1 *мм*. Наблюдения над взаимоотношениями алунита с кварцем свидетельствуют о наличии более ранней генерации кварца, одновременной с алунитом и более поздней — прорастающей алунит. Для алунита тоже установлено несколько (по крайней мере два) поколений кристаллов, что хорошо видно по прорастанию мелкими чешуйчатыми его разностями крупных таблитчатых кристаллов.

Химические анализы алунитовых кварцитов показывают, что алунит во всех случаях имеет натрово-калиевый состав. При этом отношение K_2O и Na_2O является величиной непостоянной, но в большинстве случаев резко превышает 1. Следует отметить, что четкой зависимости состава алунитов от состава исходных пород (для алунитовых кварцитов всей Южной Джунгарии) не установлено. По-видимому, в этом отношении нужно согласиться с С. И. Набоко (Набоко, 1963), которая доказывает, что состав алунитов зависит лишь от несколько различных в каждом случае условий алунитизации.

Каолинитовая фация является наиболее распространенной на массиве Кызылчеку II, она занимает не менее половины его площади. В плане каолинитовые кварциты окружают со всех сторон алунитовые тела, а гипсометрически находятся непосредственно ниже последних. Они возникли преимущественно по бескайнарским туфам среднего и смешанного состава с пропластками вулканомиктовых песчаников, а в отдельных случаях — и по кислым лавам жалгызагашских экструзивов. Поскольку массив не разбурен, а эрозия вскрыла каолинитовые кварциты значительно слабее, чем алунитовые, судить о морфологии каолинитовых тел затруднительно. Можно предположить, что их нижняя граница в большой мере зависит от глубины залегания и рельефа кровли Кызылчекинского субвулкана, по порфиритам которого каолинитовая фация практически не развита.

На массиве Кызылчеку III каолинитовые метасоматиты также широко распространены. О морфологии их тел, пластующихся с телами алунитовых вторичных кварцитов, было сказано выше. На IV массиве места-

ми наблюдаются монокаолинитовые разности, состоящие на 60—70% из каолинита (диккита). На I массиве каолинитовая фация не установлена.

Каолинитовые вторичные кварциты обнаруживают микролепидозлатовую, микрогранолепидобластовую, часто реликтовую (порфировую, полосчатую, пирокластическую) структуры. Состоят они, главным образом, из кварца и каолинита. Содержание последнего 15—40% и достигает максимальных значений (60—90%) в агальматолитоподобных породах и чистых колыбташах. По всем оптическим константам каолинитовый минерал относится к диккиту. Встречается он в виде изометрических веерообразных, удлиненных червеобразных, часто сдвойникованных водянопрозрачных кристаллов, образующих неправильные скопления в микрогранобластовом кварцевом или кварц-каолинитовом агрегате. Часто каолинит образует агрегатные псевдоморфозы замещения по реликтам вкрапленников полевых шпатов, реже цветных минералов или по обломкам пород и минералов в кластических разностях. Зерна диккита имеют размеры 0,005—0,1 *мм,* изредка достигая 1—1,5 *мм.* Часто встречаются скопления крипточешуйчатого каолинита. Как и в алунитовых, в каолитовых вторичных кварцитах отчетливо проявлено избирательное замещение каолинитом отдельных компонентов породы. В некоторых случаях наблюдается несколько генераций диккита.

В диккитовых кварцитах чаще других минералов встречается серицит. Диаспор, алунит и пирофиллит, бесцветный турмалин и барит присутствуют в виде редкой спорадической примеси. Рутил является обязательной составной частью каолинитовых вторичных кварцитов. Лазулит встречается на стенках мелких пустот.

Под каолинитовой фацией в разрезе расположены пирофиллитовые вторичные кварциты. Они занимают небольшие площади (0,1—0,01 $км^2$), а в некоторых массивах вообще отсутствуют (Кызылчеку III). Визуально они неотличимы от каолинитовых кварцитов, поэтому о морфологии их тел судить трудно. Судя по поведению контура пирофиллитовой фации (установленной по химическим анализам) по отношению к рельефу, можно предполагать пологое залегание тел.

Микроскопическое изучение пирофиллитовых вторичных кварцитов также осложнено сходством пирофиллита с серицитом, поэтому здесь описываются лишь те породы, в которых ведущий минерал был точно установлен химико-минералогическим анализом. Пирофиллит присутствует вместе с кварцем (их соотношение 1 : 3—1 : 5). К минералам-примесям относятся каолинит, диаспор, гематит, рутил и турмалин. Исходными породами были кварцевые порфиры, туфы и туффиты. Мелкочешуйчатый пирофиллит обычно заместил в них полевые шпаты, которые приобрели вид расплывчатых бласт, иногда пирофиллит выполняет лишь периферическую часть кристаллов, внутри которых развит диккит. По цветному минералу в апотуфах среднего состава вместе с пирофиллитом развивался гематит (последний вообще широко развит в породах описываемой фации) Связующая масса эдуктов замещена пирофиллит-кварцевым микролепидобластовым агрегатом. Тот же состав приобрели интенсивно переработанные разности, потерявшие первичные структурные признаки. Содержание пирофиллита в них достигает 50% (в среднем 10—15%). Размеры пирофиллитовых чешуй 0,015—0,1 *мм,* редко достигают 0,3 *мм.*

Серицитовые вторичные кварциты тяготеют к окраинным частям массивов и являются переходной зоной между пропилитизированными субвулканическими порфиритами и вмещающими их вулканитами, превращенными во вторичные кварциты. Наиболее распространена серицитовая фация на массиве Кызылчеку I. Серицитовые вторичные кварциты слагают здесь 90% площади массива. В отличие от пиро-

филлитовой фации они развиты не только за счет жалгызагашских кислых вулканитов, но и по порфиритам Қызылчекинского субвулкана. Зона серицитизации порфиритов, достигающая местами ширины в несколько сотен метров, нередко совершенно исчезает, и с породами жалгызагашского комплекса контактируют пропилитизированные порфириты. На юге, западе и севере серицитовые вторичные кварциты постепенно переходят в неизмененные кислые туфы. На массиве Қызылчеку III серицитовая фация развита незначительно, а на IV массиве она отсутствует.

Серицитовые вторичные кварциты состоят, главным образом, из гранолепидобластового кварц-серицитового агрегата, сохраняющего, как правило, явные признаки реликтовых структур. Содержание серицита колеблется от 15—25% (кварц-серицитовые разности), до 75—80% («моносерицитовые» кварциты), чаще всего оно равно 30—40%. Серицит представлен типичной микрочешуйчатой разновидностью (0,008—0,15 *мм*); лишь иногда он приобретает вид единичных лейсточек (0,03—0,1 *мм*) с хорошей спайностью и прямым погасанием. Распределение серицита зависит от состава и структуры эдуктов. В порфировых породах серицит образует агрегатные псевдоморфозы замещения по фенокристаллам: полевые шпаты превращаются в расплывчатые порфиробласты; реликтовые контуры цветных минералов подчеркнуты каемкой распыленного гематита или мелкозернистого рутила. Связующая масса в целом кварц-серицитовая, но в ней тоже наблюдается избирательное размещение микрочешуйчатого серицита, выполняющего перлитовые трещинки, замещающего микролиты плагиоклаза, стекловатые осколки.

Наиболее частая примесь — каолинит, который обычно прорастается серицитом, но отмечаются и обратные их взаимоотношения. Постоянными примесями являются также дюмортьерит, турмалин, лазулит, гематит, пирит и рутил. Диаспор, являясь также обычным минералом, на Қызылчеку IV присутствует в значительных количествах (до 8—10% — диаспор-серицитовые кварциты). Корунд (?) и андалузит встречены в единичных случаях на массиве Қызылчеку I. Среди супергенных минералов наиболее распространены лимонит и ярозит.

Наряду с описанными выше «чистыми» минеральными фациями вторичных кварцитов, на Қызылчекинских массивах довольно широко распространены «смешанные» или «переходные». Среди них можно выделить две группы. Первая содержит то же оптимальное количество кварца, что и чистые минеральные типы (не считая монокварцитов), а остальную часть породы слагают не один, а два, редко три ведущих минерала. В зависимости от количественных соотношений выделяются алунит-каолитовые (Қызылчеку III), каолинит-серицитовые (Қызылчеку II) и серицит-каолинитовые (Қызылчеку IV) вторичные кварциты. Обычно они расположены (в плане и в разрезе) между соответствующими чистыми минеральными фациями. Смешанные минеральные типы отражают, по-видимому, естественное расширение внутренних фаций за счет внешних, реже за счет наложения внешних фаций на внутренние (при регрессивном ходе метасоматоза). В связи с этим переходные минеральные типы должны быть не менее характерны, чем чистые для вторичных кварцитов.

Ко второй группе относятся минеральные типы, являющиеся переходными по отношению к монокварцитам. Вторичного кварца в них меньше, чем в монокварцитах, но больше, чем в породах других минеральных типов. Они названы нами алунит-кварцевыми, серицит-кварцевыми и т. п. вторичными кварцитами. Породы второй группы реже, чем первой, образуют крупные тела.

Возможно, переходные минеральные типы вторичных кварцитов обеих групп правильнее называть не фациями, а минеральными субфациями. Этим же термином, по-видимому, следует пользоваться в тех случаях,

когда какой-либо ведущий минерал резко превышает оптимальные для данной фации содержания и тем самым порода приближается к мономинеральному типу (каолинит в агальматолитовых телах, алунит в богатых жилах и др.). Таким образом, предлагается говорить об алунит-каолинитовой, каолинит-серицитовой и тому подобных субфациях, или моноалунитовой, монокаолинитовой и т. д. субфациях.

Изложенный материал позволяет сделать некоторые выводы о зональном размещении минеральных фаций вторичных кварцитов Кызылчекинского поля. О положении фаций в вертикальной метасоматической колонке позволяет судить изучение кварцитов в естественных эрозионных врезах и в керне буровых скважин, к сожалению, весьма малочисленных (всего пройдено 4 скважины глубиной 90—130 *м* на Кызылчеку V). Метасоматическая зональност на Кызылчекинских массивах в целом соответствует закономерностям, выявленным для вторичных кварцитов Южной Джунгарии. Наиболее полный набор минеральных фаций и отчетливые их взаимоотношения установлены на массивах Кызылчеку II и Кызылчеку V.

Сверху вниз фации расположены в последовательности: алунитовая, каолинитовая, пирофиллитовая, серицитовая; ниже локализованы метасоматиты пропилитовой формации. Секущие крутопадающие тела пород монокварцевой фации проходят через всю вертикальную колонку и частично проникают в пропилитовую зону. Такая вертикальная зональность нередко нарушается выпадением некоторых фаций (пирофиллитовой на III массиве, алунитовой и серицитовой на Кызылчеку I и др.), повторением отдельных частей колонки, а также образованием смешанных (каолинит-серицитовая, пирофиллит-серицитовая и т. п.) разностей. Неполноту вертикальных колонок на некоторых массивах мы склонны объяснить различным уровнем эрозионного среза, когда наиболее высокие члены колонок (алунитовая, реже каолинитовая фации) полностью эродированы, и считаем неправомерным выделять самостоятельные типы зональности для массивов, где отсутствуют те или иные верхние фации. Другие упомянутые отклонения от «нормальной» метасоматической колонки связаны, по-видимому, с нарушением равномерности просачивания растворов через метаморфизующиеся породы. Причиной этого нарушения могла быть неодинаковая пористость эдуктов (например, туфов и лав). Повышенная пористость пластов способствовала ускорению метасоматических процессов и повышению кислотности пропитывающих их растворов путем активного фильтрационного обмена с существенно кислыми гидротермами секущих трещинных зон. Примером избирательного метасоматоза может служить многократное чередование пластов алунитовых кварцитов, приуроченных к туфам и туфопесчаникам, с диккитовыми разностями, образованными за счет порфиритов на Кызылчеку III.

Смешанные или переходные субфации, по-видимому, образовались под влиянием многократных изменений состава метаморфизующих растворов, вызывающихся импульсивностью тектоно-магматических процессов. При этом иногда изменение состава раствора носило регрессивный характер. О сложном, пульсирующем характере метасоматических процессов свидетельствует существование нескольких генераций главных минералов.

Горизонтальная зональность в строении массивов соответствует вертикальной. Наиболее высокие алунитовые разности оказываются в плане внутренними зонами, а серицитовые-внешними. Между ними (от центра массивов) размещаются каолинитовая, затем пирофиллитовая фации. Монокварциты и в плане пересекают все фации и даже выходят в пропиллтизированные породы. Тем не менее, монокварцевая фация должна рассматриваться в качестве самой внутренней, осевой зоны, поскольку

тела монокварцитов фиксируют зоны наиболее активной и наиболее длительной циркуляции газо- и гидротерм. Такие зоны, по-видимому, были приурочены к различным трещинам, формировавшимся на протяжении всей жизни стратовулкана. В силу высокой активности метасоматических процессов в пределах этих зон, они обособлялись от окружающей физико-химической среды, в них формировались локальные, дискордантные метасоматические колонки (крутопадающие жилы монокварцитов, реже алунитов на IV или пирофиллитов на I и IV массивах).

Об особенностях миграции различных компонентов в процессе вторично-кварцитового метасоматоза можно судить по вариационным диаграммам «привнос-вынос» Одна из них (рис. 2, табл. 1) иллюстрирует

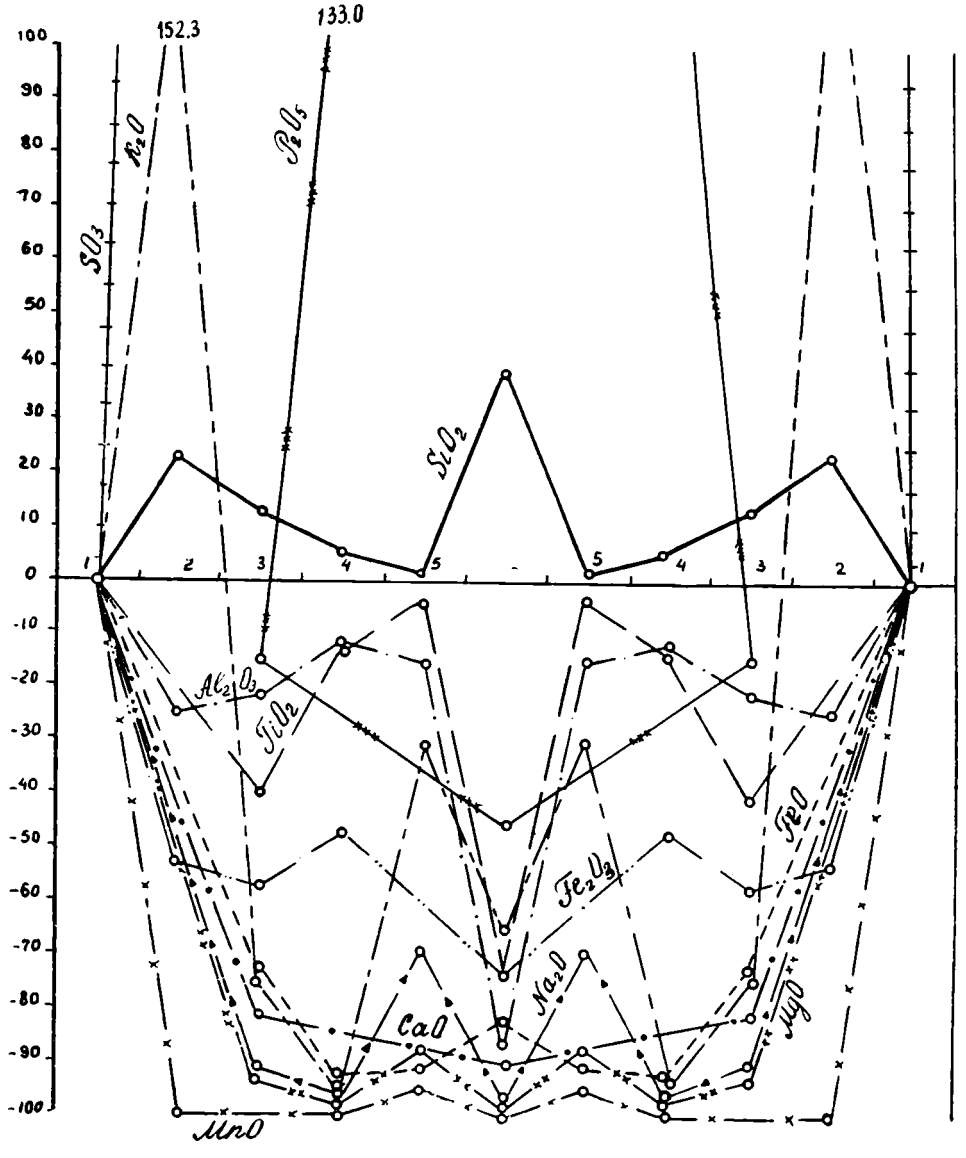
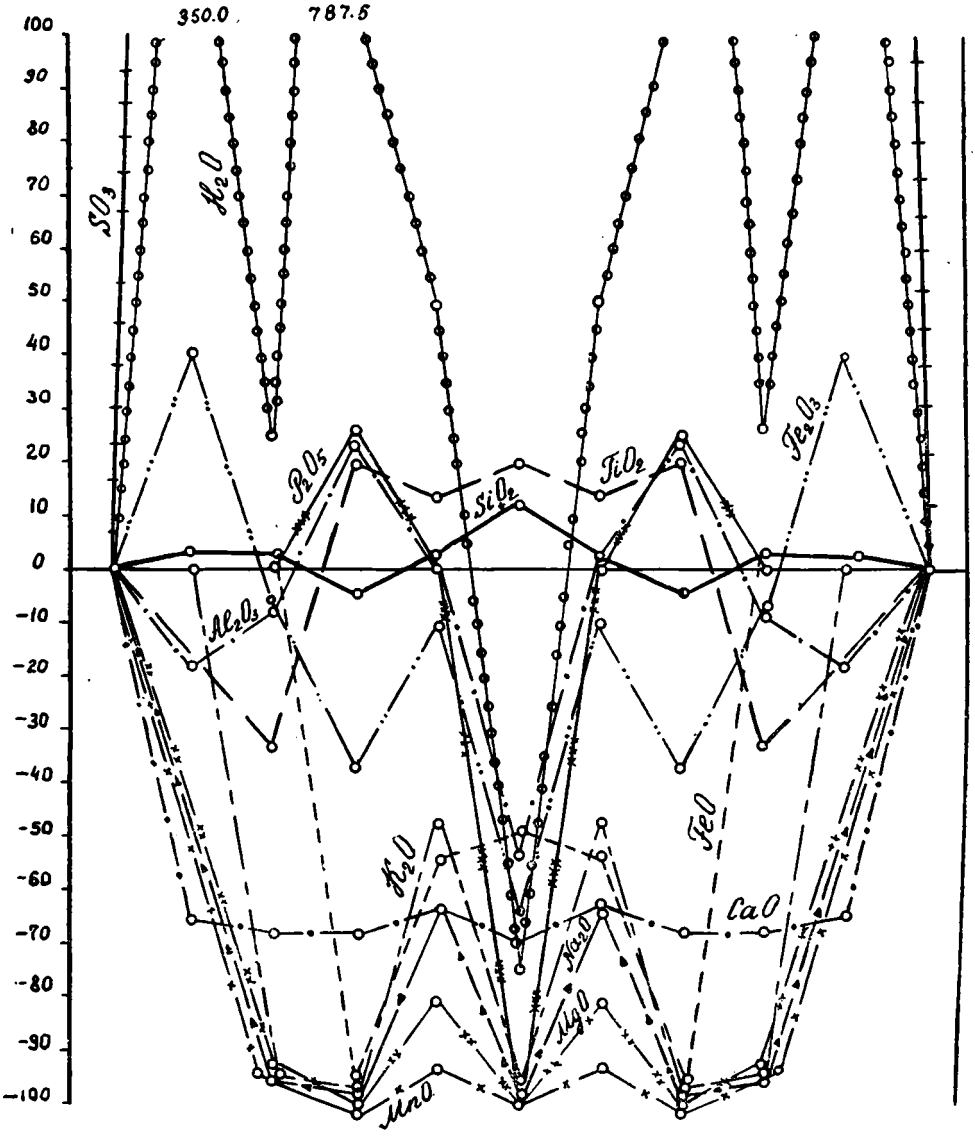


Рис. 2. **Диаграмма «привнос-вынос» преобразования вторичных кварцитов за счет андезитоидных вулканитов.**

1 — неизмененные липаритоидные вулканиты; *2—6* — вторичные кварциты; *2* — серицитовые; *3* — пирофиллитовые; *4* — каолинитовые; *5* — алунитовые; *6* — монокварциты.

образование вторичных кварцитов массивов Кызылчеку за счет вулканитов среднего, другая (рис. 3, табл. 2) — кислого состава. Преобразование пород во вторичные кварциты происходило при значительном выносе большей части элементов, причем в зависимости от состава эдуктов процес этот имел некоторые различия. Так, изменение пород среднего состава сопровождалось почти постоянным привносом кремнекислоты, который максимального значения достигал при формировании внутренних (монокварцитовых) фаций. В то же время в кислых вулканитах происходил некоторый вынос кремнезема и переотложение его во внутренней фации. Щелочи (особенно калий) почти полностью выносились из монокварцитовой фации и переотлагались в алунитовых и серицитовых квар-



Р и с. 3. **Диаграмма «привнос-вынос» преобразования вторичных кварцитов за счет андезитоидных вулканитов.**

1 — неизмененные андезитоидные вулканиты; *2—6* — вторичные кварциты; *2* — серицитовые; *3* — пирофиллитовые; *4* — каолинитовые; *5* — алунитовые; *6* — монокварциты.

Компоненты	Весовые %%						Количество г/100 м³				
	Неизмен. вулканиты среднего состава	Серицит. вторичн. кварциты	Пирофил. вторичн. кварциты	Каолинит. вторичные кварциты	Алунитов. вторичн. кварциты	Монокварциты	Неизм. вулк. среднего состава	Серицит. вторичн. кварциты	Пирофил. вторичн. кварциты	Каолинит. вторичн. кварциты	Алунитов. вторичн. кварциты
SiO_2	54,69	75,77	69,35	66,07	59,88	89,45	107,6	181,8	166,4	155,3	148,52
TiO_2	0,80	—	0,53	0,80	0,85	0,28	2,2	—	1,3	1,9	2,1
Al_2O_3	17,33	14,53	15,18	17,40	15,84	2,68	46,8	34,9	36,4	40,9	39,3
Fe_2O_3	4,54	2,39	2,16	2,71	1,88	1,40	12,2	5,7	5,2	6,4	4,7
FeO	3,83	—	1,16	0,29	0,35	0,73	10,4	—	2,8	0,7	0,9
MnO	0,16	—	—	—	0,01	—	0,4	—	—	—	0,02
MgO	4,08	—	0,30	0,12	0,53	0,05	11,0	—	0,7	0,3	1,3
CaO	6,44	—	1,32	1,16	0,92	0,74	17,4	—	3,2	2,7	2,3
Na_2O	2,92	—	0,28	0,13	0,98	0,08	7,9	—	0,7	0,3	2,4
K_2O	1,63	4,61	0,45	0,10	1,25	0,68	4,4	11,1	1,1	0,2	3,1
H_2O	0,33	2,27	0,25	0,23	0,39	0,09	0,9	5,4	0,6	0,5	1,0
P_2O_5	0,21	—	0,23	0,60	0,56	2,72	0,6	—	0,5	1,4	1,4
SO_3	0,01	0,69	2,62	0,97	8,07	1,38	0,03	1,6	6,3	2,3	20,0
Объем. вес	2,7	2,40	2,40	2,35	2,48	2,28					

Компоненты	Весовые %%						Количество г/100 м³				
	Неизмен. вулканиты среднего состава	Серицит. вторичн. кварциты	Пирофил. вторичн. кварциты	Каолинит. вторичные кварциты	Алунитов. вторичн. кварциты	Монокварциты	Неизм. вулк. среднего состава	Серицит. вторичн. кварциты	Пирофил. вторичн. кварциты	Каолинит. вторичн. кварциты	Алунитов. вторичн. кварциты
SiO_2	67,59	75,65	75,14	71,33	62,0	86,34	175,7	181,6	180,3	167,6	153,8
TiO_2	0,56	—	0,40	0,78	0,70	0,78	1,5	—	1,0	1,8	1,7
Al_2O_3	13,67	12,08	13,48	18,69	14,71	7,22	35,5	29,0	32,4	43,9	36,5
Fe_2O_3	2,71	4,10	2,72	1,89	2,53	1,08	7,0	9,8	6,5	4,4	6,3
FeO	1,59	—	1,73	0,07	0.79	0,93	4,1	—	4,2	0,2	1,9
MnO	0,12	—	0,01	—	0,01	—	0,3	—	0,02	—	0,02
MgO	2,42	—	0,20	—	0,49	—	6,3	—	0,5	—	1,2
CaO	1,78	0,65	0,62	0,64	0,67	0,60	4,6	1,6	1,5	1,5	1,7
Na_2O	4,0	—	0,19	0,16	1,52	0,10	10,4	—	0,5	0,4	3,8
K_2O	3,68	4,02	0,27	0,06	2,06	0,17	9,6	9,6	0,6	0,1	5,1
H_2O	0,31	1,49	0,42	3,03	0,50	0,11	0,8	3,6	1,0	7,1	1,2
P_2O_5	0,14	—	0,15	0,20	0,16	—	0,4	—	0,4	0,5	0,4
SO_3	0,02	1,56	0,80	0,21	4,41	—	0,1	3,7	1,9	0,5	10,9
Объемный вес	2,60	2,40	2,40	2,35	2,48						

Таблица 1

Монокварциты	Привнос-вынос									
	Абсолютная разница, г.					Относительная разница, %				
	2—1	3—2	4—1	5—1	6—1	2—1	3—1	4—1	5—1	6—1
3,9	34,2	18,8	7,6	0,9	56,3	23,7	12,7	5,1	0,6	38,1
0,6	—2,2	—0,9	—0,3	—0,1	1,6	—100,0	—40,9	—13,6	—4,5	—72,7
6,1	—11,9	—10,4	—5,9	—7,5	—40,7	—25,4	—22,2	—12,6	—16,0	—86,8
3,2	—6,5	—7,0	—5,8	—7,5	—9,0	—53,3	—57,4	—47,5	—61,4	—73,7
1,7	—10,4	—7,6	—9,7	—9,5	—8,7	—100,0	—73,0	—93,2	—91,3	—83,6
—	—0,4	—0,4	—0,4	—0,38	—0,4	—100,0	—100,0	—100,0	—95,0	—100,0
0,1	—11,0	—10,3	—10,7	—9,7	—10,9	—100,0	—93,6	—97,3	—88,2	—99,1
1,7	—17,4	—14,2	—14,7	—15,1	—15,7	—100,0	—81,5	—84,4	—86,7	—90,2
0,2	—7,9	—7,2	—7,6	—5,5	—7,7	—100,0	—91,1	—96,2	—69,6	—97,4
1,5	6,7	—3,3	—4,2	—1,3	—2,9	152,3	—75,0	—95,4	—29,5	—65,9
0,2	4,5	—0,3	—0,4	—0,1	—0,7	500,0	—33,3	—44,4	—11,1	—77,7
6,2	—0,6	—0,1	0,8	0,8	5,6	—100,0	—16,6	133,3	133,3	933,3
3,1	1,57	6,27	2,27	19,97	3,07	5233,3	20900	7566,6	66566,6	10233,3

Таблица 2

Монокварциты	Привнос-вынос									
	Абсолютная разница, г.					Относительная разница, %				
	2—1	3—1	4—2	5—1	2—1	5—1	3—1	4—1	6—1	6—1
196,8	5,9	4,6	—8,1	—21,9	21,1	3,3	2,6	—4,6	—2,4	12,0
1,8	—1,5	—0,5	0,3	0,2	0,3	—100,0	—33,3	20,0	13,3	20,0
16,5	—6,5	—3,1	8,4	1,0	—19,0	—18,3	8,7	23,6	2,8	—53,5
2,5	2,8	—0,5	—2,6	—0,7	—4,5	40,0	—7,1	—37,1	—10,0	—64,3
2,1	—4,1	—0,1	—3,9	—2,2	—2,0	—100,0	+2,4	—95,1	—53,6	—48,8
—	—0,3	—0,28	—0,3	—0,28	0,3	—100,0	—93,3	—100,0	—93,3	—100,0
—	—6,3	—5,8	—6,3	—5,8	—6,3	—100,0	—92,1	—100,0	—80,9	—100,0
1,4	—3,0	—3,1	—3,1	—2,9	—3,2	—65,2	—67,4	—67,4	—63,0	—69,5
0,2	—10,4	—9,9	—10,0	—6,6	—10,2	—100,0	—95,2	—96,1	—63,4	—98,0
0,4	0	—9,0	—9,5	—4,5	—9,2	0	—93,7	—99,0	—46,0	—95,8
0,2	2,8	0,2	6,3	0,4	—0,6	350,0	25,0	787,5	50,0	—75,0
—	—0,4	0	0,1	0	—0,4	0	0	25	0	—100,0
—	3,6	1,8	0,4	10,8	—0,1	3600	1800	400	10800	—100,0

цитах. При этом образование последних по андезитоидам шло со значительным обогащением калия по сравнению с неизмененными породами. Алюминий, железо выносились из зоны монокварцитов и переотлагались в зоне алунитовых, пирофиллитовых и каолинитовых вторичных кварцитов. Привнос P_2O_5 в каолинитовую фацию в обоих случаях с одновременным выносом его из других фаций выразился в образовании апатита — минерала, постоянно присутствующего во вторичных кварцитах.

Суммируя данные, полученные при изучении геологической позиции и фациального строения массивов вторичных кварцитов Кызылчекинского поля, можно в общих чертах реставрировать историю вулканических процессов, непосредственно связанных с формированием вторично-кварцитовой формации.

После завершения жалгызагашской подфазы (P_2^1) позднегерцинского вулканического цикла в Южной Джунгарии, в которую проявились мощные игнимбритовые эксплозии липаритовой и дацито-липаритовой магмы, были заложены новые глубинные разломы, выводившие на поверхность андезито-базальтовую и андезитовую магму. Одной из таких магмоподводящих структур являлся разлом северо-восточного простирания, проходивший вдоль современного юго-восточного фаса гор. Катутау. К этому разлому приурочен крупный Кызылчекинский порфиритовый субвулкан, являвшийся, по-видимому, периферическим очагом жельдыкаринского (P_2^2) стратовулкана. С деятельностью вулкана (или вулканов), питавшегося магмой этого очага, и со становлением самого субвулкана мы и связываем газо- и гидротермальные процессы, сформировавшие метасоматиты Кызылчекинского поля.

Метасоматозу подвергались как вмещающие вулканиты кислого (массивы Кызылчеку I, IV и V) и среднего состава (Кызылчеку II и III). так и, по-видимому, наземные вулканогенные образования самого Кызылчекинского вулкана, к настоящему времени полностью эродированные. Мощность кровли над субвулканом во время наиболее активной стадии метасоматоза измерялась несколькими сотнями метров (по данным Г. М. Власова, 1967, алунитизация протекает на глубинах, не превышающих 300 *м* от поверхности). На долю более древних бескайнарских и жалгызагашских вулканитов приходилось около 100 *м*. Газо- и гидротермы проникали в верхние горизонты по многочисленным радиальным и коническим разрывным нарушениям, связанным со становлением субвулкана. На современном срезе они трассируются многочисленными крутопадающими монокварцитовыми телами. Сами субвулканические порфириты подверглись преимущественно пропилитизации. Таким образом, граница между верхней вторично-кварцитовой и нижней пропилитовой метасоматическими зонами практически совпадала с апикальной поверхностью Кызылчекинского субвулкана.

Основную роль в образовании вторичных кварцитов играли сернокислые гидротермы. Высокотемпературные галоидные растворы не оказали существенного влияния, о чем свидетельствует отсутствие таких высокоглиноземистых фаций, как корундовая. андалузитовая и диаспоровая (эти минералы присутствуют в кызылчекинских кварцитах лишь в качестве незначительной примеси).

Глядя на приведенную карту (см. рис. 1), нетрудно предположить, что мы имеем дело с эрозионными останцами в прошлом гиганского поля вторичных кварцитов, центр которого, по-видимому, находился, примерно, посредине линии, соединяющей массивы Кызылчеку III и Кызылчеку V.

УДК 552.331.1(574.41)

В. Д. СТЕРКИН, В. Я. КОШКИН, Д. И. ГАЛУЗО

ЩЕЛОЧНЫЕ ГРАНИТОИДЫ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Среди позднепалеозойских интрузивных образований Северо-Восточного Прибалхашья, сформировавшихся на орогенном этапе развития герцинид Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы, щелочные гранитоиды являются одними из наиболее молодых. Моложе их лишь аляскиты и лейкократовые граниты, внедрением которых завершается герцинская история этого региона.

До последних лет щелочные гранитоиды совместно с аляскитами и лейкократовыми гранитами рассматривались как равнозначные члены единого полифациального самого позднего палеозойского или кызылтасского комплекса. Лишь при крупномасштабных геологических исследованиях была выявлена их полная автономия, что позволило выделить щелочные гранитоиды в самостоятельный кикунтайский комплекс (Стеркин, Ковалевский, 1971). Основными критериями для разделения позднепалеозойских интрузивных образований на два самостоятельных комплекса явились: 1) четкое прорывание щелочных гранитоидов аляскитовыми и лейкократовыми гранитами (рис. 1), 2) наличие собственных фаз или дополнительных подфаз (субфаз) в каждом комплексе; 3) территориальное обособление интрузивных тел обеих комплексов; 4) разные по составу дайки второго этапа, характерные для каждого комплекса, и четкое срезание дайковых поясов кикунтайского комплекса аляскитами (см. рис. 1); 5) пространственная приуроченность щелочных гранитоидов к районам развития щелочных кислых вулканитов верхней перми, близких к ним по своим петро- и геохимическим особенностям, что позволяет говорить об их отдаленной* комагматической связи; 6) различная петро- и геохимическая специализация аляскитов и щелочных гранитов.

Позднепермский возраст кикунтайского комплекса определен по прорыванию базальтоидов курайлинской свиты (верхняя пермь по данным ископаемой флоры и споро-пыльцевых комплексов), а также более молодых субвулканических порфиров и покровных пирокластов трахилипаритового состава. Однако, биостратиграфическое обоснование возраста не соответствует данным радиологии, согласно которым абсолютные значения возраста щелочных гранитов колеблются от 300±15 до 310±15 миллионов лет (по биотиту, определение Т. П. Семеновой).

В кикунтайском комплексе выделяются две фазы: ранняя-щелоч-

* В отличии от прямой комагматической связи между покровными вулканитами и синхронными субвулканическими интрузиями.

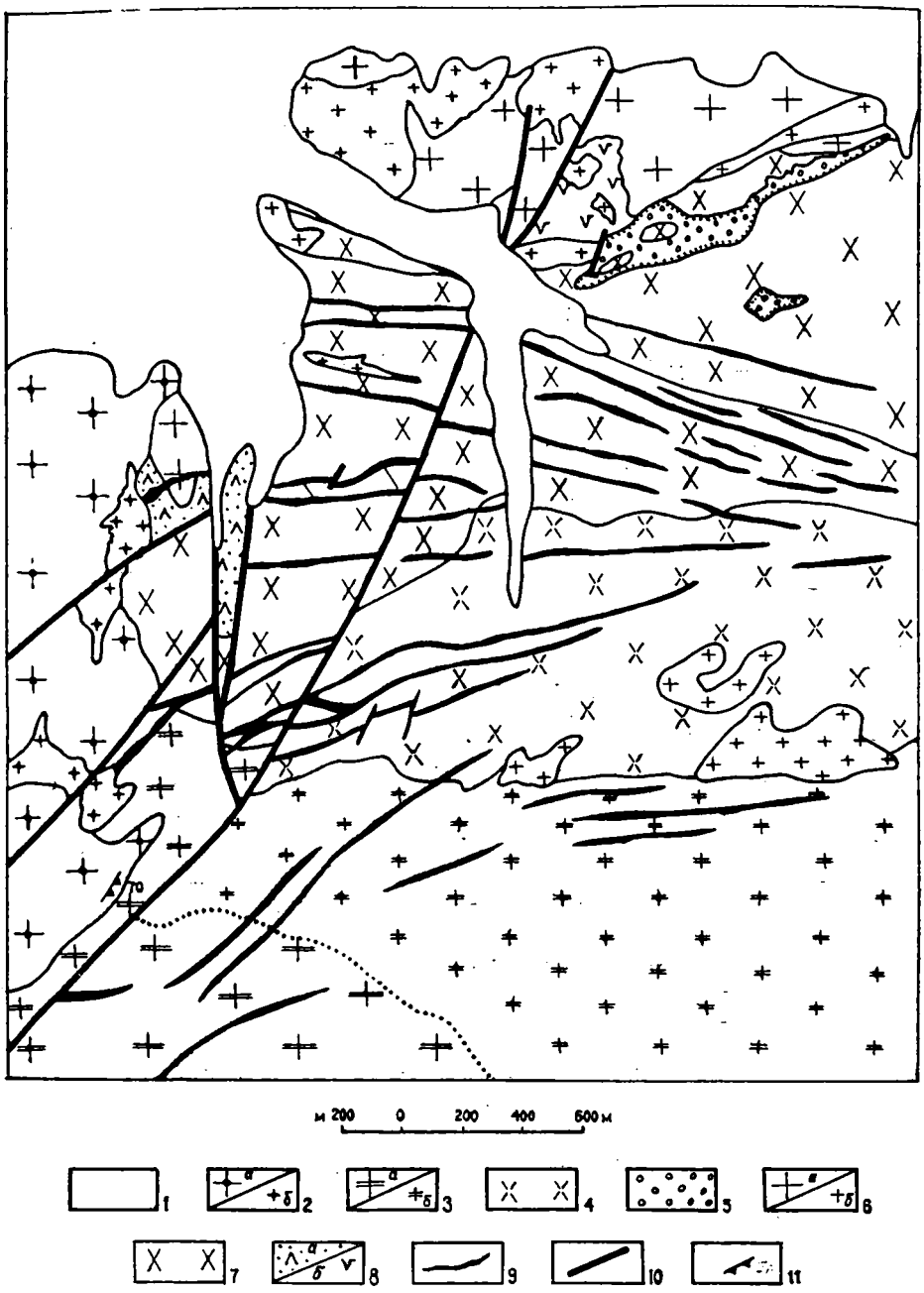


Рис. 1. **Схематическая геологическая карта северной части Кызылтасского массива.** *1* — рыхлые отложения; *2* — аляскиты баканасского комплекса: а) крупно- и среднезернистые, б) мелкозернистые; *3* — щелочные граниты кикунтайского комплекса: а) крупно- и среднезернистые, б) мелкозернистые; *4* — сиенит-диориты ушобинского комплекса; *5* — туфоконгломераты кызылкиинской свиты; *6—7* — кокдалинский комплекс; *6* — граниты поздней фазы: а) среднезернистые, б) мелкозернистые; *7* — диориты и гранодиориты ранней фазы; *8* — вулканиты среднего карбона-нижней перми: а) дацитовые туфы, б) андезито-базальты; *9* — дайки щелочных гранит-порфиритов; *10* — разломы; *11* — направление падения интрузивных контактов.

ные граносиениты, сиеногранодиориты, сиениты, реже сиенито-диориты и поздняя: крупно- и среднезернистые щелочные граниты с субфазой мелкозернистых разновидностей того же состава.

Наиболее яркими представителями комплекса являются массивы на правобережье р. Баканас — Улькен-Кикунтайский и Кызылтасский (южная и центральная части); кроме того, к этому комплексу могут быть, по-видимому, отнесены несколько интрузий (в частности Кызылкайнарская) в восточной и северной частях Баканасского синклинория, которые еще недостаточно изучены. Их геологическое строение, а также структура, экзо- и эндоконтактовые изменения, метасамотоз, дайковая фация интрузивных пород кикунтайского комплекса частично были описаны ранее (Стеркин, Ковалевский, 1971).

Породы ранней фазы* представлены буровато-красными средне и мелкозернистыми резко порфировидными щелочными граносиенитами, сиенитами и сиеногранодиоритами. Они слагают значительные участки на востоке Кызылтасского массива, а также краевые части Кызылкайнарского плутона. С породами поздней фазы они имеют повсеместно четкие резкие контакты без переходов. Дайки первого этапа щелочных гранитов прорывают породы ранней фазы. Шире всего развитые среди пород ранней фазы щелочные граносиениты и сиеногранодиориты обладают порфировидной призматическизернистой до трахитоидной структурами. В их составе основная роль принадлежит полевым шпатам (резко преобладает калишпат: ортоклаз, ортоклаз-пертит, анортоклаз; плагиоклаз представлен олигоклазом) — 78—80%, затем кварцу — 15—20%. Количество фемических не превышает 5—10%, (биотит, меньше роговая обманка, рибекит, эгирин).

Породы поздней (основной) фазы кикунтайского комплекса, представлены тремя основными фациальными разновидностями щелочных гранитов: 1) сиреневыми эгирин-рибекитовыми гранитами; 2) розовыми щелочными биотитовыми гранитами и 3) красными щелочными биотит-роговообманковыми гранитами.

В эгирин-рибекитовых гранитах, которые почти нацело слагают Улькен-Кикунтайский и значительные участки Кызылтасского массивов, среди полевых шпатов преобладают пелитизированный анортоклаз, ортоклаз-пертит, реже ортоклаз и микроклинпертит (калишпата — 50—55%). Слабо серицитизированного альбита до 20—25%. Количество кварца также обычно не превышает 20—25%. Эгирин или эгирин-авгит (3—5%) и рибекит (5—7%) замещены эпидотом, цоизитом и хлоритом. Из акцессорных (до 2%) характерны гематит (очень типичен), апатит, рутил, ильменит, лейкоксен, сфен, циркон, реже монацит и ортит. В розовых биотитовых гранитах, которые слагают больше половины Кызылтасского массива, в отличие от эгирин-рибекитовых фемическая часть представлена биотитом (до 5—7%), сопровождающимся мусковитом и эгирином (эгирин-авгитом), полностью замещенным эпидотом (до 3%). Количество кварца возрастает до 30%. Для красных биотит-роговообманковых гранитов характерно появление нормальной роговой обманки (до 2%) и уменьшение количества биотита до 3—5%. Эта разновидность имеет ограниченное распространение только в Кызылтасском массиве.

Дополнительная подфаза (субфаза) поздней фазы представлена мелкозернистыми разновидностями описанных выше щелочных гранитов, щелочных граносиенитов, гранит-порфирами. В отличие от подобных образований краевых и апикальных частей они имеют резкие контакты с породами фазы и образуют трещинные и изометричные, часто

* В более ранних работах (Стеркин, Ковалевский, 1971) эта фаза не выделялась. Породы этого состава относились к раннему позднепермскому комплексу сиенитоидов.

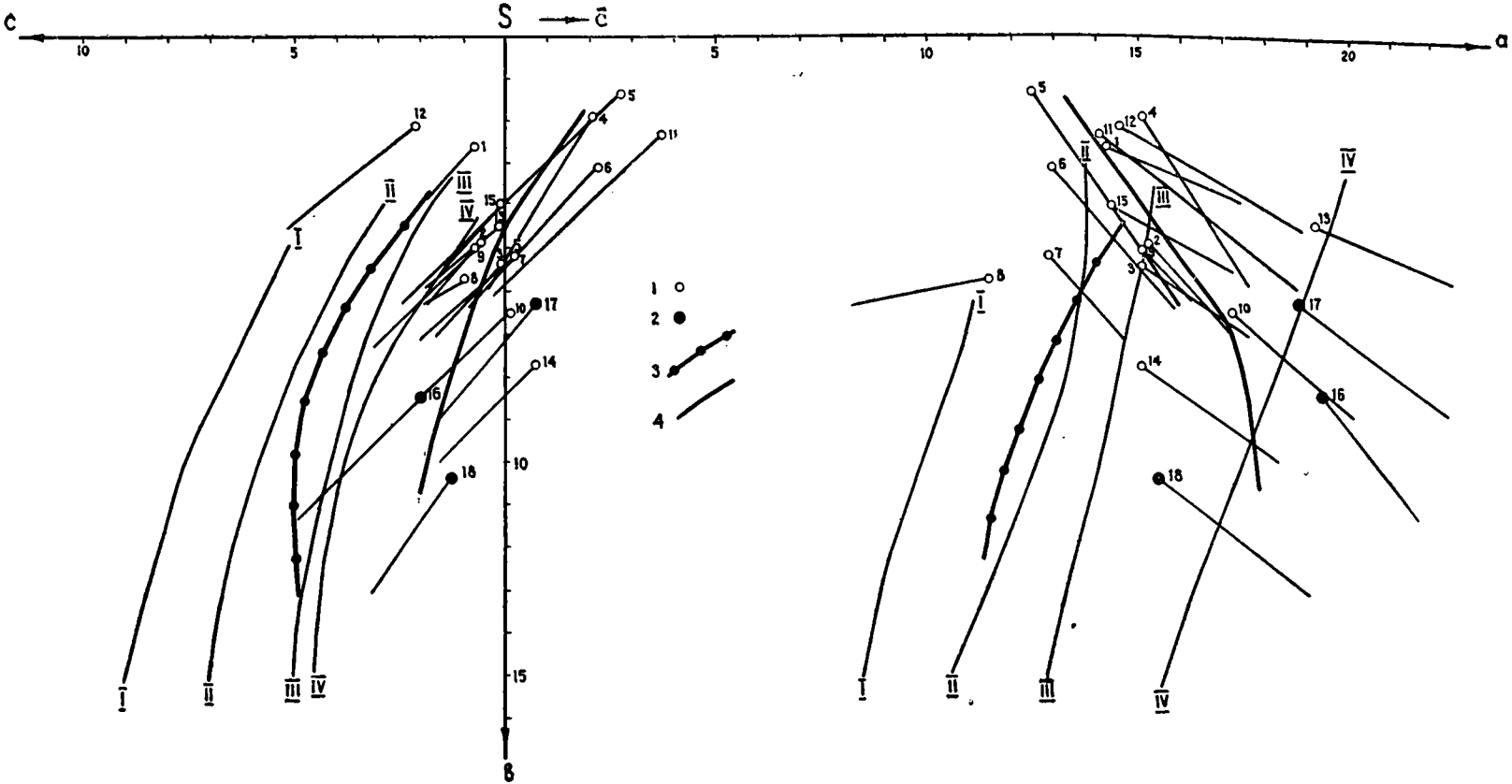
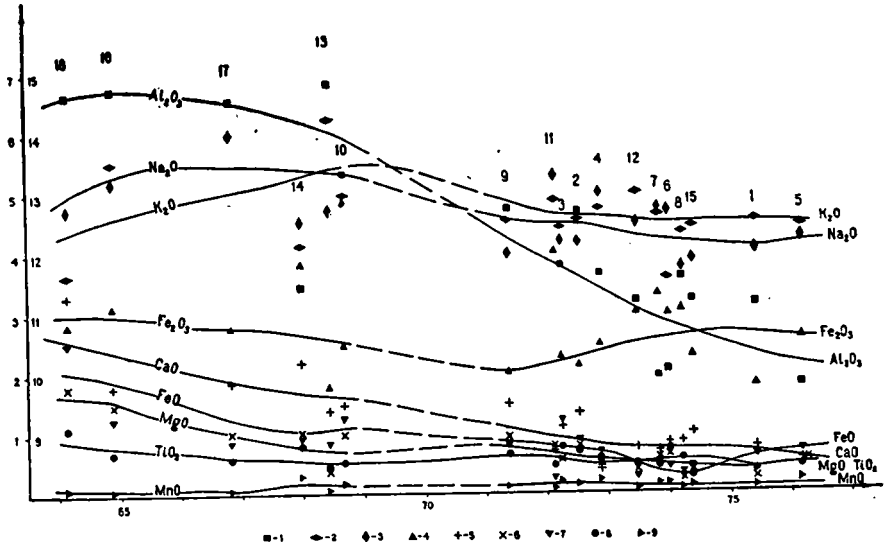


Рис. 2. **Диаграмма А. Н. Заварицкого для пород кикунтайского комплекса.**
1 — щелочные граниты поздней фазы; *2* — щелочные сиеногранодиориты и граносиениты ранней фазы, *3* — вариационная линия нормальных интрузивных пород по Р. Дели; *4* — вариационная линия пород кикунтайского комплекса. I—IV — новейшие магматические ассоциации по А. Н. Заварицкому: I — Пеле, II — Лассен-Пик, III — Иеллоустонский парк; IV — Этна.

субгоризонтально или полого залегающие тела и жилы, приуроченные к трещинам первичной отдельности. Мощность жил колеблется от нескольких см до 1,5 м. Довольно крупное округлое лакколитообразное тело мелкозернистых щелочных гранитов дополнительной субфазы выделено в северной части Кызылтасского массива.

Весьма специфичен химизм гранитоидов кикунтайского комплекса, в состав которого входят породы, содержащие щелочные амфиболы и пироксены. На векторной диаграмме (рис. 2) фигуративные точки образуют довольно плотный рой со значениями «в» от 1,5 до 10 (наибольшая концентрация от 2 до 6), что характерно для пород не более основных чем гранодиориты. Колебания параметра «а» от 11 до 19 (для большинства точек 14—16) при низком значении «с» (или замене его параметром «с̄») демонстрируют высокую щелочность (для типового щелочного гранита по Р. Дели — «а» — 15,6 «в» — 4,1, «с» — 0,1). Вариационная линия на плоскости BSA в «средней» своей части располагается правее линии «Этны», а в «кислой» приближается к линии «Иеллоустонского парка». Таким образом, на фоне общей высокой щелочности наиболее щелочными являются менее кислые породы поздней фазы. Линия изменения коэффициента агпаитности (рис. 3) параллельна таковой для типовых составов щелочных интрузивных пород до Р. Дели, а сам коэффициент закономерно возрастает (от 0,6 до 0,85) с увеличением SiO_2. Согласно классификации Пикока (известково-щелочной индекс — 53,70) породы комплекса могут быть отнесены к щелочно-известковой (на границе со щелочной) группе (см. рис. 3), а по А. Ритману (сериальный индекс —



Р и с. 4. **Диаграмма Харкера для пород кикунтайского комплекса номера проб, как в таблице.**
1 — Al_2O_3, *2* — K_2O, *3* — Na_2O, *4* — Fe_2O_3, *5* — CaO, *6* — MgO, *7* — FeO, *8* — TiO_3 *9* — MnO.

2,82) к «слабой» (наиболее щелочной) подгруппе тихоокеанской родственной группы. Весьма характерной чертой пород кикунтайского комплекса является небольшое преобладание K_2O (в среднем 4,47) над Na_2O (4,35) или их примерно равные соотношения (рис. 4).

Показательны также корреляционные связи * некоторых петроген-

* Подсчет коэффициентов корреляции сделан при уровне значимости 0,05.

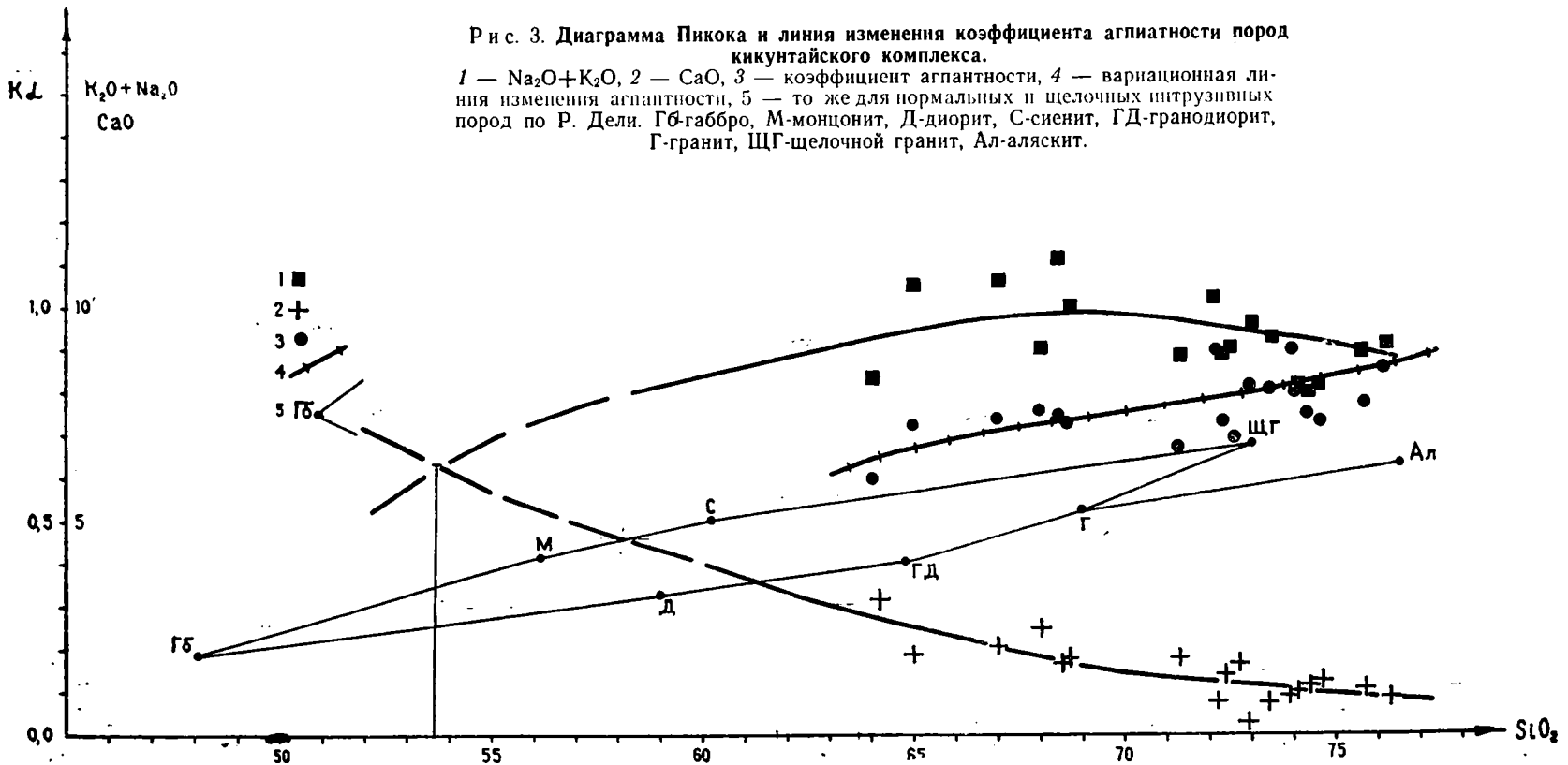


Рис. 3. **Диаграмма Пикока и линия изменения коэффициента агпиатности пород кикунтайского комплекса.**

1 — Na_2O+K_2O, *2* — CaO, *3* — коэффициент агпантности, *4* — вариационная линия изменения агпантности, 5 — то же для нормальных и щелочных интрузивных пород по Р. Дели. Гб-габбро, М-монцонит, Д-диорит, С-сиенит, ГД-гранодиорит, Г-гранит, ЩГ-щелочной гранит, Ал-аляскит.

ных окислов. В частности, кремнезем не имеет прямой значимой связи ни с одним из петрогенных окислов, что существенно отличает щелочные гранитоиды от подобных пород других комплексов.

Геохимическая специализация щелочных гранитоидов, определяющаяся соотношениями элементов-примесей, тесно зависит от их химического и петрографического состава. Объективно она может быть рассмотрена на фоне других позднепалеозойских гранитоидных комплексов Северо-Восточного Прибалхашья. Для кикунтайского комплекса прежде всего характерны высокие средние содержания** иттрия (0,0067%) и ниобия (0,0077%). Максимальные фоновые содержания их в объеме комплекса (0,0089% и 0,0098%) установлены в эгирин-рибекитовых гранитах, а минимальные (0,0040% и 0,0035%) — в щелочных биотитовых гранитах и щелочных граносиенитах. Кроме того, в эгирин-рибекитовых гранитах (Улькен-Кикунтайский массив) присутствует иттербий (фоновое 0,001%), совершенно нетипичный для гранитов других комплексов и отмечающийся в незначительных количествах (0,0006%) лишь в некоторых аляскитах.

Средние содержания Pb и Zn составляют соответственно 0,0063% и 0,011% и являются наиболее высокими среди всех гранитов позднего палеозоя (для аляскитов Pb — 0,0051%, Zn — 0,0068%. В отличие от гранитов других комплексов характерны более высокие фоновые содержания Sr (0,0130%), Sc (0,0018%), (Mo 0,00055%), причем наиболее «высокий» молибден типичен для эгирин-рибекитовых, а стронций — для щелочных биотитовых гранитов (0,0094%) и граносиенитов (0,022%). С другой стороны, во всех разновидностях гранитоидов кикунтайского комплекса установлены очень низкие средние фоновые содержания меди (0,0011%), фоновые содержания других элементов примесей (Co, Li, Be, Ni, Ga, Sn, Cr, Zr и др.) в породах кикунтайского комплекса близки к таковым в других позднепалеозойских гранитоидах и не могут быть взяты за основу при сравнении их геохимии.

Таким образом, поздний позднепермский кикунтайский комплекс щелочных гранитоидов является самостоятельным, достаточно четко геологически обособленным магматическим подразделением. Его возникновение увязывается с заключительными стадиями позднепалеозойского орогенного магматизма, и по тектономагматической сущности он может рассматриваться, как комагмат позднепермских кисло-щелочных вулканитов (Перекалина и др., 1969; Стеркин, Ковалевский, 1971). Анализ геологического материала позволяет наметить основные признаки этого комплекса, а именно: 1) обязательное присутствие щелочных амфиболов и пироксенов; 2) высокая щелочность пород и частое преобладание K_2O над Na_2O; 3) высокие фоновые содержания иттрия, ниобия, свинца, молибдена; 4) размещение интрузивных массивов в районах развития верхнепермских трахилипаритовых вулканитов и их эпизональный характер.

Магматиты кикунтайского комплекса, а особенно участки их автометасоматического преобразования, весьма перспективны на обнаружение повышенных концентраций редкоземельных элементов.

** Среднее содержание, доверительные интервалы, дисперсия, стандарт и коэффициенты парной корреляции определена с помощью ЭВМ при обработке данных полного полуколичественного спектрального анализа (при минимальном n=50).

УДК 550.422(574.41)

М. Б. МЫЧНИК, В. А. АСТАШКИН

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГЕОХИМИИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

В многочисленных публикациях. посвященных верхнепалеозойскому вулканизму Северо-Восточного Прибалхашья, почти отсутствуют сведения о геохимических особенностях вулканитов, о элементах-примесях, которые вместе с петрогенными компонентами дают объективные характеристики породам. Практически отсутствуют сведения о фоновых содержаниях элементов-примесей, неизвестно поведение их при развитии вулканизма и т. д. Собранный в 1966—71 гг. в Алакольском синклинории большой фактический материал, возможно частично восполнит указанные пробелы. Из различных вулканогенных пород верхней перми было отобрано около 10000 геохимических проб. Результаты спектральных анализов после математической обработки были систематизированы и по ним сделаны обобщенные выводы.

Вулканиты верхней пермии в Северо-Восточном Прибалхашье занимают большую площадь, слагая несколько вытянутый в северо-западном направлении Алакольский синклинорий. Выходы их почти непрерывной полосой прослеживаются на 150 *км,* при ширине до 50—70 *км.* Рассматриваемые образования относятся к контрастной трахилипарит-трахибазальтовой формации, состоящей из мощных, в основном вулканогенных, накоплений курайлинской свиты, жерловых и субвулканических образований.

Курайлинскую свиту образуют, главным образом, покровы оливиновых и оливино-пироксеновых, реже пироксеновых базальтовых и андезито-базальтовых, а также трахибазальтовых и трахиандезито-базальтовых порфиритов. Кислые эффузивы имеют подчиненное значение. Они представлены лавами, игнимбритами и туфами трахилипаритового, липарито-трахитового и в редких случаях липаритового составов, образующими среди базальтоидов невыдержанные прослои, преимущественно в верхней части свиты. Отмечаются также прослои конгломератов, песчаников, алевролитов, иногда пелитоморфных известняков. Общая мощность курайлинской свиты 2000—2500 *м.* Условно ее можно разделить на три подсвиты. На подстилающих кармысской (P_2) и кызылкиинской (P_1) свитах она залегает с угловым несогласием, но наследует их общий структурный план. Породы свиты смяты в пологие брахискладки, целостность которых нарушена разломами субширотного — северо-западного и субмеридионального — северо-восточного направлений. Позднепермский возраст курайлинской свиты установлен по остаткам флоры и спорово-пыльцевому комплексу.

В поле развития курайлинской свиты установлены реликты позднепермских вулканов центрального и трещинного типов, приуроченные обычно к субмеридиональным крупным разломам. Они представлены простыми некками, дайками и дайкообразными телами, сложенными, как и курайлинская свита, основными и кислыми продуктами. Некки обычно имеют размеры от 10—50 до 1000 *м* в поперечнике. Встречаются отдельные жерла размером до 1,5—3,5 *км*, а наиболее крупный Тансыкский вулкан, состоящий из нескольких смыкающихся и пересекающихся некков, представляет единый вулканический массив длиной 10 и шириной до 5—6 *км*.

Субвулканические интрузии образуют обычно небольшие лакколитообразные, штокообразные, дайкообразные или неправильной формы тела, большое количество силлов и даек основного и кислого состава, прорывающих курайлинскую, кармысскую и кызылкиинскую свиты. Основные породы представлены оливиновыми и оливино-пироксеновыми базальтовыми, диабазовыми, андезито-базальтовыми, а также трахибазальтовыми, эссексит-диабазовыми и трахиандезито-базальтовыми порфиритами, а кислые — трахилипаритовыми, липарито-трахитовыми, трахитовыми порфирами, а также граносиенит-порфирами и кварцевыми сиенит-порфирами. По петрографическим и петрохимическим особенностям они близки с аналогичными породами курайлинской свиты, с которыми, по-видимому, комагматичны. Несколько особняком стоит группа кислых автомагматических брекчий, происхождение которых в значительной степени обязано гибридизму.

Количественно кислые породы субвулканической фации, в отличие от эффузивов, если не преобладают, то равны породам основного состава. Встреченные в незначительном количестве кварцевые диоритовые порфириты, сиенито-диоритовые порфириты и др., видимо, имеют метасоматическое происхождение и образовались, по-видимому, путем гранитизации основных порфиритов.

Основные субвулканические образования не создали значительных массивов, и обычно слагают дайки и силлы мощностью 1—20 *м* и более. Реже они выполняют небольшие дайкообразные и штокообразные тела площадью 1—3 *км*^{2}, иногда несколько более. Кислые породы, кроме большого числа даек и небольших тел, слагают несколько крупных массивов вытянутых лакколитов, этмолитов, блюдцеобразных и силлообразных тел, обнажающихся на площади 20—30 *км*^{2} и более (Улькен-Кугульдур, Кишкене-Кугульдур, Аккирек, Кызылкия).

Породы нередко окварцеваны, альбитизированы, цеолитизированы, пропилитизированы, хлоритизированы, карбонатизированы. Основные породы под воздействием кремнисто-калиевого метасоматоза, особенно интенсивно проявившегося среди жерловых и субвулканических пород, иногда в той или иной степени гранитизированы. Для кислых субвулканических и особенно жерловых пород характерно окварцевание, в результате чего они иногда превращены во вторичные кварциты. С гидротермальными процессами связаны проявления меди и молибдена. Первые приурочены к базальтоидам, вторые к кислым жерловым образованиям.

Несколько крупных рвущих тел (Аккирек, Жананур, Бериктас и др.) сложены автомагматическими брекчиями кислого состава. В отличие от обычных субвулканических образований, они, наряду с вкрапленниками и обычной для кислых лав основной массой, содержат обломки минералов и пород. Кроме того, они несут признаки, свидетельствующие о значительной роли гибридизма при их образовании: присутствие более или менее переработанных ксенолитов основных пород, несоответствие состава вкрапленников и основной массы, необычные комбинации минералов.

Породы как основного, так и кислого состава отличаются повышен-

ной щелочностью. Натрий обычно преобладает над калием, а железо над магнием. Кислые породы иногда пересыщены глиноземом и иногда — слабо щелочами (табл. 1).

Таблица 1

Химические составы вулканогенных пород верхней перми

Окислы	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	53,60	49,60	54,70	48,89	72,32	73,31	73,17	64,13
TiO_2	1,08	1,26	1,13	1,29	0,34	0,38	0,27	0,80
Al_2O_3	17,16	16,59	17,22	16,96	14,23	13,46	13,01	16,60
Fe_2O_3	6,96	7,18	6,28	5-86	1,57	1,78	1,12	3,26
FeO	1,27	2,41	1,84	3,98	0,48	0,67	0,75	1,12
MnO	0,13	0,16	0,16	0,15	0,06	0,07	0,08	0,12
MgO	3,14	4,84	3,56	4,90	0,44	0,49	0,45	1,20
CaO	6,59	7,69	6,01	8,22	0,43	0,41	0,55	1,91
Na_2O	4,26	3,74	4,34	3,80	4,28	4,47	4,79	4,45
K_2O	2,23	2,17	2,51	1,97	5,31	3,92	4,95	4,41
H_2O	0,83	0,28	0,21	0,45	0,08	0,08	0,28	0,47
P_2O_5	0,52	0,54	0,48	0,66	0,07	0,11	0,08	0,22
SO_3	0,05	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02	0,14	0,09
п.п.п.	2,15	3,44	1,96	2,71	0,50	0,54	0,31	1,10
Сумма	99,97	99,91	100,41	99,77	100,13	99,71	99,95	99,88
a	13,5	11,9	13,6	11,8	16,5	14,8	16,7	16,3
c	5,3	5,7	5,1	6,0	0,5	0,5	0,3	2,3
b	16,3	21,8	16,1	22,7	3,4	4,4	2,7	7,4
s	64,9	60,6	65,2	59,5	79,6	80,3	80,3	74,0
f′	47,0	41,2	46,5	41,5	54,9	47,1	50,0	53,7
m′	34,3	39,8	38,4	38,4	21,6	17,6	26,2	27,8
c′	18,7	19,0	15,1	20,1	—	—	23,8	—
a′	—	—	—	—	23,5	35,3	—	18,5
n	72,4	72,7	73,2	74,7	55,2	64,5	59,7	60,5
t	1,5	1,9	1,5	1,5	0,3	0,5	0,3	0,9
φ	38,6	29,5	34,6	23,2	39,2	32,3	23,8	38,9
Q	—2,4	—8,5	—4,9	—10,7	25,8	30,5	26,9	12,9
a/c	2,6	2,1	2,7	2,0	31,1	32,2	64,2	7,0

1 — андезито-базальтовые и трахиандезито-базальтовые порфириты курайлинской свиты (среднее 28 анализов); *2* — базальтовые и трахибазальтовые порфириты курайлинской свиты (среднее 11 анализов); *3* — субвулканические андезито-базальтовые и трахиандезито-базальтовые порфириты (5 анализов); *4* — субвулканические базальтовые, диабазовые и эссексит-диабазовые профириты (6 анализов;) *5* — трахилипаритовые порфиры курайлинской свиты (3 анализа); *6* — трахилипаритовые порфиры жерловой фации (4 анализа); *7* — трахилипаритовые порфиры субвулканической фации (3 анализа); *8* — автомагматические брекчии кислого (трахидацитового) состава (гибридные образования (5 анализов).

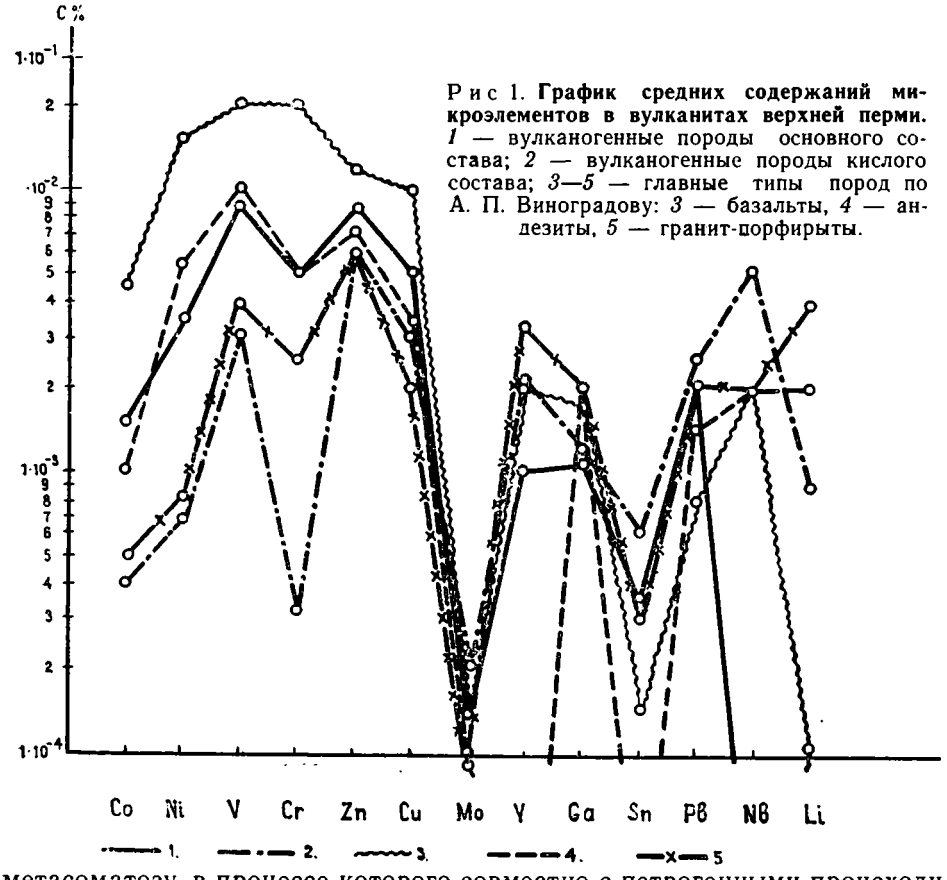
Приближенно-количественным спектральным анализом установлено, что важнейшими микроэлементами вулканитов верхней перми являются Co, Ni, V, Cr, Zn, Cu, Pb, Mo, Sn, Y, Ga. Кроме них, нередко устанавливаются Li и Nb, которые характерны, главным образом, для кислых пород. Средние содержания микроэлементов показаны в табл. 2, в которой видно, что базальтоиды эффузивной и субвулканической фаций имеют в основном одинаковые значения средних содержаний Co, Ni, V, Cr, Li, Ga, Sn, Pb, Y, Mo и Nb. Незначительные изменения в концентрациях наблюдаются для Zn и Cu. Так, среднее содержание цинка несколько выше в базальтоидах эффузивной фации, а меди — наоборот.

Сравнивая средние содержания микроэлементов базальтоидов верхней перми с таковыми для главных типов пород по А. П. Виноградову можно отметить, что по Co, Ni, V, Cr, Cu и Zn они более близки к андезитам, а по Mo, Y, Ga, Li и Nb — приближаются к базальтам. Таким образом, по большинству микроэлементов они занимают промежуточное положение между основными и средними породами, т. е. близки к андезито-базальтам. Это полностью соответствует данным петрографии. Повышенные содержания Sn и Pb, по-видимому, обязаны широко проявленному в базальтоидах верхней перми наложенному кремнисто-калиевому

Таблица 2

Средние содержания микроэлементов в вулканогенных породах верхней перми (в %)

№№ пп.	Название породы	К-во анализов	Co n·10⁻³	Ni n·10⁻³	V n·10⁻³	Cr n·10⁻³	Zn n·10⁻³	Cu n·10⁻³	Mo n·10⁻³	Y n·10⁻³	Ga n·10⁻³	Sn n·10⁻³	Pb n·10⁻³	Nb n·10⁻³	Li n·10⁻³
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
1.	Базальтовые порфириты эффузивной фации курайлинской свиты	973	1,6	3,9	8,8	5,5	9,6	4,7	0,14	1,1	1,1	0,36	2,1	«сл»	0,1
2.	Базальтовые порфириты субвулканической фации	82	1,75	3,1	10,0	4,3	7,3	7,2	0,12	0,8	1,1	0,31	1,85	0,3	0,2
3.	Базальтоиды верхней перми в целом	1055	1,63	3,6	9,2	5,0	8,8	5,2	0,13	0,96	1,1	0,35	2,00	«сл»	0,10
4.	Трахилипаритовые и липарито-трахитовые порфиры эффузивной фации курайлинской свиты	50	0,43	0,65	3,0	0,35	5,6	3,7	0,16	0,7	1,6	0,55	2,6	3,1	1,0
5.	Трахилипаритовые и липарито-трахитовые порфиры субвулканической фации	323	0,38	0,70	3,2	0,3	6,1	2,9	0,2	2,9	1,2	0,6	2,4	6,1	0,8
6.	Трахилипаритовые и липарито-трахитовые порфиры верхней перми в целом	373	0,4	0,68	3,1	0,32	6,0	3,1	0,2	2,2	1,3	0,6	2,5	5,2	0,9
7.	Автомагматические брекчии кислого состава (гибридные образования)	284	0,62	0,92	4,0	0,9	6,0	4,3	0,16	0,7	1,35	0,31	2,6	3,5	1,4



Р и с 1. **График средних содержаний микроэлементов в вулканитах верхней перми.** *1* — вулканогенные породы основного состава; *2* — вулканогенные породы кислого состава; *3—5* — главные типы пород по А. П. Виноградову: *3* — базальты, *4* — андезиты, *5* — гранит-порфиры.

метасоматозу, в процессе которого совместно с петрогенными происходил привнос и этих элементов.

Рассматривая средние содержания микроэлементов в кислых вулканитах верхней перми в целом, следует отметить, что в них, по сравнению с основными, резко сокращено количество Co, Ni, V, Cr и в то же время значительно возросло — Y, Nb и Li. Концентрации Cu, Zn, Mo, Ga, Sn и Pb остаются примерно одинаковыми. Породы как эффузивной, так и субвулканической фаций, характеризуются почти равными содержаниями микроэлементов. Исключение составляют иттрий и ниобий, средние содержания которых в породах субвулканической фации в 2—4 раза выше, чем в эффузивах (от 0,0007% до 0,0029% для иттрия и от 0,0031% до 0,0061% для ниобия). Последнее, по-видимому, объясняется неодинаковым распространением в породах различных фаций циркона и монацита.

Сравнивая средние содержания микроэлементов в кислых вулканитах верхней перми, с таковыми по А. П. Виноградову можно увидеть, что по Co, Ni, V, Cu, Mo, Y и Pb они имеют практически одинаковые значения и лишь для Cr и Nb наблюдаются значительные отклонения: для хрома в сторону уменьшения, для ниобия — увеличения.

Автомагматические брекчии трахидацитового и трахилипаритового состава, в связи с широко проявленным в них гибридизмом, дают широкий разброс концентраций микроэлементов. Тем не менее, их средние содержания в целом свидетельствуют о родстве с кислыми вулканитами.

Данные геохимии, как петрографии и петрохимии, свидетельствуют о контрастности позднепермской вулканогенной формации, в которой развиты породы основного и кислого составов, при практическом отсутствии средних. Это заставляет предполагать одновременное существование двух магматических очагов — базальтового и гранитного.

УДК 551.42(574.51)

Б. Н. ТУРСУНОВ

ПЕТРОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОСАДОЧНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ИЛИЙСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

В 1970—72 гг. проводилось изучение физических свойств осадочно-вулканогенных пород Южной и Юго-Западной Джунгарии, Заилийского Алатау и Кендыктаса, входящих в состав Илийского мегасинклинория. Исследованиями были охвачены почти все свиты района и основные разновидности пород, их слагающие. На прилагаемом рисунке показаны места расположения маршрутов, по которым произведен отбор образцов. Маршруты равномерно распределены по всей исследумеой территории (рис. 1). Пройдено 42 маршрута общей протяженностью 320 *км*, и по ним отобрано около 7000 ориентированных образцов. Все образцы исследованы в петрофизической лаборатории экспедиции на магнитную восприимчивость, естественную остаточную намагниченность, плотность, скорость прохождения через образец упругих продольных ультразвуковых волн и общую естественную радиоактивность.

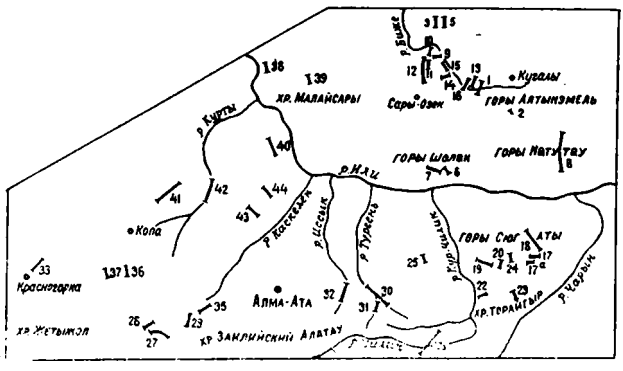


Рис. Схема расположения маршрутов отбора образцов.

Магнитная восприимчивость образцов определялась на каппаметре ИМВ-2 со средней относительной погрешностью 15%; остаточная намагниченность — на астатическом магнитометре МА-21, настроенном на чувствительность 0,15—0,20 *гамм/дел.*, со средней относительной погрешностью 10%; плотность — на технических весах с точностью $\pm 0{,}01$ *г/см*^{3}; скорость — ультразвуковом дефектоскопе ДУК-20 с точностью ± 200 *м/сек*; радиоактивность — на декадно-счетной установке ДП-100 со средней относительной погрешностью 20%. Данные определения физических свойств статистически обработаны; для каждой разновидности пород вычислены средние и модальные (наиболее вероятные) значения и стандартные отклонения (ошибки вычисления среднего). Результаты статистической обработки сведены в таблицы 1 и 2. В табл. 1 приведены физические свойства пород в стратиграфической последовательности. В табл. 2 даются обобщенные данные о физических свойствах каждой

литологической разности без учета их возраста. Возрасты пород определены по среднемасштабным геологическим картам, уточнены по тому XL «Геологии СССР» (Южный Казахстан) и согласованы с геологами, занимавшимися геологическим картированием соответствующих районов. В табл. 1 некоторые названия свит отмечены звездочкой. Это означает, что указанный возраст (название свиты), заимствованный по среднемасштабным геологическим картам, изменен по новым данным. Приведенные в таблицах цифровые значения физических параметров представляют в основном модальные (наиболее вероятные) и частично средние значения.

Краткие выводы, полученные из анализа данных, приведенных в таблицах сводятся к следующему.

Вулканиты кислого состава в целом характеризуются низкой магнитной восприимчивостью ($15—30 \cdot 10^{-6}$ СГС); несколько повышенной остаточной намагниченностью ($30—50 \cdot 10^{-6}$ СГС); низкой плотностью (2,55—2,60 *г/см*^{3}) и скоростью ультразвука (4200—4800 *м/сек*); повышенной радиоактивностью 1,5—2,5 $\frac{\text{имп/мин}}{\text{см}^2}$). Им свойственны высокие значения фактора Q (отношения величины остаточной намагниченности к индуктивной).

Вулканиты среднего и основного состава характеризуются сравнительно высокой магнитной восприимчивостью ($500—1000 \cdot 10^{-6}$ СГС); повышенной остаточной намагниченностью ($300—500 \cdot 10^{-6}$ СГС), плотностью (2,65—2,75 *г/см*^{2}) и скоростью ультразвука (4000—5000 *м/сек*); низкой радиоактивностью (0,5—1,5 $\frac{\text{имп/мин}}{\text{см}^2}$). Фактор Q этих пород, как правило, ниже единицы.

Вулканиты умеренно-кислого состава (дациты) по физическим свойствам занимают промежуточное положение между описанными группами пород.

Средняя плотность кислых вулканитов самой распространенной в Заилийском Алатау кетменской свиты, равна 2,60 *г/см*^{3}. Вулканиты нижнего карбона Заилийского Алатау относительно таких же пород Южной и Юго-Западной Джунгарии, но уже более молодого (поздне-карбонового и пермского) возраста, обладают более низкими значениями остаточной намагниченности, фактора Q и более повышенными значениями плотности.

Вулканиты Южной Джунгарии в целом характеризуются более высокой радиоактивностью и низкой плотностью, чем такие же породы Юго-Западной Джунгарии. Заилийского Алатау и Кендыктаса (см. табл. 2). Наиболее высокими значениями остаточной намагниченности и фактора Q среди кислых вулканитов, обладают игнимбриты.

Вулканиты кислого и умеренно-кислого состава в преобладающем большинстве (около 90%) имеют обратную (отрицательную) намагниченность. Из магнитных минералов, как правило, в них преобладает гематит. Высокие значения фактора Q, обратная намагниченность и содержание в составе гематита свидетельствуют о высокой стабильности этих пород, т. е. о том, что они сохранили элементы магнитного поля Земли, имевшем место во время образования породы. Природа остаточной намагниченности этих пород термоостаточная и химическая.

Вулканиты среднего и основного состава, а также небольшое количество изученных разностей осадочных пород, намагничены (перемагничены) в основном по современному магнитному полю Земли. Основным магнитным минералом у них является магнетит. Породы эти нестабильны. Природа остаточной намагниченности, в основном, вязкая.

У определенного количества образцов вулканитов (5—10% от обще-

го объема) обнаружена намагниченность, вызванная действием (ударом) молнии. Это выражается, как правило, в резком возрастании (до десятков и сотен тысяч единиц СГС) величины вектора остаточной намагниченности и изменении его направления.

Приведенные данные, базирующиеся на большом фактическом материале, могут служить справочным материалом по физическим свойствам осадочно-вулканогенных пород Илийского мегасинклинория.

Таблица 1

Возраст и название пород	Колич. образцов	Наиболее вероятные значения физических параметров: магн. воспр. х 10^{-6} СГС	остаточ. намагн. Jn 10^{-6} СГС	фактор Q = Jn / 0,5 х	радиоакт. γ см²	плотность σ г/см³	скорость Vp м/сек
1	2	3	4	5	6	7	8
Южная Джунгария							
1. Кетменская свита $C_1t—v_1$							
а) Жуантобинская* C_1t (3,5) **							
Игнимбртиты липаритового и липарито-дацитового состава	26	16	23	2,4	3,06	2,57	4260
Туфы этого же состава	30	13	29	2,8	2,54	2,58	4190
б) Мукринская* $C_1t—v$ (3,5)							
Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры	18	54	13	1,5	1,48	2,57	—
Туфы этого же состава	24	7	7	2,1	1,67	2,54	—
2. Алтынэмельская свита $C_1v_2—C_2b$ (1, 3, 5)							
Игнимбриты липарито-дацитового и дацитового состава	27	233	1540	14,5	2,35	2,54	4000
Туфы этого же состава	55	80	55	1,3	1,59	2,62	5020
Андезитовые и дацито-андезитовые порфириты	26	351	81	0,8	1,40	2,67	4680
Туфы этого же состава	34	339	206	1,3	1,30	2,69	4840
3. Дегересская свита $C_2—_3$ (1, 6, 7 ,8, 9, 10, 13, 15, 16)							
Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты	115	290	76	0,7	1,40	2,71	5100
Туфы этого же состава	44	270	60	0,8	1,68	2,64	4740
4. Кугалинская свита $C_3—P_1$ (1, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 15, 16)							
Игнимбриты липаритового и липарито-дацитового состава	149	17	37	4,0	1,90	2,54	4100
Туфы этого же состава	80	31	22	1,0	1,80	2,55	4200
5. Бескайнарская свита P^2_1 (1, 7, 8, 12, 14, 15)							
Андезитовые порфириты	145	670	250	0,9	1,10	2,72	5400
6. Жалгызагашская свита P^1_2 (1, 7, 8, 11, 12, 14, 16)							
Игнимбриты липаритового и липарито-дацитового состава	251	11	87	8,0	2,10	2,56	4200

** Здесь и ниже в скобках указаны номера маршрутов, которыми пересечена свита.

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
7. Жельдыкаринская свита P^2_2 (8, 12, 14, 16)							
Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты	60	690	320	1,1	1,60	2,74	4810
Юго-Западная Джунгария							
1. Кугалинская свита C_3—P_1							
а) Верхняя пермь-нижний триас* (44)							
Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры	65	18	50	8,3	1,50	2,57	4550
б) Чулакская* P_{1-3} (42)							
Игнимбриты липаритового и липарито-дацитового состава	120	13	45	8,0	1,50	2,56	4150
Игнимбриты трахитового и трахидацитового состава	109	14	69	10,0	1,65	2,58	4500
2. Жельдыкаринская свита P^2_2							
а) Конуроленская* C_3—P_1 (40)							
Андезитовые и дацито-андезитовые порфириты	49	1290	394	0,8	1,0	2,69	4350
Туфы этого же состава	22	380	143	0,9	1,02	2,60	5200
б) Красногоровская* P_1 (39, 40)							
Андезитовые и дацито-андезитовые порфириты	27	808	474	0,6	0,89	2,64	4390
3. Малайсоринская свита P^2_2—T_1							
а) Конуроленская* C_3—P_1 (38, 39, 40, 41, 43)							
Липаритовые, липарито-дацитовые, трахитовые порфиры	53	11	20	3,9	1,40	2,60	4950
Игнимбриты этого же состава	246	13	120	13,0	1,55	2,54	4500
б) Красногоровская* P_1 (39, 40)							
Трахитовые липарито-дацитовые и дацитовые порфиры	66	23	69	5,0	1,40	2,51	4500
Игнимбриты этого же состава	26	72	694	19,4	1,0	2,45	3930
Туфы этого же состава	24	87	92	7,8	1,16	2,47	4020
Туфопесчаники	29	23	88	8,0	1,07	2,51	4340
Заилийский Алатау и Кендыктас							
1. Протерозой Pt_{1-2} (21, 31)							
Метаморфические породы (гнейсы, сланцы, амфиболиты)	78	30	14	0,7	0,85	2,74	4650
2. Кембрий Cm_2—$_3$ (17, 18, 20, 22)							
Песчаники метаморфизованные, полимиктовые, туфогенные	338	30	7	0,7	1,10	2,66	4750

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
Сланцы	76	11	7	1,4	1,0	2,69	4600
Порфириты измененные	27	30	13	0,8	0,70	2,80	4750
3. Ордовик O_{2-3} (26,28)							
Андезитовые порфириты	30	274	165	0,6	0,88	2,72	4430
Песчаники полимиктовые	94	47	14	0,6	0,90	2,71	4300
4. Ордовик O_3c (17а)							
Конгломераты с галькой порфиритов среднего и основного состава	105	100	24	0,5	1,15	2,70	4900
5. Альмерекская свита D_1 (26, 27)							
Андезитовые и дацито-андезитовые порфириты	29	167	66	0,9	0,82	2,76	5050
Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры	20	35	24	1,8	3,13	2,64	3720
Туфы этого же состава	27	41	44	1,5	3,12	2,65	4070
6. Кастекская свита D_2 (27)							
Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры	29	20	31	3,3	1,97	2,62	4720
Туфы этого же состава	26	28	33	3,1	1,77	2,64	4530
7. Торсуйская свита D_3 (27)							
Песчаники красноцветные	125	18	15	1,3	0,9	2,65	4750
8. Кетменская свита $C_1t—v_1$ (17, 17а, 18, 19, 20, 30, 31, 32, 34)							
Игнимбриты липаритового и липарито-дацитового состава	191	31	32	3,0	1,50	2,60	4650
Липаритовые, липарито-дацитовые, трахитовые порфиры	349	32	28	3,8	1,60	2,60	4700
Туфы кислого состава	322	25	46	9,0	1,55	2,59	4500
Игнимбриты дацитового состава	67	12	29	3,0	1,35	2,59	4550
Дацитовые, трахидацитовые порфиры	79	320	85	1,3	1,50	2,64	4900
Игнимбриты андезито-дацитового состава	97	130	72	1,2	1,20	2,66	4950
Туфы андезитового и андезито-дацитового состава	42	472	235	1,0	1,13	2,64	4700
Трахитовые андезитовые и андезито-дацитовые порфириты	225	320	65	1,2	1,30	2,66	4800
Трахитовые андезито-базальтовые порфириты	35	1670	450	0,6	1,08	2,66	5070
Курдайская свита * $C_1t_2—v_1$							
а) Нижняя подсвита (34)							
Андезитовые порфириты	16	674	255	0,9	0,82	2,72	4240
Туфопесчаники	34	20	14	1,3	0,81	2,64	4500
Песчаники полимиктовые	39	16	12	1,5	0,90	2,64	4500

Таблица 1 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8
б) Средняя подсвита (34)							
Андезитовые порфириты	26	637	465	0,9	1,10	2,72	5080
Андезито - базальтовые порфириты	19	1054	674	0,5	0,81	2,70	4360
в) Верхняя подсвита (36, 37)							
Липарито - дацитовые, трахидацитовые порфиры	31	10	53	15,0	1,42	2,58	5150
Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты	162	320	190	0,9	1,21	2,71	5000
9. Среднее-верхнее визе (28)							
Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры	61	15	28	6,0	2,20	2,58	4950
Туфы кислого состава	87	15	100	14,0	2,10	2,57	4500
Трахитовые андезитовые и андезито-дацитовые порфириты	144	320	130	1,0	1,50	2,65	4800
10. Среднее визе-намюр (19, 29, 30, 34, 35, 36, 37)							
Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры	129	45	60	2,2	2,20	2,59	5250
Дацитовые порфиры	104	210	210	2,5	1,75	2,58	5100
Игнимбриты дацитового состава	31	35	69	3,8	1,58	2,59	5320
Туфы дацитового состава	69	130	140	3,0	1,70	2,62	5100
Игнимбриты дацито-андезитового состава	56	150	32	0,8	1,66	2,59	4600
Туфы андезито-дацитового состава	69	190	410	5,0	1,70	2,59	5210
Андезитовые и андезито-дацитовые порфириты	107	380	580	3,8	1,20	2,67	5400
11. Намюрский ярус (28)							
Песчаники полимиктовые	150	12	10	1,1	0,90	2,59	4700
12. Средний-верхний карбон (18, 19, 25)							
Липарито - дацитовые порфиры	110	13	47	8,0	1,35	2,55	4350
Игнимбриты кислого состава	42	7	42	8,0	1,50	2,55	4650
Туфы кислого состава	79	15	40	6,5	1,35	2,56	4200
Туфы смешанного состава	55	200	1600	10,0	1,60	2,55	4200
Андезитовые и дацито-андезитовые порфириты	35	470	315	1,1	1,25	2,63	4650
13. Нижняя пермь (18, 19, 25)							
Андезитовые и дацито-андезитовые порфириты	27	971	383	0,6	1,16	2,67	4820
Туфы дацитового состава	54	69	220	6,0	1,50	2,59	4600
Андезито - базальтовые порфириты	24	1974	850	0,7	1,03	2,63	4240
14. Верхняя пермь (18)							
Туфы кислого состава	35	32	74	2,7	1,52	2,57	3600

Таблица 2

Название породы	Район отбора образцов	К-во образцов	Наиболее вероятные значения физических параметров					
			Магн. воспр. χ 10^{-6}СГС	Остат. намагн. I_n 10^{-6}СГС	Фактор $Q=\frac{I_n}{0{,}5\cdot\chi}$	Радио-акт. γ имп/мин. / см²	Плотность σ г/см³	Скорость Vp м/сек.
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Липаритовые и липарито-дацитовые порфиры	Зл. А-тау	709	25	32	4,0	1,60	2,58	4800
	Ю. Дж.							
	Ю.-З. Дж.	192	15	47	5,0	1,50	2,56	4600
Игнимбриты липаритового и липарито-дацитового состава	Зл. А-тау	390	13	27	3,5	1,60	2,60	4800
	Ю. Дж.	430	15	42	11,0	2,10	2,54	4250
	Ю.-З. Дж.	500	15	55	20,0	1,45	2,55	4400
Туфы кислого состава	Зл. А-тау	640	25	32	7,0	1,70	2,58	4400
	Ю. Дж.	209	32	29	3,0	1,90	2,55	4500
	Ю.-З. Дж.	56	18	56	4,0	1,30	2,55	4200
Дацитовые и андезито-дацитовые порфириты	Зл. А-тау	202	160	160	2,0	1,60	2,61	5100
	Ю. Дж.	41	130	88	1,4	1,70	2,63	—
	Ю.-З. Дж.	72	480	320	1,0	0,90	2,61	4300
Игнимбриты дацитового состава	Зл. А-тау	128	100	189	1,6	1,45	2,64	4850
	Ю. Дж.							
	Ю.-З. Дж.							
Андезитовые порфириты	Зл. А-тау	832	320	150	1,5	1,15	2,70	4850
	Ю. Дж.							
	Ю.-З. Дж.							
Туфы андезитового и андезито-дацитового состава	Зл. А-тау	128	220	150	3,0	1,45	2,59	4750
	Ю. Дж.	65	76	76	1,4	1,40	2,65	4700
	Ю.-З. Дж.							

Таблица 2 (продолжение)

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Туфы смешанного состава	Зл. А-тау Ю. Дж. Ю.-З. Дж.	55	200	1600	10,0	1,60	2,55	4200
Андезитовые и андезито-базальтовые порфириты	Зл. А-тау Ю. Дж. Ю.-З. Дж.	78 319	1500 820	320 195	0,7 0,7	0,90 1,50	2,68 2,68	4750 4750
Туфопесчаники	Ю. Дж. Ю.-З. Дж. Зл. А-тау	76 106	15 15	23 50	1,0 1,3	1,15 1,60	2,63 2,55	4550 3700
Песчаники полимиктовые	Зл. А-тау Ю. Дж. Ю.-З. Дж.	682	20	10	0,9	1,0	2,66	4650
Сланцы	Зл. А-тау Ю. Дж. Ю.-З. Дж.	93	11	7	1,4	1,0	2,69	4600
Метаморфические породы (гнейсы, сланцы, амфиболиты)	Зл. А-тау Ю. Дж. Ю.-З. Дж.	78	30	14	0,7	0,85	2,74	4650
Конгломераты	Зл. А-тау Ю. Дж. Ю.-З. Дж.	105	100	24	0,6	1,15	2,70	4900

УДК 551.525.5(574)

Л. И. БОРОВИКОВ

МЕРЗЛОТНЫЕ БУГРЫ ВСПУЧИВАНИЯ В КАЗАХСТАНЕ, ИХ РАЗВИТИЕ И ОТМИРАНИЕ

Многолетняя островная мерзлота развита в районах с некоторыми отличительными особенностями климата, среди которых одной из главных является отрицательная среднегодовая температура воздуха при сухих холодных и длинных зимах, коротком лете и малом количестве атмосферных осадков (Андреев, 1936; Гладцин, Дзенс-Литовский, 1936; Кочурин, 1950; Москвитин, 1947, 1948).

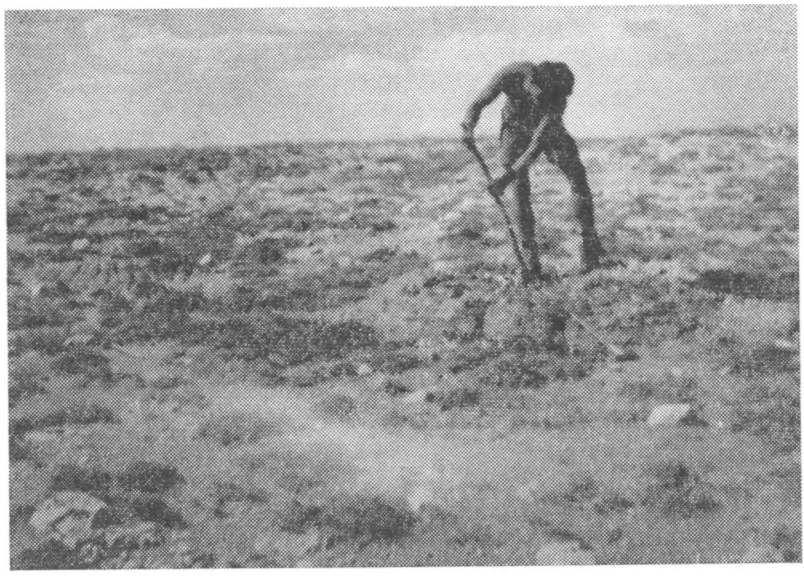
Учитывая климатические особенности Казахстана и в первую очередь то, что среднегодовая температура положительная, а также то, что глубина промерзания на всей территории Казахстана неравномерна, но нигде не превышает трех метров, трудно предполагать в пределах этой площади не только многолетней, но, даже, сезонной мерзлоты, сохраняющейся все лето. Поэтому обнаружение в 1939 г. на территории Джезказган-Улутауского района Центрального Казахстана бугров вспучивания с линзами льда, не растаявшими в конце лета, было неожиданным. В дальнейшем такие следы сезонной и многолетней мерзлоты наблюдались почти на всей территории Казахстана, но наибольшее количество их зафиксировано в Центральном Казахстане на площади, ограниченной примерно 65°—80° вост. долготы и 47°—52° сев. широты. Особенно широко распространены бугры вспучивания с линзами льда и другие следы многолетней и сезонной мерзлоты по западной и восточной окраинам Центрального Казахстана, на Сарысу-Тенизском водоразделе, в Бетпакдале и в ряде мест Западного Казахстана. В этих районах рядом исследователей (Быков, 1936; Мейстер, 1932; Яковлев, 1941) давно отмечались своеобразные бугры вспучивания, но первым, обнаружившим в конце лета лед в буграх был А. Г. Гокоев (1939), который наблюдал его в 1938 г. в Жарминском районе Восточно-Казахстанской (ныне Семипалатинской) области. В отличие от большинства геологов, называвших такие бугры миниатюрными грязевыми вулканами, он их назвал гидролакколитами или булгунняхами по аналогии с подробными образованиями в районах вечной мерзлоты (Андреев, 1936; Кочурин, 1950; Обручев, 1940; Сумгин, 1937; Толстихин, 1932) и пришел к выводу, что происхождение бугров вспучивания в Казахстане тесно связано с выходами напорных вод на поверхность и с неравномерным промерзанием увлажненных пород. Опубликованная им небольшая статья, посвященная описанию и объяснению этого геологического феномена является первой, и по-существу, единственной по этому вопросу.

Независимо от А. Г. Гокоева при геологических исследованиях в западной части Центрального Казахстана мне почти в то же время довелось столкнуться со своеобразными буграми, внутри которых были обнаружены линзы льда в конце лета. Это явление привлекло внимание необычностью. Во время многолетней работы в Казахстане я постоянно вел наблюдения в районах развития таких бугров, систематически изучал особенности их строения. С 1939 г. по 1972 г. удалось не только уточнить площадь распространения мерзлотных бугров вспучивания, но и собрать материал, позволяющий установить природу этих и сопряженных с ними образований, выяснить общие черты развития и отмирания сезонных, однолетних и многолетних бугров вспучивания. Систематические наблюдения, сопровождаемые специальными опытами на месте, проводились в Джезказган-Улутауском районе.

Большинство участков, где отмечены мерзлотные бугры вспучивания, находится среди мелкосопочника. Мерзлотные бугры вспучивания обычно приурочены к пониженным частям рельефа, т. е. к склонам саев и небольших долин или располагаются на дне впадин между сопками, около основания последних (рис. 1, 2, 3). Как правило, они встречаются группами (рис. 2, 3). Реже наблюдаются одиночные бугры или участки, где имеется всего лишь две-три бугра. Для всех участков с мерзлотными буграми вспучивания характерно окружение их сопками. Ближе к центральной части впадин, обычно покрытой щебнистыми делювиально-элювиальными глинистыми образованиями с ксерофитной растительностью, появляются участки зеленой сочной травы с «лысинами» внутри них и буграми вспучивания в центре.

Мерзлотные бугры в Казахстане встречаются и на выравненных площадях развития пестроцветных меловых и третичных глин. Эти участки пересечены многочисленными оврагами, саями и различными впадинами, а длинные пологие склоны водоразделов имеют волнообразный профиль. Разнообразные бугры вспучивания, в том числе и мерзлотные, обычно приурочены к понижениям или к основанию водораздельных склонов и часто образуют цепочки одиночных или попарно расположенных таких форм рельефа (см. рис. 1).

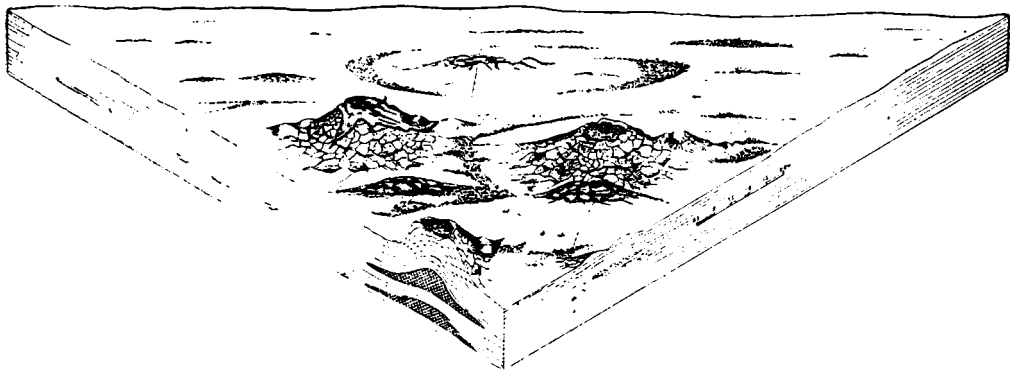
Высота всех наблюдавшихся мерзлотных бугров вспучивания не превышала 1,5 *м* при поперечнике у основания до 10 *м*, однако чаще встречались бугры высотой не выше 1 *м*. Форма их различна и зависит от многих причин. Наиболее распространены пологосклонные округлые почти изометрические или слабо вытянутые вздутия, небольшие купола и конусы, возвышавшиеся над окружающей местностью (рис. 1, 2). Вершины конусов обычно несколько притуплены и представляют чашеобразные углубления, похожие на кратеры вулканов. Часто на дне таких углублений или на внешних их склонах как в привершинных частях усеченных конусов, так и в некотором удалении от них, располагаются мелкие вздутия, куполы и конусы. При общей однообразной форме бугров, форма привершинных углублений отличается многообразием. Часто наблюдались бугры с двумя углублениями — кратерами, расположенными одно внутри другого. Верхние углубления, округлые и менее глубокие с более ровным дном, имеют форму блюдца или чаши; их края образуют барьеры, отделяющие эти углубления от внешних, относительно более глубоких, почти правильной, кольцеобразной формы и ограниченных крутыми, нередко почти вертикальными стенками, переходящими в периферические склоны. Бугры сложены желтовато-бурой глинистой породой, которая в жаркое сухое время года образует плотную, крепкую, но сильно трещиноватую с поверхности, корку толщиной до 15 *см*, чаще 5—7 *см*. С глубиной такая корка становится пластичной и постепенно переходит в жидкую глинистую массу, которая по трещинам и отверстиям в корке высту-



Р и с. 1. **Мерзлотные бугры вспучивания в палеогеновых песчано-глинистых отложениях. Время наблюдения — конец августа 1949 г. Западная часть Центрального Казахстана, Джезказган-Улутауский район.**

пает наружу и скапливается обычно в привершинных углублениях, реже на склонах бугров. Часто в таких впадинах на буграх имеется солоноватая вода или следы ее недавнего наличия в виде очень тонкой глинистой пленки с солевыми выпотами.

Глинистая илоподобная масса состоит из мельчайших частиц с редкими мелкими обломками твердых горных пород, обычно наблюдаемых в делювиально-элювиальных образованиях. Поверхностная глинистая корка по трещинам распадается на полигональные плитки, которые по краям легко отделяются от подстилающей их увлажненной глинистой массы, сильно коробятся и быстро разрушаются. Таким образом, посте-



Р и с. 2. **Мерзлотные бугры вспучивания в четвертичных песчано-глинистых отложениях, залегающих в пониженных участках среди протерозойских гнейсов, палеозойских вулканогенных, обломочных и карбонатных пород. В разрезе видны линзы льда, обусловливающие образование бугров вспучивания. Зарисовка сделана в сентябре 1948 г. при вскрытии бугров в Джезказан-Улутауском районе западной части Центрального Казахстана.**

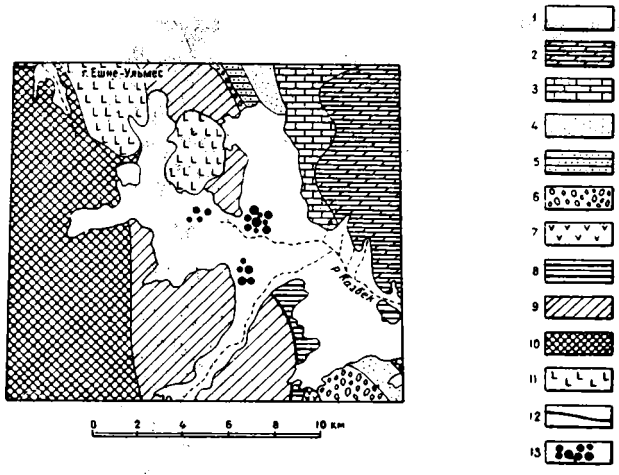


Рис. 3. **Геологическое строение участка, в пределах которого в августе 1939 г. были впервые обнаружены мерзлотные бугры вспучивания. Центральный Казахстан, Джезказган-Улутауский район, севернее Улутауских гор, около Ешкеульмесского массива ультраосновных пород.** *1* — четвертичные песчано-глинистые отложения; *2* — нижнетурнейские известняки, мергели, кремнистые породы; *3* — фаменские известняки; *4—6* — средне-верхнедевонские конгломерат-песчаниковые отложения; 4-верхняя конгломерат-песчаникова толща; *5* — средняя толща пестроцветных песчаников; *6* — нижняя конгломератовая толща; *7* — нижне-среднедевонские эффузивы; *8—10* — протерозойские гнейсы; *8* — гнейсы мелкозернистые, микроклиновые; *9* — гнейсы гранобластические альбитовые; *10* — гнейсы порфиробластические альбитовые; *11* — ультраосновные породы; *12* — разрывные нарушения; *13* — мерзлотные бугры вспучивания.

пенно уничтожается внешняя защитная глинистая корка бугра. Продукты разрушения развеваются ветром или сносятся водами, но корка обновляется за счет глинистой массы более глубоких частей бугров. В силу этого бугры сохраняются длительное время, находясь под твердой глинистой броней.

При нарушении целостности бронирующего слоя из недр бугра вспучивания «извергается» жидкая или тестоподобная масса, а иногда и вода с примесью мучнистого и мелкообломочного материала. «Извержения» протекают различно: Нередко в первый момент происходит выбрасывание жидкого и твердого материала из образовавшегося отверстия, но чаще наблюдается стремительное излияние жидкой глинистой массы или, при меньшей увлажненности, вспучивание ее. Излияния грязеподобной массы происходят при искусственном нарушении поверхностной корки бугров и при естественных природных процессах, вызывающих размягчение и нарушение глинистой кровли бугров. Так, после дождей, бронирующий слой претерпевает разрывы в разных частях бугра, особенно в привершинных участках, и тогда в этих местах вытекает грязеподобная масса. При плавном излиянии она не растекается далеко, а постепенно высыхая и твердея, образует новый слой корки. При вытекании глинистой массы из центрального отверстия, она облекает весь бугор. При взрывоподобном «извержении» ареал разбрасывания невелик и обычно ограничен периферией бугров и участками между ними. Выброшенные продукты образуют невысокие кольцевые валы вокруг небольших воронкообразных или чашеобразных углублений, также заполненных глинистой массой. Наряду с «извержением» и вытеканием глинистой массы наблюдалась пульсация последней в чашах привершинных углублений с образованием «пузырей» разной величины, напоминающая грифонную стадию развития грязевых сопок. Реже отмечалось выдавливание густой массы перемятой глины и, еще реже, закупоривание ею выходных отверстий в буграх.

Во всех случаях в местах «извержения» или вытекания глинистой массы кровля бугров опускалась, а вокруг образовавшихся при этом чашеобразных углублений возникали кольцевые трещины. По ним при относительно длительном излиянии происходило обрушение жесткой кровли, и куски ее разной величины смешивались с жидкой глинистой массой. Это приводило к образованию своеобразных «кальдер» и глини-

стых брекчий, заполняющих постепенно расширяющиеся впадины в теле бугров.

После прекращения вытекания глинистой массы поверхность бугров покрывается мелкими ложбинообразными углублениями, лучеобразно расходящимися от вершин бугров к подножиям склонов, а также расширяющимися и углубляющимися в том же направлении. Такие ложбины похожи на барранкосы, развивающиеся на поверхности вулканов. При многократном оседании кровли бугры вспучивания из конусообразных превращаются в пологие куполообразные вздутия, а в последующем на месте бугров образуются блюдцеобразные впадины, мочежины и заболоченные участки округлой формы (рис. 5). При частичном разрушении бугров вскрывается отчетливое слоистое строение их кровли за счет чередования мучнистых глин и глин, содержащих различной величины обломки глинистой кровли бугров, а также редких и мелких обломков твердых пород. Столь же хорошо устанавливается и периклинальное залегание этих слоев. В отдельных местах в теле бугров наблюдались небольшие по длине и по ширине трещины, заполненные такой же глинистой массой с редкими обломками глин и других пород, похожие на дайки или жилы (северная часть Бетпак-Далы и Джезказган-Улутауский район).

При изучении строения бугров на глубине 0,5—2,0 *м* от их подошвы прощупывалось твердое основание, которое при вскрытии оказывалось линзой льда или льдистой глинистой породой. Под некоторыми буграми наблюдались две, три и даже четыре ледяных линзы, разделенных льдистой породой. Во всех случаях ледяные линзы прощупывались под всей площадью бугра. Было установлено, что толщина льда в центральной части больше, чем в периферических. Наиболее мощные линзы отмеченные в двух буграх в Джезказган-Улутауском районе среди большой группы таких образований имели толщину в 0,7 *м* в центре и поперечник до 10—12 *м*. Обычная же толщина ледяных линз 0,5—0,1 *м*, а поперечник не превышает 3—5 *м*. Толстые и большие ледяные линзы отмечались под наиболее высокими буграми. Под буграми меньшего размера и линзы льда более тонкие. Под небольшими вздутиями толщина линз не превышала нескольких сантиметров, а их поперечник измерялся двумя-тремя метрами. В буграх высотой около метра и более кровля ледяных линз в центральной части нередко оказывалась приподнятой до уровня дневной поверхности, а в нескольких местах было установлено более высокое ее положение с незначительным относительным превышением.

В промежутках между буграми на уровне дневной поверхности в очень слабо вогнутых впадинах или на очень пологих вздутиях, располагаются рыхлые мучнистые суглинки, с глубиной переходящие в вязкую массу. Такие участки обычно выделяются в виде пятен, лишенных растительности, окруженных валиками с редким травяным покровом. Бугры и пятна обычно располагаются совместно и несомненно находятся в тесной генетической связи.

В большинстве случаев мерзлотные бугры приурочены к бортам депрессий около оснований окружающих их сопок, недалеко от восходящих источников, что указывает на наличие напорных трещинных подземных вод. Местами в таких депрессиях, недалеко от бугров, начинаются небольшие ручьи, являющиеся истоками рек.

На площадях с буграми вспучивания иногда имеются слабовздутые, ровные или даже слегка выпуклые участки с зыбкой поверхностью и тестообразной глинистой массой под ней. Такие участки не всегда сразу опознаются и опасны для людей и животных, так как они подобно трясинам легко и быстро засасывают тяжелые предметы, оказавшиеся на их площади.

Для характеристики таких участков интересны данные, полученные

В. А. Курдюковым. Заложенная им буровая скважина на бугре вспучивания у пос. Компанейского в Карагандинской области прошла глинистую корку небольшой мощности, затем десять метров глинистой массы под ней и вошла в щебнистый слой твердых пород, из которых вытекали напорные воды.

В общем, как видно из приведенного описания, мерзлотные бугры вспучивания по своим формам, по особенностям развития и сопряженным явлениям весьма похожи на грязевые сопки или сальзы и на вулканы. На такое сходство указывали все геологи, отмечавшие бугры вспучивания в Казахстане. Они же связывали происхождение бугров с действием восходящих подземных вод (Быков, 1936; Мейстер 1932; Яковлев, 1941). Так, А. К. Мейстер (1932) писал, что наблюдавшиеся им холмики у подножья гор Ордытау в Чингизском хребте являются результатом отложения глинистой массы маленькими вулканчиками. Г. Е. Быков (1936) обнаруженные им на северном склоне водораздела рек Ишим и Сарысу бугры назвал «грязевыми вулканами в миниатюре» и говорил о их «гидрогеологическом происхождении».

Г. И. Водорезов, наблюдавший их в Южных Мугоджарах, описывал как «вулканы сметанообразной грязи» и отмечал их связь с трещинными подземными водами и с выходами последних на поверхность в виде «грязевых источников». Б. И. Борсук называл такие бугры «микроскопическими грязевыми вулканами», а происхождение их связывал с «динамическими напряжениями, возникающими в увлажненных грунтах при неравномерном их промерзании». О таком же происхождении бугров высказывалась несколько позднее Е. В. Рухина (1939), описывая особый тип бугристой степи в Актюбинской области Казахстана. Но первым, кто выявил и охарактеризовал связь таких бугров вспучивания с островной сезонной мерзлотой, был А. Г. Гокоев (1939). Он же первым назвал их гидролакколитами, исходя из аналогии таких бугров с подобными им в районах вечной мерзлоты, описанными Н. И. Толстихиным (1932), М. И. Сумгиным (1937, 1940), И. Н. Гладциным (1936) и др.

От мерзлотных бугров вспучивания и сопряженных с ними образований необходимо отличать сходные с ними по форме и облику мелкие бугры, не имеющие генетической связи с подземными водами. Они чаще всего развиты на глинах древней коры выветривания, а также на глинах и суглинках неоген-палеогенового и четвертичного возраста. Образование их пока не всегда ясно, но в большинстве случаев, появление и развитие их, по-видимому, связано с эрозионной деятельностью поверхностных и атмосферных вод, а также с дефляционной работой ветра, а обусловлено неоднородностью состава пород, выходящих на дневную поверхность.

Таким образом результаты многолетних наблюдений за появлением, развитием и отмиранием мерзлотных бугров вспучивания позволяют не только подтвердить выводы А. Г. Гокоева (1939) о их генезисе, но и пополнить фактическими данными скудные сведения, имевшиеся о них.

Мерзлотные бугры вспучивания являются индикаторами наличия трещинных напорных подземных вод, неравномерного сезонного промерзания грунта, а также возможного образования и сохранения льда на небольшой глубине. Такие образования, возникающие под влиянием сезонной мерзлоты, развиваются в районах, где весьма значительное и продолжительное охлаждение почвы ниже нуля бывает не ежегодно и прерывается в летние жаркие периоды. В таких местах развивается морозное выветривание горных пород, вызывающее превращение их в песчаную, супесчаную, суглинистую или глинистую массу, а на участках, сложенных глинами, развивается и пучение.

Устойчивость или прочность пород по данным А. И. Целигорова (1949) зависит от крупности их зерна, степени уплотненности и водона-

сыщенности, определяющих сцепление и трение между частицами породы. Различная способность к пучению глин связана также с разнообразием минерального состава их коллоидной части. Пески сами по себе не пучат, но, залегая вблизи глинистой кровли, при условии насыщения их водой создают известное гидростатическое напряжение, усиливая давление на глинистые породы, залегающие в кровле. В силу этих данных начинается пучение кровли и водонасыщенные песчанные слои или линзы усиливают процесс пучения, который ослабевает или прекращается по мере ослабления или прекращения подтока воды. Таким образом водонасыщенные песчаные слои или линзы, воспринимая давление вышележащей толщи, передают его на окружающие породы в наиболее слабом месте.

Иного мнения о пучении пород придерживается Ф. А. Макаренко (1939), считая, что факторами, участвующими в образовании пучин, являются вода, температура, грунт, в котором происходит явление, и внешняя нагрузка. Субстратом являются грунт и вода, но последняя без помощи отрицательных температур или внешнего давления не вызывает сильных деформаций в грунтах.

П. Н. Каптерев (Быков, Каптерев, 1938; Каптерев 1947, 1949) считает, что при замерзании грунта происходит передвижение частиц грунта, прежде всего при ежегодных явлениях пучения, когда частицы грунта в замерзающем слое раздвигаются или мелкими кристаллами льда, или же целыми ледяными прожилками и прослойками. Все виды перемещения частиц грунта возникают вследствие давления расширяющейся при замерзании воды и растущими кристаллами льда.

Большинство специалистов (Нерсесова, 1950; Цитович, 1947 и др.), занимающихся изучением поведения грунтов при их промерзании, отмечает, что большое значение приобретает изменение льдистости грунтов в зависимости от температуры. При этом под льдистостью они понимают отношение веса льда к весу всей воды, содержащейся в грунте. Свободная вода переходит в лед уже при незначительных понижениях температуры ниже 0°. Связанная и ориентированная вода при этом еще не замерзает. Количество такой влаги зависит от внешних условий, от степени дисперсности, минерального состава грунтов. Относительная льдистость суглинков и глин определяется не только температурами, но и влажностью грунта. С понижением влажности льдистость уменьшается.

Замерзанию всей воды в грунтах препятствуют отличие точки кристаллизации граничных слоев воды на поверхности грунтовых частиц от нормального положения и расширение воды при переходе ее в лед. При промерзании грунта количество незамерзшей воды убывает по мере переохлаждения его. Образование ледяных микрокристаллов вызывает механические напряжения и обусловливает пучение в глинистых грунтах.

При понижении отрицательных температур происходит рост кристиллов льда за счет молекул воды из близлежащих водных пленок, обволакивающих грунтовые частицы. Толщина пленок воды при этом уменьшается, что определяет увеличение давления на оставшуюся часть со стороны минеральной частицы и большую концентрацию солей, в свою очередь обусловливающих более низкую температуру замерзания. Таким образом, при различной отрицательной температуре мерзлого грунта в нем будут содержаться разные количества незамерзающей воды. При повышении отрицательной температуры количество воды в жидкой фазе, содержащейся в мерзлом грунте, увеличивается, что происходит за счет таяния при отрицательной температуре льда, содержащейся в мерзлом грунте. Таким образом, установлено, что лед тает в мерзлых грунтах при всяком повышении отрицательной температуры. На количестве незамер-

зающей воды в мерзлых грунтах отражается внешнее давление. Незамерзающая пленочная вода в мерзлых грунтах мигрирует, что несомненно также отражается в физике и механике мерзлых грунтов, например, на величине тепловых констант мерзлых грунтов.

По приведенным сведениям видно, что образование бугров вспучивания в Казахстане приурочено к участкам распространения восходящих источников, а их рост, развитие и отмирание различается в разных геоморфологических, геологических, гидрогеологических, почвенных и микроклиматических условиях.

При положительной среднегодовой температуре появление и сохранение многолетней мерзлоты в виде небольших островов объясняется местными причинами. При интенсивном притоке подземных вод глина пропитывается влагой, разбухает и превращается в сметанообразную массу. Зимой верхний ее слой промерзает, образуя своеобразный панцырь, прекращающий доступ воды наружу и она с все возрастающей силой давит на возникшую преграду. Начинается изгибание мерзлого грунта. Под ним скапливается вода, образуя линзу, количество воды все время растет за счет постоянно действующих восходящих источников. Вода, соприкасающаяся с промороженным грунтом, кристаллизуется в лед. Количество льда растет, постепенно образуется ледяная линза. Последняя, обладая относительно хорошей пластичностью, оказывает давление на мерзлый грунт и появляется местное вздутие, которое растет тем быстрее, чем больше поступает воды (рис. 4). Его рост приостанавливается, когда сопротивление поверхностного глинистого покрова бугра вспучивания оказывается больше напора воды. Тогда вода устремляется на другие ослабленные участки, и там возникают новые вздутия.

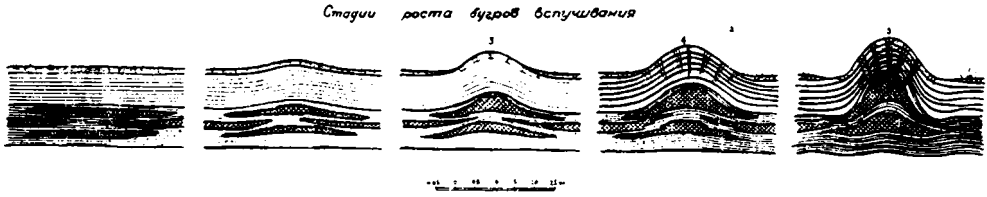


Рис. 4. **Последовательность стадий роста мерзлотных бугров вспучивания, выявленная в результате многолетних наблюдений на территории Казахстана в период с 1939 по 1970 г. (за исключением военного времени с 1941 по 1945 г.). Цифрами обозначены основные стадии роста бугров, обусловленного увеличением линз льда.**

Такая схема образования приводится многими исследователями для гидролакколитов в районах вечной мерзлоты Забайкалья и других районов Сибири. Но некоторые бугры вспучивания, удаленные от восходящих источников подземных вод, а также одиночные, находящиеся вне видимой связи с ними, по-видимому, образуются за счет инфильтрации поверхностных вод, увлажняющих глинистую почву. Инфильтрация может происходить зимой за счет таяния снега в местах, защищенных от холодных ветров и на местности хорошо периодически прогреваемой солнцем в дневное время, особенно во второй половине зимы, когда с приближением весны интенсивно возрастает солнечная радиация. Одновременно по ночам происходит не менее интенсивное промерзание увлажненной почвы. Холодный воздух, легко проникающий по пустотам между зернами и мелкими обломками, замораживает поступающую воду и образуется мерзлый участок почвы. Почвенный слой с большим количеством крупнозернистого песка и обломков твердых пород, обладающий большим ко-

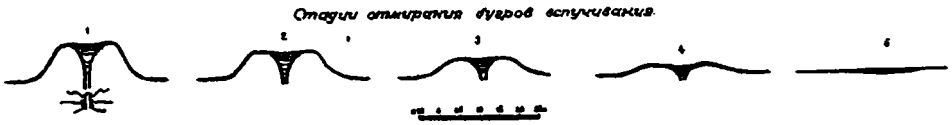
личеством пустот, заполненных воздухом, является хорошим теплоизлятором и предохраняет в летнее время появившуюся зимой мерзлоту от таяния. Возникающие динамические напряжения и обусловливают образование изолированных бугров вспучивания, удаленных от источников восходящих напорных вод. Наиболее интенсивное образование таких бугров происходит в конце зимы, когда идет борьба двух взаимоисключающих процессов промерзания и протаивания почв.

Возможно, что в природе оба способа образования бугров сопряжены между собой в тех местах, где имеется постоянный подток подземных напорных вод, но там, где его нет, мерзлотные бугры возникают вероятно по второй схеме. Опыты искусственного отепления отдельных участков с мерзлотными буграми пока не дали результатов, позволяющих делать однозначные выводы. Так, например, под шатром из кошмы, установленным осенью 1946 г. над участком слабого вздутия, весной 1947 г. был обнаружен мерзлотный бугор высотой около 1,5 *м*. Однако под таким же шатром, установленным осенью 1948 г. над мерзлотным бугром высотой 1 *м*, весной 1949 г. была обнаружена пологая небольшая впадина. Оба опыта были проведены в западной части Джезказган — Улутауского района на участке, не имеющем видимых проявлений восходящих источников подземных вод. Результаты опытов показывают, что в пунктах местного отепления в мерзлых переувлажненных песчано-глинистых почвах происходят неодинаковые процессы, зависящие от каких-то дополнительных и, быть может, второстепенных факторов, неучитывавшихся при проведении опытов. Возможно, что наиболее важным являлся минеральный и гранулометрический состав почвенного мерзлого слоя, степень его первоначального переувлажнения и промерзания, а также особенности протаивания предшествующего отеплению, т. е. постановке опыта.

Повторение опыта в 1947—1948 г. на буграх вспучивания, расположенных на участке с восходящими источниками подземных вод, показало, что мерзлотные бугры в пунктах искусственного (шатрового) отепления хотя и медленно, но росли, а не оседали. Происходило это, вероятно, потому, что под шатер, как очаг местного относительного тепла, более интенсивно поступали новые порции подземных вод, которые при соприкосновении с ледяными линзами, находящимися в основании бугров, наращивали такие линзы снизу. В силу этого росли динамические напряжения, а вместе с ними и бугры вспучивания. При наступлении же весны шатры из кошмы защищали бугры от интенсивного их прогревания, а поэтому они не только сохранялись, но и продолжали расти.

Примерно такая же картина наблюдалась и после многоснежных зим, когда отмечался рост ранее возникших мерзлотных бугров вспучивания. При этом на отдельных участках, по-видимому, покрывавшихся менее толстым слоем снега и периодически интенсивно прогревавшихся солнцем в зимне-весенний период, появлялись новые мерзлотные бугры с ледяными линзами, сохранявшимися в течение двух-трех лет. Однако подавляющее большинство мерзлотных бугров летом оседает, нивелируется и на их месте образуются пологие блюдцеобразные впадины (рис. 5). Только немногие, наиболее крупные бугры сохраняются в течение всего лета и существуют два-три года, а возможно и дольше.

Динамичность мерзлотных грунтов, по-видимому, объясняется геологическим строением отдельных участков и условиями залегания горных пород на их площади, геоморфологическими особенностями, гидрогеологическим режимом, физическими свойствами пород и прежде всего их теплопроводностью, а также особенностями микроклимата. Они-то в целом и определяют образование мерзлотных бугров на каждом отдельном участке в зависимости от минерального, химического и грануломет-



Р и с. 5. **Последовательность стадий отмирания мерзлотных бугров вспучивания, установленная по результатам многолетних наблюдений на территории Казахстана в период с 1939 по 1970 г. (за исключением военного времени с 1941 по 1945 г.). Цифрами обозначены основные стадии отмирания бугров, обусловленного таянием льда в линзах, а также проседанием и обрушением поверхности бугров.**

рического состава пород, особенностей рельефа, обводненности, характера снежного покрова, длительности сохранения его, условий прогревания солнцем сильно варьирует глубина промерзания почвы и распространение мерзлого деятельного слоя.

Вследствие малой мощности и ограниченного распространения мерзлого деятельного слоя мерзлотные бугры вспучивания в Казахстане не имеют столь широкого распространения, как в районах вечной мерзлоты. Так как маломощный деятельный слой заключает очень мало воды и обычно быстро промерзает, не возникают динамические условия, необходимые для образования крупных бугров вспучивания. Однако, несмотря на это, описанное явление уникальное для Казахстана, интересно и важно для понимания структурообразования почв и, следовательно, для правильного решения некоторых проблем сельского хозяйства. Не менее важно изучение мерзлотного пучения грунтов при промышленном и бытовом строительстве особенно потому, что изменения режима природных процессов могут создавать условия, благоприятные не только для усиления и возобновления, но и для возникновения новых участков мерзлотного бугрообразования. Поэтому целесообразно организовать систематическое изучение описанного явления в Казахстане для сбора и накопления фактического материала, необходимого для теоретических обобщений и практических выводов.

УДК 551.243(574.31)

В. Д. ВОЗНЕСЕНСКИЙ

О СООТНОШЕНИИ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР НА САРЫСУ-БАЛХАШСКОМ ВОДОРАЗДЕЛЕ

Проблема соотношения разновозрастных складчатых структур относится к числу сложных в геологии Сарысу-Балхашского водораздела и всего Центрального Казахстана. Сущность этой проблемы наиболее полно отразилась в острой дискуссии, поводом для которой послужила одна из ранних статей Н. Г. Кассина, где указывалось, что «...направление длинных осей (варисцийских — В. В.) брахискладок в Центральном Казахстане чаще косое или даже перпендикулярное направлению каледонских складок...», и далее... «в центральной части Казахстана мы имеем перекрещивающиеся складчатости...» (Кассин, 1934, стр. 170). Представления Н. Г. Кассина подверглись критике в работе Н. С. Шатского «О тектонике Центрального Казахстана». Как пишет Н. С. Шатский, вывод Н. Г. Кассина о пересечении на территории Центрального Казахстана каледонской складчатости герцинской не подтвердился при тщательном изучении этого региона. «... на всем протяжении между Иртышской впадиной и оз. Балхаш нигде нет... резкого пересечения каледонской и герцинской складчатости...; ...Герцинская складчатость унаследовала свои общие направления от каледонских дислокаций Казахстана» (Шатский, 1938).

Применительно к Сарысу-Балхашскому водоразделу взгляды, близкие мнению Н. С. Шатского, высказали Н. А. Штрейс и С. Е. Колотухина (1948), а представления Н. Г. Кассина нашли поддержку в работах А. Г. Гокоева. Н. А. Штрейс и С. Е. Колотухина обосновывают свой вывод наблюдениями в окрестностях пос. Агадырь, где обнажаются, по их данным, породы кызылтасской (яшмо-диабазовой) свиты ордовикского возраста и сарысуйской (конгломерато-сланцевой) свиты готландия, собранные в систему дугообразно изгибающихся складок, запрокинутых к западу и юго-западу. Изменение простирания складок происходит постепенно без признаков пересечения структур. «Наблюдается только срезание под острыми углами породами готландия образований кызылтасской свиты, что находит свое объяснение в трансгрессивном залегании их. Но это срезание не имеет ничего общего с пересечением структур различного возраста, ибо складки и ордовика, и готландия, тесно связанные между собой, строго подчиняются указанному плану изменения простираний» (Штрейс, Колотухина, 1948, стр. 116).

Выводы А. Г. Гокоева, противоположные выводам Н. А. Штрейса и С. Е. Колотухиной, основаны на результатах исследований в центральной части Сарысу-Балхашского водораздела, где отсутствуют кремнисто-вул-

каногенные и терригенные отложения силура, подобные силурийским отложениям Жамансарысуйского антиклионория, и наблюдается непосредственное налегание девонских образований на породы досилурийского возраста.

Анализируя структурный план древних додевонских образований, А. Г. Гокоев отмечает совпадение простираний допалеозойских и нижнепалеозойских толщ, указывая, правда, на существование углового несогласия между интенсивно дислоцированными протерозойскими и умеренно смятыми нижнепалеозойскими отложениями.

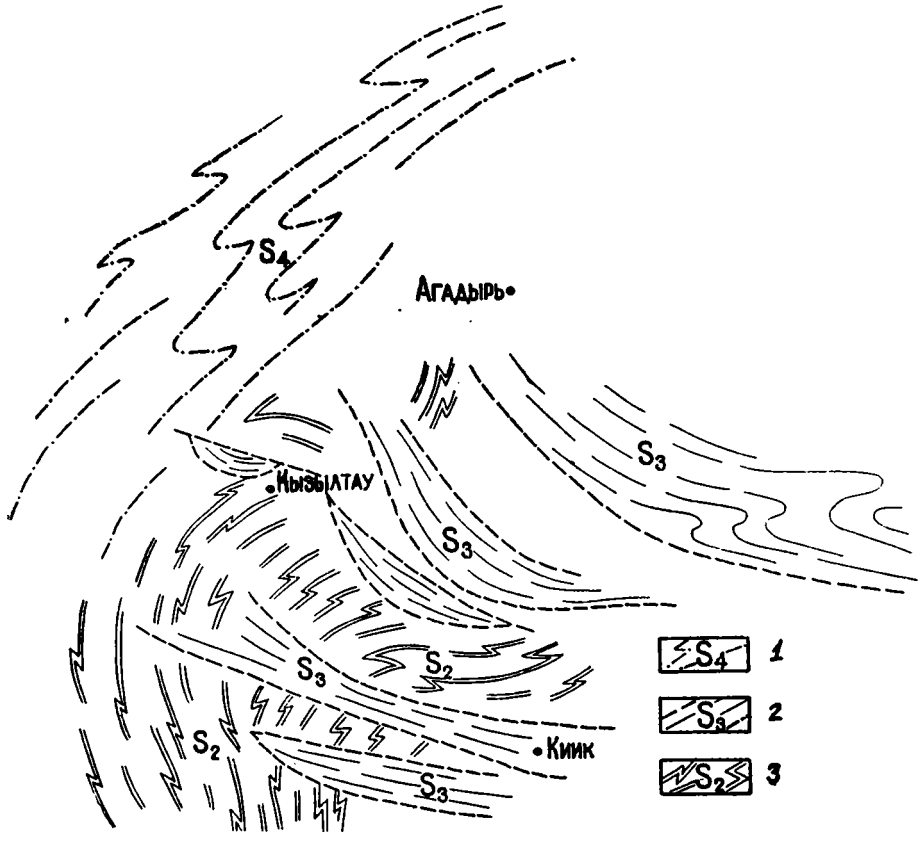
Совершенно иной структурный план свойственен, по данным А. Г. Гокоева, девонским и нижнекаменноугольным образованиям. По его представлениям, начиная с нижнего девона, происходит значительная переориентировка герцинских структур, которые местами секут почти под прямым углом складчатый докембрий и нижний палеозой, причем все герцинские брахискладки приурочены к определенным полосам, ориентированным почти в одном и том же запад-северо-западном направлении. В этом отношении они резко отличаются от силурийских брахискладчатых структур, которые не имеют строго определенной ориентировки. Причину такого явления А. Г. Гокоев видит в существовании системы северо-западных расколов глубокого заложения, возникших вслед за позднекаледонской фазой складчатости. Вдоль этих расколов происходило опускание крупных блоков, возникали грабены (межгорные впадины), служившие местом аккумуляции девонских и нижнекаменноугольных осадков.

Нужно сказать, что проблема соотношения разновозрастных структур Центрального Казахстана не сводится только к вопросу о соотношении герцинских структур с каледонскими, хотя именно этот последний вопрос чаще всего обсуждался в геологической литературе. В равной мере нас должно интересовать взаимоотношение различных по возрасту структур, относящихся к герцинскому циклу тектогенеза, и соотношение каледонских структур с байкальскими. К сожалению, герцинские структуры в таком плане почти не рассматривались; что же касается соотношения каледонских структур с более древними, то все без исключения исследователи (Кассин, 1934; Богданов, 1948; Кропоткин, 1950; Михайлов, 1966) отмечают согласное «унаследованное» их расположение.

Чтобы выяснить в каких случаях разновозрастные структуры располагаются согласно, а в каких — ориентированы под углом друг к другу, охарактеризуем в общих чертах современную структуру Сарысу-Балхашского водораздела (рис. 1).

Наиболее древним структурным элементом является здесь Атасу-Моинтинскиий (Актау-Монтинский) каледонский антиклинорий, сложенный допалеозойскими и нижнепалеозойскими породами, интенсивно смятыми и метаморфизованными в горах Алабас, Актау, Айдахарлы, Таскоралы, Желдытау и сравнительно спокойно залегающими на юго-восток в районе ж. д. ст. Киик.

В строении каледонских складчатых зон Атасу-Моинтинского антиклинория участвуют байкальские (S_1) и каледонские (таконские) складки (S_2^2 и S_2^3). Реликты складок S_1, интенсивно переработанных последующими тектоническими движениями, отмечаются в низах байкало-каледонского складчатого комплекса. Несравненно лучше сохранились таконские складки — S_2. Первая генерация линейных таконских складок (S^2_2) известна в горах Жельдытау, Таскоралы, Айдахарлы, Актау, Алабас, Байэпше. Эти («раннетаконские») складки в большинстве своем являются пологопогружающимися линейными асимметричными. В систему «раннетаконских» складок входят складки различных порядков — от микроскопических до очень крупных, длиной в несколько сотен метров



Ф и г. 1. **Структурная схема Сарысу-Балхашского водораздела.**
1 — саурские складчатые зоны; *2* — тельбесские складчатые зоны; *3* — таконские складчатые зоны.

или несколько километров. Они сходны между собой по форме, шарниры их ориентированы субпараллельно. На некоторых участках система «раннетаконских» складок может быть определена как система наклонных изоклинальных, а местами лежачих складок.

«Позднетаконские» складки (S^3_2) представлены линейными асимметричными, большей частью наклонными складками, с крутым, реже пологим погружением шарниров. К этой категории складчатых нарушений можно отнести, наряду со складками гор Алабас и верховьев р. Талдыэспе, крупные асимметричные горизонтальные складки района гор Байэпше, Жельдытау, Айдахарлы, Улькен-Акмая.

Простирание всей этой системы складок плавно изменяется от северо-восточного и восточного в районе пос. Басага до северо-западного в горах Жельдытау, Таскоралы и Сарыкульджа. Таким же образом изменяется простирание продольных «вязких» разрывов, осложняющих складки S^3_2 и простирание кливажных трещин, параллельных осевым поверхностям рассматриваемых складок. В дугообразной системе позднетаконских «горизонтальных» складок $S_2{}^3$ как бы запечатаны «раннетаконские» складки $S_2{}^3$ и байкальские складки S_1. Простирание их меняется сообразно с изменением простирания крыльев «позднетаконских» складок. Дугообразное изгибание системы позднетаконских складок в значительной мере является результатом герцинской складчатости. Но в основе своей —

это каледонские дуги, которые могут рассматриваться как наиболее поздние таконские горизонтальные складки — S_2^1.

Таким образом, каледонский Атасу-Моинтинский антиклинорий предстает в современной структуре как система таконских складок, искаженных герцинской складчатостью и вобравших более древние, переработанные байкальские складки.

С «внешней», северо-западной стороны Атасу-Моинтинский антиклинорий обрамляется Западно-Балхашским синклинорием-дугообразной системой сжатых линейных складок, в строении которых участвуют нижнепалеозойские (в основном, по-видимому, ордовикские) и силурийские терригенные и кремнисто-вулканогенные отложения. В южной части синклинория наиболее распространены каледонские складки. В северной части Западно-Балхашского синклинория (в среднем течении р. Талдыманака) остов структуры составляют герцинские (главным образом, саурские) складки, согласные с саурскими складками Успенского синклинория. С «внутренней» стороны к Атасу-Моинтинскому антиклинорию примыкает площадь развития слабо дислоцированных силурийских кремнисто-карбонатно-вулканогенных отложений — Кызылэспинский каледонский синклинорий.

Поперечный разрез через Атасу-Моинтинский антиклинорий и сопряженные с ним синклинории представляется в виде системы складок, вертикальных или запрокинутых к северо-западу на северо-западном крыле антиклинория и сравнительно простых, пологих на юго-восточном крыле. Северо-восточным ограничением Атасу-Моинтинского антиклинория служит Аксарлы-Сасыкбайский разлом герцинского возраста, к северо-востоку от которого развиты раннегерцинские складки, образованные силурийскими осадочными и вулканогенными породами. В числе этих складок опять-таки выделяются складки двух генераций — S_3^2 и S_3^3.

Общее простирание системы складок — северо-западное. Юго-западной границей Атасу-Моинтинского антиклинория является герцинский Атасуйский разлом. К юго-западу от него прослеживаются субмеридионально ориентированные каледонские складки Западно-Балхашского синклинория.

Обращаясь к структуре послесилурийских образований, нетрудно убедиться, что ее основу на Сарысу-Балхашском водоразделе составляют ранне-среднегерцинские синклинории северо-западного простирания— Акжал-Аксоранский, Акбастауский и Моинтинский антиклинории, имеющие такую же северо-западную ориентировку. В синклинориях обнажены смятые в брахиформные и линейные складки девонские и нижнекаменноугольные отложения, в антиклинориях — сложно дислоцированные образования додевонского возраста — фрагменты каледонских структур.

Крупные синклинальные и антиклинальные складки северо-западного простирания являются наиболее ранними герцинскими складками (S_4^1). Это — конседиментационные складки, формирование которых связано, главным образом, с вертикальными блоковыми движениями, происходившими на протяжении всего девона и раннего карбона, но особенно интенсивными в живетском и визейском веках. Многочисленные мелкие складки северо-западного простирания, осложняющие строение крупных северо-западных складок, образовались в визейское и в поствизейское время в результате вертикальных и горизонтальных перемещений вдоль расколов северо-западного простирания.

Наряду со структурами северо-западного простирания, которые могут быть определены как раннегерцинские синклинории и антиклинории, примерно соответствующие по своим очертаниям раннегерцинским структурно-формационным зонам, на Сарысу-Балхашском водоразделе четко

прослеживаются герцинские структуры, имеющие северо-восточную ориентировку. Это прежде всего Успенская зона смятия, представленная сложным парагенезом складок и разрывных нарушений, в который входят линейные складки и согласные со складками разрывы. Несмотря на значительную ширину и протяженность, Успенская зона является все же второстепенной структурой по отношению к главным структурам северо-восточного простирания — антиклинальным и синклинальным мегазонам северо-восточного простирания, сформировавшимся в послеранневизейское время. Сарысу-Балхашский водораздел располагается на границе двух таких мегазон — Атасу-Успенской и Токрауской, известных как Атасу-Успенское поднятие (Суворов, 1969) и Токрауский синклинорий (Александрова и др., 1960).

В противоположность структурам северо-западного направления (раннегерцинским), сопоставимые по размерам структуры северо-восточного направления являются структурами среднегерцинскими (саурскими). Следовательно, на Сарысу-Балхашском водоразделе наблюдается сложное сочетание разновозрастных и различным образом ориентированных герцинских структур со структурами каледонского возраста.

Наиболее яркий пример согласного расположения структур дают каледонские и докаледонские структуры западной части Атасу-Моинтинского антиклинория при сравнении их с каледонскими структурами Западно-Балхашского синклинория. В антиклинории и в смежном с ним синклинории наблюдается по мере движения с юга на север плавное дугообразное изменение простирания складок от северо-западного к меридиональному, затем к северо-восточному, широтному и, наконец, к юго-восточному; в обоих случаях достаточно четко вырисовываются асимметричные складки типа гигантских складок волочения длиной в 5—10 *км* и более. На внешнем крыле Атасу-Моинтинского антиклинория, также как в Северо-Балхашском синклинории, широко развито запрокидывание складок, наконец, в обоих случаях существенная роль в «рисунке» складчатой структуры принадлежит продольным согласным со складками разрывам. Складки нижнепалеозойских зеленоцветных толщ Западно-Балхашского синклинория, как правило, простираются параллельно контуру выхода допалеозойских образований и, в целом, согласны с простиранием складок в Атасу-Моинтинском антиклинории. В то же время структура западной части Атасу-Моинтинского антиклинория резко отличается от каледонской структуры Северо-Балхашского синклинория большей сложностью и, прежде всего, наличием сопряженных систем мезо- и микроскладок в толще протерозойских пород.

Итак, с одной стороны — единый структурный план, сходство в морфологии средних по размерам и крупных складчатых структур; с другой — возрастание сложности складчатости при переходе к более древнему структурному уровню. Чаще всего это явление объясняется унаследованностью структурного плана ордовикских (и силурийских) отложений от структурного плана древних-протерозойских и кембрийских образований. В общем виде такие представления были высказаны Н. Г. Кассиным (1934), который отмечал зависимость простирания силурийских (ордовикских и силурийских в нынешнем понимании) складок от очертаний более древних массивов. По данным А. Г. Гокоева, простирание ордовикских и силурийских толщ согласуется с простиранием прежних антиклинальных структур. Примерно такой же точки зрения придерживается А. Е. Михайлов (1966), указывающий, что сходство структурных планов досинийских, синийских, нижнепалеозойских и силурийских толщ может быть объяснено с позиций признания унаследованности в развитии.

Авторы перечисленных выше работ исходят, как мы видим, из того, что древние, уже сформировавшиеся складчатые структуры уже не под-

вергаются в дальнейшем сколько-нибудь существенным складчатым деформациям, и служат как бы остовом для молодых складок, предопределяя их общее простирание. Однако, такой вывод не является единственно возможным. Вполне вероятно, что происходит как раз обратное: в процессе формирования относительно молодых (каледонских) складчатых структур более древние, уже существовавшие к тому времени складчатые структуры вновь подверглись складчатости и вошли (в измененном виде) в складчатую структуру Атасу-Моинтинского антиклинория. К такому выводу пришел Б. Г. Кореньков, обнаруживший в горах Таскоралы складчатые изгибы поверхности несогласия, разделяющей нижнепалеозойские и верхнепротерозойские отложения. К такому же выводу приводит анализ байкало-каледонского структурного комплекса: внутри комплекса распознается сложно деформированная поверхность несогласия, отделяющая верхнепротерозойские сланцы и кварциты от более молодых позднепротерозойских-раннепалеозойских образований.

Можно предположить, что переориентировка древних складок в зонах, вновь охваченных интенсивным складкообразованием, это пример, в бортовых частях Успенского синклинория (на западной его явление, достаточно характерное для Сарысу-Балхашского водораздела. На окраине, вблизи Ортауского плутона) линейные складки в толще силурийских пород имеют выдержанное северо-восточное простирание, согласное с простиранием саурских линейных складок осевой части Успенского синклинория, что объясняется, по-видимому, переработкой системы раннегерцинских (тельбесских) складок саурскими складчатыми движениями.

Реальность такого механизма допускается сейчас многими исследователями, но приоритет в этом отношении среди советских геологов принадлежит М. М. Тетяеву (1938), который неоднократно указывал на необходимость учитывать изменения складчатой структуры в процессе дальнейшего ее развития по мере проявления новых фаз складкообразовательных движений. Позднее эти взгляды были развиты многими другими геологами. Так например, Г. Д. Ажгирей (1951) указывает на существование пластических деформаций кристаллического фундамента в процессе более поздней складчатости; М. А. Черноморский (1967) пишет о глубокой переработке жестких массивов докембрийских метаморфических сланцев при образовании каледонских складчатых структур. В последние годы и в региональных, и в обобщающих работах все чаще приводятся примеры интенсивной голоморфной складчатости, наблюдаемой в зонах, где типичная геосинклинальная седиментация давно уже прекратилась. В работе М. В. Муратова (1967) формулируется общая закономерность, заключающаяся в том, что толщи чехла средних массивов участвуют — в том случае, если они вновь вовлекаются в геосинклинальное прогибание,— в строении сложных складок вместе с главным геосинклинальным комплексом.

Следовательно, одна из причин согласного расположения разновозрастных складчатых структур — это переориентировка уже существующих складок в зонах молодой складчатости, т. е. приспособление древних складок к новому структурному плану. Другая причина — это зависимость ориентировки системы конседиментационных складок от ориентировки складчатых зон (и разломов) предыдущего этапа развития. Позднегерцинские конседиментационные складки располагаются согласно с простиранием системы линейных саурских складок; раннегерцинские (верхнедевонские-нижнекаменноугольные) конседиментационные складки наследуют простирание тельбесских (живетских) складчатых зон; позднекаледонские — раннегерцинские конседиментационные складки со-

гласны с простиранием таконских складчатых зон. Во всех перечисленных случаях новая система складок отражает общее простирание складчатых зон предшествующего этапа развития, что позволяет рассматривать «молодые» складки как унаследованные.

Обращаясь теперь к участкам, где наблюдается «пересечение или перекрещивание складчатостей», мы можем наметить три вида структурных рисунков, соответствующих трем видам пересечений. Первый вид пересечения возникает на коротких крыльях сигмоид S^4, т. е. в местах поворота зон линейных складок, когда формируется новая система конседиментационных складок S^1. Второй, часто наблюдаемый вид пересечения, обусловлен различием в ориентировке складчатых зон S^4, относящихся к разным (в том числе смежным) этапам развития. Третий вид пересечения — это пересечение формационных зон какого-либо этапа развития складчатыми зонами того же этапа.

Таким образом, необходимо различать соотношение с древними складками S^1 и складок S^2 (S^3).

Складки S^1 наследуют простирание крупных сигмоид (S^4), образовавшихся в предыдущем цикле. Они согласны с простиранием крупных разрывов, заложенных в начале нового цикла и с простиранием складок S^2 (S^3), находящихся на длинных «крыльях» сигмоид S^4. В то же время они являются секущими по отношению к таким же складкам (S^2 и S^3), расположенным на коротких «крыльях» сигмоид. В общем для систем складок характерно согласное (унаследованное) расположение со складками, сформировавшимися в предшествующую тектоническую фазу.

Складки S^2 (S^3) характеризуются, в противоположность этому, секущим положением по отношению к складкам S^2 (S^3) предыдущего этапа развития. Кроме того, складки S^2 (S^3) являются секущими по отношению к складкам S^1 этого же тектонического цикла и по отношению к конседиметационным разломам, заложенным в предыдущую тектоническую фазу. «Согласные» взаимоотношения между складками S^2 (S^3) двух последовательных тектонических фаз (например, таконской и тельбесской или тельбесской и саурской) могут наблюдаться либо в пределах короткого крыла древней сигмоиды S^4, либо в том случае, когда древние складчатые структуры «приспособились» к новой системе складок.

С учетом сделанных замечаний становится понятным, что в представлениях А. Г. Гокоева также как в противоположных им представлениях Н. А. Штрейса и С. Е. Колотухиной, отражены различные стороны сложных природных взаимоотношений между каледонскими и герцинскими структурами. А. Г. Гокоев справедливо указывает на резкое несоответствие структурных планов каледонских складок и раннегерцинских складок. В то же время в работе Н. А. Штрейса и С. Е. Колотухиной подчеркивается единство структурного плана доготландских и готландских (нижнедевонских по современным данным) отложений и параллельность девонских формационных зон (и складок) простиранию системы складок Жамансарысуйской зоны.

УДК 551:24(574.5)

И. И. НИКИТЧЕНКО

ТЕКЕЛИ-САЙРАМНОРСКИЙ РАЗЛОМ

Межформационный, развившийся вдоль поверхности несогласия между нижним и средним палеозоем Текели-Сайрамнорский разлом отделяет Южно-Джунгарский антиклинорий от Бороталинского синклинория и является северной границей Текелийской структурно-металлогенической зоны (рис. 1). Разлом глубинного заложения и длительного развития, на что указывает приуроченность к нему магматических образований и изменение мощностей и фаций среднепалеозойских образований в его северном и южном крыльях.

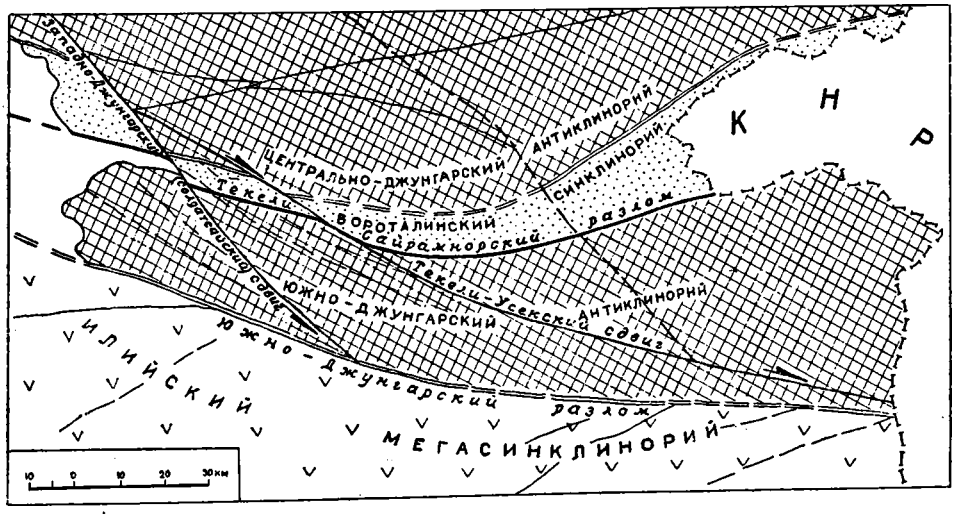


Рис. 1. **Схема расположения Текели-Сайрамнорского разлома.**

В Советской Джунгарии Текели-Сайрамнорский разлом прослежен более чем на 150 *км,* от китайской границы на востоке до Каратальской долины на западе, где он скрывается под песками Южного Прибалхашья. В плане линия разлома образует пологую дугу большого радиуса, обращенную выпуклостью к югу. Простирание разлома субширотное, почти на всем протяжении разлома оно совпадает с направлением складчатых структур и разделяемых им структурно-формационных зон. В целом, разлом представляет круто-падающий сброс, в северном опущенном крыле которого развиты девон и нижний карбон; в южном поднятом — преиму-

щественно нижний палеозой, докембрий и гранитоиды Южно-Джунгарского антиклинория.

Особенностью Текели-Сайрамнорского разлома является его преимущественно скрытый характер, что сказалось в отсутствии единого четко выраженного и достаточно протяженного тектонического шва. В большей части разлом проявлен серией сближенных межпластовых разрывов в виде маломощных полос повышенной трещиноватости, рассланцевания, дробления и брекчирования, а также тектонического разлинзования и будинажа, локализованных в единой зоне шириной от 0,5—1,0 *км* на западе и востоке, до 3—5 *км* в центральной части и совпадающих по простиранию с общим направлением зоны разлома. Плоскости сместителей этих нарушений падают круто (70—80°) на север. Такое крутое северное падение имет и вся зона разлома в целом. Мощность отдельных нарушенных зон колеблется от нескольких до 100 *м*.

Во многих случаях в зонах согласных нарушений развиты лимонитизация, окварцевание, поля даек и жил, вмещающие породы значительно дислоцированы, особенно высокопластичные рудовмещающие сланцы и известняки, часто образующие флексурные изгибы и мелкие складки с крутопогружающимися шарнирами, вплоть до гофрировки и плойчатости.

В центральной части (район г. Сандыктас) Текели-Сайрамнорский разлом под острым углом пересечен и смещен Текели-Усекским сбросо-сдвигом. Восточная часть его смещена относительно западной к юго-востоку на 15 *км*. На такое же расстояние смещены или изогнуты вдоль плоскости сдвига, под влиянием пластических деформаций, нижне- и среднепалеозойские отложения. Как на Текелийском участке, так и в центральной части, зона Текели-Сайрамнорского разлома рассечена сбросо-сдвигами северо-западного простирания более высоких порядков, с амплитудой горизонтальных перемещений от нескольких сотен метров до первых километров. Особенно многочисленны такие разрывы к востоку от Текели-Усекского сдвига, на интервале выгнутой к югу части Текели-Сайрамнорского разлома. В сочетании с продольными (субширотными) разрывами ответвляющиеся и секущие разломы образуют многочисленные линзообразные и клиновидные тектонические блоки различных размеров (3×2, 1×2, 5×3, 10×4 *км* и др.), что, в целом, обусловливает сложную мелко-блоковую структуру зоны сочленения Южно-Джунгарского антиклинория и Бороталинского синклинория. Восточнее, в хр. Токсамбай, к зоне Текели-Сайрамнорского разлома, по данным Б. И. Триска и др. (1969 г.), приурочено крупное субвулканическое дайкообразное тело кварцевых порфиров, согласное с напластованием вмещающих пород и простиранием разлома, протяженностью более 3 *км*. Еще восточнее, в области высокогорья, среди ледников и заснеженных вершин зона Текели-Сайрамнорского разлома трассируется с большим трудом, лишь по отдельным, разрозненным участкам катаклаза и милонитизации в гранитоидах и зонам динамометаморфизма в нижнекаменноугольных вулканитах.

По классификации А. С. Суворова (Суворов, 1968) Текели-Сайрамнорский разлом может быть назван разломом сжатия-растяжения, поскольку в его развитии чередовались сжатия и растяжения. Признаками сжатия являются зоны дробления, рассланцевания, структуры тектонического разлинзования и будинажа, а также малоамплитудные флексуры и мелкие складки волочения с крутопогружающимися шарнирами, сопровождающие секущие северо-западные сдвиги. Доказательством растяжения, которое было ведущим в формировании некоторых участков, служит трещинное, в целом, строение ослабленной зоны, с многочисленными трещинами отрыва, выполненных дайками и жилами, иногда рудными телами. Чередование сжимающих и растягивающих напряжений обусловило

неоднократное приоткрывание трещин отрыва и повышенную проницаемость зоны в целом, что в свою очередь создало условия, благоприятные дня циркуляции рудоносных растворов вдоль всей зоны с последующим рудоотложением в наиболее благоприятных в структурно-геологическом отношении участках.

Рудоконтролирующее значение Текели-Сайрамнорского разлома очевидно велико. Это подтверждается четко выраженной линейностью в расположении полиметаллических месторождений в Текелийской рудоносной полосе. С запада на восток в узкой зоне шириной первые сотни метров на расстоянии около 20 *км* расположено более 10 месторождений и рудопроявлений. Все они приурочены к крутопадающей (70—80°) внутриформационной зоне трещиноватости, рассланцевания и дробления пород текелийской свиты, условно нижнего палеозоя. Зона состоит из серии маломощных (от 40—50 до 80—100 *м*) сближенных полос деформации, вытянутых широтно, параллельно простиранию Текели-Сайрамнорского разлома в целом.

Все известные рудные тела Текелийской рудной зоны представлены сложными линзообразными залежами залегающими согласно с вмещающими породами, круто падая на север под углами 60—80°, и локализованными внутри так называемого «рудного горизонта», нарушенного согласными нарушениями.

Разлом, по-видимому, был заложен в позднем докембрии-раннем палеозое, хотя прямых признаков существования его в это время не сохранилось. Наиболее достоверно жизнь разлома устанавливается, начиная с раннего девона. С этого времени и до мезозоя по обе стороны от разлома происходили разнонаправленные движения. Можно также предполагать, что в раннем силуре к югу от разлома преобладали опускания, к северу — поднятия. В девонское и нижнекаменноугольное время картина противоположная. Южнее разлома господствовали поднятия, к северу-устойчивое общее опускание. В позднем палеозое по Текели-Сайрамнорскому разлому, наряду с нормальными сбросами, видимо, происходили взбросовые перемещения, обусловленные общим сжатием в субмеридиональном направлении со стороны внутренних частей Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Перемещения выражались в крутом надвигании северного крыла разлома на южное. Деформации сжатия вызвали многочисленные, главным образом, правосторонние сдвиги по разрывам северо-западного направления.

В мезозойскую эру во время платформенного развития движения по разлому, очевидно, не происходили. В альпийскую эпоху тектогенеза Текели-Сайрамнорский разлом опять стал активной разрывной структурой, и вдоль него происходили крупные глыбовые перемещения, амплитуды которых достигают 1 *км* и более, и которые сформировали межгорные впадины и глубоко врезанные долины. В современном рельефе вдоль Текели-Сайрамнорского разлома, особенно в его восточной части, отчетливо виден тектонический уступ высотой в первые сотни метров.

В заключение следует подчеркнуть весьма важное значение Текели-Сайрамнорского разлома в геологической истории Центральной Джунгарии. Глубинное заложение и длительное развитие разлома, разнонаправленные движения определили соответствующий геотектонический режим в смежных зонах, который обусловил особенности магматизма, метаморфизма и оруденения. Особенно большое влияние Текели-Сайрамнорский разлом оказал на формирование Текелийской рудной зоны в целом. С его развитием в тесной и непосредственной зависимости находились образование и локализация полиметаллического оруденения.

УДК551.24(574.52)

Е. С. ОСПАНОВ, Ф. Я. ВАЛЕЕВ

НЕКОТОРЫЕ ДАННЫЕ О ПРИРОДЕ СЫРДАРЬИНСКОГО РАЗЛОМА В ЮГО-ЗАПАДНЫХ ПРЕДГОРЬЯХ СЕВЕРНОГО КАРАТАУ

Во время геолого-геофизических исследований, проведенных в последние годы, получены некоторые материалы, позволяющие выяснить природу глубинного Сырдарьинского разлома. До сих пор этот разлом, за которым мы предлагаем закрепить название «Сырдарьинский» *, не описан в литературе. Были предположения о существовании глубинного разлома, протягивающегося вдоль юго-западных предгорий хр. Каратау (Грум-Гржимайло, 1959, Макарычев, 1963, Николаев, 1961 и др), но описания структуры и морфологии, связи с интрузивной деятельностью и процессами рудообразования сделано не было.

Лучше всего изучен при геолого-съемочных и разведочных работах, а также геофизических исследованиях участок разлома протяженностью до 100 км от месторождения Шалкия на юго-востоке до гор Сусызкара на северо-западе (Ф. Я. Валеев, Ф. М. Ибрагимов, В. И. Лук-Зильберман, Е. С. Оспанов и др.).

На рассматриваемой территории распространены каледонский и герцинский складчатые комплексы. Первый образован, главным образом, терригенными и глинистыми породами кембрия и ордовика, смятыми в линейные и реже брахиформные складки, осложненные густой сетью разрывов. Складчатые деформации комплекса связаны с позднеордовикскими движениями. Герцинский комплекс, отделенный от каледонского основания несогласием, сложен терригенными и карбонатными породами девона и карбона, обычно изогнутыми в пологие брахискладки.

О. С. Грум-Гржимайло (1959), Е. А. Похвиснева и др. считают, что во время накопления девонских и каменноугольных отложений земная кора испытывала вертикальные перемещения отдельных блоков.

Имело место длительное конседиментационное складкообразование, которое началось одновременно с началом прогибания, продолжалось в период максимального развития и резко усилилось во время герцинских поднятий. После завершения складчатости в среднекарбоновую эпоху тектогенеза в результате усиления тектонических напряжений был заложен Сырдарьинский глубинный разлом. Он не влиял на осадконакопление в среднем палеозое и не играл значительной роли в формировании герцинских складчатых структур. Сырдарьинский разлом пересекает

* Разные исследователи называют его по разному.

складчатые структуры, сложенные девоном и нижним карбоном, но не нарушает мезокайнозойские толщи. После среднекарбонового времени Сырдарьинский разлом, пересекая край складчатого сооружения, являлся естественной границей между антиклинорием Северо-Западного Каратау и Кызылкумской депрессией и в течение позднегерцинского этапа обладал большой подвижностью и проницаемостью.

На значительной части описываемого отрезка Сырдарьинский глубинный разлом перекрыт мел-четвертичными образованиями мощностью от 10 до 300 *м*. При его изучении особенно эффективные результаты показала сейсморазведка (КМ ПВ). Тектоническая зона характеризуется особым типом смены волн (протрассированных от профиля к профилю), сопровождающихся резким искривлением осей синфазности и одинаково хорошо отмеченных по прямым и встречным системам. Смена этого типа часто представляют по существу целые «зоны смен». Коррелируемость зон по характеру граничных эффективных скоростей указывает на то, что эти величины не случайны для каждого отдельного профиля и связаны с разрывами, часто сопровождаемыми зонами дробления пород, что впоследствии подтверждено бурением скважин или же с сериями субпараллельных сбросов. В большинстве случаев разрывы отражены на картах рельефа палеозоя в виде уступов или резкого изменения формы границ.

В горах Карамурун разлом изучался непосредственно на поверхности. Здесь зона разлома, прямолинейная в плане, обнажена на протяжении 6 *км*. Разлом выражен относительно широкой (1000—1500 *м*) зоной смятия и тектонических брекчий. Зона смятия представлена чередующимися полосами метаморфизованных пород; они не имеют четких границ и среди них встречаются участки почти неизменных пород. Песчаники и алевролиты тюлькубашской свиты средне-верхнего девона превращены в метаморфические сланцы кварц-полевошпатового, слюдисто-кварц полевошпатового состава-сланцеватые темно-серые породы, иногда похожие на гнейсы. Слой известняка мощностью в 5—7 *м*, залегающий в верхней части свиты, мраморизован и собран в узкие, вытянутые вдоль зоны складки. Из-за значительного метаморфизма некоторые исследователи принимали эти породы за протерозойские. Тектонические брекчии-разнообломочные породы, сцементированные железисто-кварцевым цементом; обломки нацело окварцованы и первоначальный состав их определить невозможно.

В рудном поле Шалкиинского месторождения изучен Аккуюкский глубинный разлом, являющийся виргацией Сырдарьинского. Сведения о нем получены при бурении картировочных и разведочных скважин; о нем можно судить по соотношениям пород, соприкасающихся по дизъюнктиву. Кроме Аккуюкского разлома от Сырдарьинского глубинного разлома ответвляется еще несколько диагональных и поперечных разломов, установленных и предполагаемых (рис. 1).

Сырдарьинский глубинный разлом протягивается с юго-востока на северо-запад в азимуте 315° и почти прямолинеен, что говорит о крутом падении плоскости его сместителя. Он является сбросом, плоскость сместителя падает на юго-запад под ∠75—90°. На северо-востоке и юго-западе к нему причленены диагональные и поперечные разломы, разделяющие крупную Карамурун-Алтуайтскую брахисинклиналь на несколько тектонических блоков. Большая часть их представляет сбросы, взбросы и сбросо-сдвиги с крутыми сместителями (70—90°). Вертикальные амплитуды разрывов меняются от десятков до 1000 *м* и более. Амплитуды горизонтальных перемещений меняются от первых до 500—1000 *м*. Вертикальная амплитуда Сырдарьинского глубинного разлома установлена в горах Карамурун по срезанию отдельных пачек тюлькубашской

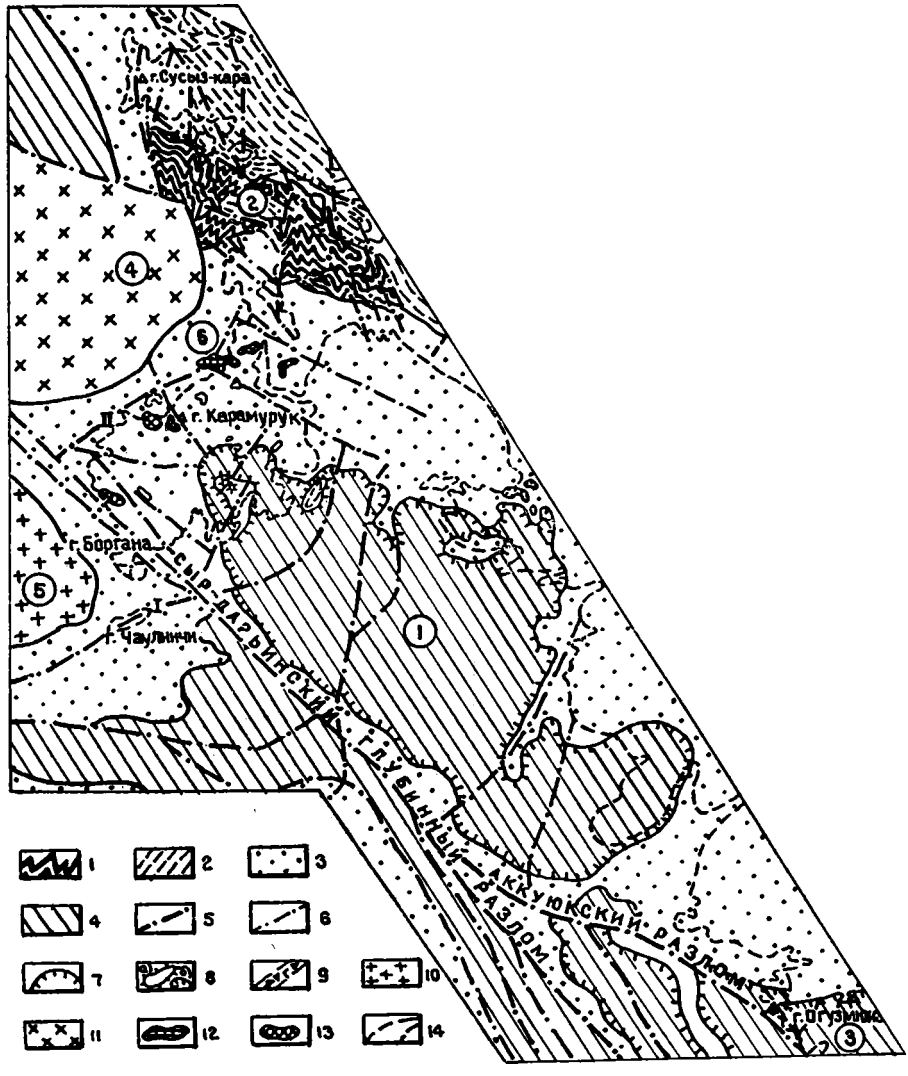


Рис. 1. **Геолого-структурная схема юго-западных предгорий Северо-Западного Каратау.** *1* — кембрий; *2* — ордовик; *3* — средний-верхний девон (тюлькубашская свита); *4* — фаменские и нижнекаменноугольные карбонатные отложения; *5* — глубинные разломы; *6* — прочие разрывы; *7* — надвиги (штрихи в сторону падения); *8* — тектонические окна (а), эрозионные останцы (б); *9* — тектонические брекчии; *10* — граниты; *11* — диориты; *12* — серпентиниты; *13* — гидротермально измененные породы; *14* — граница выходов палеозойских отложений на дневную поверхность.
Цифры на схеме: *1* — Карамурун-Алтуайтская брахисинклиналь; *2* — Акжарское глыбовое поднятие; *3* — Аккуюкская брахисинклиналь; *4* — Карамурунская интрузия; *5* — Кзылдиханская интрузия; *6* — интрузии серпентинитов. I — Чаулинчинский разлом; II — Карамурунский разлом.

свиты с установленной мощностью и составляет 1000—1500 *м*. Вертикальная амплитуда Аккуюкского разлома в Шалкиинском рудном поле равна 800—1000 *м*.

Деформации верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений, связанные с движениями по глубинному разлому, привели к изменению морфологии Карамурун-Алтуайтской брахисинклинали. Наклон ее юго-западного крыла гораздо круче северо-восточного. Карбонатный ком-

плекс фамена и нижнего карбона сорван с основания и полого надвинут в северо-восточном направлении на терригенную тюлькубашскую свиту и образует покровную структуру длиной до 40 *км* с амплитудой перекрытия 5 —8 *км*.

В результате сжатия породы автохтона претерпели динамометаморфизм с явлениями перекристаллизации и образованием новых минералов и вторичной ориентировкой ранее существовавших. Песчаники и алевролиты тюлькубашской свиты, обнаженные в тектонических окнах в теле покрова, настолько сильно изменены, что некоторые исследователи относили их к другим по возрасту отложениям.

С Сырдарьинским разломом связана интенсивная интрузивная деятельность.

В 1967-68 гг. впервые в юго-западных предгорьях Северо-Западного Каратау Ф. Я. Валеев и Т. А. Алдабергенов описали средние и кислые интрузивы, вскрытые скважинами под покровом меловых и четвертичных образований. Интрузив диоритов расположен севернее в 2—3 *км* от г. Карамурун, гранитов западнее в 2 *км* от этих гор. Кроме того, среди песчаников и алевролитов живет-франского возраста (тюлькубашская свита) в горах Карамурун обнажаются два относительно небольших тела серпентинитов.

Эти интрузии образуют, по нашему мнению, единый интрузивный комплекс, так как они пространственно и по времени образования связаны с Сырдарьинским глубинным разломом. В становлении этого комплекса намечается существование существование трех фаз. Первая выразилась в образовании ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты, которые в результате последующей гидротермальной переработки обычно превращены в тальковые сланцы (рудопроявление талька Шенгельдыкудук). Внедрение ультраосновных пород произошло в период наибольшей активности Сырдарьинского разлома по Карамурунскому разлому, являющемуся ответвлением первого, непосредственно после среднекарбонового тектогенеза. Интрузии серпентинитов свидетельствуют о глубинности разлома, доходившего до перидотитового уровня.

Вторая фаза проявилась во внедрении крупной интрузии диоритов. Эта интрузия, которую мы предлагаем назвать Карамурунской, представляет батолит, занимающий площадь более 100 *км*^{2}. По геофизическим данным он продолжается на небольшой глубине под кембро-ордовикскими отложениями в Акжарском глыбовом поднятии, в формировании которого внедрение диоритов сыграло существенную роль. Изучение диоритов показало, что они всегда катаклазированы, в них часто наблюдаются параллельные текстуры, свидетельствующие об одностороннем давлении.

Диориты прорывают и метаморфизуют терригенную тюлькубашскую свиту, сланцы и известняки нижнего кембрия, обнаженные в ядре Акжарского глыбового поднятия. По системе пересекающихся сбросо-сдвигов нижнекембрийские отложения выведены на поверхность и имеют контакты по разрывам с ордовиком и средним-верхним девоном.

Формирование гранитной интрузии к западу от г. Карамурун (Кзылдиханская интрузия, по Ф. М. Ибрагимову и др.) прошло в третью завершающую фазу. Породы третьей фазы представлены преимущественно нормальными лейкократовыми гранитами, незатронутыми катаклазом и рассланцеванием. Они прорывают и метаморфизуют песчаники и алевролиты тюлькубашской свиты. Абсолютный возраст гранитов составляет 285±14 млн. лет (поздний карбон). Определения произведены в лаборатории абсолютного возраста Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии в г. Москве калий-аргоновым методом.

С третьей фазой связана активная гидротермальная деятельность. Кислые растворы, циркулировавшие по системе разломов и трещин, подвергли метаморфизму песчаники, алевролиты, серпентиниты и диориты. В песчаниках и алевролитах, слагающих горы Карамурун, широко развиты зоны гидротермального изменения, представленные карбонатно-альбитовыми породами. С ними связаны рудопроявления золота Карамурун и Баламурун, относящиеся к высокотемпературным гидротермальным, о чем свидетельствуют высокая проба золота и ассоциация его с шеелитом и молибденитом. Физико-механические свойства известняков и доломитов фамена и нижнего карбона были благоприятны для образования мелкой трещиноватости при тектонических движениях и способствовавшей большей проницаемости для рудоносных растворов. С этим временем связывается образование свинцово-цинкового месторождения Шалкия и множества мелких рудопроявлений свинца, цинка и меди.

Сырдарьинский глубинный разлом на протяжении всего верхнего полеозоя играл решающую роль в формировании разрывных нарушений, магматизма, метаморфизма и металлогении. Его дальнейшее изучение позволит выявить главнейшие закономерности размещения структурно-фациальных, металлогенических и рудных зон, выделить перспективные площади для поисков полезных ископаемых.

УДК (574.3)

А. К. КИСЕЛЕВ

РАННЕ-СРЕДНЕГЕРЦИНСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ КОТАНБУЛАК-САЯКСКОЙ И ТОКРАУ-КАЛМАКЭМЕЛЬСКОЙ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННЫХ ЗОН

Единого представления об истории развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали нет. На ранних этапах ее изучения считалось, что отложения, характерные для начальных этапов, в ее пределах отсутствуют, что геосинклинальное развитие здесь началось со средних этапов, с накопления силурийских флишоидных толщ и что выходы яшмо-диабазового «уртынджальского» комплекса с ультраосновными интрузиями представляют выступы древнего фундамента. В последние годы возникли иные взгляды на историю геологического развития Джунгаро-Балхашской геосинклинали (Н. А. Афоничев, М. И. Александрова и др). По их представлениям эта геосинклинальная система является крупной структурой, прошедшей начальный, ранний, средний и поздний этапы геосинклинального развития. Яшмо-диабазовая формация сформировалась, по их мнению, в начальный этап и имеет кембро-ордовикский и даже силурийский возраст, а крупное складчатое несогласие между яшмо-диабазовой формацией кембрия и верхнеордовикско-силурийскими отложениями отсутствует.

Анализ фактического материала по Северному Прибалхашью и смежным регионам, собранного Р. М. Антонюком, С. М. Бандалетовым, В. Я. Кошкиным, автором (Киселев, 1967) и др., не позволяет согласиться с новыми представлениями. Хотя развитие Джунгаро-Балхашской геосинклинали проходило в течение одного крупного мегацикла, охватившего весь палеозой, крупное складчатое несогласие между кембрийскими и верхнеордовикско-нижнекаменноугольными образованиями и частичная консолидация этой области в конце позднего кембрия заставляют выделить в составе мегацикла два малых, тесно связанных этапа-каледонский и герцинский. В герцинском произошло окончательное оформление Джунгаро-Балхашской геосинклинали.

Северное Прибалхашье является одним из тех районов, где наглядно виден ход геологического развития Джунгаро—Балхашской геосинклинали, в пределах которой здесь обособляются Котанбулак-Саякская и Токрау-Калмакэмельская структурно-формационные зоны, ранне-среднегерцинская эволюция которых протекала различно.

1. В верхнем ордовике на площади образовавшегося в конце позднего кембрия крупного Северо-Балхашского геоантиклинория регенерируются геосинклинальные условия. Здесь началось образование прогибов. Одним из основных являлся Северо-Балхашский прогиб (Котанбулак-Саякская зона), в котором сформировалась позднеордовикская осадочно-вулканогенная (андезито-дацитовая) формация (джаманшуру-

кская свита), отвечающая здесь ранним этапам развития геосинклинальной системы (стадия начального погружения, по В. Е. Хаину).

2. Предорогенный (средний) этап делится на три основных стадии: силурийско-раннеэйфельскую, позднеэйфельско-живетско-франскую и фамено-турнейскую.

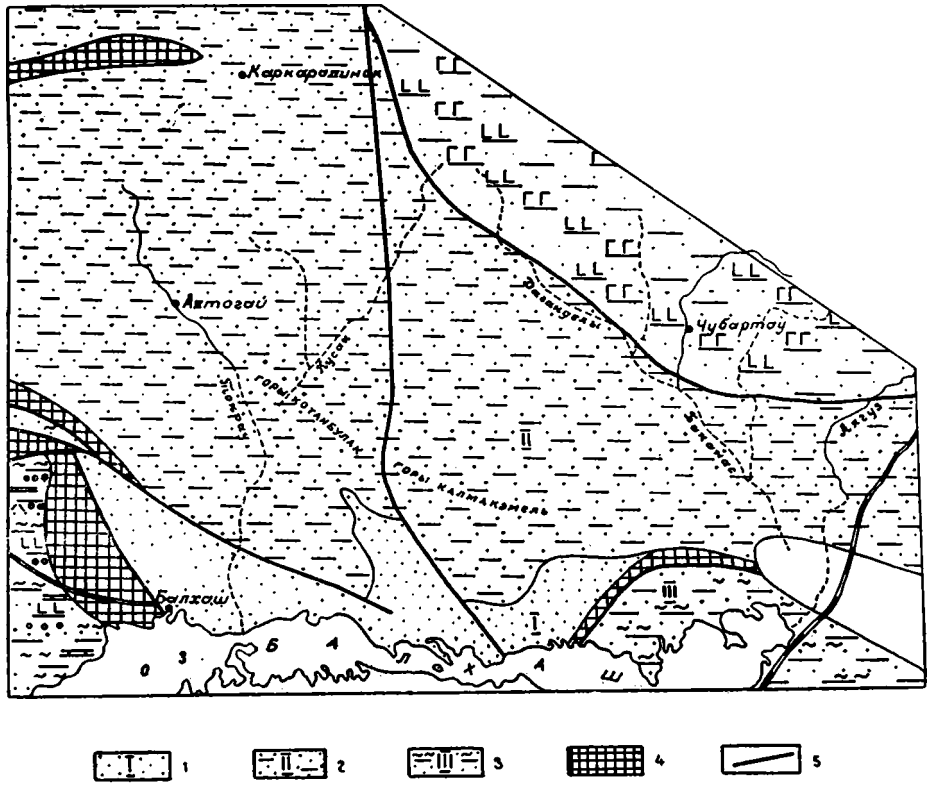


Рис. 1. **Схема расположения структурно-формационных зон.**
Структурно-формационные зоны: *1* — Итмурунды-Тюлькуламская; *2* — Котанбулак-Саякская; *3* — Тастауская; *4* — области размыва; *5* — глубинные разломы.

В первой половине предорогенного этапа геосинклинального развития возникла мощная (до 7—10 *км*) силурийско-раннедевонско-раннеэйфельская флишоидная формация, которая в раннем девоне на отдельных участках фациально замещалась песчано-известняковой субформацией.

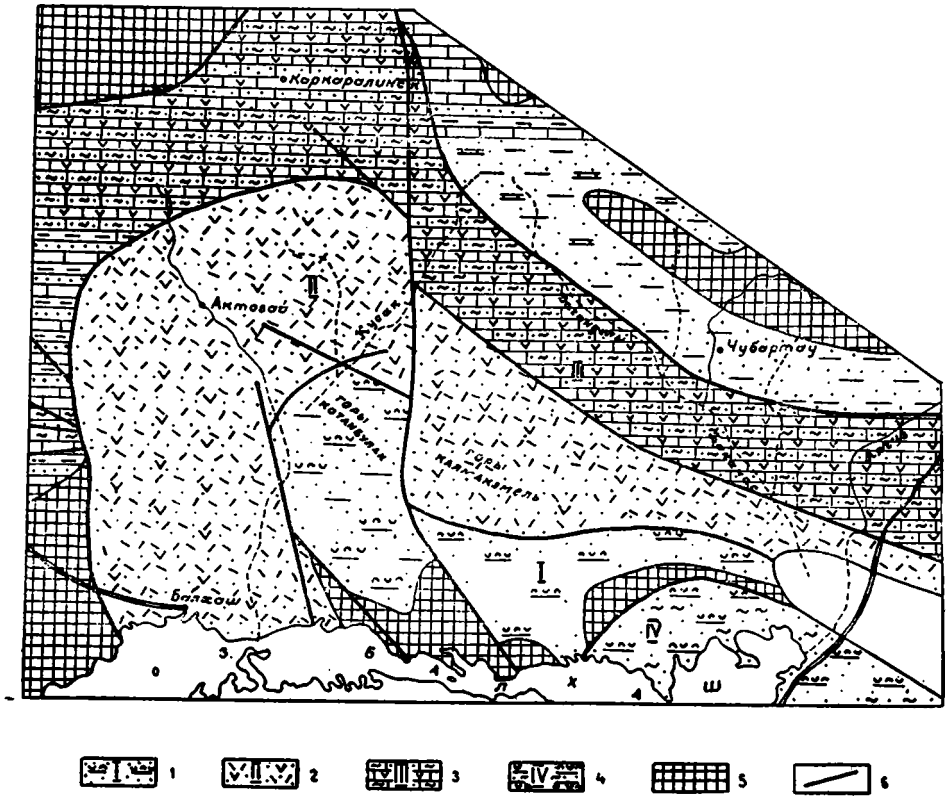
Тельбесские движения в начале позднего эйфеля привели к значительным палеогеографическим изменениям. В результате начавшихся интенсивных поднятий произошло осушение и частичная консолидация западной части Джунгаро-Балхашской геосинклиналии. Вторым крупным событием, вызванным тельбесскими движениями, явилась магматическая активизация пограничных с каледонидами структурно-формационных зон Джунгаро-Балхашской геосинклинали. В Каркаралы-Предчингизской, Айнасуйской, Успенской, Акжал-Аксоранской и Жаман-Сарысуйской зонах в позднеэйфельско,-живетско-франское время происходили излияния лав и выбросы пирокластов вначале среднего, а затем кислого состава. В Котанбулак-Саякской зоне тельбесские движения вызывали поднятие и осушение западной ее части. В сохранившемся «ре-

ликтовом» морском бассейне в позднеэйфельско-живетско-франское время накапливался песчано-галечный, карбонатный и мелкообломочный пирокластический материал песчано-известняковой формации.

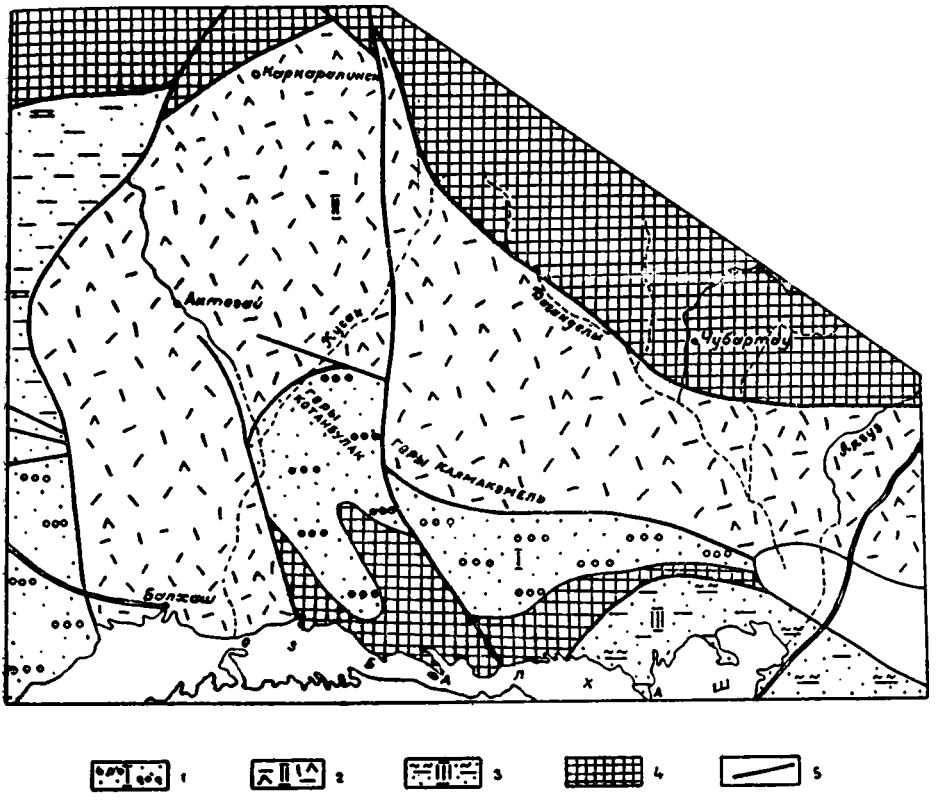
С фаменскими движениями в Северном Прибалхашье связано образование Токрау-Калмакэмельского вулканического пояса (структурно-формационной зоны). В его пределах в фамено-турнейское время отлагались образования островной вулканогенно-терригенной (липарито-дацитовой) формации (Киселев, 1970). В русаковское время на большой части площади они фациально замещались осадками песчано-туфогенно-известняковой субформации. В Котанбулак-Саякской зоне в фамено-турнейское время продолжали накапливаться отложения песчано-известняковой формации. В позднем турне в связи с начавшимися поднятиями здесь началась регрессия моря, вызывавшая осушение большой части площади.

3. В раннеорогенном (позднем) этапе выделяются ранневизейский и средневизейско-намюрский периоды.

Тектонические движения саурской фазы вызвали в раннем визе поднятие обширной территории и регрессию моря. В Токрау-Калмакэмельской зоне в это время формировалась континентально-лагунная угленосная формация (кемельбекская свита), а в Котанбулак-Саякской зоне накапливались песчано-галечные образования нижней морской молассы, фациально замещающейся в середине нижнего визе маломощными (5—50 *м*) отложениями угленосной субформации.



Р и с. 2. **Схема расположения структурно-формационных зон в фамене и турне.** Структурно-формационные зоны: *1* — Котанбулак-Саякская; *2* — Токрау-Калмакэмельская; *3* — Каркаралы-Предчингизская; *4* — Тастауская; *5* — области размыва; *6* — глубинные разломы.



Р и с. 3. **Схема расположения структурно-фациальных зон в визейском-намюрском веках.**
веках.
Структурно-формационные зоны: *1* — Котанбулак-Саякская; *2* — Токрау-Каркаралинско-Калмакэмельская; *4* — области размыва; *5* — глубинные разломы.

Средневизейские движения привели к образованию Токрау-Каркаралинско-Калмакэмельского вулканического пояса, в пределах которого в средневизейско-намюрское время сформировалась наземно-вулканическая андезито-дацитовая формация (каркаралинская свита). Наряду с вулканическими породами здесь на отдельных участках накапливались континентальные терригенные и озёрно-лагунные угленосные отложения. В этом отношении каркаралинское осадконакопление является, в известной мере, продолжением кемельбекского, но с мощными вулканическими извержениями.

Раннеорогенный (поздний) этап развития Токрау-Калмакэмельской зоны завершился складчатостью и внедрением огромных масс гранитоидной магмы балхашского комплекса. Начиная со среднего карбона, вулканическая область вступила в новый-собственно орогенный (конечный) этап геосинклинального развития.

В Котанбулак-Саякской структурно-формационной зоне со среднего визе по верхний карбон включительно продолжали накапливаться песчано-галечные отложения нижней морской молассы. В ранней перми произошло поднятие и осушение всей площади зоны и начались слабые вулканические извержения андезито-базальтового и дацитового состава (наземная андезитовая формация). В конце ранней перми раннеорогенный этап развития Котанбулак-Саякской зоны завершился интенсивной складчатостью и внедренением гранитоидов топарского (саякского) ин-

трузивного комплекса. С этого времени Котанбулак-Саякская зона вступила в собственно орогенный этап развития [1].

Заканчивая анализ геологического развития Токрау-Калмакэмельской и Котанбулак-Саякской структурно-формационных зон, следует указать, что переход их к собственно орогенному этапу осуществился после наиболее интенсивной (главной) складчатости и массового внедрения гранитоидов. Однако, несмотря на эту грань, существующую между раннеорогенным и собственно орогенным этапами, обращает внимание известная постепенность перехода той или иной геосинклинальной области к орогенному режиму. В конце раннеорогенного этапа стали заметнее признаки орогенного развития, ставшие затем ведущими на собственно орогенном этапе. В Северном Прибалхашье интенсивный переход структурно-формационных зон в орогенное состояние начался в начале раннего визе в связи с саурскими движениями. Этот переход, с нарастанием, продолжался в Токрау-Калмакэмельской зоне до конца нижнего карбона и завершился складчатостью и внедрением гранитоидов балхашского комплекса. В Котанбулак-Саякской зоне он оказался растянутым до конца ранней перми и протекал более постепенно. Он завершился складчатостью и внедрением гранитоидов топарского (саякского) комплекса.

Одной из наиболее характерных черт герцинского геологического развития Казахстана являлась миграция консолидации и складкообразования от периферических частей во Внутреннюю Джунгаро-Балхашскую область. Особый интерес в этой связи представляет продвижение фронта вулканизма в пространстве и времени по направлению к внутренним частям Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Вулканические пояса девонской и каменноугольной систем отчетливо отражают дугообразное концентрически-зональное расположение структурно-формационных зон и площадей консолидации разного возраста. В раннем девоне и первой половине эйфеля вулканические процессы протекали в области неустойчивой каледонской консолидации, где формировалась орогенная порфировая формация. В начале верхнеэйфельского времени, в связи с тельбесскими движениями, вулканические процессы начались в пограничных с каледонидами структурно-формационных зонах герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинали, подвергшихся частичной консолидации. К их числу относятся Каркаралы-Предчингизская, Айнасуйская, Жаман-Сарысуйская, Акжал-Аксоранская и другие. Наиболее интенсивной консолидации подвергалась Жаман-Сарысуйская зона. В фамене и турне вулканизм переместился еще далее во внутреннюю часть Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Вулканический пояс возник в Токрау-Калмакэмельской структурно-формационной зоне, которая в это время являлась переходной от наиболее подвижных внутренних частей Джунгаро-Балхашской геосинклинали (Котанбулак-Саякской и Тастауской зон) к частично консолидированным в верхнеэйфельско-живетско-франское время пограничным с каледонидами областям. В центральной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали (Котанбулак-Саякская зона) в среднем в начале верхнего палеозоя вулканические процессы не проявлялись. Слабые вулканические извержения здесь начались лишь в ранней перми.

---

[1] А. А. Богданов, Г. П. Горшков, С. С. Шульц и другие именуют эту стадию орогенной, отделяя ее от собственно геосинклинального этапа развития.

УДК 551.240 : 551.78.79(574.51)

К. Т. КУЛИКОВСКИЙ

НЕОТЕКТОНИКА СЕВЕРНЫХ СКЛОНОВ ХРЕБТА ЗАИЛИЙСКОГО АЛАТАУ

Термин «неотектоника» охватывает совокупность геологических явлений, которые рассматривались в свое время Н. И. Николаевым, В. А. Обручевым, С. С. Шульцем и касаются усложнения тектонических структур за неоген-четвертичное время. Большинство неотектонических структур находит отражение в современном рельефе. Для Тянь-Шаня и Заилийского Алатау в частности, наиболее зримыми являются тектонические уступы, формирующие ступенчато-ярусный профиль склонов.

Система разломов в Заилийском Алатау, разграничивающая ступенчатые блоки, подчинена генеральному тяньшанскому направлению 70—80° СВ, в общем согласному с простиранием палеозойских структур. Наряду с ними развиты скалывающие и сопряженные расколы диагональные системы 50—60° СВ, 310—320° СЗ, а также поперечная система 0—10°.

В результате деформирующих усилий альпийского тектогенеза, тангенциальных и косонаправленных по отношению к продольной оси хребта, значительная часть разломов, тяготеющих к периферии Заилийского Алатау, была дугообразно изогнута, трансформирована в систему взбросов, правых сдвигов и локальных надвигов (рис. № 1). Хребет в плане приобрел выпуклую к югу дугообразную форму «упругой рессоры».

На восточном фланге в бассейнах рр. Талгара и Иссыка активизировались и приобрели ведущее значение «дуговые» разрывы северо-западных простираний, параллельные и подобные Талгарскому правостороннему сдвигу, амплитуда которого около 1,5 *км*. Крупный широтный надвиг с перемещением тектонического блока к югу по очень пологой поверхности известен на правом борту долины р. Тургень ниже впадения руч. Тескенсу. Здесь палеозойские граниты надвинуты на неоген. В верховьях р. Бельбулак в локальный надвиг трансформирован участок Предкумбельского взброса. Поверхность надвигания в этом месте полого погружается к югу под углом 9—10°. Контактируют разновозрастные граниты. Вдоль северного обрамления Большого Алма-Атинского озера в локальный надвиг с перемещением висячего крыла к югу по плоскости, погружающейся к северу под ∠27°, преобразован участок Джусалы-Кезеньских разломов. Голоценовой активностью этого надвига, видимо, объясняется образование озерной плотины. Интересно отметить, что в более северных нарушениях, параллельных этой же системе, Озерному надвигу соответствует нарастающая в сторону озера флексура. В качестве крутого надвига можно рассматривать также юго-западную ветвь Алмаатинского разлома в Ушконурской грабен-синклинали. По

взбросовой плоскости, падающей к СЗ ∠45° карбоновые эффузивы здесь налегают на горизонтальный верхнеплиоценовый покров.

Очевидно, в течение неотектонического этапа в той или иной степени были подновлены почти все разломы, однако в современном рельефе находят свое отражение, главным образом, голоценовые движения. Такие сейсмо-тектонические подновленные разломы, вернее их отдельные участки, протяженностью до первых километров, просматриваются на склонах в виде линейных рововидных понижений шириной 5—7 *м* и глубиной 1—2 *м*. Подобные «трассировнаные» разломы характерны для отдельных участков Арчалинской, Джусалы-Кезеньской, Кумельской систем, а также для многочисленых оперяющих расколов на флнгах хребта, особенно на западе. Местами рововидный след разлома прослеживается в теле верхнечетвертичных морен (Арчалинская система разломов в долине Б. Алмаатинки, Предвершинный разлом в бассейне р. Талгара и др.).

Гораздо реже на склонах встречаются короткие (менее 1 *км* протяженности), но четкие крутые тектонические уступы, высотой до 70—100 *м* (западная площадь, бассейн Аксая, Каргалинки, обрамление Заилийского разлома на востоке и др.).

Характерно, что подновленные разломы лишь внешне воспринимаются как единый тектонический уступ. В действительности они представляют отдельные относительно короткие участки разных разломов, попавших в пределы широкой неотектонической зоны. Вертикальная амплитуда одних и тех же тектонических уступов, косо пересекающих зону, непостоянна. Она уменьшается и полностью затухает при выходе разлома за границу подвижной зоны. В результате блоковых перекосов система неотектонических уступов в плане преобретает вид зубчатой ломаной линии.

Ширина «элементарных» тектонических блоков составляет около 1,5—2,5 *км*. Вертикальные перемещения по разломам редко превышают 200 *м*. В общем случае амплитуды возрастают от центрального поднятия к флангам хребта и к его подножьям. Не исключено, что первичные амплитуды были несколько больше, но они частично погашены за счет «подтягивания» периферийных блоков при разрастании хребта.

Крупные разломы представляют собой систему сближенных параллельных и оперяющих расколов в зоне, шириной до 0,3 и более *км*.

В современном тектоническом строении северного склона Заилийского Алатау и прилегающей части Илийской впадины наиболее важная роль принадлежит Заилийскому, Алмаатинскому, Боролдайскому и Каскеленскому разломам и не столько потому, что по своим параметрам они значительно превосходят остальные, а в силу того, что они неотектонически оформились в рельефе в пределах активной сейсмической зоне.

Блоковые структуры долгое время считались основным и почти единственным элементом тектоники Тянь-Шаня. Однако, особенности залегания кайнозойских толщ на северных склонах Заилийского Алатау и морфоструктурный анализ рельефа убеждают в том, что пликативные формы не менее характерны для его орогенной постройки. Прежде всего это относится к общей форме сводового поднятия, объединяющего в общей структуре Заилийский и Кунгей-Алатау и лишь усложненного вдоль подножий и в осевой части разломами. Общий уклон северного крыла свода составляет 7°; в районе прилавков достигает 9°30'; поперечник структуры равен 70 *км*.

Указанные параметры сопоставимы с размерами и формой прилегающих межгорных впадин — Иссыккульской и Илийской. Скорее всего— это структуры одного генетического порядка. Как в тех, так и в других известны многочисленные усложняющие формы. Достаточно часто па-

леозойский цоколь отвечает на усилия тектогенеза образованием пологих складок высокого порядка с поперечником от 2 до 6 *км* и углами падения 10—12°. Одно из крыльев или оба в этом случае могут быть сорваны по разломам (Восточно-Талгарская депрессия, Ушконурская грабен-синклиналь на северных склонах хребта, Алма-Атинская впадина внутри Илийской межгорной впадины). Обращает внимание то, что кайнозойские отложения на северном склоне Заилийского Алатау погружаются под такими же углами моноклинально в сторону Илийской впадины и лишь в узких приразломных зонах, где можно предполагать развитие блокированной складчатости и флексур, в верхнем плиоцене встречаются более крутые углы падения вплоть до вертикальных (например, в приразломной зоне между долинами Каргалинки и Аксая). Несколько круче, чем обычно, до углов падения 15—30° смяты плиоценовые отложения в Иссыкском бассейне. Для галечниковых нижнечетвертичных отложений обычны углы наклона 7—10°. Предгорные конусы выноса более позднего формирования (галечниковые дельты Q_{II} и Q_{III}, прикрытые покровом суглинков) видимо также имеют нарушенную форму залегания. Об этом свидетельствуют их довольно крутые уклоны — от 3 до 5° и перегибы продольного профиля на отдельных участках (например, в устье р. Каскелен). Очевидно, что даже при минимальном режиме водного стока глинистые частицы на таких уклонах осаждаться не могут и суглинки первоначально накапливались на более пологой поверхности.

Интересно отметить, что на склонах, сложенных эффузивами нижнего карбона (например, бассейн Иссыка), в них, также как и в кайнозойском покрове, заведомо преобладают северные углы падения в среднем с такими же или близкими значениями, что и в складках налегающего неогена при общей параллельности простираний. Общность структурного плана в залеганиях нижнего карбона и миоцен-плиоцена установлена в Ушконурской грабен-синклинали.

На приведенных примерах можно видеть, что альпийская фаза тектогенеза проявилась достаточно интенсивно в форме усложнения складчатых структур как палеозойского, так и верхнего (покровного) этапа и по своей интенсивности в зонах активизации не уступает герцинской. Складчатость покровного этажа носит отчасти штамповый облик. Покров покоится на палеозойской структуре блокового дробления и вместе с ней участвует в стрении общего свода ,а также в более мелких разломно-пликативных формах его тектоники.

Признаки нарастающей мобильности и зарождения свода проявляются с середины олигоцена. В миоцене, частью в плиоцене, вдоль современного сочленения с предгорной (прилавковой) зоной формируется система предгорных впадин и грабен-синклиналей (Иссыкская, Восточно-Талгарская, Бекерская, Ушконурская). Подвижная предгорная зона, соответствующая шарнирному перегибу свода и межгорной впадины, с этого времени почередно становится то областью интенсивной молассовой аккумуляции (олигоцен-средний миоцен, верхний плиоцен, раннечетвертичное время), то не менее энергичного площадного размыва и формирования уровней ступенчатого размыва. Лишь в начале среднечетвертичного времени предгорья обособились в самостоятельные прилавковые блоки, ограниченные тектоническими уступами. Почти все предгорные впадины, попавшие в новую инверсионную зону, перешли к более стабильному режиму. Тенденция к прогибанию впадин очень ослаблена, но в Бекерском грабене еще сохранялась в среднечетвертичном времени, а в Восточно-Талгарской грабен-синклинали проявляется и сейчас.

Прилавковая зона как обособленная структура втягивалась в поднятие одновременно с флангами хребта. Ее блоки перекошены и наклоне-

ны от флангов хребта в сторону центрального поднятия (Чилико-Кеминского узла), и постепенно повышаясь, сливаются на востоке с поверхностью послемиоценового размыва (выравнивания), развитой в горах Карач, Сарытау, а на западе соответствуют водоразделу хр. Кастек.

Система предгорных разломов, оформившаяся как уступы фронтального ограничения прилавков на границе с предгорной равниной в течение среднечетвертичного времени, активизировалась и наращивала амплитуды дважды, об этом свидетельствуют висячие над равниной террасы. Q^1 и Q^2 на высоте 150—200 и 70—100 *м* соответственно. Суммарная высота уступов достигала в районе г. Алма-Аты 300—400 *м*; в сторону флангов она увеличивается до 800—1000 *м*. Более поздние поднятия по разломам фиксируются по срезанию террас и конусов выноса Q^1 на высоту до 10—15 *м* (между г. Алма-Ата и Талгар), видимо, еще более молодые — по вертикальному смещению днищ пролювиальных логов (между горными устьями, р. Долан и Каскелен) на высоту до 5 *м*. Приведенные цифры характеризуют величину вертикальных перемещений по разломам, но не могут быть приравнены к более значительным суммарным поднятиям всего свода.

Поднятия не ограничились зонами разломов. Анализ геологических данных позволяет судить о динамике тектонических движений, как о процессе почти непрерывном, точнее импульсно—непрерывном, распадающемся на отдельные ритмы и микроритмы. Четкая микроритмичность в переслаивании песков и мусорных глин, а затем и более крупные ритмы с подразделением на пачки преобладающих глин и песков, наблюдается в скважинах по всем разрезам орогенного комплекса в Алмаатинской впадине. В таком же прерывистом режиме проявлен площадной размыв предгорий. Многоступенчатость профиля водоразделов и склонов хорошо выражена в поднятых предгорных впадинах, при этом число мелких уровенных площадок не отвечает даже самым дробным схемам четвертичного периода. Возрастная классификация террас, в том числе и локальных, возможна лишь по комплексам.

Приведенные факты свидетельствуют о многократном чередовании активного и замедленного размыва. Вместе с тем продолжительность и относительная непрерывность складчатых дислокаций отражена в четвертичной истории Восточно-Талгарской грабен-синклинли. Начиная с четвертичного времени, ее северное крыло продолжает подмываться. Из речек и ручьев, пересекающих подмывающееся крыло складки, лишь одна Коммунарка у периклинального замыкания продолжает разрабатывать узкую и глубокую долину в прежнем меридиональном направлении. Остальные постепенно мигрируют, «соскальзывают» к юго-западу, в сторону шарнира синклинали. Форма их долин резко асимметричная с широким террасированным правобережьем и предельно крутым оползневым левым склоном высотой 70—80 *м*.

Видимо, о том же — о продолжительности однонаправленных тектонических движений свидетельствует любопытный пример залегания маломощного пластичного горизонта глин в приразломной зоне на междуречьи Аксая и Каргалинки. Слои глины находятся среди верхнеплиоценовых несцементированных галечников-валунников и наклонены почти вертикально. Почва и кровля глинистого пласта повсеместно четкие. Следов вдавливания галек и глыб, выжимания пластичного материала в песчаный заполнитель не установлено. Наблюдаемая картина легче объяснима складчатым изгибом пластов в сторону раздвига, чем стрессовым сжатием вдоль разлома.

Таким образом, анализ собранных геологических данных позволяет судить о динамике неотектонических движений, как о процессе почти непрерывном, точнее импульсно-непрерывном, распадающемся на отдельные ритмы и микроритмы.

Схема разрывной тектоники района была заложена и оформилась в основных чертах на палеозойских этапах тектогенеза. По своему характеру она является унаследованной. Современный план разрывной тектоники может рассматриваться как система в той или иной степени изогнутых линейных блоков, простирающихся в восточной части хребта в общем в северо-западном направлении, а на западе-северо-восточном— в субширотном. Граница структурных планов совпадает с Талгарским сдвигом. Наиболее высокая, центральная часть хр. Заилийского Алатау по занимаемой позиции (см. рис. № 1) отвечает выжатому кверху тектоническому сегменту поперечному к продольной оси хребта. Если это действительно так, то роль указанной структуры заслуживает пристального внимания сейсмологов.

УДК 553.94(574.4.5)

М. И. ЖАЙМИН

ПРОГНОЗ УГЛЕНОСНОСТИ И ПРОМЫШЛЕННЫЕ ПЕРСПЕКТИВЫ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Первая сводка по угольным месторождениям Юго-Восточного Казахстана принадлежит Б. Л. Афанасьеву (1938). Затем в 1953 г. была издана мелкомасштабная карта прогноза угленосности Казахстана под редакцией В. В. Лаврова, Г. Ц. Медоева и А. И. Егорова, в пояснительной записке к которой они охарактеризовали основные закономерности угленакопления. В 1963 г. Г. Л. Кушев, П. М. Пономарев, И. Н. Рощин, и Н. Г. Тисленко составили карту прогноза распространения углей Восточного Казахстана (редакторы К. И. Сатпаев и Г. Л. Кушев). В 1965 г. Р. А. Шахов и Ф. В. Хажибаев закончили карту перспектив угленосности Южного Казахстана. Оценку прогнозных запасов углей по месторождениям Южного Казахстана произвели на 1/I—1968 г. В. Ф. Лухтин и В. А. Затолокина. Перспективам угленосности Юго-Восточного Казахстана посвящены также многие статьи (Бувалкин, Кушев 1966; Третьяков, Рощин, 1968; Кушев, 1968; Кушев, Третьяков, Рощин, 1969; Власов Леонова, Жаймин, 1970; Бувалкин, Жаймин, 1971), в которых на основании анализа имеющихся геологических и геофизических материалов, предлагаются площади для поисково-ревизионных работ с целью выявления угленосных отложений.

Юго-восточные районы Казахстана до сих пор не имеют собственной базы топливной и углехимической промышленности. В эти районы завозится большое количество энергетических углей из Карагандинского, Кузнецкого и других угленосных бассейнов, а также продуктов химической переработки угля, необходимых для сельского хозяйства и гражданского строительства.

Для удовлетворения потребностей в энергетическом топливе в юго-восточные районы республики в 1971 году было ввезено: в Алма-Атинскую область — 2612 тыс. т углей (Кузнецких — 761, Карагандинских— 1829, Ленгерских — 22 тыс. т), в Талды-Курганскую область — 745 тыс. т из Кузбаса. К концу текущей пятилетки необходимо поставлять более 4 млн. т угля: в Алма-Атинскую область в 1975 г. будет ввезено 3125 тыс. т (Кузбасских — 900, карагандинских — 2200, ленгерских — 25 тыс. т), В Талды-Курганскую область ввоз составит 900 тыс. т кузбасских углей. Дальность транспортировки и возрастающая перегрузка железнодорожных магистралей вызывают необходимость замены дальнепривозных дорогостоящих углей местным топливом.

Мезозойские угли могут использоваться в качестве бытового топли-

ва; угли и полученный при их химической переработке полукокс могут быть использованы для стационарных котельных установок, на железнодорожном транспорте, в качестве газогенераторного топлива. Полукокс может быть использован в качестве отощающей добавки в шихту для получения металлургического кокса. Угли некоторых месторождений содержат некоторые редкие и рассеянные элементы, концентрации которых достигают промышленных. Присутствие необходимых для растений элементов, (P, Cu, Zn, Fe, Mn, B, K, Co) позволяет рассматривать бурые угли или их золу в качестве агрономических руд (комбинированных удобрений). Этому способствует также, особенно в выветрелых сажистых углях, присутствие большого количества гуминовых кислот.

Перспективы угленосности и нефтегазоносности Юго-Восточного Казахстана связываются, главным образом, с мезозойскими отложениями (Бувалкин, Жаймин, 1958), однако широта их распространения оставалась невыясненной из-за перекрытия больших площадей чехлом кайнозойских образований. В последние годы достигнуты определенные успехи в их изучении. Большим достижением является выявление новых площадей развития угленосных мезозойских осадков (Алгабасская мульда, открытая Н. И. Лебедем, и Курайлинская — А. К. Мясниковым). Эти открытия позволяют с новых позиций подойти к решению одного из важных вопросов — определению границ погребенных мезозойских мульд на территории Чингиз-Тарбагатайского антиклинория, Северо-Прибалхашского синклинория, Алакольской, Лепсинской, Илийской, Южно-Прибалхашской, Восточно-Чуйской впадин.

В 1960 г. В. Г. Третьяков на основе анализа геофизических материалов высказал мнение о широком развитии в Алакольской впадине мезозойских отложений, и, в связи с этим, о необходимости «более оптимистического подхода к оценке нефтегазоносности района». В 1962 г. Ю. А. Твердислов и В. С. Войтович согласились с возможностью обнаружения юрских континентальных толщ в погруженных частях впадины в северо-восточной зоне (вблизи устья р. Эмель) и к югу от оз. Алаколь. В. С. Войтович после анализа геолого-геофизических данных пришел к выводу о наличии погребенных юрских отложений в центральной части грабена Джунгарских Ворот.

Сейчас, после обнаружения перекрытой (Алгабасской) и частично перекрытых (Курайлинской и Торткульской), мезокайнозойских мульд в Северо-Восточном Прибалхашье, стала очевидной необходимость пересмотра геофизических и геологических материалов для анализа данных по площадям возможного развития мезозоя.

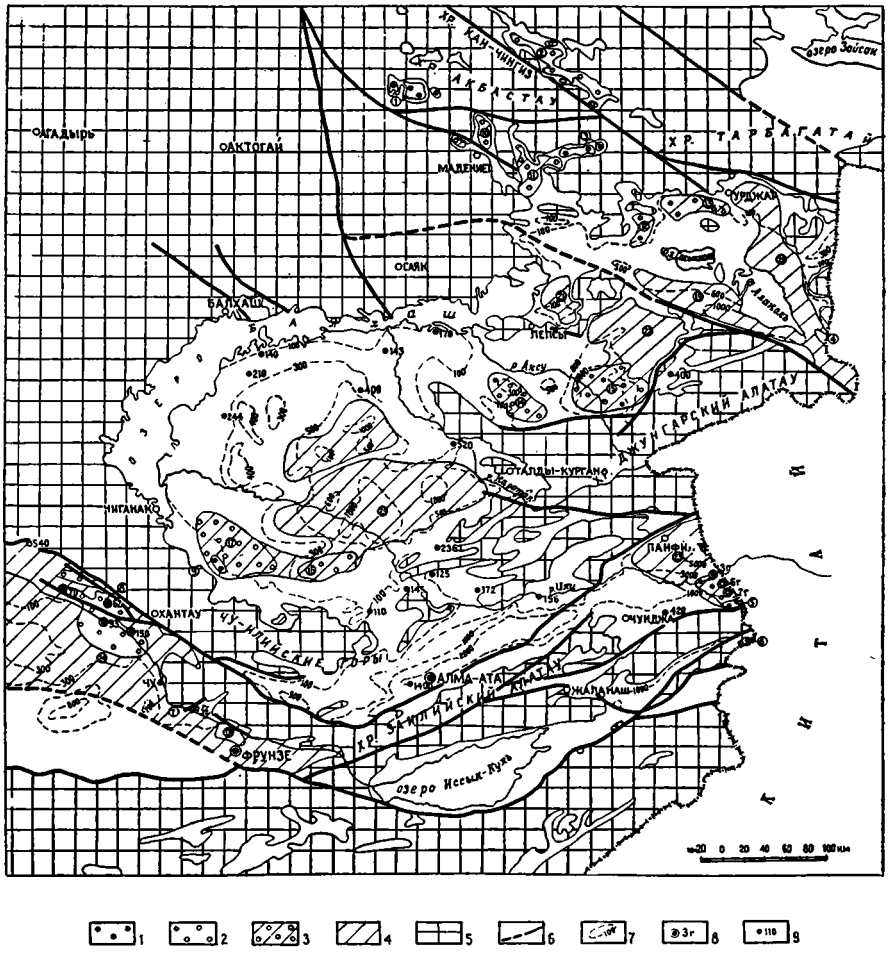
Открытие Курайлинской структуры позволило дать прогноз распространения мезозойских погребенных мульд на всей обширной территории, основанный на комплексе геофизических, геологических (палеогеографических и других) и геоморфологических данных.

Формирование межгорных и предгорных впадин, осадко- и торфонакопление в них в раннемезозойское время происходило в районе Чингиз-Тарбагатайского нагорья, в Алакольской высокогорной впадине, в восточной половине Илийской впадины, в районе Чу-Балхашского водораздела. Обширные современные депрессии, перекрытые кайнозоем, должны проверяться на наличие позднетриасовых и юрских угленосных толщ. В межгорных и предгорных впадинах необходимо планировать поиски углей в зонах, которые отвечают периферии древних субаэральных дельт. При низком триас-юрском рельефе ближайших к древнему озеру пространств поиски надо направлять на участки, располагавшиеся в береговой зоне.

Мощные угольные горизонты встречены в юрских отторжениях, межгорных впадин Илийского бассейна, Алаколя, Ойкарагая и Благовещен-

ки. Эти площади следует рассматривать как первоочередные для поисков новых угольных месторождений позднетриасового и юрского возраста.

На карте прогноза угленосности нижнемезозойских отложений Юго-Восточного Казахстана (рис. 1) показаны площади перекрытых новейшими отложениями мезозойских мульд. Основанием для выделения мульд явились следующие критерии:



Р и с. **Карта прогноза угленосности раннемезозойских отложений Юго-Восточного Казахстана.**

1. Площади с установленной промышленой угленосностью 3-Аягузская. 4-Алакольская, 5-Кольджатская, 6-Ойкарагайская, 7-Благовещенская). *2.* Площади с возможной промышленной угленосностью (1-Алгабасская, 2-Абайская, 8-Хантауская, 9-Аксуекская). Участки постановки работ первой очереди. *3.* Площади, перспективные в отношении угленосности по геофизическим данным (10-Чубартауская, 11-Курубаканасская, 12-Сиректауская, 13-Айская, 14-Лепсинская, 15-Саркандская, 16-Южно-Баканасская, 17-Западно-Баканасская, 18-Георгиевская). участки постановки работ второй очереди. *4.* Площади с возможной угленосностью (19-Уч-Аральская, 20-Восточно-Алакольская, 21-Западно-Арганатинская, 22-Восточно-Арганатинская, 23-Илийская, 24-Восточно-Чуйская, 25-Баканасская). Участки постановки работ третьей очереди. *5.* Домезозойские образования. *6.* Региональные разломы. *7.* Изомощности мезозойских отложений (по данным буровых и геофизических работ). *8.* Скважины, вскрывшие нижнемезозойские отложения (справа — номер скважины). *9.* Скважины, вскрывшие породы палеозоя под кайнозойскими отложениями (справа — глубина по скважине до палеозоя).

1. Наличие на площадях, перекрытых кайнозоем, локальных отрицательных гравитационных аномалий, по интенсивности сопоставимых с аномалией, фиксирующей Курайлинскую и другие мульды.

2. Ровное магнитное поле низкой интенсивности. на площади гравитационной аномалии, отвечающее выдержанным по составу мощным толщам осадочных пород.

Совокупность этих критериев позволяет уверенно определять природу гравитирующих объектов. Отрицательные гравитационные аномалии могут в описываемом районе соответствовать не только мульдам, выполненным мезозоем, но и перекрытым интрузиям гранитов. В этих случаях в пределах гравитационной аномалии фиксируются аномальные магнитные поля положительного знака интенсивностью до 1200 гамм, либо кольцевые аномалии, картирующие контактовые ореолы интрузий. Детально методика применения геофизических данных при выделении погребенных мезозойских мульд приведена Е. М. Ананьевым, В. А. Бугайло и др. (1963).

Связь геофизических аномалий с мезозойскими мульдами подчеркивается также их приуроченностью к разломам и зонам смятия, ограничивающим их либо со всех сторон, либо с одной или двух. Зоны разломов и смятия отчетливо прослеживаются по резким зонам градиентов магнитного и гравитационного полей. Тесная пространственная связь мульд и прогибов с зонами разломов подтверждает представление о тектонической природе мезозойских структур.

Для площадей с геосинклинальным развитием в палеозое (Чингиз-Тарбагатайский антиклинорий, Баканасский и Маканчинский синклинории) характерны мезозойские структуры типа предгорных прогибов и локальных мульд. Примерами первых являются Предчингизский (Абайская долина—2), Восточно-Алакольский (20) и Ушаральский (19) прогибы. Для мезозойских предгорных прогибов характерна вытянутость в одном направлении с древними структурами основания — Чингиз-Тарбагатайского и Джунгарского антиклинориев, Маканчинского синклинория.

Примерами локальных погребенных мезозойских мульд, унаследованно развивающихся на месте орогенных прогибов. палеозойского фундамента, являются структуры, выделяемые в Баканасском синклинории, Южно-Прибалхашской и Восточно-Чуйской впадинах по геофизическим данным: Серектауская (12), Айская (13), Чубартауская (10), Курубаканасская (11), Лепсинская (14), Георгиевская (16) и выявленные бурением Курайлинская, Торткульская (13) и Алгабасская (1) мульды.

Характерные для Алакольского и Северо-Джунгарского прогибов региональные опускания палеозойского фундамента предопределили образование широких изометрических в плане мезозойских структур, примером которых являются Ушаральская депрессия (19), Западно- и Восточно-Арганатинская мезозойские депрессии (21, 22), Восточно-Алакольская (18), Илийская (21), Восточно-Чуйская (22). Ушаральская депрессия, например, занимает всю юго-западную часть Алакольской впадины.

Анализ геофизических данных позволяет предположить также наличие мезозойских структур в южной части описываемого района, на территории Северо-Джунгарского прогиба. В 1961 г. Т. Б. Саргаскаевым по гравимагнитным данным была выделена Саркандская впадина (15), выполненная мезозойскими образованиями, где по расчетным данным глубина залегания палеозойского фундамента составляет 1500 *м*.

Всего в Юго-Восточном Казахстане выделено 18 погребенных мезозойских депрессий и предгорных прогибов общей площадью в 30—35 тыс. км^2.

В Алакольской впадине в нижней юре имеется месторождение углей, расположенное между горами Большие и Малые Кату. Общие запасы углей Алакольского месторождения составляют 51,7 млн. т; в том числе пригодные для открытой разработки 8,6 млн. т, при коэффициенте вскрыши 7 *м*^{3}/*т* Балансовые запасы карьерного поля обеспечивают закладку карьера производственной мощностью 400 тыс. т угля в год с амортизационным сроком в 12 лет. Остальные запасы могут быть отработаны шахтным способом при глубине ствола 300 *м*, производительности шахты до 900 тыс. т угля в год и при амортизационном сроке 40 лет.

К северу в 25—50 *км* от Алакольского месторождения геофизическими методами выделяется площадь распространения нижнемезозойских отложений на глубинах 300—600 *м*, перспективная для выявления углей. Для нее произведена оценка прогнозных запасов. Кондиции приняты по аналогии с Алакольским месторождением: минимальная мощность пластов 0,9 *м* и максимально допустимая зольность 35%. Верхней границей подчитываемого участка является предполагемая линия выклинивания низов юрских отложений под кайнозоем в восточной части Алакольской впадины, а нижней — изоглубина 600 *м*. Наличие юры предполагается по геофизическим данным; угленосность их неизвестна. Средняя углеплотность по аналогии с Алакольским месторождением принята 4,2 млн. т/км^2. Зольность подсчитываемых углей принята в 9%; марка углей ДБ. Перспективная площадь измерена по карте среднего масштаба. По интервалу глубин 300—600 *м* составляет 50 *км*^{2}. Углы падения юрских отложений на перспективной площади и Алакольском месторождении примерно одинаковые, поэтому поправка на наклон площади не вводилась.

Прогнозное запасы бурых углей восточного борта Алакольской впадины в интервале глубин 300—600 *м* составляют 42 млн. т Геологические запасы углей оцениваются в 93 млн. т, из них 51 млн. т разведаны на Алакольском месторождении. Качество углей высокое. Они малозольные и малосернистые ,отличаются высоким выходом первичной смолы. Теплотворная способность в среднем 7030 ккал. В обычных условиях угли стойки по отношению к выветриванию, самовозгоранию, они не измельчаются и выдерживают длительное хранение. Проведенные технологические исследования указывают на легкую обогатимость углей и перспективность получения из них низкозольных концентратов для производства электродов или использования в качестве восстановителя в производстве силумина.

Алакольский район перспективен в отношении угленосности. Геофизические и буровые работы несомненно выявят новые угольные месторождения. Неглубокое залегание рэт-юрских отложений в Алакольской депрессии следует ожидать в Джунгарских воротах на узкой полосе, соединяющей горы Кату и острова оз. Алаколь, и севернее озера.

Заслуживает промышленного освоения само Алакольское месторождение, для обеспечения энергетическими углями Алма-Атинской и Талды-Курганской областей. Это месторождение, хотя и содержит ограниченные запасы, находится вблизи железной дороги. Разработка месторождения положит начало освоению природных богатств Алакольского района — развитию промышленности :горнодобывающей, рыбной и перерабатывающей сельскохозяйственное сырье.

Илийская впадина. Несомненный промышленный интерес представляет Кольджатское месторождение, перспективные запасы углей которого только по двум основным пластам составляют около 50 млрд. т Запасы бурых углей в Илийском бассейне до глубины 1800 м оцениваются 16,6 млрд. т (Р. А. Шахов, Ф. В. Хажибаев, 1964 г.). Запа-

сы угля на Кольджатском месторождении Илийского бассейна, подсчитанные по двум угольным пластам ($К_6$ и $Д_1$) до глубины 800 *м*, по категориям $В+С_1+С_2$ составляют 1,8 млрд. т. Прогнозные запасы углей, подсчитанные В. Ф. Лухтиным по методу аналогии и экстраполяции по этим же двум пластам до глубины 600 *м*, составляют 911 млн. т.

Для углей Кольджатского месторождения характерна малая зольность и высокая калорийность, а также значительные содержания первичных смол, что предопределяет возможность их использования в качестве сырья для химической промышленности. Полученный полукокс представляет прекрасное энергетическое сырье. При дальнейшей химической переработке первичных смол и газов могут быть получены всевозможные синтетические материалы, гербициды, азотные удобрения, аммиак, моторное топливо, смазочные масла, а также фармацевтические, кондитерские, парфюмерные и другие препараты. Илийский бассейн по запасам относится к крупным угольным месторождениям, могущим обеспечить промышленность юга Казахстана энергетическим топливом. Недостатком является глубокое (более 250 *м*) залегание угольных пластов.

Ойкарагайское месторождение расположено в межгорной впадине, окаймленной с севера горами Ушхасан, с запада хребтом Каратау и с юга горами Сарытау, входящими в систему Тянь-Шаня. Южная часть плоскогорья Ушхасан, опущенная по субширотным сбросам, носит название депрессии Ойкарагай. Абсолютные высоты в ее пределах колеблются от 2600 до 2720 *м*. Общие запасы угля месторождения оценены в 70 млн. т; из них около 60%, т. е. около 40 млн. т, можно разработать карьером производительностью 1—1,5 млн. т угля в год. По запасам для открытых работ и возможной производительности углеразрезов месторождение является одним из наиболее значительных в Средней Азии и Южном Казахстане. Оно может стать топливной базой Нарынкольского, Кегеньского и Уйгурского районов, в которые ежегодно автотранспортом завозят 120 тыс. т кузнецких и карагандинских углей для отопления помещений и других бытовых нужд. Потребности этих районов в 1980 году в 155 тыс. т условного топлива могут быть покрыты за счет добычи ойкарагайского угля.

Углеразрез целесообразно разместить в северной части наиболее крупного Западного участка, где исключительно благоприятны горно-геологические условия (средний коэффициент вскрыши 2—3 $м^3/т$, низкие крепости пород и пр.) компенсируют удорожание, связанное с удаленностью и высокогорностью объекта, а также с малыми масштабами работ, и обеспечивают приемлемый уровень капиталовложений и себестоимости угля, соответствующие среднесоюзным показателям для углеразрезов малой производительности (до 1 млн. т). С учетом стоимости перевозок цена тонны условного топлива этих углей будет составлять для Нарынкола 18 руб. (вместо 38 руб. за тонну карагандинского угля), для Кегеня — 22,5 руб. (вместо 28,8 руб.). Народно-хозяйственная экономия от эксплуатации месторождения составит около 1,6 млн. руб. в год при высокой рентабельности предприятия (29%) и расчетной окупаемости капиталовложений в 3,2 года, что свидетельствует об экономической целесообразности его освоения. Кроме того, она позволит отказаться от дальних железнодорожных перевозок угля с годовым объемом около 290 млн. т/км и сократить автомобильные перевозки на 16% т. е. на 8 млн. т/км, что соответствует сокращению капиталовложений в подвижной состав на 0,5—0,6 млн. руб. в год. Эксплуатация месторождения Ойкарагай будет способствовать использованию местных минеральных ресурсов и экономическому развитию восточных районов Алма-Атинской области.

Восточно-Чуйская впадина расположена между Киргизским Алатау на юге и невысокими Кендыктасскими горами на северо-востоке. С северо-запада она ограничена Курагатинским валом. В северном крыле Восточно-Чуйской впадины располагаются Благовещенское угольное месторождение и Хантауское углепроявление, выявленные в последние годы при производстве геолого-геофизических работ. Приближенные подсчеты запасов углей позволяют оценить Благовещенское месторождение как имеющее местное значение. Разработка должна осуществляться подземным способом; запасы угля в 15 млн. т, обеспечивают закладку одной шахты производительностью в 500 тыс. т в год сроком на 25—30 лет.

Результаты литофациальных исследований свидетельствуют о том, что современная площадь юрских отложений Хантауского углепроявления составляет лишь незначительную часть площади огромной предгорной впадины среднеюрского времени.

В первый этап развития (верхний лейас — первая половина средней юры) размеры предгорной впадины, вероятно, непревышали 100×30 *км*. Почти вся ее площадь была занята озером, в береговой зоне которого периодически появлялись проточные болота, тяготевшие территориально к переднему краю субаэральной дельты. Область торфонакопления береговой зоны определяется полосой в 15—25 *км*, которая в современных границах Чуйской впадины простирается вдоль выходов палеозойских пород. Эту полосу следует включить в число объектов, заслуживающих постановки поисково-разведочных работ с целью выявления новых участков распространения угленосных отложений сарыбулакской свиты.

Аксуекская мульда. В 1968 г. в Южном Прибалхашье в обширной кайнозойской впадине были установлены средне- и верхнетриасовые отложения. Детально они изучены на Аксуекском участке, расположенном на юго-западной окраине Балхашской впадины, в полосе погружения палеозойских структур Чу-Балхашского антиклинория под молодые осадки. В разрезе триаса выделены четыре горизонта углистых аргиллитов суммарной мощностью 25—30 *м*. Триасовые отложения повсеместно перекрыты кайнозоем, мощность которого достигает 80—100 *м* Выявление средне- и верхнетриасовых отложений с признаками угленосности, бокситоносности и сланценосности в Аксуекской мульде значительно повышает перспективы Южного Прибалхашья. Блоковое строение бортовых зон Балхашской впадины дает основание предполагать наличие здесь других структур, подобных Аксуекской, с аналогичными отложениями. В первую очередь такие структуры могут быть выявлены вдоль западного борта Баканасской впадины на глубинах 150—200 *м*.

О направлении поисковых работ на основе карты прогноза угленосности. На карте прогноза угленосности раннемезозойских отложений выделены площади: 1) с установленной промышленной угленосностью; 2) с возможной промышленной угленосностью; 3) перспективные в отношении угленосности по данным геофизических исследований; 4) с возможной угленосностью.

По результатам подсчета прогнозных площадей раннемезозойских отложений, следует, что известные месторождения на изученной территории занимают 500 $км^2$, прогнозные площади первой очереди —2250 $км^2$, второй очереди — 8600 $км^2$; площади неясные в отношении угленосности оцениваются в 32900 $км^2$. Достоверные запасы угля (табл. 2) по пяти месторождениям составляют 2451 млн. т, прогнозные 1220 млн. т, а сумма этих запасов равняется 3671 млн. т. Из общих запасов 48 млн. т пригодны для открытой разработки.

Сводная таблица запасов углей раннемезозойских месторождений Юго-Восточного Казахстана (в млн. т.).

Сводная таблица подсчета площадей распространения раннемезозойских отложений

Таблица 1

Наименование месторождений, углепроявлений, мульд и впадин	Общая площадь в км²	Проект объем сейсм. работ в п. км	Проект объем буровых работ первой очереди в пв м.
1	2	3	4
I. Площади с установленной промышленной угленосностью			
2. Аягузская	250	—	3 скв. (2100)
3. Алакольская	50	—	2 скв. (1200)
4. Кольджатская	105	—	— (1200)
5. Ойкарагайская	60	—	3 скв. (500)
6. Благовещенская	35	—	3 скв. (1200)
Итого:	500		5000
II. Площади с возможной промышленной угленосностью			
1. Алгабасская	300	—	2—3 скв. (600)
2. Абайская	1200	90	3—4 скв. (2000)
8. Хантауская	700	—	2 скв. (700)
9. Аксуекская	50	—	2—3 скв. (600)
Итого:	2250	100	3900
III. Площади перспективные в отношении угленосности по геофизическим данным			
10. Чубартауская	300	20	3 скв. (2100)
11. Курубаканасская	700	65	4 скв. (2800)
12. Сиректауская	300	40	3 скв. (1500)
13. Айская	900	50	3 скв. (800)
14. Лепсинская	1100	40	4 скв. (1200)
15. Саркандская	2100	60	5 скв. (5000)
16. Южно-Баканасская	900	25	3 скв. (1500)
17. Западно-Баканасская	2100	60	4 скв. (1200)
18. Георгиевская	200	20	2 скв. (500)
Итого:	8600	380	16600
IV. Площади с возможной угленосностью:			
19. Ушаральская	3000	150	3 скв. (3000)
20. Восточно-Алакольская	3100	150	3 скв. (1800)
21. Западно-Арганатинская	800	50	3 скв. (500)
22. Восточно-Арганатинская	3500	50	4 скв. (1200)
23. Илийская	4100	200	—
24. Восточно-Чуйская	6500	250	5 скв. (2000)
25. Баканасская	11900	180	6 скв. (3500)
Итого:	32900	130	12000

Переходя к конкретным рекомендациям по проведению поисков угленосных раннемезозойских отложений, необходимо еще раз отметить, что геологическое строение участков их предполагаемого развития изучено слабо. Для большой части рекомендуемых участков отсутствуют даже электроразведочные данные (ВЭЗ), по которым можно было бы определить в первом приближении мощности кайнозоя.

Таблица 2

Месторождения	Достоверны	Прогнозные	Всего	Для открытых работ
Аягузское	500	200	700	—
Алакольское	51	42	93	8
Кольджатское	1815	911	2726	—
Ойкарагайское	70	52	122	40
Благовещенское	15	15	30	—
	2451	1220	3671	48

Для выяснения перспектив промышленной угленосности раннемезозойских отложений Юго-Восточного Казахстана на первом этапе целесообразно провести пересечение мульд редкой сетью сейсморазведочных профилей (КМПВ) с целью установления положения палеозойского фундамента мульд и определения мощности отложений мезозоя, на втором этапе необходимо бурение редких скважин глубиной 300—500 *м* с целью изучения на геофизических профилях геологического строения и угленосности раннемезозойских отложений.

Для постановки поисковых работ рекомендуются: Предчингизский прогиб — Абайская долина (2)*, Сиректауская (12), Абайская (13), Курубаканасская (11), Чубартауская (10), Лепсинская (14), Саркандская (15), и Георгиевская мульды (18), Ушаральский (19) и Восточно-Алакольский (20) прогибы, Илийский бассейн (23), Восточно-Чуйская (24) и Баканасская (25) впадины. Общая площадь этих участков составит 30—35 тыс. $км^2$.

Нам представляется, что добыча и комплексное использование углей Юго-Восточного Казахстана благотворно отразится на его экономике в целом и в особенности на экономике районов, расположенных далеко от железных дорог, куда топливо нередко завозится в настоящее время из отдаленных районов Советского Союза.

Геолого-разведочным и геофизическим работам должны сопутствовать тематические исследования — составление палеогеографических, палеотектонических и литолого-фациальных карт для триасового периода ранее- и среднеюрской эпох среднего масштаба, изучение закономерностей распространения редких элементов в углях, вмещающих породах и подземных водах угленосных свит, изучение качества и метаморфизма углей с целью разработки конкретных рекомендаций по их использованию, в особенности для химической переработки, для добавки в коксовую шихту, в качестве удобрений.

---

* Номера на карте прогноза.

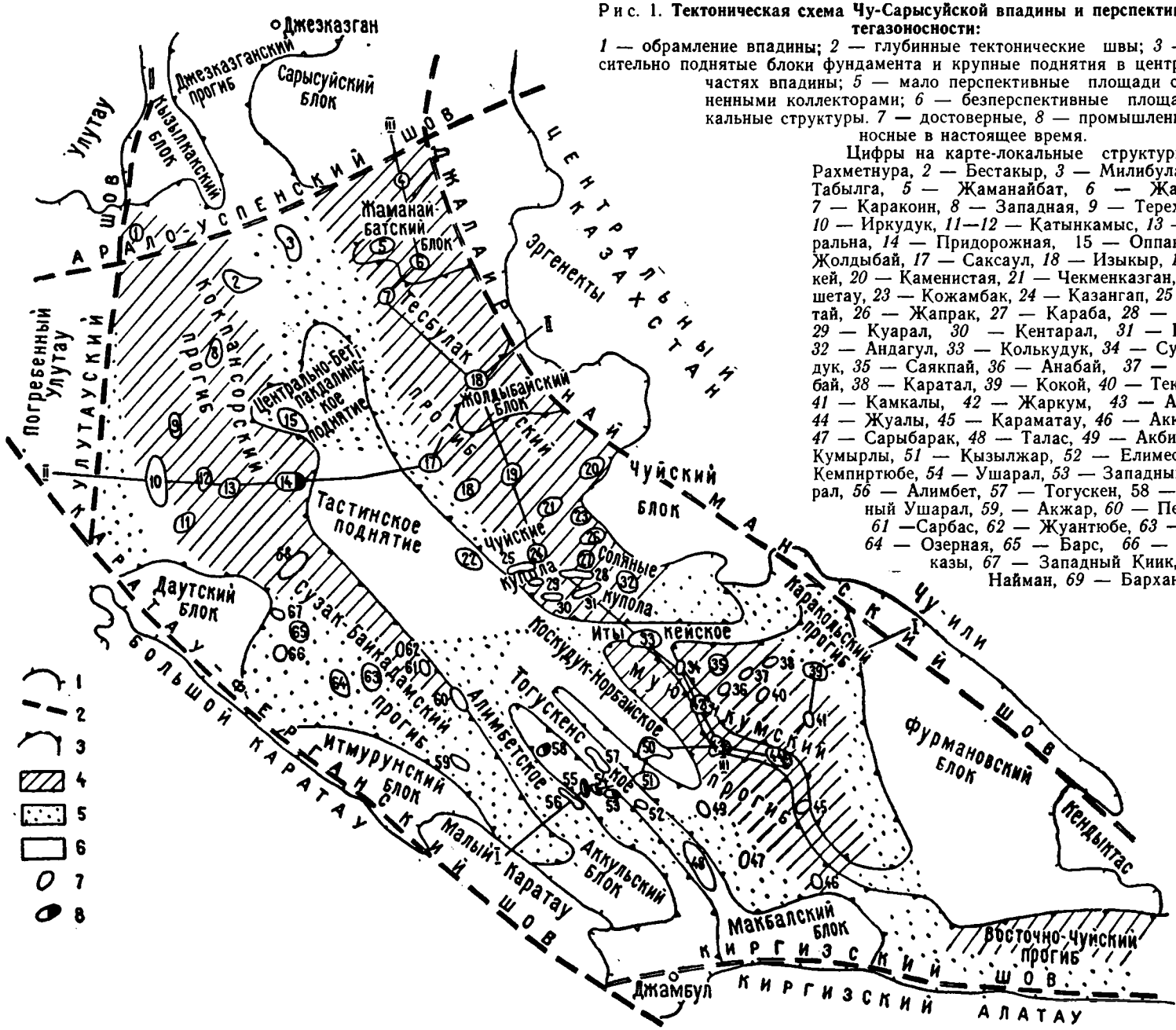


Рис. 1. **Тектоническая схема Чу-Сарысуйской впадины и перспективы нефтегазоносности:**

1 — обрамление впадины; *2* — глубинные тектонические швы; *3* — относительно поднятые блоки фундамента и крупные поднятия в центральных частях впадины; *5* — мало перспективные площади с уплотненными коллекторами; *6* — безперспективные площади; локальные структуры. *7* — достоверные, *8* — промышленно газоносные в настоящее время.

Цифры на карте-локальные структуры: *1* — Рахметнура, *2* — Бестакыр, *3* — Милибулак, *4* — Табылга, *5* — Жаманайбат, *6* — Жатыктау, *7* — Каракоин, *8* — Западная, *9* — Тереховская, *10* — Иркудук, *11—12* — Катынкамыс, *13* — Центральна, *14* — Придорожная, 15 — Оппак, *16* — Жолдыбай, *17* — Саксаул, *18* — Изыкыр, *19* — Текей, *20* — Каменистая, *21* — Чекменказган, *22* Кокшетау, *23* — Кожамбак, *24* — Казангап, *25* — Тантай, *26* — Жапрак, *27* — Караба, *28* — Койтас, *29* — Куарал, *30* — Кентарал, *31* — Бестөбе, *32* — Андагул, *33* — Колькудук, *34* — Султанкудук, *35* — Саякпай, *36* — Анабай, *37* — Молдыбай, *38* — Каратал, *39* — Кокой, *40* — Тектурмас, *41* — Камкалы, *42* — Жаркум, *43* — Айракты, *44* — Жуалы, *45* — Караматау, *46* — Акканколь, *47* — Сарыбарак, *48* — Талас, *49* — Акбий, 50 — Кумырлы, *51* — Кызылжар, *52* — Елимес, *53* — Кемпиртюбе, *54* — Ушарал, *53* — Западный Ушарал, *56* — Алимбет, *57* — Тогускен, 58 — Северный Ушарал, *59*, — Акжар, *60* — Песчаная, *61* —Сарбас, *62* — Жуантюбе, *63* — Киик, *64* — Озерная, *65* — Барс, *66* — Истамказы, *67* — Западный Киик, *68* — Найман, *69* — Барханная.

УДК 551.24 : 553.981/2(574.5)

К. А. АЙТБАЕВ, М: М. МАЙЛИБАЕВ, Т. С. САГИНГАЛИЕВ

О НЕФТЕГАЗОНОСТИ ПАЛЕОЗОЯ ЧУ-САРЫСУЙСКОЙ ВПАДИНЫ И НАПРАВЛЕНИЕ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

Поисковое бурение на нефть и газ в Чу-Сарысуйской впадине начато в 1959 г. Глубинное строение впадины изучалось геофизическими методами и привязкой данных к параметрическим скважинам.

Впадина тектонически осложнена несколькими прогибами и поднятиями, которые несут на себе локальные структуры (Авров и др. 1966). Прогибы выполнены мощным осадочным чехлом среднего и верхнего палеозоя (возможно и нижнего), который не претерпел метаморфизма благодаря субплатформенному режиму развития обширных плит, расположенных между Эргенекты—Джалаир—Найманской зоной тектонической активности и обновленными Каратауским и Киргизским антиклинориями (рис. 1).

В наиболее опущенных участках фундамента в нижней части осадочного чехла можно предполагать наличие мощной толщи нижнего палеозоя, залегающей на кристаллическом фундаменте. Средний — верхний палеозой залегает в центральной приподнятой зоне впадины на метаморфических породах докембрия с глубоким размывом и резким угловым несогласием. Он перекрыт с незначительным угловым несогласием маломощными отложениями рыхлых пород мезозоя и кайнозоя. Исключением являются предгорные прогибы, образовавшиеся в альпийский орогенный этап — Восточно-Чуйский и Сузакский. Т. к. бурение производилось до глубин 2000—3000 *м*, относительно хорошо изучены отложения девона, карбона и перми. Формационный набор образований этого возраста определенно указывает на субплатформенный режим развития устойчивых блоков внутренних частей впадины.

Отложения девона представлены терригенными породами, выполняющими понижения древнего рельефа фундамента. Только на прилегающих к Джалаир-Найманской тектонической зоне площадях в нижнем-среднем девоне широко развиты кислые вулканиты, переслаивающиеся с осадочными породами. По мере удаления от бортовой зоны вулканиты фациально замещаются чисто осадочными породами с редкими линзами туфогенных. Переход к верхнему девону очень постепенный: франский ярус выражен исключительно терригенными красноцветными отложениями с переходом в морские — на севере, т. е. на Сарысу-Тенизском водоразделе, и лагунным — в центральной части впадины, т. е. в Кокпансор-Тесбулакской зоне накопления соленосных отложений. Предполагаемая максимальная мощность красноцветного девона до 800 *м*, соленосного и карбонатного — 300—600 *м*.

Трансгрессия моря, в котором отлагались терригенно-карбонатные осадки, перекрывшие девон, значительно расширила область развития нижнекаменноугольных отложений. Турнейский ярус представлен преимущественно песчано-алевролитовыми породами с редкими прослоями известняков, мергелей и аргиллитов. Уменьшение мощности с севера (500 *м*) на юг (менее 60 *м*) происходит в первую очередь за счет выпадения из разреза известняков и мергелей. В предгорной части Малого Каратау в нижнетурнейском подъярусе преобладают пестроцветные конгломераты и гравелиты общей мощностью до 250 *м*. На высоко поднятых структурах, например, на Таласской зоне поднятий, они часто полностью выклиниваются. Наиболее выдержан в фациальном отношении визейский ярус, представленный преимущественно органогенными серыми известняками с прослоями черных, часто сильно карбонатных аргиллитов. Мощность яруса постепенно сокращается с севера (650—700 *м*) на юг (150—200 *м*).

Условно выделенный намюрский ярус представлен переходными осадками от морских к континентальным терригенным красноцветам среднего-верхнего карбона, что особенно четко прослеживается на структуре Кумырлы. Мощность яруса также меняется с севера (550 *м*) на юг (60—150 *м*). Карбон венчается нерасчленненной толщей среднего — верхнего отделов, сложенной конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами средней мощностью около 350 *м*. За счет появления конгломератов в прибортовых частях впадины общая мощность увеличивается до 1350 *м*.

Пермские отложения литологически расчленены на юге впадины на три толщи: подсоленосную и соленосную нижнего отдела; надсоленосную — верхнего. На севере условно выделяются жиделисайская и кенгирская свиты, которые также условно можно разделить на три толщи, коррелирующиеся с отложениями на юге. Подсоленосная толща представлена переслаивающимися серыми и коричневыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, часто сильно карбонатными и обогащенными сульфатами. Общая мощность колеблется от 160 до 350 *м*. Соленосная толща, являющаяся газоупором, представлена преимущественно пластами кристаллической каменной соли, переслаивающейся с менее мощными слоями темнокоричневых и коричневых алевролитов и аргиллитов. Каменной соли сопутствуют прослои ангидрита и гипса, которые в бортовых частях впадины и на некоторых валах полностью замещают галит. Мощность соленосной толщи резко от 450 до 10 *м*, уменьшается к сводам поднятий благодаря размыву поднятых частей кровли, а в прогибах достигает 900 *м*. Надсоленосная толща преимущественно сложена красноцветными косослоистыми алевролитами на сульфатно-карбонатном, реже глинистом цементе. Мощность ее колеблется от 0 до 600 *м*.

Рыхлый чехол впадины, мощностью 20—300 *м* представлен верхним мелом, палеогеном, неогеном и четвертичными отложениями.

Основные элементы строения впадины выявляются по III отражающему опорному горизонту, приуроченному к подошве визейских известняков. Комплексным изучением впадины геофизическими методами и бурением различного целевого назначения установлено внутреннее строение и формционный набор палеозойских отложений с привязкой к региональным тектоническим элементам. Для структур II порядка, как правило, характерны северо-западные простирания (рис. 1). Наиболее крупное Тастинское поднятие расположено в центре Чу-Сарысуйской впадины и в осевой части его отмечена область неглубокого залегания фундамента (скв. 470, глубина 280 *м*). По периферии поднятия переходит в серия мелких поднятий :на севере — в Центрально-Бетпакдалинское; на юго-востоке — в Таласскую зону поднятий (Алимбетское, Тогускенское и

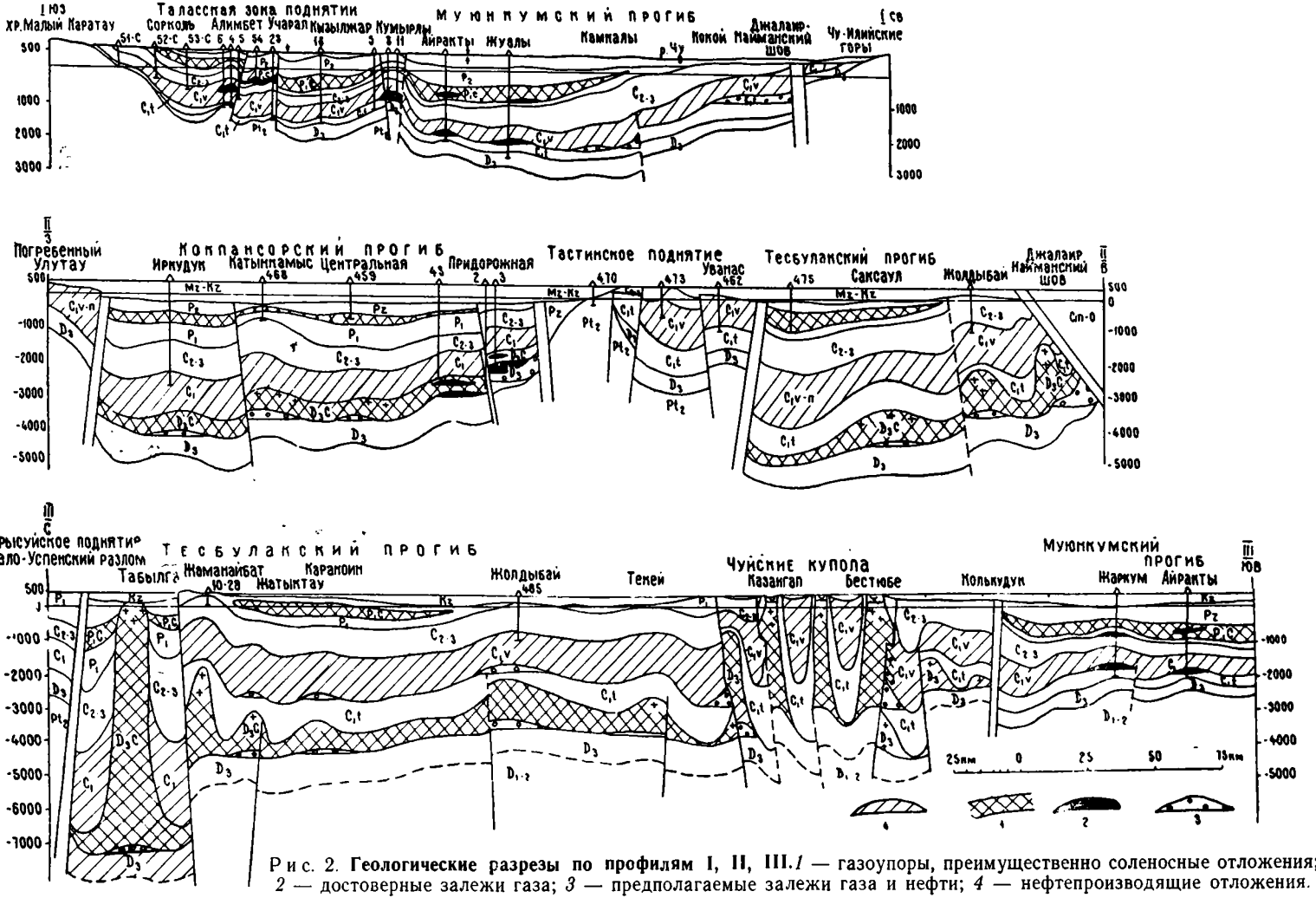


Рис. 2. **Геологические разрезы по профилям I, II, III.** *1* — газоупоры, преимущественно соленосные отложения; *2* — достоверные залежи газа; *3* — предполагаемые залежи газа и нефти; *4* — нефтепроизводящие отложения.

Коскудук-Норбайское); на востоке — в Итыкейское, переходящее в Муюнкумский вал.

В прибортовых зонах выделяются погребенные приподнятые блоки, напоминающие по строению обнаженный Чуйский блок; в Прикаратауской зоне — Даутский, Итмурунский и Аккульский; на юге — Макбалский; на востоке — Фурмановский; на севере — Сарысуйский и Кызылкакский.

Во всех скважинах, пробуренных на поднятиях и вскрывших фундамент, последний представлен метаморфическими сланцами верхнего протерозоя по результатам определения абсолютного возраста. Это позволяет предполагать, что фундаментом впадины являются кристаллические образования байкальского орогенеза и что в прогибах могут быть встречены субплатформенные осадочные комплексы нижнего палеозоя.

Таким образом, основное простирание тектонических элементов II порядка определяют байкальские дуги. Эти элементы входят в состав трех структурных зон; северо-восточная включает Тесбулакский и Муюнкумский прогибы с Чуйской соляно-купольной областью между ними; центральная — Центрально-Бетпакдалинское, Тастинское поднятие и Таласскую зону; юго-западная — Джезказганский, Кокпансорский и Сузак-Байкадамский прогибы (рис. 2 профили I и II). В прогибах развиты подзнепалеозойские локальные структуры вдоль систем разломов северо-восточного или субширотного простирания. Широкое распространение последних отмечено в северо-восточной зоне прогибов в обрамлениях Сарысуйского и Чуйского блоков.

Большинство локальных структур, осложняющих поднятия и прогибы являются брахиантиклиналями, остальные — куполами. Все они тяготеют к зонам разрывных нарушений, включая и соляные купола — антиклинали. Но в области развития девонских соленосных отложений происхождение структур связано также с соляной тектоникой. Активизация соляной тектоники находилась в прямой зависимости от интенсивности региональных тектонических движений. Так, в Тесбулакском прогибе на переклиналях, т. е. в районе Табылга — Жаманайбатских и Чуйских куполов, развиты диапировые структуры. В строении центральных частей прогиба наблюдается постепенный переход от криптодиапировых к структурам с соляными подушками в ядрах и затем к нормальным структурам пликативной складчатости с пластовым залеганием девонской каменной соли (рис. 2 профиль III).

Аналогичная картина перехода типов структур наблюдается в Кокпансорском прогибе от Сарысуйских куполов в южном направлении (от структуры Рахметнура до Киика).

Наиболее глубокими прогибами являются Кокпансорский и Тесбулакский (рис. 2 профиль II), где фундамент залегает на глубинах от 4000 до 6000 *м*, а в зоне Джалаир-Найманского шва — до 8000 *м* (А. М. Котляров, 1972 г.). Муюнкумский прогиб, имея большую площадь по сравнению с упомянутыми прогибами, является областью менее значительного погружения фундамента — до 4000 *м*. Каждый прогиб является устойчивой плитой —осколком крупной платформы (Ф. С. Рабкин, 1971 г.).

Таким образом, в Чу-Сарысуйской впадине для поисков нефти и газа в отложениях палеозоя надо применять критерии, используемые на платформах.

На тектонически устойчивых плитах — Муюнкумской, Кокпансорской и Тесбулакской получены прямые признаки газа и обнаружены битумы, характер проявления которых указывает на высокие перспективы существования промышленных залежей. Первые признаки газа были получены из отложений перми на структуре Талап южнее Джезказгана

и из соленосных отложений верхнего девона на куполе Бестюбе в низовьях реки Чу. В обоих случаях газ по составу был горючим, в основном, метановым (Дитмар, 1965).

В 1961 году выявлена группа залежей азотного газа в отложениях нижней перми близ поселка Ушарал в низовьях реки Талас. Здесь газ по составу является высокогелиеносным. Ниже по разрезу из турне и визе (скв. 23) получены непромышленные притоки горючего газа также с высоким содержанием гелия. Позже из этих же отложений на структуре Тогускен получены слабые притоки углеводородного газа (скв. 26). В среднем содержание азота колеблется от 7 до 15,8% — на Ушарале, от 23,3 до 67,8% — на Тогускене. На площади Алимбет в 1969 г. из отложений нижнего карбона получены промышленные притоки горючего газа с дебитом до 40 тыс. м³/сут. (скв. 4). Содержание азота от 5 до 11%, по составу газы турне и визе очень близки. Полученный горючий газ на площадях Барс (скв. 39), Истамказы (скв. 41), Придорожная (скв. 43, 3), Айракты (скв. 1) и Жаркум (скв. 1) отличаются небольшим содержанием азота — от 15,6 до 22,5%. Только газ нижнего карбона структур Озерная (скв. 5) и Кумырлы, Кожекудук (скв. 1) содержат от 35 до 50% азота. Промышленные притоки газа получены на семи площадях; из нижней перми — Ушарал (скв. 11—145 тыс. м³/сутки), Кемпиртюбе (скв. 19—180 тыс. м³/сутки), Западный Ушарал (скв. 36—29 тыс. м³/сутки), Северный Ушарал (скв. 416—52 тыс. м³/сутки), из турнейского яруса — Айракты (скв. 1 — около 60 тыс. м³/ сутки), Жаркум (скв. 1 — до 10 тыс. м³/сутки), из верхнего девона — Придорожная (скв. 3 — более 2 млн. м³/сутки).

Структура Айракты выявлена по III отражающему горизонту, отвечающему подошве карбонатных отложений визейского яруса. Она представляет в плане треугольное куполообразное поднятие размерами 20×12 *км* при амплитуде 250 *м*. Простирание ее субмеридиональное. Западное крыло осложнено структурным носом, сочленяющимся через седловину с Коскудук-Норбайским поднятием. Результаты бурения трех скважин указывают на качественное совпадение с построениями по геофизическим данным. III отражающий горизонт совпадает с горизонтами песчаников внутри турнейского яруса. В них по скв. 1 выявлено 6 продуктивных горизонтов эффективной мощностью до 60 *м*. Максимальные дебиты получены на диафрагме 19,1 *мм* в инт. 2195—2165 *м* — 16,7 тыс. м³/сут., инт. 2110—2097 *м* — 34,1 тыс. м³/сут. со слабым выделением конденсата.

По составу горючий газ отвечает кондициям. Содержания: метана — 75,3%, этана — 6,1%, бутана — 1,1%, пропана — 2,1%, пентана — 0,2%, азота — 15,21% и гелия — 0,25%. Анализ пробы конденсата приведен в таблице.

Физико-химическая характеристика конденсата скв. 1-Г Айракты

Фракции оС	d_4^{20}	n^{20}	% сульфирующиеся углеводород (вес %)		Анилиновые точки сульфиров. оС		Групповой состав углеводородов (вес %)			
			H_2SO_4 85%	H_2SO_4 98%	до	после	Аромат.	Нафтен.	Парафин.	Олефин.
60—95	0,6460	1,403	не сульф.	2,3	57	59	2,3	35,2	62,5	—
95—122	0,6753	1,414	»	2,4	54	56	2,4	54,65	42,95	—
122—150	0,6875	1,423	»	0,63	55	55,5	0,63	76,5	22,87	—
150—200	0,6887	1,429	»	1,26	59	60	1,26	79	19,74	—

Структура Придорожная выявлена по III отражающему горизонту, также приуроченному к подошве визейских известняков. Бурение первых трех скважин (43, 2, 3) позволило уточнить структурный план и пересмотреть первичный сейсмоматериал. Структура является брахиантиклиналью размерами приблизительно 12—15×5—6 *км* и осложнена по своду серией продольных надвигов общей амплитудой 500—550 *м*. Простирание ее субширотное. Восточная периклиналь структуры еще не детализирована, что не позволяет уточнить размеры и амлитуду. Последняя будет иметь значение не менее 300 *м*. Результаты бурения отмечают несовпадение планов надсолевых слоев с подсолевыми, что затруднит разведочные работы. Так, предварительными построениями по отложениям нижнего карбона выявляется структура между скважинами 43 и 2 амплитудой около 50 *м*, которая по подсолевым горизонтам возможно будет высокоамплитудной самостоятельной складкой, вмещающей изолированную газовую залежь. Скв. 3, в которой на диафрагме 72 *мм* получен приток более 1600 тыс. м³/сут, вскрыты песчаники подсоленосного девона на глубину 50 *м* (инт. 2380—2430 *м*). По составу газ очень близок полученному на площади Айракты: метана — 84,05%, этана — 1,94%, пропана — 0,22%, бутана — 0,08, пентана — 0,013, CO_2 — 0,3, азота — 13,52, гелия — 0,23. На устье постоянно выделяется конденсат.

Все газы имеют ценную особенность химического состава — они являются высокогелиеносными по всему разрезу — от девона до перми. Характерно изменение состава газов — увеличение содержания углеводородов с глубиной залегания одновозрастных газонасыщенных горизонтов и вниз по разрезу от молодых к древним. Таким образом, исходя из тектонических и литофациальных условий формирования коллекторов и залежей, можно довольно уверенно прогнозировать составы газов в различных структурно-тектонических зонах (Айтбаев и др. 1971).

Прямые признаки битумов нефтяного ряда, отмеченные на площадях Кумырлы (скв. 348 — визейский ярус), Бестюбе (скв. 36, 52, 486), указывают на благоприятные условия генерации нефти. Изучение битуминозности среднего и верхнего палеозоя и соотношение содержаний хлороформенного (ХБ), спиртобензольного битумоидов и органического углерода позволили выделить возможные материнские толщи. В известняках визе наиболее сильно сконцентрированы битумоиды; битумоидный коэффициент здесь достигает максимальных величин (50—60%) при содержании хлороформенного маслянистого битума в среднем 0,3% на породу. При наличии в верхах турне черных и темно-серых аргиллитов битуминозность этой части разреза достигает также 0,3%, но битумоидный коэффициент уменьшается до 15—25%. Низкие содержания битумоидов характерны для девона и верхнего палеозоя. Обобщая аналитические результаты, отметим, что повсеместно (Кумырлы, Жуалы, Оппак, Бестюбе) ХБ — маслянистый, с содержанием менее 0,01%, резко уменьшающий битумоидный коэффициент до 3, реже 10%. Таким образом, намечается перераспределение битумоидов в разрезе турнейского яруса и верхнего девона в пользу образования низкомолекулярных углеводородов, т. е. газовой фазы.

Высокие значения битумоидного коэффициента в породах визе и аргиллитах турне позволяют считать их битуминозными по всей территории впадины и относить к нефтематеринским.

В свете последних теорий нефтегазообразования и миграции флюидов (Соколов, 1965) основное значение при прогнозировании месторождений приобретают мощности осадочных толщ и наличие в бассейне уже прямых признаков нефти и газа, которые свидетельствуют о нефтегазообразовании. Большие мощности (до 4000—6000 *м*) осадочного чехла и особенности размещения палеозойских формаций позволяют выделить зоны, благоприятные для генерирования углеводородов, в северо-восточной приразломной полосе Тесбулакского и центральной — Кокпансорского прогибов. В Муюнкумской депресии подобная зона расположена вблизи ее центральных частей, питаемых углеводородами из наиболее погруженных отложений карбона и девона на севере.

Необходимо проследить пути миграции с помощью водоносных горизонтов. Наиболее достоверно гидродинамические условия формирования залежей в палеозое изучены на Таласской зоне поднятий, где получены очень слабые притоки пластовых вод с минерализацией от 150 до 300 *г/л*. Установлено отсутствие гидродинамической связи между газовыми залежами соседних структур Западный Ушарал, Ушарал, Кемпиртюбе. Но благодаря трещиноватости в приразломной зоне, изменение пластового давления в залежах быстро передается между соседними скважинами. Метаморфизм вод дополнительно подтверждает высокую степень закрытости недр. Равные первоначальные пластовые давления в залежах позволяют предполагать в прошлом в масштабах всей впадины гидродинамическую связь, и тем самым, наличие областей питания подземных вод на восточном обрамлении Тесбулакского прогиба и юго-восточно — Муюнкумского. Областями разгрузки, очевидно, являлись внутренние зоны региональных разломов в период их обновления. Генерация углеводородов в карбоне, их направление миграции с подземными водами с востока на запад с учетом геометрического градиента создает предпосылки для формирования залежей в пределах локальных структур, расположенных, в первую очередь, в центральных частях Муюнкумской депрессии и на восточном борту Тесбулакского прогиба (рис. 2, профили I и III). В зонах развития соляно-купольных структур особого внимания заслуживают краевые купола, которые перехватывали миграционный поток углеводородов, идущий из глубоких частей прогибов. Такие структуры расположены на севере Кокпансорского и Тесбулакского прогибов. К ним относятся также северо-западная и юго-восточная цепи структур Чуйской соляно-купольной области.

Анализ коллекторских свойств пород палеозоя, выполняющих впадину, показывает улучшение параметров их в центральных частях погруженных плит и увеличение трещиноватости в приразломных зонах присводовых участков структур. На формирование коллекторов основное влияние оказали разломы длительного развития, ограничивающие и раскалывающие плиты. И все же во впадине развиты слабопроницаемые коллектора III и IV классов, которые в какой-то мере в совокупности с сульфатными газоупорами позволили сохраниться таким компонентам в газах, как азот и гелий, имеющим высокую миграционную способность (Якуцени, 1968). Наиболее пористые и проницаемые коллектора отмечены в водоносной части пермской залежи месторождения Северный Ушарал, где среднеарифметические величины составляют, соответственно, 8,6% и 19 мдарси.

Оценивая перспективы нефтегазоносности можно выделить благоприятные и неблагоприятные стратиграфические комплексы и локальные структуры, как высокоперспективные на нефть и газ ,так и малоперспек-

тивные. К первым относятся Тесбулакский прогиб, центральные и северные районы Кокпансорского прогиба, краевые структуры и бортовые зоны выклинивания карбона Муюнкумского прогиба.

В связи с получением фонтана горючего газа из подсолевых верхнедевонских отложений в Кокпансорском прогибе первоочередными объектами поисковых работ являются структуры Центральная, Катынкамыс, Тереховская и Западная. Отсюда высоко оцениваются перспективы девона в Тесбулакском прогибе. Кроме того, здесь перспективны отложения перми и карбона. Поэтому особого внимания заслуживают структуры Милибулак, Жатыктау, Каракоин, Табылга, Жаманайбат и др.

В Муюнкумском прогибе высокоперспективными являются структуры Колькудук, Барханная, Каратал, Караматау, Молдыбай и Акканколь, аналогичные по строению площади Айракты.

Таким образом, в пределах Чу-Сарысуйской впадины выработаны определенные критерии оценки перспектив нефтегазоносности недр по структурно-тектоническим и формационным признакам, применяемым в платформенных и субплатформенных регионах.

УДК 549.321.13/328.1 : 553.44(574.5)

В. П. КОНЯЕВ

ГАЛЕНИТЫ И СФАЛЕРИТЫ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАСТЕКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Специфической особенностью Кастекского рудного района является широкое развитие полиметаллического оруденения, представленного двумя промышленно-интересными типами. К первому относятся субширотные зоны дробления в допалеозойских и каледонских метаморфических и интрузивных породах, с локализованными в них маломощными невыдержанными жилами и линзами; к второму — зоны дробления северо-западного простирания, рассекающие эффузивно-осадочные породы сапатайской свиты верхнего кембрия. Форма рудных тел — согласные линзы и межпластовые залежи. Характерные представители первого — месторождения Кастекское, Южный участок и Ислямбай, второго— Чинасылсай.

Исследованием минералогического состава руд месторождений Кастекское и Чинасылсай (табл. 1) занимались И. Н. Пеньков (1958), И. В. Покровская и А. Е. Шлыгин (1968). С целью дальнейшего уточнения минералогических особенностей месторождений Кастекское и Чинасылсай автор дополнительно изучил поведение элементов-примесей в галените и сфалерите, определил их микротвердость и отражательную способность, а также расчитал химический состав сфалеритов.

Таблица 1.

Минералогический состав гипогенных руд месторождений Кастекского хребта

Минералы		Месторождения	
		Чинасылсай	Кастекское
1		2	3
Рудные	Главные	Галенит Сфалерит	Сфалерит Галенит Пирит
	Второстепенные	Пирит Халькопирит Гематит	Халькопирит Пирротин Арсенопирит Магнетит
	Редкие	Тетраэдрит Борнит Золото Магнетит Мушкетовит Марказит	Гематит Ильменит Марказит Аргентит Серебро

	1	2	3
Нерудные	Главные	Анкерит Доломит Кварц	Сидерит Хлорит Кварц
	Второстепенные	Серицит Хлорит Сидерит	Турмалин Кальцит Доломит
	Редкие	Барит Магнезит	Гидробиотит Гранат Барит

Гипогенные руды Чинасылсайского месторождения — халькопирит-сфалерит-галенитовые, галенит-сфалеритовые и гематит-мушкетовит-пиритовые. Первые два типа промышленно-ценные, третий практического значения не имеет.

Халькопирит-сфалерит-галенитовые руды преобладают и составляют около 85% общего количества. Ведущие рудные минералы: галенит и сфалерит, второстепенные — халькопирит, самородное золото, пирит, гематит. Из нерудных преобладают карбонаты, меньше развит кварц, второстепенные — хлорит и серицит.

Галенит-сфалеритовые руды составляют около 15% запасов. От руд первого типа они отличаются меньшими содержаниями самородного золота и халькопирита, который нередко отсутствует, а также преобладанием сфалерита над галенитом. Гематит-мушкетовит-пиритовые руды встречаются ограниченно. Главными минералами являются мушкетовит, гематит и пирит, из нерудных-карбонаты и кварц.

По текстурным особенностям руды разделяются на сплошные, гнездово-прожилковые, брекчиевые, прожилково-вкрапленные и вкрапленные. Деление это условное, так как текстурные типы руд образуют взаимные переходы. Прожилково-вкрапленные руды преобладают, достаточно широко развиты гнездово-прожилковые и брекчиевые. Сплошные руды встречаются спорадически и обычно образуют обогащенные участки рудных тел. Вкрапленные руды сопутствуют всем перечисленным типам, образуя первичные ореолы рассеяния рудных минералов.

На Кастекском месторождении гипогенные руды деляться на свинцово-цинковые, магнетит-пиритовые и арсенопирит-пиритовые. Первый тип промышленно-ценный; главные рудные минералы-сфалерит, галенит, пирит; из нерудных — сидерит, хлорит и кварц. Магнетит-пиритовые и арсенопирит-пиритовые руды промышленного значения не имеют. В первых из них изредка присутствует гематит, из нерудных развиты хлорит и кварц. В арсенопирит-пиритовых рудах в незначительных количествах встречаются халькопирит и сфалерит, из нерудных присутствуют турмалин и кварц. По текстурным особенностям руды разделяются на вкрапленные, прожилковые и гнездово-вкрапленные. Наиболее характерны первые два типа текстур.

Галенит — самый важный и распространенный рудный минерал на месторождении Чинасылсай. Отношение запасов свинца к запасам цинка равно 1,5 : 1, а галенита к сфалериту — 1,29 : 1. Обособляются две генерации галенита.

Галенит 1 ассоциирует с анкеритом, сфалеритом 1, халькопиритом и пиритом. В массе галенита под микроскопом отмечаются включения зерен кварца, пирита, сфалерита, анкерита и обломков кварц-гематитовых руд. По отношению к пириту и сфалериту зерна галенита, ксено-

морфны, соотношения с халькопиритом часто неопределенны. Зернистые массы галенита совместно со сфалеритом, анкеритом, халькопиритом и пиритом цементируют брекчию ранее сформированных кварц-гематитовых руд. Галенит I обнаруживает признаки динамометаморфизма, который проявляется в смятии, развальцевании, нередко перекристаллизации.

Галенит II распространен не менее широко, чем его более ранняя генерация. Он ассоциирует с железистым доломитом (параанкеритом), марказитом, а также халькопиритом, пиритом и сфалеритом более поздних генераций, наиболее тесно пространственно связан с халькопиритом. По отношеню к пириту и сфалериту, ассоциирующими с ним, зерна галенита II обладают отчетливым ксеноморфизом. Поздний галенит содежит включения зерен пирита, доломита, кварца и сфалерита. Агрегаты его секутся прожилками доломита.

Галенит на месторождении Кастек является вторым по распространенности (после сфалерита) рудным минералом. Отношение запаса свинца и цинка 0,64 : 1. Выделяются две генерации галенита, причем основная масса отложилась в более раннюю стадию. Галенит I ассоциирует с пиритом III и сфалеритом II, встречается совместно с карбонатами и кварцем, по отношению которым является более поздним. Галенит II встречен в ничтожном количестве в ассоциации со сфалеритом III.

Таблица 2

Элементы-примеси	Галениты					
	Чинасылсай	Кастек	Южный участ.	Кырджол	Магзумсай	Ислямбай +
	35пр	4пр	3пр	2пр	3пр	1пр
Цинк						
Серебро						
Медь						
Кадмий						
Кобальт						
Никель						
Олово						
Висмут						
Молибден						
Сурьма						
Мышьяк						
Марганец						
Титан						
Германий						
Селен						
Золото						
Вольфрам						
Стронций						
Частота встречаемости	25 50 75 100%	50	100	50	100	50	100	50	100	50	100	50 100%

Содержание элементов:

- от следов до 0.001 %
- от 0.001 до 0.01 %
- от 0.01 до 0.1 %
- от 0.1 до 1 %
- от 1.0 до 5 %
- больше 5 %
- \+ Данные В. В. Овчинникова

Элементы - примеси в галенитах изучались по мономинеральным пробам. Химическим и количественным спектральным анализами определены серебро и висмут. Данные по остальным элементам получены полным приближенным спектральным анализом. В таблице 2 сведены результаты анализов мономинеральных проб галенитов. Для сравнения приведены результаты анализов мономинеральных проб галенита по месторождениям Южный участок, Кыржол, Ислямбай и Магзумсай.

Серебро и висмут присутствуют в галенитах всех месторождений района в примерно равных количествах. В галенитах месторождения Чинасылсай они распределены наиболее неравномерно. Вычисленные величины коэффициента ранговой корреляции свинца к серебру и свин-

ца к висмуту по 28 пробам имеют незначимые отрицательные значения (—0,05 и —0,08 соответственно), что является косвенным доказательством невхождения этих элементов в решетку галенита. Между серебром и висмутом выявлена значимая положительная связь (+0,49) при 1% уровне значимости.

Весьма характерно наличие золота в галенитах только месторождения Чинасылай, во всех рудных телах. Среднее содержание его по спектральному анализу составляет 0,009—0,008%. По приборному анализу одной пробы галенита содержание золота равно 22 *г/т*.

Медь установлена в галенитах всех месторождений района. Ее содержание (0,23%) в галените Первого рудного тела месторождения Чинасылсай выше чем в остальных в два и более раза (0,12% в Шестом рудном теле Чинасылсая, 0,11% на Кастекском месторождении и 0,05% на Южном участке).

Из других элементов — примесей следует отметить отсутствие в галенитах месторождения Чинасылсай германия и вольфрама и меньшие количества олова, стронция, мышьяка и молибдена по сравнению с галенитами других месторождений района.

Существует единое мнение (Дир и др. 1966; «Минералы», 1960) о вхождении большинства элементов-примесей в галениты в форме микровключений собственных минералов. Дискуссионен до его времени вопрос о форме нахождения серебра и висмута. Ю. С. Нестерова (1958) объясняет присутствие серебра и висмута в галените включениями минералов, содержащих эти элементы. П. Рамдор (1962), Д. О. Онтоев и др. (1960) считают, что серебро и висмут изоморфно входят в структуру галенита и в качестве одного из доказательств приводят зависимость размеров элементарной ячейки галенита от содержания в нем серебра. В. Н. Синяков и В. И. Новожилов (1964) на полиметаллических месторождениях Алтая пришли к выводу о прямой зависимости микротвердости от содержания примесей. С. И. Лебедева (1963) показала возрастание микротвердости галенита с увеличением содержания серебра. Н. Н. Мозгова (1966) на образцах галенитов из Тетюхинских полиметаллических месторождений вывела прямую зависимость отражательной способности и микротвердости галенита от содержания серебра и предлагает использовать микротвердость его для ориентировочных определений примеси серебра в галените. В то же время, по ее мнению, колебания содержаний висмута заметного влияния на микротвердость и отражательную способность галенита не оказывают.

На основании зависимости микротвердости от количества серебра Н. Н. Мозгова вслед за П. Рамдором делает вывод об изоморфном вхождении серебра и висмута в структуру галенита. По ее мнению, если в галените присутствует изоморфное серебро, размеры элементарной ячейки уменьшаются в связи с меньшим радиусом иона Ag^{1+} по сравнению с ионом Pb^{2+} и, следовательно, твердость увеличивается. Из-за близости величины радиусов Bi^{3+} и Pb^{2+} увеличение микротвердости галенита от количества висмута ей выявить не удалось.

Для выяснения формы нахождения серебра и висмута в галенитах месторождений Кастекского района в полированных шлифах, соответствующих мономинеральным пробам, были замерены отражательная способность и микротвердость галенитов. Отражательная способность замерялась в лаборатории Каз. ИМСа на установке ПООС-1 при длине волны λ—589,9 *ммк* и относительной ошибке ±1%. Микротвердость определялась в ЦХЛ ЮКГУ Л. Х. Малышевой на установке ПМТ-3 с нагрузкой 20 *г* и временем вдавливания 10 *сек*. Полученные величины отражательной способности и микротвердости галенитов соответствуют замеренным значениям для галенитов других месторождений, в частности

галенитам Тетюхинской группы месторождений. Отражательная способность галенитов колеблется, в основном, от 35 до 42%, а микротвердость от 85 до 115 *кг/мм²*.

Отражательная способность и микротвердость галенитов месторождений Чинасылсай, Кастек и Южного участка не зависят от содержания в них серебра и висмута (рис. 1 и 2). Это очевидно, объясняется тем, что

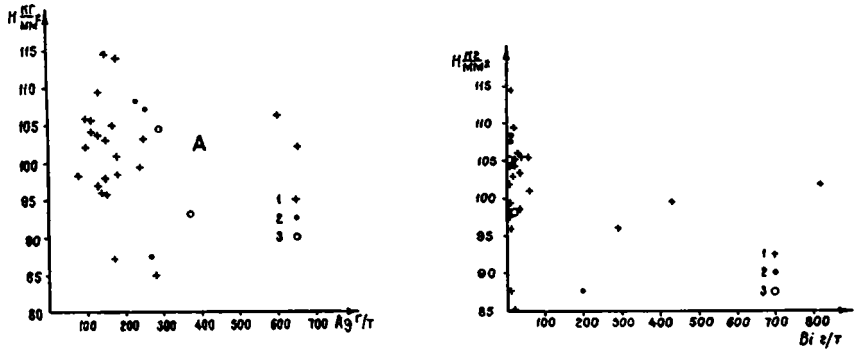


Рис. 1. **Зависимость микротвердость галенитов от содержания серебра (А) и висмута (Б). Галениты месторождения Чинасылсай (1), газениты месторождения Кастекское (2), галениты Южного участка (3).**

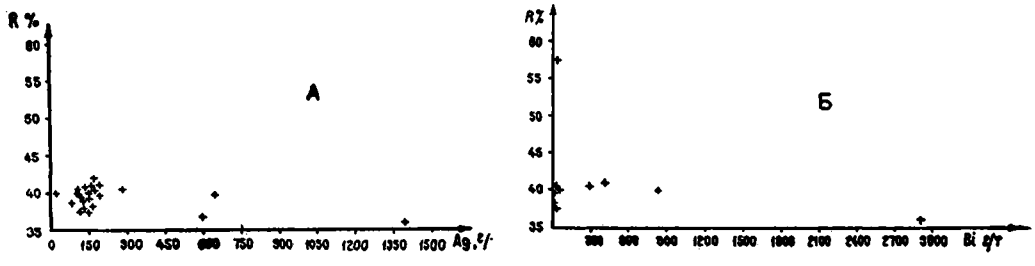


Рис. 2. **Зависимость отражательной способности галенитов месторождения Чинасылсай от содержания серебра (А) и висмута (Б).**

серебро и висмут не входят в элементарную ячейку галенита, а образуют микроскопические включения самостоятельных минералов, что согласуется с мнением Ю. С. Нестеровой и др. Значимая положительная корреляционная связь пары висмут-серебро позволяет предполагать вхождение этих элементов в галениты месторождения Чинасылсай в форме микровключений серебровисмутового соединения — матильдита. Таким образом, в дальнейшем необходимо проведение более тонких микроскопических исследований с целью выявления самостоятельных минералов серебра и висмута на месторождениях Чинасылсай и Южный участок.

Минералогическим изучением руд месторождения Чинасылсай, проведенным И. Н. Пеньковым и А. Е. Шлыгиным, каких-либо самостоятельных минералов серебра и висмута не обнаружено и наличие последних связывается предположительно с изоморфной примесью в галените. На Кастекском месторождении И. В. Покровской только в одном аншлифе обнаружены аргентит и самородное серебро в ассоциации с пиритом и арсенопиритом.

Сфалерит на месторождении Чинасылсай наиболее распространенный после галенита рудный минерал. Он представлен маложелезисты-

ми разностями. Выделяются две генерации сфалерита, из которых резко преобладает ранняя.

Сфалерит I ассоциирует с анкеритом, халькопиритом, галенитом, пиритом и хлоритом. Он наиболее ранний по отношению к халькопириту и галениту и выделялся одновременно с анкеритом. Характерно непостоянство окрастки его агрегатов даже в одном образце. Преобладает темно-бурый сфалерит, меньше развит зеленовато-желтый. Последний возникал, по И. И. Пенькову, только в результате реакционных взаимодействий при наложении сульфидно-анкеритовой ассоциации на гематито-кварцевую. Обе разновидности сфалерита содержат включения зернышек кварца, галенита, халькопирита и анкерита. Для темнобурого сфалерита характерно наличие тончайшей эмульсиевидной вкрапленности, он катаклазирован и сечется прожилками доломита. Сфалерит II количественно резко уступает первой генерации. Он встречается в ассоциации с доломитом, парааанкеритом, поздним халькопиритом, галенитом, пиритом и марказитом. Цвет его коричневато-желтый и светло-серый. Сфалерит II содержит микроскопические включения пирита, галенита, халькопирита и доломита.

На Кастекском месторождении сфалерит наиболее распространенный рудный минерал. Он представлен тремя генерациями. Сфалерит I и III развиты незначительно; первый ассоциирует с пиритом и арсенопиритом и представлен марматитом. Сфалерит III — клейофан встречается в кварцево-кальцитовых жилках поздней стадии рудоотложения. Сфалерит II — главный минерал полиметаллических руд. Совместно с пиритом, галенитом, карбонатами и кварцем он образует гнезда и прожилки. Характерно присутствие в сфалерите II эмульсионных выделений халькопирита, сростков пирротина и кристаллов пирита.

Сфалериты, как правило, содержат большое количество элементов-примесей. Наиболее распространены железо, марганец, кадмий, свинец, и медь; значительно реже встречаются кобальт, никель, серебро, ртуть, галлий, индий, таллий, германий, олово, мышьяк, сурьма и висмут. Вопрос о форме их нахождения в сфалеритах окончательно не решен. При детальных исследованиях химического состава сфалеритов различных месторождений Советского Союза Ю. С. Нестерова (1961) пришла к выводу о возможности изоморфного замещения части цинка марганцем (до 3,5 атомных %), кадмием (до 2,52 атомных %) и железом (до 28,32 атомных %). Присутствие других элементов она объясняет включениями минералов обычных спутников сфалерита-пирита, галенита и халькопирита. Эти выводы согласуются с общепринятым мнением («Минералы», Дир. и др.) и использованы автором при анализе результатов химического состава сфалеритов полиметаллических месторождений Кастекского хребта.

Химический состав сфалеритов и элементы-примеси в них изучены в 21 мономинеральной пробе месторождения Чинасылсай, в одной — Южного участка и в четырех — Кастекского месторождения.

Мономинеральные пробы приготовлены в ЦХЛ ЮКГУ электромагнитной сепарацией на приборе СИМ-1 с последующей очисткой или непосредственно отбором под бинокуляром. Во всех проанализированных мономинеральных пробах обнаружен пирит; в большей части проб-эмульсионные включения халькопирита и галенита; из нерудных минералов присутствуют зерна кварца, полевого шпата и карбонатов. Химическими анализами В. Н. Хохловой в мономинеральных пробах определены цинк, свинец, медь, кадмий, железо, марганец, сера и кремнекислота.

Учитывая, что свинец и медь в сфалерите находятся в форме собственных минералов, по количеству их атомов были вычислены халь-

копирит и галенит. Влияние нерудных минералов учтено пересчетом результатов химических анализов сфалеритов путем исключения карбонатов, полевого шпата и кварца согласно минералогическому анализу мономинеральных проб.

Расчет химического состава сфалеритов и определение количества изоморфного железа в них произведено по методике, описанной Т. Н. Шадлун и др. (1969), с применением руководства и таблиц для расчета формул минералов А. Г. Булаха (1967). Химический состав сфалеритов после исключения микровключений и примесей других минералов представлен в таблице 3.

Таблица 3.

Химический состав сфалеритов месторождений Кастекского рудного района

№№ проб		Цинк	Кадмий	Железо	Марганец	Сера	Сумма
1	2	3	4	5	6	7	8
		Месторождение Чинасылсай, Первое рудное тело					
1	Вес %	65,48	0,19	1,22	0,25	32,88	100,92
	Атом. кол.	998,8	1,7	21,8	4,5	1025,7	2052,5
6	Вес %	65,73	0,2	0,64	0,13	33,30	100,00
	Атом. кол.	1002,6	1,8	11,5	2,3	1038,5	2056,7
7	Вес %	65,96	0,18	0,73	0,02	33,04	99,93
	Атом. кол.	1000,1	1,6	13,1	0,3	1030,4	2051,5
8	Вес %	66,99	0,20	0,06	0,02	32,72	99,99
	Атом. кол.	1024,6	1,8	1,0	0,3	1020,4	2048,1
9	Вес %	66,53	0,15	0,93	0,88	31,5	99,99
	Атом. кол.	1017,6	1,3	16,6	16,0	982,3	2033,8
10	Вес %	67,15	0,18	0,18	0,11	32,39	100,01
	Атом. кол.	1027,0	1,6	3,2	2,0	1010,1	2043,9
11	Вес %	67,02	0,19	0,0	0,1	32,69	100,00
	Атом. кол.	1024,9	1,7	0,0	1,8	1019,4	2047,8
13	Вес %	64,45	0,19	1,95	0,36	33,05	100,00
	Атом. кол.	985,7	1,7	34,0	6,5	103,06	2058,5
15	Вес %	66,61	0,18	0,49	0,49	32,68	99,99
	Атом. кол.	1018,8	1,6	8,8	0,5	1019,1	2048,8
16	Вес %	65,61	0,22	0,7	0,03	33,44	100,00
	Атом. кол.	1000,8	2,0	12,5	0,5	1042,8	2058,6
17	Вес %	66,58	0,18	1,25	0,64	31,35	100,01
	Атом. кол.	1000,6	1,6	22,4	11,6	977,7	2013,9
19	Вес %	66,72	0,21	0,25	0,27	32,55	100,00
	Атом. кол.	1020,5	1,9	4,5	4,9	1015,1	2046,9
20	Вес %	66,3	0,20	0,0	0,0	33,17	100,00
	Атом. кол.	1014,5	1,8	0,0	0,0	1034,4	2050,7
		Южный участок					
25	Вес %	66,45	0,17	0,46	0,17	32,73	99,98
	Атом. кол.	1016,3	1,5	8,2	3,1	1020,7	2049,8
26	Вес %	68,46	0,21	0,07	0,1	31,15	99,99
	Атом. кол.	1047,1	1,9	1,2	1,8	971,4	2023,4
28	Вес %	66,7	0,16	0,77	0,19	32,22	100,04
	Атом. кол.	1020,2	1,4	13,8	3,4	1004,2	2043,0
30	Вес %	67,4	0,18	1,32	0,84	30,3	100,04
	Атом. кол.	1030,9	1,6	23,6	15,3	944,9	2016,3
32а	Вес %	64,74	0,2	1,69	0,5	32,85	99,98
	Атом. кол.	990,2	1,8	30,2	9,1	1024,4	2055,7
33	Вес %	65,6	0,18	1,03	0,08	22,15	100,7
	Атом. кол.	1000,6	1,6	18,4	1,4	1033,8	2055,8
35	Вес %	65,4	0,15	1,45	0,36	32,6	99,96
	Атом. кол.	997,6	1,3	26,0	0,5	1016,6	2048,0
36а	Вес %	65,7	0,26	0,72	0,16	33,1	99,94
	Атом. кол.	1002,2	2,3	12,9	2,9	1032,2	2052,5
38	Вес %	66,6	0,19	0,0	0,05	33,13	99,97
	Атом. кол.	1018,6	1,7	0,0	0,9	1033,1	2054,3

1	2	3	4	5	6	7	8
		Месторождение Кастекское					
43	Вес %	61,0	0,14	4,83	0,19	33,9	100,06
	Атом. кол.	993,0	1,2	86,5	3,4	1057,2	2081,3
		Месторождение Чинасылсай, Шестое рудное тело					
45	Вес %	58,6	0,2	6,82	0,11	34,3	100,03
	Атом. кол.	896,3	1,8	122,1	2,0	1059,7	2091,9
48	Вес %	51,2	0,15	12,48	0,03	36,2	100,06
	Атом кол.	783,1	1,3	223,4	0,5	1128,9	2137,2
48а	Вес %	49,2	0,15	14,57	0,6	35,53	100,05
	Атом. кол.	752,5	1,3	260,9	10,9	1108,0	2133,6
51	Вес %	65,5	0,22	0,74	0,03	33,55	100,04
	Атом. кол.	999,1	2,0	13,2	0,5	1046,3	2061,1

В таблице 3 видно, что сфалериты Чинасылсайского месторождения представлены маложелезистыми разностями, в которых содержание изоморфного железа колеблется от нуля до 1,95% при среднем содержании 0,73%. Сфалериты Кастекского месторождения и Южного участка содержат гораздо больше изоморфного железа; на первом его содержание 0,7—14,57% при среднем содержании 8,65%, а на Южном участке — 4,83%.

Содержание цинка в сфалеритах месторождения Чинасылсай изменяется незначительно от 64,45 до 67,4% при среднем содержании 66,3%. Только в одной пробе 25 содержание цинка выходит за пределы теоретического и составляет 68,46%, что можно объяснить, вероятно, ошибкой химанализа. В сфалерите Южного участка содержание цинка 61%, а в Кастекском месторождении колеблется от 49,2 до 65,5%, составляя в среднем 55,9%. Таким образом, для сфалеритов месторождений Кастекского хребта характерна обратная линейная зависимость между содержаниями изоморфного железа и цинка. Из графика (рис. 3), на котором помещены только характерные пробы, также видно различие сфалеритов изучаемых месторождений по соотношению содержаний цинка и железа. Корреляционным анализом подтверждается зависимость между содержаниями цинка и изоморфного железа в сфалеритах. Коэффициент ранговой корреляции пары цинк-железо по 22 пробам (—0,67) указывает на значимую отрицательную связь при 1% уровне значимости.

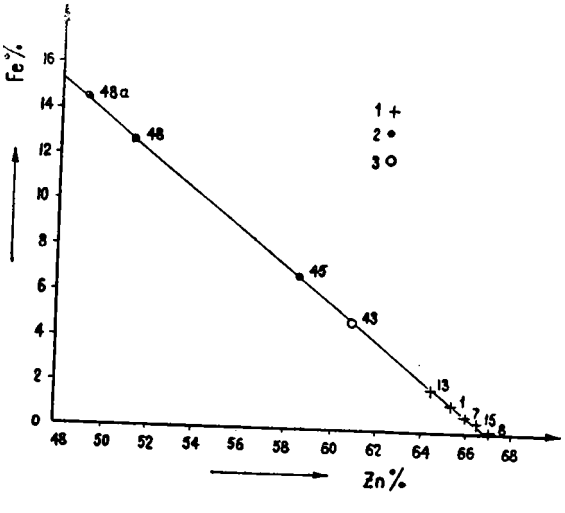


Рис. 3. **График зависимости между содержаниями цинка и изоморфного железа в сфалеритах:** *1* — сфалериты месторождения Чинасылсай, *2* — сфалериты месторождения Кастекское, *3* — сфалериты Южного участка.

Содержание кадмия в сфалеритах очень устойчивое и изменяется в пределах 0,14—0,26%. Среднее содержание кадмия в сфалеритах месторождения Чинасылсай — 0,19%, Южного участка — 0,14% и Кастекского месторождения — 0,18%. Интересно отметить, что коэффициент ранговой корреляции пары цинк-кадмий значимый положительный (0,53) при 5% уровне зна-

чимости. Учитывая замещение в элементарной ячейке сфалерита части ионов Zn^{2+} на ионы Cd^{2+}, казалось бы, что корреляционная связь должна иметь отрицательный знак. Очевидно, наличие положительной корреляционной связи между цинком и кадмием можно объяснить гораздо большим влиянием замещения ионов Zn^{2+} ионами Fe^{2+}. Вероятно, этими соотношениями объясняется и значимая отрицательная корреляционная связь между кадмием и железом (—0,5) при 5% уровне значимости.

Содержание марганца изменяется в более широких пределах. В сфалеритах Чинасылсая марганец присутствует в количествах 0,0—0,88%, при среднем содержании 0,25%. В сфалеритах Кастекского месторождения и Южного участка его среднее содержание несколько меньше — 0,19%, при колебаниях на первом от 0,03 и 0,6%. Устанавливается незначимая отрицательная связь между цинком и марганцем (коэффициент равен — 0,04), также как и между марганцем и кадмием (—0,09). В то же время установлена отрицательная значимая корреляционная связь между марганцем и железом (—0,37) при 10% уровне значимости, что, очевидно, объясняется аналогично отношению железа и кадмия.

Наличие и количественный состав элементов — примесей в сфалеритах Кастекского хребта определены полным приближенным спектральным анализом (табл. 4).

Таблица 4

Элементы-примеси	Сфалериты			
	Чинасылсай	Кастек	Южный участ.	Мазгумсай
	27пр	4пр	1пр	1пр
Свинец				
Серебро				
Медь				
Кадмий				
Кобальт				
Никель				
Олово				
Висмут				
Молибден				
Ртуть				
Сурьма				
Мышьяк				
Марганец				
Титан				
Германий				
Индий				
Галлий				
Ванадий				
Хром				
Бор				
Селен				
Золото				
Стронций				
Частота встречаемости	50 100%	50 100%	50 100%	50 100%

Содержание элементов

от следов до 0.001% — от 0.1 до 1%

от 0.001 до 0.01% — от 1.0 до 5%

от 0.01 до 0.1% — больше 5%

Медь и свинец распространены весьма равномерно, присутствуя примерно в одинаковых количествах во всех пробах сфалерита. Согласно минералогического анализа они находятся в виде микроскопических включений или эмульсионной вкрапленности галенита и халькопирита. Характерно, что золото спектральным анализом, также как и в галенитах, обнаружено только в сфалеритах Чинасылсая (0,003—0,004%). По пробирному анализу одной пробы содержание золота равно 122,8 г/т. Оно находится в сфалерите в форме мельчайших включений самородного золота. Индий и галлий установлены в сфалеритах во всех месторождениях Кастекского хребта в количествах 0,0001—0,0005%. Однако, в сфалеритах Чинасылсая индий встречен в 25%, а галий в 10% проб, в то время как в сфалеритах Кастекского месторождения они присутствуют во всех пробах. По Ф. В. Чухрову (1969), присутствие индия более характерно для высокотемпературных сфалеритов.

Другими отличиями сфалеритов Чинасылсая по сравнению с Кас-

текским месторождением и Южным участком являются наличие в сфалерите первого бериллия (0,01—0,001%), меньшее количество мышьяка (до 0,02%) в редких пробах и отсутствие олова. Мышьяк на Кастекском месторождении и Южном участке присутствует в количествах от 0,01 до 0,1%, а олово — от 0,03 до 0,003%.

В настоящее время важное значение при изучении физических свойств сфалерита придается количеству изоморфного железа, изменение содержания которого изменяет величину грани элементарной ячейки, микротвердость, отражательную способность, удельный вес и т. д. Так, Дж. Каллеруд (Kullerud, 1953) на основании экспериментальных даных предложил использовать количество железа в сфалерите в качестве геологического термометра, а Б. И. Скиннер (Skinner, 1959) вывел линейную зависимость между величиной ребра элементарной ячейки сфалерита и содержанием изоморфного железа по формуле $a\,(\text{Å}) = 5{,}4093 + 0{,}000456\ \text{FeS мол}\%$. В дальнейшем, B. Y. Skinner (1961) в эту зависимость ввел поправку дополнительным учетом влияния кадмия и марганца и формула приняла вид: $a(\text{Å}) = 5{,}4093 + 0{,}0000456\text{FeS мол}\% + 0{,}00424\ \text{CdS мол}\% + 0{,}00202\ \text{MnS мол.}\%$. М. М. Болдырева и др. (1969) подтвердили зависимость Б. И. Скиннера, а А. В. Чернышев и др. (1969) установили, что линейная зависимость параметра решетки сфалерита подтверждается только при содержаниях железа до 25 мол.% FeS.

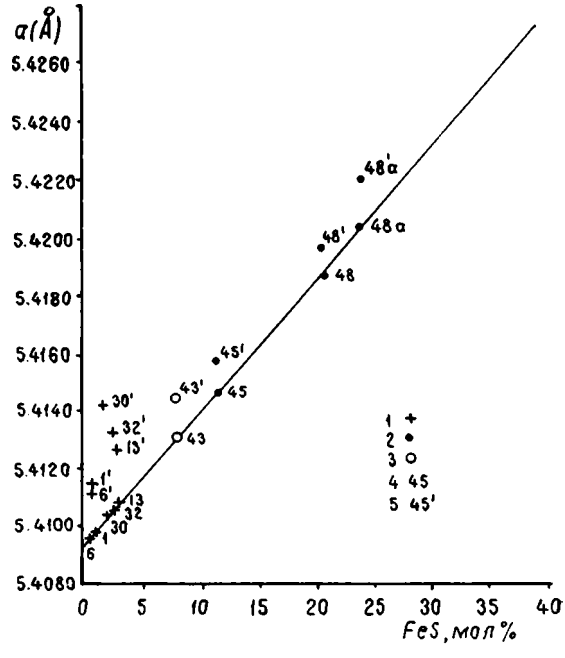
С целью выяснения возможности использования зависимости Б. И. Скиннера для определения количества изоморфного железа в сфалеритах месторождений Кастекского хребта по всем мономинеральным пробам произведен пересчет величины грани элементарной ячейки сфалеритов как с учетом количества только изоморфного железа, так и от суммы изоморфных примесей FeS, CdS и MnS (табл. 5).

Таблица 5.

№№ п.п.	Состав сфалерита в мол. %				Вычисленные параметры элементарной ячейки	
	ZnS	CdS	MnS	FeS	С учетом FeS	С учетом FeS+CdS+MnS
1	2	3	4	5	6	7
	Месторождение Чинасылсай Первое рудное тело					
1	98,24	0,17	0,44	1,15	5,4098	5,4114
6	98,48	0,18	0,22	1,12	5,4098	5,4110
7	98,53	0,16	0,03	1,28	5,4099	5,4106
8	99,69	0,18	0,03	0,10	5,4093	5,4102
9	96,67	0,13	0,57	1,63	5,4100	5,4138
10	99,37	0,16	0,20	0,31	5,4094	5,4105
11	99,66	0,17	1,18	0,0	5,4093	5,4104
13	95,89	0,17	0,63	3,31	5,4108	5,4127
15	98,93	0,16	0,05	0,86	5,4097	5,4105
16	98,54	0,19	0,05	1,22	5,4098	5,4107
17	96,47	0,16	1,15	2,22	5,4103	5,4133
19	98,9	0,18	0,48	0,44	5,4095	5,4112
20	99,82	0,18	0,0	0,0	5,4093	5,4101
	Месторождение Чинасылсай Шестое рудное тело					
25	98,76	0,15	0,30	0,79	5,4097	5,4109
26	99,51	0,19	0,18	0,12	5,4094	5,4105
28	98,18	0,14	0,33	1,35	5,4099	5,4111
30	95,96	0,16	1,54	2,34	5,4104	5,4141
32а	96,0	0,18	0,88	2,94	5,4106	5,4132
33	97,91	0,16	0,14	1,79	5,4101	5,4111
35	96,67	0,13	0,63	2,57	5,4105	5,4123
36а	98,29	0,22	0,23	1,26	5,4099	5,4113
38	99,74	0,17	0,09	0,0	5,4093	5,4102

1	2	3	4	5	6	7
			Южный участок			
43	91,23	0,12	0,33	8,32	5,4131	5,4143
			Кастекское месторождение			
45	88,02	0,17	0,19	20,95	5,4188	5,4195
48	78,88	0,12	0,05	24,41	5,4204	5,4220
48а	74,92	0,12	0,55	1,28	5,4099	5,5108
51	98,48	0,19	0,05	11,62	5,4146	5,4157

На результативном графике (рис. 4) видна линейная зависимость величины грани решетки сфалерита от количества изоморфного железа в нем. Пробы сфалеритов месторождений Кастекского хребта четко ложатся на прямую Б. И. Скиннера. При учете, кроме FeS, еще CdS и MnS линейная зависимость сохраняется, но величина ребра элементарной ячейки сфалерита получается несколько увеличенной, а характеристическая прямая проходит грубо параллельно выведенной Б. И. Скиннером. Учитывая, что линейная зависимость получена им экспериментальным путем, можно считать, что для сфалеритов месторождений Кастекского хребта по замеренной рентгенометрически величине грани элементарной решетки можно определять количество изоморфного железа через предложенную формулу, учитывающую количество только изоморфного железа в сфалерите. Интересно отметить, что при значительных содержаниях изоморфного железа в сфалерите примеси кадмия и марганца сказываются меньше на расположение фигуративных точек относительно прямой.



Р и с. 4. **График зависимости величины грани элементарной решетки сфалерита от количества FeS и Fe, CdS и MnS.**
1 — Сфалериты Чинасылсайского месторождения, *2* — сфалериты Кастекского месторождения, *3* — сфалериты Южного участка, *4* — Характеристические точки сфалеритов при учете только FeS, *5* — Характеристические точки сфалеритов при учете FeC, CdS и MnS.

Различия в величине отражательной способности сфалеритов с низким и высоким содержанием железа отмечено в литературе (Gray, Millman, 1962). Однако, по данным Т. Н. Шадлун и др., изменения отражательной способности от содержания железа оказались весьма незначительными у различных по содержанию железа сфалеритов. Поэтому они пришли к выводу о невозможности использования отражательной способности для выявления различий в составе сфалеритов.

Более однозначное мнение имеется по вопросу зависимости микротвердости сфалерита от количества изоморфного железа. С. И. Лебедева установила обратную зависимость микротвердости сфалерита от содержания железа, а Т. Н. Шалдун и др. показали уменьшение удельного веса сфалерита с увеличением содержания не только железа, но также марганца, кадмия и олова. Теоретически эти выводы обосновываются увеличением или уменьшением параметра решетки сфалерита (Бетехтин, 1950; Barton, 1958).

С целью установления возможности использования отражательной способности и микротвердости сфалеритов полиметаллических месторождений Кастекского хребта для выяснения различий в их составе были проведены экспериментальные исследования. В соответствующих мономинеральным пробам полированных шлифах были замерены отражательная способность и микротвердость сфалеритов. Отражательная способность замерялась в лаборатории Каз. ИМСа на установке ПООС-1 на волне λ=589,9 *ммк* в воздушной среде при Т-425; относительная ошибка установки ±1%. Микротвердость замерялась на установке ПМТ-3 с нагрузкой 50 г и временем вдавливания 10 сек. Микротвердость сфалеритов (рисунок 5А) колеблется от 211 до 282 *кг/мм²* и изменяется незакономерно по отношению к содержанию изоморфного железа, хотя содержание FeS колеблется в очень широких пределах (от 0,0 до 24,41 мол. %). Отражательная способность сфалеритов месторождения Чинасылсай имеет малые колебания (от 15 до 17%) при содержаниях FeS от 0,0 до 3,31 мол. % и также не зависит от содержания изоморфного железа (рис. 5Б). Это, очевидно, объясняется широко проявленной в сфалеритах неравномерной эмульсионной вкрапленностью халькопирита с очень мелкими выделениями размером 10—50 микрон. Следовательно, для сфалеритов Кастекского хребта не установлена зависимость микротвердости и отражательной способности от содержания изоморфного железа.

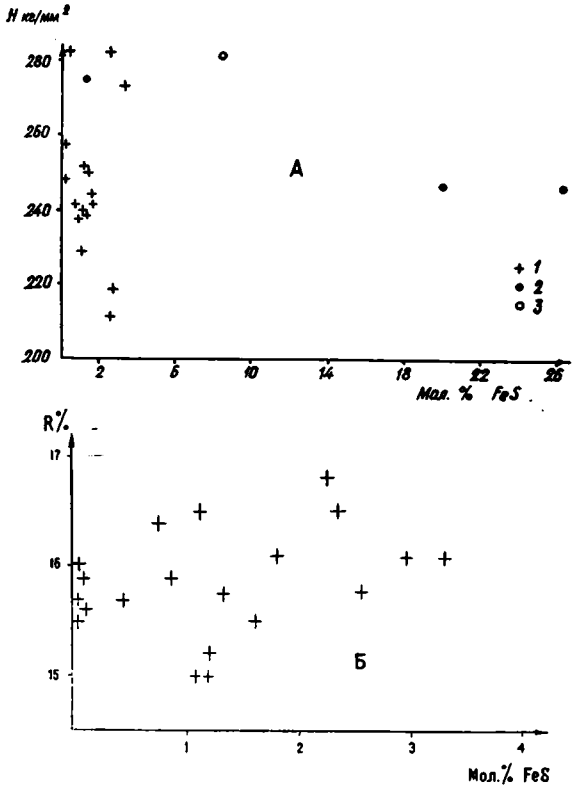


Рис. 5. **Зависимость микротвердости (А) и отражательной способности (Б) сфалеритов от количества изоморфного железа.**
1 — Сфалериты месторождения Чинасылсай, *2* — сфалериты месторождения Кастекское, *3* — сфалерит Южного участка.

Таким образом, минералогический состав руд месторождений Чинасылсай и Кастекское различается. Для Кастекского характерно большее развитие сфалерита, чем галенита, наличие в рудах пирротина, арсе-

нопирита, ильменита, самородного серебра и аргентита; из нерудных — турмалина, гидробиотита и граната. Месторождение Чинасылсай отличается присутствием золота, борнита, тетраэдрита и более широким комплексом карбонатов. Химическим и спектральным анализом мономинеральных проб выявлены различия геохимических особенностей галенита и сфалерита месторождений Кастекского рудного района. Галениты Кастекского месторождения содержат германий, вольфрам, большие количества олова, стронция, мышьяка и молибдена. На месторождении Чинасылсай, в галенитах присутствует золото и большие количества меди. Установлено отсутствие зависимости микротвердости и отражательной способности галенитов месторождений Кастекского района от содержания серебра и висмута и сделан вывод о вхождении этих элементов в форме выключений собственного минерала.

Сфалериты Кастекского месторождения в Южного участка резко отличаются значительно более высокими содержаниями изоморфного железа. Другими различиями являются наличие в сфалеритах месторождения Чинасылсай золота, меньшие количества индия, галлия, мышьяка и отсутствие олова. Для месторождений Кастекского района установлено наличие линейной зависимости между величиной ребра элементарной решетки сфалерита и содержанием в нем изоморфного железа. Установлено отсутствие зависимости отражательной способности и микротвердости сфалеритов от количества железа.

УДК 553.44(574,5)

В. П. СТЕЦЕНКО

СТАТИСТИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ РУД СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЕГО РЕЗУЛЬТАТОВ В ПОИСКОВЫХ ЦЕЛЯХ

(на примере месторождений Южного Казахстана)

Руды свинцово-цинковых месторождений Южного Казахстана имеют многокомпонентный состав. Промышленную ценность в них, кроме свинца и цинка, имеют медь, серебро, кадмий, сурьма и др. В целом для месторождений Южного Казахстана устанавливается четкая связь между запасами свинца и цинка (коэффициент кореляции 0,88), а между запасами и содержанием свинца зависимость обратная (коэффициент корреляции — 0,43) (табл. 1). Крупные месторождения Южного Казахстана представлены относительно бедными рудами, а небольшие по размерам тела — агрегативными богатыми рудами.

Отсутствует корреляция между запасами и мощностью рудных тел (0,28), запасами и содержанием цинка. Одной из главных особенностей является отсутствие связи между содержанием свинца и серебра. Следовательно, наличие или отсутствие серебра не может указывать на промышленную ценность свинцово-цинковых месторождений или перспективность ореолов. На это необходимо обращать внимание при оценке ореолов или рудопроявлений.

Коэффициент корреляции между содержанием свинца и цинка отрицательный, что отличает месторождения Южного Казахстана от месторождений других районов.

Таблица 1

Ранговые коэффициенты корреляции	Для свинцово-цинковых месторождений мира (по Л. Н. Овчинникову)	Для свинцово-цинковых месторождений Южного Казахстана	Значение коэффициента корреляции при 5% уровне значимости
Между запасами свинца и цинка	0,71	0,88	0,54
» содержаниями свинца и цинка	0,25	—0,21	0,56
» содержанием свинца и серебра	0,57	0,32	0,56
» запасами и содержанием свинца	0,46	—0,43	0,44
» запасами и содержанием цинка	0,24	0,21	0,56
» запасами свинца и мощностью рудных тел	—	0,28	0,47

Для конкретных месторождений коэффициенты корреляции приведены в таблице 2.

На основании данных этой таблицы можно сделать следующие основные выводы:

1. Коэффициент корреляции для свинца и цинка для месторождений изменяется в значительных пределах, а для ряда месторождений он имеет отрицательное значение. Данные по коэффициентам корреляции необходимо учитывать при производстве поисковых работ в районах месторождения, особенно при производстве геохимических поисков. При низких содержаниях свинца в геохимических пробах и при отрицательном коэффициенте корреляции с цинком, последний в пробах может быть не установлен.

Таблица 2

Месторождения	Коэффициенты корреляции										
	Цинк						Свинец				
	Zn	Cu	Ag	Au	$BaSO_4$	Fe	Cu	Ag	Au	$BaSO_4$	Fe
Ачисай	0,14	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Аксуран	0,30	—	0,07	—	—	—	—	0,40	—	—	—
Аралтау	0,13	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Байджансай	—0,11	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Гранитогорское	0,07	0,38	0,63	0,26	—	—	0,01	0,20	0,14	—	—
Жетымсай	0,15	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Западное Малай-Сары	0,39	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Казкудук	0,41	—	0,30	0,19	—	—	—	0,13	0,26	—	—
Каракой	—0,35	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Кастек	0,17	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Коксу	—0,42	0,58	—	—	—	—	—0,42	—	—	—	—
Лачин-Хана	—0,27	—0,10	0,55	—	—	—	—	—0,13	—	—	—
Миргалимсай	0,23	—	0,05	—	—0,01	—	—	—0,20	—	—0,14	—
Смена	0,59	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сулеймансай	0,28	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Сууктюбе Центральное	0,25	0,56	—	—	—	—	—0,20	—	—	—	—
Текели	0,52	—	0,66	—	—						
Западное						—0,15	—	0,22	—	—	0,02
Текели	0,22	—	—	—	—	0,33	—	—	—	—	0,08
Яблоновое	0,24	—	0,50	—	—	—	—	0,34	—	—	—
Такырное	0,60	—	0,82	—	—	—	—	0,60	—	—	—
Тана-Берды	0,23	—	—	—	0,32	—	—	—	—	—0,06	—
Теректы	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Туюк	0,23	0,20	—	—	—0,05	—	0,72	—	—	—0,55	—
Чинасылсай	0,47	0,39	0,30	0,12	—	—	—0,16	—0,05	0,09	—	—
Шалкия	0,40	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—

2. Серебро, золото и особенно барит для ряда месторождений имеют низкие (незначимые) коэффициенты корреляции с основными компонентами и использовать их в качестве элементов-индикаторов при геохимических поисках нельзя. На это необходимо обратить самое серьезное внимание, так как в практике поисковых работ в Казахстане принято считать наличие барита и серебра поисковым признакам на свинцово-цинковые руды, что не подтверждается не только нашими данными, но и поисково-оценочными работами последних лет. Вероятно только в условиях вулканогенно-осадочного рудообразования барит сопутствует свинцу.

Распределение свинца и цинка в рудах свинцово-цинковых месторождений Южного Казахстана является, как правило, весьма неравномерным и крайне неравномерным (табл. 3) по классификации В. И. Смирно-

ва. Только в месторождениях Казкудук, Шалкия, Ачисай и Танаберды их можно отнести к группе с неравномерным распределением, что объясняется, вероятно, наличием агрегативных руд на месторождениях Ачисай и Танаберды и равномерной вкрапленностью сульфидов на месторождениях Казкудук и Шалкия.

Весьма характерной особенностью месторождений являются кривые плотности вероятности распределения. Для свинцово-цинковых месторождений Южного Казахстана они имеют, в большинстве случаев, многовершинный характер (рис. 1 и 2).

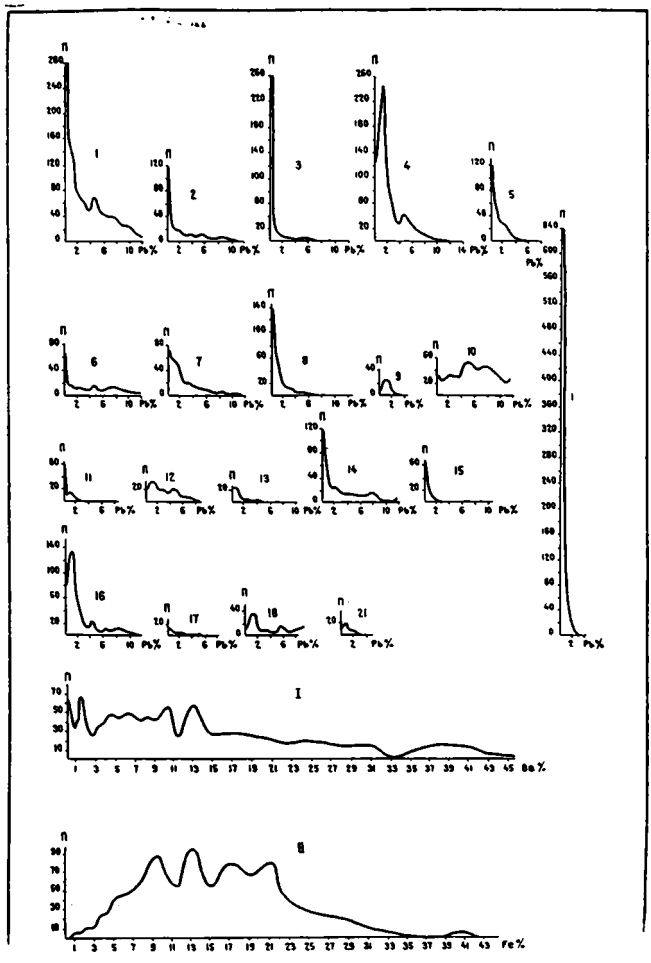


Рис. 2. **Вариационные кривые распределения цинка в рудах месторождений:** *1* — Текели; *2* — Западное Текели; *3* — Яблоновое; *4* — Миргалимсай; *5* — Шалкия; *6* — Байджансай; *7* — Аксуран; *8* — Аралтау; *9* — Дарбаза; *10* — Ачисай; *11* — Лачинхана; *12* — Танаберды; *13* — Туюк; *14* — Гранитогорск; *15* — Сулеймансай; *16* — Чинасылсай; *17* — Кастек; *18* — Сууктюбе Центральное; *19* — Казкудук; *21* — Жетымсай.
I — распределение бария месторождение Миргалимсай;
II — распределение железа месторождение Текели.

Некоторые исследователи склонны объяснять многовершинность кривых распределения наличием нескольких стадий в рудообразовании. Мы не можем интерпретировать многовершинный характер кривых распределения подобным образом. Может быть на некоторых месторождениях подобное объяснение и можно применить, но в целом, конечно, многовершинный характер кривых распределения является следствием других, более общих причин, заключающихся в различном характере распределения свинца и цинка. Последние на месторождениях, как показано на основании коэффициентов вариации, распределены весьма и крайне неравномерно, образуя различные типы руд: вкрапленные, прожилково - вкрапленные и агрегативные. Вероятно эта неравномерность в распределении элементов и получила отражение на кривых распределения.

Кроме того, наиболее многовершин-

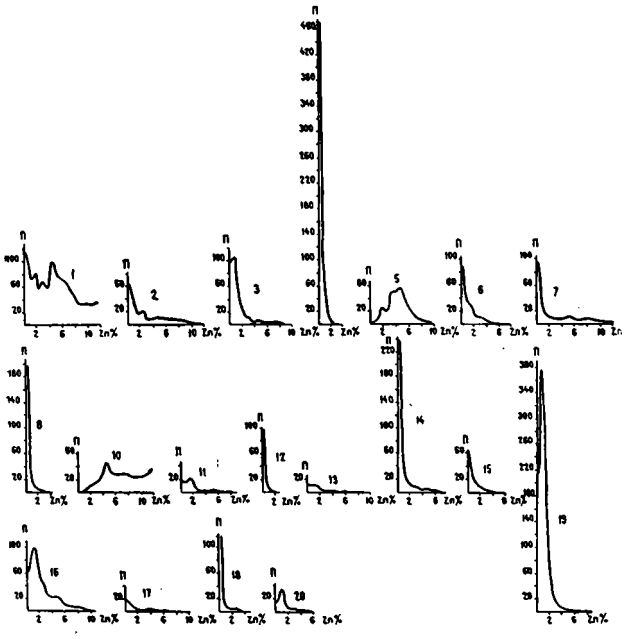


Рис. 2. **Вариационные кривые распределения цинка в рудах месторождений:**
1 — Текели; *2* — Западное Текели; *3* — Яблоновое; *4* — Миргалимсай; *5* — Шалкия; *6* — Байджансай; *7* — Аксуран; *8* — Аралтау; *10* — Ачисай; *11* — Лахинхана; *12* — Танаберды; *13* — Туюк; *14* — Гранитогорское; *15* — Сулеймансай; *16* — Чиансылсай; *17* — Кастек; *18* — Суктюбе Центральное; *19* — Казкудук; *20* — Теректы.

ными кривыми являются кривые для железа Текелийского месторождения и для барита месторождения Миргалимсай. Как было показаны Т. Н. Шадлун, основная масса пирита имеет осадочное происхождение. При последующем метаморфизме имело место значительное перераспределение пирита, о чем свидетельствуют широко развитые метакристаллы пирита, образовавшиеся за счет пиритовых «глобуль». Очевидно, что интерпретировать многовершинный характер кривой плотности вероятности распределения за счет многостадийности процесса минералообразования в этом случае не имеет геологического смысла. Кривая выражает различный характер в распределении пирита, который образует вкрапленные, прожилково-вкрапленные и агретативные руды.

Кривая плотности распределения имеет важное генетическое значение, так как выражает закон распределения элементов. Однако на данной стадии изученности свинцово-цинковых месторождений Южного Казахстана мы считаем преждевременным говорить о законах распределения элементов.

Кривые плотности вероятности распределения элементов, а так же асимметрия и экцесс, нами строились и определялись на основании данных по опробованию, проводившемуся при разведке месторождений. При разведке месторождений бороздовые пробы по горным выработкам берутся, как правило, одинаковой длины, что предопределяет их одинаковый вес. То же самое относится и к керновым пробам. Следствием этого является то, что законы распределения, определенные по данным проб одинакового веса, являются нормальными или логнормальными. Это создает ложное впечатление об универсальном характере этих законов, на что обратил внимание А. В. Канцель.

Для изучения законов распределения необходимо специальное опробование. А. В. Канцель убедительно показал, что сами пробы, взятые при опробовании рудных месторождений, представляют выборки из генеральной совокупности — рудного тела, а полученное по пробе содержание металла есть среднее из находящихся в ней содержаний. Сама проба может быть опробована любым количеством более малых проб.

Таблица 3

Распределение свинца и цинка в рудах месторождений Южного Казахстана

Месторождения	Коэффициент вариации содержаний. Свинец	Цинк	Характер распределения металла (по классификации В. И. Смирнова, 1957).
Ачисай	67	80	Неравномерный
Аксуран	125	164	Весьма неравномерный
Аралтау	132	132	» »
Байджансай	114	207	Крайне неравномерный
Гранитогорское	176	123	» »
Малайсары Западное	129	71	» »
Казкудук	84	64	Неравномерный
Коксу	150	81	Крайне неравномерный
Кастек	113	114	Весьма неравномерный
Лачин-Хана	247	120	Крайне неравномерный
Миргалимсай	105	86	Весьма неравномерный
Смена	110	164	» »
Сулеймансай	266	137	Крайне неравномерный
Сууктюбе Центральное	117	226	» »
Текели	279	177	» »
Западное Текели	146	126	
Такырное	111	113	Весьма неравномерный
Туюк	222	190	Крайне неравномерный
Танаберды	66	84	Неравномерный
Теректы	114	152	Крайне неравномерный
Чинасылсай	150	108	» »
Шалкия	95	45	Неравномерный
Яблоновое	257	126	Крайне неравномерный

Как было доказано В. И. Романовским в 1924 г.: «Распределение средних выборочных величин, независимо от характера распределения генеральной совокупности, приближается к нормальному виду и может стать как угодно близким к нему по мере увеличения объема выборки.

Таблица 4.

Месторождение	Элемент	К-во проб	Асимметрия	Эксцесс
Казкудук	Цинк	370	1,93	5,83
		212 (групповые)	3,22	18,08
Сууктюбе Центральное	Свинец	157	3,56	17,9
		94 (групповые)	2,32	6,90

А. В. Канцель перевел этот закон на язык геологии следующим образом: «Распределение элементов по данным опробования приближается к нормальному закону и может сделаться как угодно близким к нему по мере увеличения объема проб. Таким образом, мы приходим к выводу о том, что вид распределения металла в рудном теле действительно будет близок к нормальному, но связано это не с особенностями процесса рудообразования, а нередко с методикой опробования». Для подтверждения этого положения можно привести следующий пример. Параметры, определяющие закон распределения (асимметрия, эксцесс), вычисленные по данным рядовых и групповых проб значительно различаются между собой (табл. 4), что указывает не только на неустойчивость этих параметров, но и на невозможность точного их определения по данным обычного опробования.

УДК 553.411(574.5)

Н. Г. КАЛИНИЧЕНКО, М. Н. ГРИНВАЛЬД, К. К. АБДРАХМАНОВ, Д. Д. ДУЙСЕНБЕКОВ, А. Д. ДУРСУНОВ, В. И. ЗЕНКОВА, К. И. КИМ, В. А. НАРСЕЕВ, Н. Н. СЕМЕОНЕНКО, М. В. ШУРУНОВ

ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АКБАКАЙ-КЕНГИРСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Рудное поле располагается в центральной части Чу-Балхашского водораздела и приурочено к северо-западной оконечности крупного Жельтауского массива гранитов. Основными элементами района рудного поля являются ордовикский Жалаирский, раннедевонский Жельтауский прогибы, Жельтауский и Кызылжартасский интрузивы девонского возраста; система продольных северо-западных поперечных северо-восточных (субширотных) нарушений (рис. 1). Геологическая позиция рудного поля определяется приуроченностью к узлу сочленения зоны разрывных нарушений, фиксирующей границу сочленения указанных выше прогибов, с поперечными разрывами. На всем протяжении зона северо-западных нарушений трассируется выходами малых интрузий ранне-среднедевонского возраста, с которыми генетически связано золотое оруденение.

Первые сведения о золотоносности района получены при проведении геолого-съемочных работ ЮКГУ (А. П. Коробкин, Р. П. Топорова, А. О. Дюсеков и др.). Схема геологического строения приводится по их данным с дополнениями авторов настоящей статьи.

Площадь рудного поля сложена толщей терригенных отложений верхнего ордовика, вулканогенно-осадочными и интрузивными образованиями нижнего-среднего и среднего девона.

Осадочные породы представлены частым, до ритмичного, чередованием полимиктовых песчаников и алевролитов с редкими прослоями известняков, гравелитов и межформационных конгломератов. Отложения собраны в линейные складки северо-западного простирания, осложнены серией разнонаправленных разрывных нарушений, ограничивающих различные по размерам блоки.

Среди образований девона выделяются две толщи: нижняя конгломерато-вулканогенная (коктасская свита) и верхняя вулканогенно-пирокластическая (карасайская свита). Породами первой свиты сложена нижняя часть разреза Андасайской брахисинклинали. Породы карасайской вулканогенно-пирокластической толщи выполняют центральную часть той же брахисинклинали. Кроме того, ими сложены отдельные разрозненные мульды в других частях района. В строении толщи участвуют лавы и туфолавобрекчии, туфобрекчии и туфы андезитовых порфиритов, кварцевых дацитовых и липаритовых порфиров, встречаются прослои туфоалевролитов, туфогравелитов, алевролитов и конгломератов. Постоянно

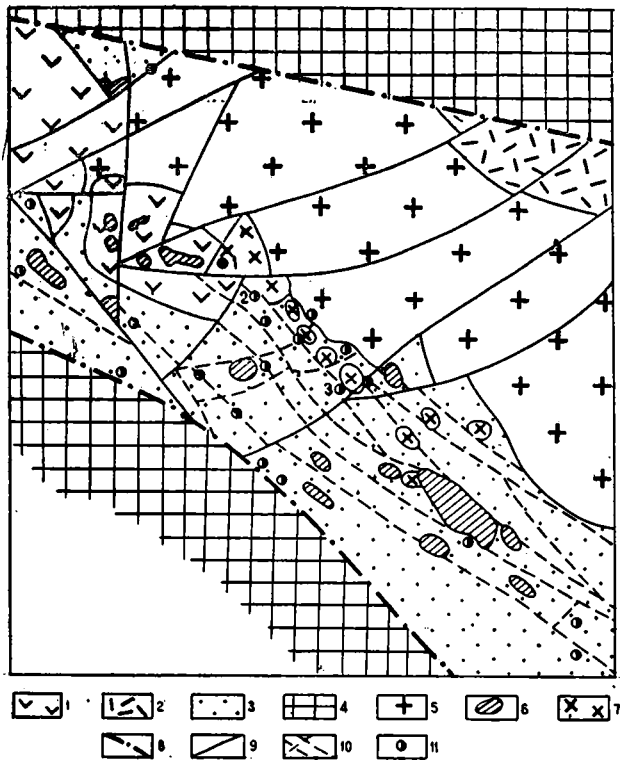


Рис. **Схема размещения золотого оруденения в Акбакай-Кенгирском районе. Составил Калиниченко Н. Г. на геологической основе Токмачевой С. Г., Коробкина А. П., Дюсекова А. О.**

1 — вулканогенно-осадочная формация нижнего-среднего девона (коктасская свита); *2* — вулканогенная формация среднего девона (карасайская свита); *3* — флишоидная формация ордовика; *4* — вулканогенно-осадочные формации кембрия; *5* — граниты среднего-верхнего девона; *6* — субвулканические интрузии гранит-порфиров, кварцевых порфиров среднего девона; *7* — малые интрузии гранодиорит-габбро-диоритового состава нижнего-среднего девона; *8* — глубинные разломы (границы структурно-формационных зон); *9* — поперечные разломы (границы блоков); *10* — продольные разломы (границы блоков, Акбакай-Кенгир-Анрахайская зона); *11* — месторождения, рудопроявления золота.

отмечаются субвулканические корневые тела кварцевых порфиров и гранит-порфиров.

Интрузивные образования получили широкое распространение на площади рудного поля и объединены в три девонских комплекса.

Нижне - средневонский кызылжартасский комплекс представлен одноименным массивом гранитоидов и диоритов, малыми интрузиями габбро-диабазов, диоритов, дайками среднего состава. Кызылжартасский массив гранодиоритов приурочен к узлу пересечения продольных разломов Акбакай - Кенгирской зоны с разломами северо-восточного и субширотного направления. Он имеет активные контакты с осадочными отложениями верхнего ордовика и конгломерато-вулканогенными породами коктасской свиты. Породы массива по составу меняются от гранодиоритов до кварцевых диоритов с явным преобладанием первых. Состав гранодиоритов и кварцевых диоритов: плагиоклаз (50%), темноцветные (20—25%), кварц (10—20%), калишпат (5—10%). Акцессорные минералы: апатит, ильменит, циркон, сфен. Структура пород гипидиоморфнозернистая, текстура массивная. Породы массива калишпатизированы по всей площади. Калишпатизация выражается развитием мелкозернистого агрегата ортоклаза в интерстициях зерен кварца и в псевдоморфном замещении плагиоклаза с образованием антипертитовой структуры. Отсутствие следов деформации в участках калишпатизации позволяет связывать этот процесс с позднемагматической стадией становления массива.

В зоне контакта Кызылжартасского массива породы песчано-сланцевой толщи преобразованы в роговики кварц-биотитового, кварц-биотит-полевошпатового состава. Породы экзо-и эндоконтакта обогащены турмалином, который выделяется в виде скоплений различной формы и

размеров. Жильная фация представлена дайками гранодиорит-порфиров, диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритов, альбитофиров и лампрофиров. Они являются дорудными, подвержены тем же процессам изменений, что и вмещающие их гранодиориты.

Среднедевонский комплекс субвулканических малых интрузий и даек гранит-порфиров, реже фельзит-порфиров и кварцевых порфиров распространен по всей площади рудного поля, пространственно и генетически связан с формированием вулканогенно-пирокластических пород карасайской свиты. Порфирами сложена центральная часть Андасайского вулканического аппарата и ряд штокообразных и дайкообразных тел, рвущих все ранние геологические образования. Порфиры эффузивного облика, пиритизированы, слабо золотоносны.

Средне-верхнедевонский жельтауский комплекс гранитов представлен на площади рудного поля северо-западным окончанием одноименного массива, дайками мелкозернистых аплитовидных гранитов, диабазов и диабазовых порфиритов. Последние распространены в основном в пределах Қызылжартасского и Жельтауского массивов. Структура рудного поля блоковая и обусловлена комбинацией, в основном, трех систем нарушений: северо-западных (продольных), северо-восточных (поперечных) и меридиональных.

Продольные разломы среди дислоцированных терригенных отложений верхнего ордовика ограничивают блоки протяженностью до нескольких десятков километров. Серия таких сближенных разломов прослеживается на уровне выходов Қызылжартасского массива, Кенгирского штока и Коктасской субинтрузии и далее на юго-восток вдоль полосы сочленения Жалаирского и Жельтауского прогибов. В совокупности они образуют локальную зону, названную нами «Акбакай—Кенгир—Анрахайской зоной краевых разломов Жельтауского прогиба». Расположение зоны в краевой части названного прогиба, заложенного в силурийское-раннедевонское время, обусловило широкое развитие вдоль нее интрузивных образований и проявлений гидротермальной деятельности.

Поперечные разломы секут складчатые сооружения и интрузивные тела. Совместно с продольными они формируют систему сложных блоков. К узлам пересечения разломов двух направлений приурочены золоторудные проявления и месторождения. Наиболее крупным является Бескемпирский разлом глубокого заложения, пересекающий осадочные отложения ордовика, вулканогенные и интрузивные образования девона. Он имеет общее северо-восточное простирание, в пределах рудного поля до субширотного, и разграничивает последнее на два тектонических блока. Разлом относится к типу крутого сбросо-сдвига. Вертикальная амплитуда смещения составляет 150—200 *м*, горизонтальная до 2 *км*.

Меридианальные разломы получили значительно меньшее распространение. К ним относится Андасайский и ряд других разрывных нарушений. Пострудные нарушения представленные мелкими сколами в основном меридианального и северо-восточного простирания развитое в массиве гранодиоритов, смещают рудные зоны (амплитуда до 1—5 *м*) и иногда выполнены более поздними маломощными дайками диабазовых порфиритов.

В пределах описываемого рудного поля известен ряд месторождений и рудопроявлений (рис. 1). Месторождение расположено в эндоконтакте Қызылжартасского массива. Рудные зоны локализуются в системе крутых сколовых трещин субширотного простирания, являющихся план-параллельными оперениями Бескемпирского разлома. Основными рудными телами являются кварцевые жилы с золото-сульфидной минерализацией и зоны прожилкования. Часть из них (Главная, Южная и др.) выходит на поверхность, другая — является слепой. Главные жилы и прожилки

сопровождаются оторочками измененных пород, содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов. Богатая сульфидная минерализация (до 20—30% объема жилы) развита в раздувах и образует гнезда, отдельные полосы.

Другой морфогенетический тип представлен зонами прожилково-вкрапленного орудения. Он широко распространен во вмещающих породах ордовика, менее — в интрузивных породах непосредственно на месторождении.

Наконец, в пределах всего рудного поля широко проявлена рассеянная вкрапленная сульфидная минерализация с золотом. Гидротермально-метасоматические изменения пород, вмещающих оруденение, развиты вдоль зон трещин и выражены березитизацией, окварцеванием, карбонатизацией, серицитизацией и хлоритизацией.

Березитизированные гранодиориты вблизи кварцевых жил и по зонам прожилкового окварцевания имеют четко выраженную зональность по мощности. Во внешней зоне породы слабо изменены, что отмечается в частичной хлоритизации биотита и слабой серицитизации плагиоклаза. Далее к центру биотит замещается хлоритом и криптозернистым карбонатом, плагиоклазы интенсивно серицитизированы. В осевой зоне трещин и экзоконтакте жил биотит замещается крупнопластинчатым серицитом, роговая обманка — хлоритом и карбонатом, плагиоклазы нацело серицитизированы. Собственно околорудные метасоматиты не имеют реликтов исходных пород и состоят из кварца, мусковита, серицита, карбоната и вкрапленности пирита и арсенопирита.

По зонам изменений пород распространены окварцевание и карбонатизация в виде прожилков, гнезд и отдельных зерен. Кварц серый, крупно- и среднезернистый, катаклазирован и пелитизирован. Форма зерен от изометричной до шестоватой, по микротрещинам развита грануляция с образованием прожилков белого сливного кварца. Нередко в кварце наблюдаются гнезда магнезиально-железистого карбоната (анкерита) и рассеянная вкрапленность зерен сульфидов и самородного золота. Прожилки кальцита встречаются редко и являются более поздними образованиями. По зонам нарушений как среди гранодиоритов, так и в осадочных породах широко развита серицитизация и менее хлоритизация, часто сопровождаемые прожилковым окварцеванием и золото-сульфидной минерализацией. Кроме того, серицитизацией и хлоритизацией охвачены субвулканические малые интрузии и дайки гранитпорфиров. Их пиритизированные разности слабозолотоносны.

Минеральный состав рудных тел разнообразен. Они сложены кварцем шестоватой формы, структура от крупнозернистой до роговиковой, текстура — массивная до полосчатой. Характерна грануляция и развитие тонкочешуйчатого серицита вдоль трещин катаклаза. Помимо кварца жильные минералы представлены карбонатом (анкерит, кальцит) и серицитом.

В жилах и прожилках кварца, в гидротермально-метасоматически измененных породах установлены следующие рудные минералы: пирит, арсенопирит, марказит, пирротин, халькопирит, галенит, блеклая руда, висмутин, молибденит, антимонит, буланжерит, самородное золото, электрум. Пирит наиболее распространенный минерал. Он представлен тремя генерациями. Пирит I в роговиках и зонах изменений в песчано-алевролитовых породах развит в интерстициях породообразующих минералов, содержит включения ильменита, пирротина, халькопирита и сам обрастает халькопиритом. Микротвердость пирита этой ассоциации меняется от 1214 до 1846 *кг/мм*^{2}. Размер зерен 0,009—0,102 *мм*. В слабокалишпатизированных гранодиоритах и кварцевых диоритах наблюдается вкраплен-

ность пирита I с молибденитом и ильменитом. Пирит II в интенсивно окварцованных и серицитизированных породах образует довольно густую вкрапленность (до 5% площади аншлифа) пористых агрегативных гипидиоморфных зерен размером 0,005—0,1 *мм* с гранями (100) и включениями породообразующих минералов. В редких случаях пирит II встречается в срастании с арсенопиритом в кварц-кальцитовых прожилках, а также замещает ильменит и обрастает халькопирит.

Пирит III в зонах околожильного изменения распространен в виде неравномерной вкрапленности (до 1—3%) кристаллов и гипидиоморфных зерен (0,010—0,51 *мм*) с включениями нерудных минералов, иногда пирротина и халькопирита. Отмечается его приуроченность к темно-цветным и титансодержащим минералам. Обычно пирит III образует срастания с несколько более идиоморфным арсенопиритом и в количественном отношении преобладает над ним. В кварцевых жилах пирит III развивается в виде идиоморфных кубических, реже кубооктаэдрических кристаллов (0,016—0,36 до 0,53 *мм*) или сростков кристаллов с гранями (100), (210), (111). Включения кварца в пирите III редки, чаще наблюдаются срастания с идиоморфным арсенопиритом, который приурочен к его краевым частям. В кварцевых жилах количество пирита несколько меньше, чем арсенопирита (пирита до 1—2%, арсенопирита 4—5%). Он развивается по микрозонкам дробления и перекристаллизации кварца. В зоне окисления пирит почти нацело замещается гетитом-гидрогетитом.

Арсенопирит весьма распространенный минерал. В измененных гранодиоритах и осадочных породах, а также в роговиках он развивается по контактам зерен породообразующих минералов, по спайности темноцветных минералов, по микротрещинам. Арсенопирит образует одиночную вкрапленность, реже крестообразные и гнездовидные срастания зерен с гранями ромбической призмы. Размер зерен 0,002—0,1 *мм* до 0,38 *мм*. Количество не превышает 1% площади шлифа, редко достигает 3%. Оптические свойства стандартные. Иногда содержит включения титансодержащих минералов, пирротина, халькопирита. В кварцевых жилах арсенопирит в виде вкрапленности и линзовидных скоплений представлен короткопризматическими кристаллами и гипидиоморфными зернами размером 0,002—0,06 до 0,25 *мм*, иногда образующими агрегаты. Количество арсенопирита меняется в широких пределах от единичных знаков до 4—5% площади аншлифа. В жиле минерал приурочен к контактам и интерстициям кварцевых зерен, а также к трещинам в кварце. В срастании с пиритом и блеклой рудой арсенопирит четко идиоморфен, в редких случаях на грани его кристаллов нарастает самородное золото. В зоне окисления арсенопирит с периферии кристаллов замещается скородитом и гидроокислами железа. В отдельных случаях в центральной части полных псевдоморфоз скородита по арсенопириту отмечаются включения золота. Это позволяет предположить, что арсенопирит содержит дисперсное золото, укрупняющееся в зоне окисления.

Халькопирит является «сквозным» минералом, входящим в малом количестве в состав почти всех ассоциаций в виде мелких (0,001—0,27 *мм*) неправильных и гипидиоморфных зерен. В измененных породах халькопирит находится в тесном срастании с пирротином, в рудоносных кварцевых жилах — с блеклой рудой, реже с галенитом и золотом. Халькопирит может быть идиоморфен и ксеноморфен по отношению к последним трем минералам.

Пирротин один из наиболее ранних рудных минералов. В роговиках, не подверженных околожильному гидротермальному изменению, он развит в виде редких изометричных неправильных зерен размером 0,032—0,076 *мм*, часто в срастании с ильменитом с одинаковой степенью идиоморфизма. Кроме того, пирротин образует идиоморфные срастания с

халькопиритом и включения в пирите. В зонах серицитизации количество пирротина резко уменьшается.

Марказит встречается в интенсивно измененных гранодиоритах и диоритовых порфиритах, где развивается по спайности темноцветных и в интерстициях зерен породообразующих минералов в виде удлиненных, пластинчатых агрегатов иногда с поперечно-шестоватой структурой, обнаруживаемой в скрещенных николях. Как правило, марказит образует теснейшие срастания с пиритом, возможно, замещая его, ксеноморфен по отношению к арсенопириту и обрастает мелкие зерна халькопирита.

Блеклая руда (тетраэдрит) в основном встречается в кварцевых жилах (1—2%) в виде неправильных ксеноморфных по отношению к пириту и арсенопириту зерен размером 0,005—1,36 *мм*. Располагается в интерстициях зерен кварца, арсенопирита и пирита, иногда замещая последние. Она часто находится в срастании с халькопиритом, галенитом и золотом с одинаковой степенью идиоморфизма или содержит их включения в краевых частях зерен. В серицитизированных гранодиоритах и диоритовых порфиритах блеклая руда образует редкую вкрапленность по трещинам обычно в срастании с галенитом или халькопиритом. В зоне окисления отмечается частичное замещение ковеллином и халькозином.

Галенит развит совместно с блеклой рудой, золотом и халькопиритом в кварцевых жилах и измененных гранодиоритах.

Висмутин встречается только в кварцевых жилах. Минерал резко ксеноморфен по отношению к арсенопириту, представлен угловатыми зернами размером до 0,048 *мм*. Непосредственных срастаний золота с висмутином не наблюдалось. Можно предположить о его выделении из растворов одновременно с золотом.

Самородное золото в основной своей массе распространено в жилах и прожилках кварца, реже в березитизированных, серицитизированных и хлоритизированных гранодиоритах и других интрузивных породах, а также в зонах изменений среди осадочных пород. Обычно золото образует рассеянную вкрапленность и гнездовидные скопления по микротрещинам и в интерстициях зерен кварца, нарастает на грани кристаллов пирита и арсенопирита, иногда замещая последний. Золото находится в срастании с блеклой рудой и халькопиритом с одинаковой степенью идиоморфизма, часто наблюдается в виде идиоморфных включений в первой или замещает ее. Размер золотин от десятых долей микрона до 0,4 *мм*, редко больше. Преобладающей формой выделения являются кристаллы и друзовые сростки, реже комковатые и ксеноморфные зерна в интерстициях и прожилковидные скопления по микротрещинам. В отраженном свете минерал желтого и густо-желтого цвета. В единичных случаях по периферии золотин наблюдается кайма светло-желтого золота шириной 1—2 микрона, не имеющая четкого контакта с центральной частью золотины. Образование такой каймы может быть объяснено диффузионной перегруппировкой примесей, главным образом серебра в самородном золоте (Н. В. Петровская, 1971 г.). Микротвердость золота от 43,6 до 107,9 *кг/мм*^{2}. Вполне вероятно, что золото с меньшей микротвердостью, т. е. более высокопробное, является переотложенным в зоне гипергенеза. Гипергенное золото в виде прожилковидных скоплений сечет псевдоморфозы гетита по пириту. Кроме того, в центральных частях псевдоморфоз скородита и гидрогетита по арсенопириту наблюдаются угловато-неправильные золотины размером 0,005—0,008 *мм*. По данным многочисленных определений методом атомной абсорбции пробность первичного золота колеблется от 770 до 850, гипергенного от 880 до 960.

Электрум образует каймы шириной 0,002—0,03 *мм* в краевых частях золотин, а также в единичных случаях самостоятельные зерна размером до 0,048 *мм* в срастании с блеклой рудой. Цвет минерала желтовато-бе-

лый, в масле — кремово-белый, отражательная способность очень высокая. Образование электрума, вероятно, связано с перераспределением серебра в самородном золоте.

Сфалерит обнаружен в виде мелких (до 0,13 *мм*) ксеноморфных зерен в интерстициях кварца. Содержит мельчайшие включения золота, встречается в срастании с галенитом и блеклой рудой.

Молибденит установлен в слабо калишпатизированных и серицитизированных гранодиоритах в виде зерен и двойников размером 0,064 *мм*. Находится в породе вместе с ильменитом, но срастаний с ним не образует. Вероятно, образование молибденита связано с процессом автометасоматической калишпатизации.

На основании изучения взаимоотношений минералов можно выделить стадии метасоматического и гидротермального процесса и соответствующие им парагенетические минеральные ассоциации.

1. Стадия автометасоматического изменения гранодиоритов. Ей соответствует пирротин-пирит-халькопиритовая ассоциация. Порядок выделения минералов следующий: пирротин — халькопирит — пирит. Халькопирит выделялся длительно, поскольку его идиоморфизм по отношению к пириту различен — халькопирит наблюдается как идиоморфным, так и ксеноморфным.

2. Дорудная стадия гидротермального изменения пород, которой соответствует **пиритовая** ассоциация. Пирит тяготеет к измененным темноцветным минералам и лейкоксенизированным титансодержащим минералам.

3. Рудная стадия включает в себя следующие парагенетические минеральные ассоциации: кварц-пирит-арсенопиритовую, золото-полиметаллическую, карбонатную.

Кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация развита в кварцевых жилах и гидротермально измененных породах. Минеральный состав (в порядке образования): кварц, арсенопирит, пирит, марказит. Выделение арсенопирита и пирита несколько отстает от образования кварца — в прозрачных шлифах видно, что рудные минералы находятся в микрозонках дробления со слабой перекристаллизацией кварца. Во вмещающих породах рудные минералы почти всегда содержат микровключения породообразующих минералов и отлагаются, главным образом, по контактам и по спайности темноцветных минералов. Марказит находится в срастании с пиритом в серицитизированном гранодиорите и в единичных случаях образует пластинчатые агрегаты — формы, характерные для замещения пирротина. Кварц-пирит-арсенопиритовая ассоциация является «осаждающей» продуктивной, поскольку арсенопирит содержит дисперсное золото, а золото основной продуктивной ассоциации пространственно с ним ассоциирует.

Продуктивная золото-полиметаллическая ассоциация развита в кварцевых жилах и в малом количестве в зонах околожильного изменения. В состав ассоциации входят: галенит, халькопирит, буланжерит, золото, висмутин, блеклая руда, самородный висмут, антимонит, сфалерит. Говорить о порядке выделения минералов внутри ассоциации можно в общих чертах, поскольку в большинстве случаев минералообразование происходит близко одновременно. Галенит является, по-видимому, более ранним минералом. Халькопирит — сквозной минерал, образующийся в течение всего времени рудоотложения. Золото и блеклая руда образуются одновременно, а сфалерит и антимонит — в конце отложения ассоциации. Положение висмутина неясно. Мы относим его к продуктивной ассоциации в определенной мере условно, т. к. висмутин не образует срастаний с перечисленными минералами, но находится по отношению к арсенопириту в положении, ана-

логичном положению золота. Следует отметить, что золото и сульфиды часто бывают пространственно разобщены.

Карбонатная ассоциация представлена кальцитом, отлагающимся в интерстициях зерен кварца, по микротрещинкам в кварце. В единичных случаях отмечается совместное отложение кальцита и блеклой руды по трещинке в кварце.

4. Пострудная стадия выразилась в образовании тонких кварц-кальцитовых и кальцитовых прожилков, секущих кварцевые прожилки рудной стадии.

Для руд жильного типа характерно содержание меди, свинца, мышьяка, сурьмы, серебра. Золото коррелировано с сурьмой (коэф. корреляции 0,460), серебром (0,740), свинцом (0,320). В прожилково-вкрапленных рудах содержания свинца достигают 0,5%, мышьяка и сурьмы — 0,2%, серебра — 20 *г/т* при корреляции золота с серебром (0,563), мышьяком (0,570), свинцом (0,655).

Изучение минералого-геохимических особенностей руд месторождения Акбакай позволило отнести его к золото-мышьяк-полиметаллической формации.

Анализ изложенного материала показывает, что золотое оруденение в пределах рудного поля генетически связано с двумя интрузивными комплексами:

1) раннедевонскими малыми интрузиями сложного состава гипабиссальной фации, вмещающими и кварц-жильные, и прожилково-вкрапленные рудные тела и 2) среднедевонскими субинтрузиями порфиров, содержащих рассеянное золото-сульфидное оруденение. Литологический контроль оруденения осуществляется мощными флишоидными толщами, вмещающими как золотосодержащие интрузии, так и месторождения. Характерной геохимической чертой последних является повышенное содержание мышьяка, меди, свинца, сурьмы и висмута. Особо важное значение в поисковом отношении имеют мышьяк, сурьма и висмут, являющиеся общим индикатором проявлений золота. В пределах рудного поля на основе существующих знаний о характере и условиях размещения оруденения, для детальных поисков выдвигается площадь южной и юго-западной эндо- и экзоконтактовой части Кызылжартасского массива гранодиоритов. Второй площадью для поисков золота с поверхности и на глубине является Акбакай-Кенгирская зона разломов во флишоидных толщах верхнего ордовика. При проведении поисков, необходимо предусматривать решение следующих геологических задач: составление послойных геологических разрезов для каждого из выделенных тектонических блоков с отбором материала на петрографические, минералогические, химические и другие виды анализов; корреляция составленных разрезов, установление уровня денудационного среза и надинтрузивной мощности осадочной толщи или мощности в стратиграфической колонке; детальное изучение рудоконтролирующих и рудовмещающих структур (их положение в пространстве, глубина распространения, длительность развития, связь с магматизмом, условия и характер размещения золотого оруденения); проведение комплекса геофизических работ по изучению структур, выявлению аномалий ВП и первичных ореолов; изучение горизонтальной (площадной) и вертикальной зональности золотого оруденения. Выполнение перечисленных исследований, сопровождаемых поисковым и структурно-поисковым бурением позволит выявить новые рудные зоны и тела.

УДК550.83+84 : 553.456/459(574.53)

В. И. ВОЛОБУЕВ, Л. В. ЧЕРНЫХ

ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ ДЕТАЛЬНЫХ ПОИСКОВ КАССИТЕРИТО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ЗАПАДНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

В восточной приконтактовой зоне Каибского гранитного массива на значительной площади распространены проявления касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной формаций. Среди терригенных осадков силура развиты оловоносные скарны и зоны хлоритизации и пиритизации. Представителями этих двух типов касситерито-сульфидной формации являются месторождения Бие и Прибалхашское.

Биеское рудное поле охватывает юго-восточную экзоконтактовую зону одноименного небольшого массива гранитоидов позднегерцинского возраста. Массив имеет сложное строение и состав. Специфической особенностью его является развитие, помимо нормальных крупно- и мелкозернистых гранитов, щелочных рибекитовых гранитов и железнослюдковых граносиенитов.

Юго-восточный контакт массива полого (20—40°) погружается на юго-восток. Алевропесчаники, алевролиты, конгломераты и песчаники нижнесилурийской толщи претерпели интенсивный контактовый метаморфизм. Оловорудное поле вытянуто вдоль контакта массива на 4 *км* при ширине до 1,5 *км*. Южной границей его является тело граносиенитов, а северо-восточной — близмеридиональная зона прожилков кварца с флюоритом и полиметаллической минерализацией. Участок сложен породами двух горизонтов: алевропесчаников и конгломератов. Пласты вытянуты на СВ-25° и падают на ЮВ-25—50°. Нижний горизонт алевропесчаников имеет мощность около 300 *м*, к нему и приурочены скарны. В крупногалечниковых конгломератах преобладают гнезда и линзы гранатовых, гранат-эпидотовых и эпидотовых пород.

Главными структурными элементами поля являются :пласт мраморов в западной части площади, к которому приурочены рудные тела месторождения Бие, и контакт между горизонтами алевропесчаников и конгломератов на востоке, вдоль которого на протяжении 1700 *м* прослежены скарны и мраморы с цинковым оруденением (Восточное Бие). Устанавливается довольно отчетливая геохимическая закономерность локализации Sn, Fe, CaF_2, Ge и Jn непосредственно в экзоконтакте гранитного массива. Zn, Pb, Cu, Bi распространены более широко. Однако наибольшие массы цинка находятся вдали от гранитов и приурочены к нижней части горизонта конгломератов.

Оловоносные гранатовые, гранат-магнетитовые, гранат-пироксено-

вые, амфибол-пироксеновые скарны прослежены с поверхности на протяжении 1000 *м*. По особенностям морфологии и минералогического состава выделяются три пологих рудных залежи длиной 100—350 *м*, содержащие 0,2—0,7% олова. Ширина рудных тел по падению составляет 50—120 *м*. К северо-востоку от них на глубине обнаружено четвертое тело, не проявленное на поверхности. Хотя мощности скарновых залежей в этой части месторождения достигают 100 *м*, оруденение встречается только у контакта с гранитами. В целом наиболее богатые руды приурочены к месту пересечения скарнов телом кварца и опала длиной 130 *м*, несущим также кустовые скопления касситерита. Причем оруденение здесь из скарнов по простиранию залежи на 40 *м* проникает в граниты, где касситерит встречается в слюдяных грейзенах с пологими прожилками кварца, кальцита и флюорита.

Месторождение Прибалхашское расположено в 5 *км* к западу от предыдущего, в противоположном боку массива гранитоидов Бие. Участок сложен меридионально вытянутыми сланцами и песчаниками нижнего силура, падающими на восток под углами 20—30°.

Оловоносная трещинная структура вытянута в широтном направлении на 1500 *м*. В западной части она сужается, пересекает северо-восточную дайку порфиров и в виде небольших зонок прослеживается еще на 600 *м*. На восточном фланге структура расширяется до 150 *м*. Трещины на протяжении 500 *м* пересекают песчаники и затухают. Структура сложена тремя системами крутопадающих трещин: широтными, северо-восточными 70° и северо-западными. Преобладают первые две системы с падением на север. Оловоносными являются зоны хлоритизации, а также зоны параллельных сближенных прожилков пирита, кварца, кальцита. Иногда в них встречаются тонкие линзы кварца, пирита. Хлоритизация проявлена по зонам дробления и носит метасоматический характер с образованием хлорита и тонкозернистого кварца. Мощность зон достигает 40 *м*. Рудные минералы: касситерит, станнин, галенит, сфалерит, халькопирит, висмутин, арсенопирит, пирротин. В целом оруденение с поверхности — бедное. Олово распределяется неравномерно: в зонах преобладает в основном 0,02—0,04%, в рудных линзах — 0,1—0,2%, изредка выше — до 1,7%. В центральной части месторождения пиритовая жила с прожилками в боках в одном разведочном профиле по канаве и двум скважинам содержит 0,7% олова, 2,9% свинца, 2,5% цинка.

К югу от основной трещинной структуры на площади 400×200 *м* распространено 9 северо-восточных зонок пиритизации и хлоритизации мощностью 0,2—1,5 *м* и длиной 100—300 *м*. В целом зоны Прибалхашского месторождения подобны рудным телам рудопроявления Аякжартас-1, известного в районе по предыдущим работам.

Проявления олова открыты при детальных поисках на участках, которые рекомендованы при составлении среднемасштабной прогнозной металлогенической карты и уточнены по последним данным. Размеры их составляют десятки км^2. Участки выделены с таким расчетом, чтобы охватить исследованиями все потенциальное рудное поле и выявить его геологические границы. Кажущаяся более экономичной отработка площадей небольших размеров не дает должного эффекта главным образом из-за того, что при этом изучается только небольшая часть рудного поля с ограниченными перспективами, а не все рудное поле как одно геологическое целое.

Поиски проводятся комплексно с применением металлометрии, магниторазведки, электроразведки, гравиразведки, горно-опробовательских и буровых работ с составлением схематических геологических карт. На

первом этапе изучается вся территория на все виды полезных ископаемых, а затем на выявляемых оловоносных зонах ставятся более детальные поиски и впоследствии — глубинные. Во времени на этот этап уходит не менее трех лет.

Своеобразием проявлений касситерито-сульфидной формации являются небольшие размеры выходов (первые $м^2$, минимальная длина рудных тел — 50—20 *м*), приуроченность к пониженным частям рельефа и частое перекрытие их современными отложениями. Ярко выраженные выходы зон лимонитизации и хлоритизации, а также скарнов практически не встречаются.

Рельеф района представляет типичный мелкосопочник с многочисленными сухими логами, саями и такырами. Мощность делювиально-пролювиальных и лессовых отложений невелика — обычно 0,5—4 *м*, но вполне достаточная для перекрытия рудопроявлений. Все это затрудняет ведение поисков геологическими маршрутами и способствует пропуску зон даже при прохождении их через 200—100 *м*. Скарны и зоны гидротермального изменения пород можно заметить преимущественно в верховьях логов или на склонах гряд и холмов. Но и в этих случаях они приурочены к незначительным понижениям в положительных формах рельефа. Все это вынуждает геологов тщательно обследовать не только выходы горных пород и их элювий, но и места, закрытые делювиальными образованиями. Нужно искать буквально мельчайшие высыпки минерализованных пород. Нередко маломощные, типа прожилков, зонки лимонитизации при вскрытии горными выработками оказываются оловоносными залежами мощностью 1—2 *м* и более. Зоны хлоритизации визуально трудно отличимы от зеленоцветных роговиков. Для них специфично слабое очернение за счет развития гидроокислов марганца при незначительной лимонитизации. Густота маршрутов, особенно на рудоносных участках, должна быть высокой: из расчета прохождения не реже чем через 50—20 *м*.

Ореолы рассеяния олова, фиксируемые по сети 100×20 *м*, имеют обычно небольшие размеры и интенсивность (0,001—0,005%). Сгущение отбора проб до 10 *м* на участках развития ореолов способствует обнаружению дополнительных точек и по эффективности оправдывает себя. Основная сеть съемки не во всех частях исследуемой территории является поперечной по отношению к направлению оруденелых зон и поэтому для достоверного опоискования необходима разбивка дополнительных секущих профилей. Ореолы рассеяния и единичные пробы олова и ассоциирующих с ним элементов (Zn, Pb, As, реже Cu, Bi, Ag) после их визуального осмотра подлежат обязательному вскрытию горными выработками. Как показал опыт, ориентация при этом только на визуальную оценку приводила к пропуску проявлений олова. Кроме того, имея данные мелкомасштабной съемки (500×50*м*), не следует спешить с проведением горно-опробовательских работ, так как достоверное распространение аномальных концентраций олова выясняется лишь после отбора проб по сети 100×20—10 *м*.

Значительные объемы глубинной металлометрии, проведенной с шагом 40—20 *м*, положительных данных не дали. Не достигнут эффект от применения ее и на флангах оловоносных зон с бурением скважин через 5 и 2 *м*. Низкая результативность этого вида работ объясняется отсутствием древней коры выветривания и чрезмерно малой шириной ореолов олова. Поэтому целесообразней на флангах оловоносных зон и в местах их перекрытия проходить канавы.

Территория изучается преимущественно срединным градиентом метода вызванной поляризации либо однополярной установкой. Участки с

одиночными зонами пиритизации детализируются методом комбинированного профилирования ВП. Аномалии вызванной поляризации отмечают зоны пиритизации, нередко содержащие олово и свинец. При оценке оловоносных зон на глубину скважинами, в случае вскрытия ими скоплений сульфидов в интервалах 1—2 *м* и более, ставится метод заряженного тела.

Магниторазведка наиболее эффективна при поисках магнетит-гранатовых скарнов. В этом случае ставится съемка по сети 25×10 *м*. По магнитной аномалии на месторождении Бие вскрыта залежь гранат-магнетитовых скарнов, выходы которых полностью закрыты современными отложениями.

Аномалии силы тяжести являются производными от различных причин и зависят от преобладания на том или ином участке пород определенной плотности или местных особенностей тектонического строения. Несмотря на неоднозначность, гравиразведкой на ограниченной части скарнового поля в пределах горизонта алевропесчаников отмечаются залежи скарнов и скарноидов мощностью 20 *м* и более.

Обнаруженные перспективные зоны гидротермального изменения и ореолы рассеяния вскрываются канавами не реже, чем через 80—100 *м*. После подтверждения опробованием оловоносности их, проходятся дополнительные выработки через 40—50 *м*. Сгущение канав необходимо, прежде всего, для достоверного определения концентраций олова в зонах. При неравномерном его распределении нередко первыми выработками устанавливается, к примеру, только 0,1% олова или менее, а в дополнительных — 0,3%. Тонкие рудные тела с короткими богатыми гнездами (0,5—1% олова), вероятно, следует вскрывать по простиранию или через 5—10 *м* поперек.

Оловоносные прожилки и небольшие зоны для надежной оценки обнажаются мелкими шурфами и опробуются бороздами. Ввиду того, что в скарнах олово может находиться в кристаллической решетке гранатов или рассеянно в виде мелких кристаллов касситерита, одной из первоочередных задач является определение извлекаемости касситерита из руды обогащением. На месторождении Бие для этого по наиболее представительной канаве из всех сортов руд была отобрана проба весом 200 *кг* с содержанием олова, соответствующим среднему по выработке. Технологические исследования выяснили извлекаемость касситерита из руды, степень концентрации олова в мономинеральных пробах гранатов и гидроокислов железа. Особенности морфологии минерализованных зон, скарновых залежей и распределения металлов на поверхности отображаются на схематических геологических картах масштаба 1 : 2000, на которые выносятся также данные электроразведки, реже магнитной и гравиметровой съемок. Этот результативный материал позволяет закладывать первые поисковые скважины там, где ожидается руда и прослеживать ее до глубины 100 *м*. При этом важнейшее значение имеет надежное установление угла падения рудных залежей. Глубокие шурфы проходятся лишь после выяснения общих масштабов месторождения, в случае определения близкой к промышленной значимости — для уточнения морфологических и минералогических особенностей, а также технологических свойств руд.

В Западном Прибалхашье следует ориентироваться не только на открытие промышленных руд с поверхности, но и, главным образом, на глубине. При этом учитывается то, что олово ведет себя очень капризно и локализуется в зависимости от многих факторов :физико-механических

свойств и литологического состава пород, структурных особенностей, зональности рудоотложения и т. д. В целом же развитие проявлений промышленной касситерито-сульфидной формации вызывает необходимость постановки в районе глубинных поисков. Для этого геологическими, геофизическими и геохимическими методами нужно детальное изучение особенностей геологического строения и металлоносности всего рудного узла, рудных полей и частей их с тем, чтобы выяснить закономерности локализации оруденения в плане и наметить участки для проверки на глубину. Одним из направлений является изучение оловоносности глубоких горизонтов зон хлоритизации и пиритизации протяженностью 1500 *м*, развитых в надинтрузивной зоне среди силурийских осадков (Прибалхашское, Железняковое и др.). Представляется целесообразным оценку этих крупных оловоносных трещинных структур производить по двумтрем профилям из нескольких скважин в каждом разрезе на глубину до 400 *м*.

Возобновление в Западном Прибалхашье комплексных детальных поисков и совершенствование методики их выполнения привели к открытию новых перспективных рудопроявлений олова касситерито-сульфидной формации. Расширение подобных работ позволит выявить более крупные объекты.

УДК 550.4:551.735(574.51)

Л. И. СКРИННИК, А. В. СМИРНОВ

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАННЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ЮЖНОЙ ДЖУНГАРИИ

Опыт геологических исследований (Бородаевская, 1962; Власов, Василевский, 1960; Дзоценидзе, 1960 и др.) показывает, что месторождения, приуроченные к вулканогенным формациям, обычно не представляют локального явления, а характеризуют основные черты металлогении района. Поэтому даже небольшие по масштабам и содержаниям проявления, генетическая связь которых с вулканизмом установлена, должны привлекать самое пристальное внимание, так как уже они могут служить проводниками для открытия более крупных концентраций полезных ископаемых.

В Южной Джунгарии до настоящего времени рудоносными признавались среднекаменноугольный интрузивный и позднепалеозойские вулканогенно-интрузивные комплексы. Более древние вулканогенные образования и, в частности, раннекаменноугольные, рассматривались как бесперспективные. Причиной тому является широкое развитие среди них среднекарбоновых гранитоидов и имеющаяся возможность увязать любое рудопроявление с интрузивным магматизмом. Однако, как свидетельствуют исследования авторов, ряд проявлений рудной минерализации несет признаки генетической связи с вулканизмом раннего карбона.

Рассматриваемый район представляет северную окраину каледонского массива Тянь-Шаня, претерпевшего в начале каменноугольного периода тектоно-магматическую активизацию.

Тектонические движения индуцировали вулканическую деятельность, продукты которой представлены мощной серией (1500—3000 *м*) разнообразных лав и пирокластолитов. Вулканогенные породы залегают на дислоцированных и метаморфизованных образованиях нижнего палеозоя и силура с резким угловым несогласием. Для них свойственно сочетание брахиформных структур с открытыми складками линейного типа.

Раннекаменноугольные вулканогенные образования Южной Джунгарии нами расчленены на два комплекса: базальт-липаритовый и андезито-дацитовый. Первый сложен туфами и игнимбритами липаритового, трахилипаритового и трахидацитового состава и лишь на севере и юго-востоке района, вдоль крупных разломов, ведущими становятся базальты и трахибазальты. Краснокаменный облик пород, незначительная роль осадочного материала и остатки наземной флоры характеризуют континентальную обстановку накопления комплекса. Возраст его, судя по стратиграфическому положению и отпечаткам флоры, турнейско-ранневизейский.

Андезито-дацитовый комплекс второй половины визе и намюра пред-

ставлен преимущественно пирокластическими и терригенными образованиями, характеризуется резко фациальной изменчивостью и следами перемыва вулканогенного материала. Зональность строения данного комплекса иная, чем у предыдущего. На юге преобладают андезиты, для центральной и северной частей района более типичны продукты кислого вулканизма. Породам свойственна зеленая и серая окраска. Комплекс органических остатков и вторичные изменения свидетельствуют об островных условиях накопления.

Основные черты петрохимии нижнекаменноугольных пород характеризуют эволюцию расплавов в направлении некоторого выравнивания состава. Контрастные образования турне-раннего визе (базальты, трахибазальты, трахилипариты) сменяются андезитами, дацитами и плагиолипаритами второй половины визе и намюра, происходит снижение щелочности, повышается известковистость и магнезиальность.

Геохимическими исследованиями в вулканитах нижнего карбона выявлена серия малых элементов, среди которых наряду с общими отмечены специфические, определяющие профиль каждого комплекса. Концентрации сквозных элементов варьируют в зависимости от состава пород и формационной принадлежности. В образованиях андезито-дацитового комплекса отмечены более высокие содержания элементов группы железа и металлических, причем наиболее заметно возрастают концентрации кобальта и никеля. В противовес им, редкоземельные элементы более склонны накапливаться в породах базальт-липаритового комплкса. Наряду с увеличением количеств циркония, иттрия, олова и скандия, для базальт-липаритового комплекса свойственно присутствие иттербия, ниобия, тантала. Своеобразная геохимическая специализация вулканогенных комплексов нижнего карбона характеризует особенности структурного развития района и свидетельствует о возможности образования промышленных концентраций металлических элементов в средневизейско-намюрском комплексе и редких в турнейско-нижневизейском.

Наряду с геохимическими особенностями, при анализе состава и распространения вулканогенных комплексов выявляются условия, благоприятствующие образованию рудных концентраций: развитие вулканизма на жестком фундаменте, приуроченность его проявлений к зонам долгоживущих разломов, обилие кислых и субщелочных пород пирокластической и игнимбритовой фаций. Последнее свидетельствует о значительной газонасыщенности магмы. Особенно высоким содержанием флюидов отличалась магма в турне-раннем визе: среди ее продуктов широко развиты мощные накопления трахилипаритовых игнимбритов.

Кроме перечисленных условий имеются факты непосредственно наблюдаемой связи вулканических и рудообразующих процессов: приуроченность проявлений рудной минерализации к определенным фациям и частям вулканических построек. С вулканизмом раннего карбона ассоциируют гидротермальные рудопроявления, приуроченные к массивам вторичных кварцитов, субвулканическим экструзивным телам и околожерловым частям вулканических построек, а также вулканогенно-осадочные образования в покровах игнимбритов и горизонтах тонких пепловых туфов, туфопесчаников, песчаников. Рудоконтролирующими структурами являются субширотные разломы, определяющие размещение вулканических аппаратов, экструзивных и субвулканических тел (Сайрамнорский, Алтынэмельский, Южно-Джунгарский). Вулканогенно-осадочные рудные образования приурочены к определенным фациям вулканических пород, причем последние обычно не несут следов гидротермальной переработки. Согласно В. Н. Котляру (1965) проявления этого типа могут быть отнесены соответственно к субмаринной (туфовой и песчаниковой), игнимбритовой и экструзивной (купольной) фациям.

С базальт-липаритовым комплексом связаны вторичные кварциты с пирофиллитом и диаспором (Акчубар); медные проявления, приуроченные к субвулканическим телам (Кесекбулак и др.), различные морфологические типы убогой радиоактивной минерализации (в пепловых туфах, туфопесчаниках, игнимбритах и экструзиях трахилипаритового состава), жильные проявления золота («Сказка») и полиметаллов (Джартас, Актас и др.), приуроченные к околожерловым частям вулканических построек. Иначе выглядит металлогеническая специализация андезито-дацитового комплекса, для которого типичны жильные проявления золота и полиметаллов, связанные с низкотемпературными, преимущественно серицит-каолинитовыми вторичными кварцитами (Чимбулак, Манжу, Чабанды). К площадям распространения этого комплекса приурочены также многочисленные шлиховые ореолы киновари, пока не проверенные.

Сравнительный анализ металлогении вулканогенных комплексов с более молодыми формированиями Южной Джунгарии (Казанин и др. 1966) свидетельствует о том, что для всех металлогенических эпох наиболее типичны проявления полиметаллической минерализации. Вероятно, этот факт является отражением однотипности строения глубинных зон зарождения магм и рудоносных растворов. В процессе развития раннекаменноугольного вулканизма наблюдалось изменение морфоструктурных типов проявлений и набора полезных компонентов, соответствующее эволюции магмы в направлении понижения щелочности, обогащения кальцием, магнием и двухвалентным железом. Приведенные материалы говорят о перспективности раннекаменноугольных комплексов в отношении концентраций полезных ископаемых и позволяют рекомендовать их вовлечение в сферу поисковых работ. Наиболее пристальное внимание необходимо уделить зонам долгоживущих разломов (Южно-Джунгарского, Алтынэмельского и Сайрамнорского), в пределах которых локализованы многочисленные экструзивные, субвулканические и жерловые тела, поля гидротермально-измененных пород и рудные проявления.

УДК 553.689.2 (574,53)

А. Г. КУЗНЕЧЕВСКИЙ

ЧИГАНАКСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ — НОВАЯ БАЗА БАРИТОВОГО СЫРЬЯ В КАЗАХСТАНЕ

Чиганакское баритовое месторождение расположено в Сарытумской зоне (Западное Прибалхашье), в юго-восточной части Бурунтауского антиклинория. Открыто в 1969 г. А. П. Шарапковым, А. Г. Кузнечевским и Г. З. Сидневцом. В районе месторождения развиты яшмы, яшмокварциты, глинисто-кремнистые сланцы, полимиктовые песчаники бурубайтальской свиты кембрия. Породы смяты в узкие линейные складки запад-северо-западного простирания (290—300°) с углами падения крыльев 65—80°. По субмеридиональным разрывам отмечены малоамплитудные

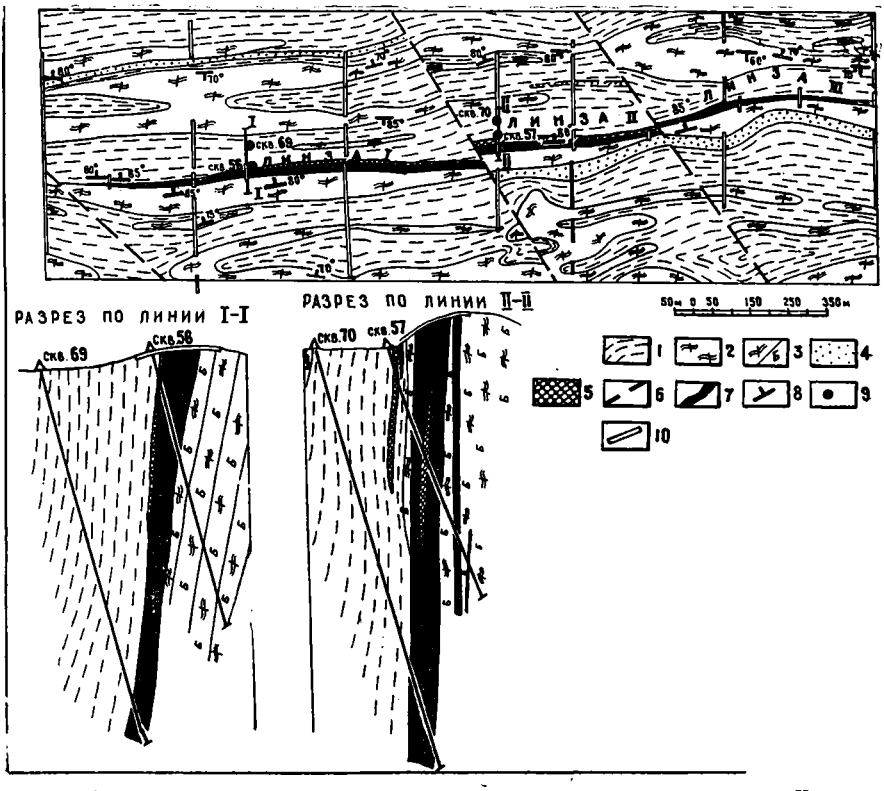


Рис. 1. **Схема геологического строения баритового месторождения Чиганак (по Кузнечевскому А. Г.).**

1 — углисто-глинисто-кремнистые сланцы; *2* — полосчатые яшмы; *3* — яшмы с баритом; *4* — полимиктовые песчаники; *5* — песачнистые фосфориты; *6* — разрывы; *7* — баритовые залежи; *8* — элементы залегания; *9* — скважины; *10* — канавы.

(100—200 *м*) смещения. Наибольшим развитием пользуются яшмы, яшмокварциты, слагающие положительные формы рельефа — гряды субширотного направления, а межгрядовые пространства обычно занимают различного рода сланцы и реже песчаники (рис. 1).

На месторождении вскрыты снизу вверх:

1.	Яшмы, глинисто-кремнистые сланцы	30 *м*
2.	Листоватые окремненные алевролиты	128 *м*
3.	Серые яшмокварциты	6 *м*
4.	Листоватые окремненные алевролиты	56 *м*
5.	Мелкозернистые полимиктовые песчаники	10 *м*
6.	Светло-серые полосчатые опаловидные яшмы, с прослоями бурых	67 *м*
7.	Переслаивающиеся бариты и яшмы	14 *м*
8.	Серые полосчатые крупнозернистые бариты	16 *м*
9.	Песчанистые фосфориты	7 *м*
10.	Алевролиты	3 *м*
11.	Серые крупнозернистые бариты	2 *м*
12.	Хлорито-серицито-кремнистые и углисто-кремнистые сланцы с маломощными прослоями туфопесчаников и туфитов, в подошве слоя окатанные обломки барита	60 *м*
13.	Бурые яшмы	8 *м*
14.	Окремненные алевролиты	30 *м*
15.	Серые яшмы, яшмокварциты	30 *м*
16.	Серые окремненные сланцы	100 *м*
17.	Полосчатые опаловидные яшмы	30 *м*
18.	Зелено-серые сланцы	20 *м*
19.	Полимиктовые песчаники	14 *м*
20.	Зелено-серые сланцы	50 *м*
	Общая мощность	681 *м*

Баритовое оруденение пластовое, приурочено к контакту яшмоидных пород и глинисто-кремнисто-углистых сланцев. Контакт баритов с сланцами четкий, резкий и согласный. С яшмами бариты переслаиваются. В канавах и скважинах наблюдаются своеобразные яшмы-яшмобариты, представляющие породу, состоящую из тонких халцедоновых и баритовых слойков.

Внешний облик серых и светло-серых баритов похож на яшмы. Руды состоят из прослоев крупно- и мелкокристаллического барита. Крупнокристаллические прослои обнаруживают грубобрусковидную структуру, обусловленную субпараллельным расположением призматических кристаллов барита длиной до 6,0 *мм*. Прослои мелкокристаллического барита лучисто-зернистые, но сложены длиннопризматическими лейстовидными кристаллами барита, размеры которых достигают 0,05—0,1 *мм*. В промежутках между зернами барита иногда находятся кристаллы пирита. В баритах постоянно присутствует стронций (содержание его 0,2—0,3%). Спектральными анализами установлены Pb (до 0,003%), Zn (0,001—0,002%), Co (0,0001—0,0005%, Cu (0,003—0,008%), V (0,001—0,008%), Mo (0,0002—0,0005%), Mn (1—2%). Сульфидная свинцово-цинковая минерализация в баритах не обнаружена. Бариты практически мономинеральные.

В непосредственном контакте с баритами, а иногда и среди них, вскрыты своеобразные песчанистые фосфориты, макроскопически похожие на полимиктовые гравелитистые песчаники. Под микроскопом порода имеет структуру песчаника и состоит из «песчинок», сложенных фосфатным веществом. Они имеют округлую форму, иногда — несколько расплющенную, сдавленную. Размер фосфатных зерен-«песчинок» 0,2—1,2 *мм*. Внутреннее строение их однородно-аморфное или микрокристаллическое. Иногда наблюдается перекристаллизация аморфного фосфата в прозрачный микрокристаллический агрегат апатита. Установить природу фосфатных «песчинок» трудно. По структурным особенностям эти породы очень похожи на пластовые фосфориты. Химическими анализами установлено содержание P_2O_5 до 32%. Кроме фосфатных «песчинок» в

породе присутствуют единичные обломки яшмокварцитов и порфиритов. В фосфоритах спектральными анализами зафиксированы повышенные содержания Y (до 0,06%), Yb (до 0,01%), V (до 0,03%), Mo (до 0,0005%).

На расстоянии 2000 *м* с запада на восток выделены и разведаны три линзы. Линза 1 длиной 1000 *м* имеет запад-северо-западное простирание (290°), северо-восточное падение под углами 80—85°. Мощность линзы 0,4—28,5 *м*, средняя по канавам 15,5 *м*. Содержание барита 95%, среднее по канавам 72,5%. По скважинам содержание барита составляет 88,3%, при мощности 15 *м*. Линза II имеет в длину 500 *м*. Ее мощность колеблется от 2 до 24 *м*. Содержание барита по канавам от 76,30%—81,4%. Линза изучена скважинами до глубины 230 *м*. Мощность баритового тела по скважинам 17 *м*, содержание 73%. Линза III длиной 500 *м*, имеет среднюю мощность 3,9 *м* и содержание барита 63,6%. В целом для месторождения длина баритового тела 2000 *м*, средняя мощность 14 *м*, среднее содержание барита 75%.

Бариты Чиганакского месторождения удовлетворяют ГОСТ 4682-49. В рудах выделяются без обогащения все сорта. Содержание Fe_2O_3 в рядовых пробах колеблется от 0,25 до 1,60, в среднем 0,65%. Кремнезема от 1,5 до 38%, что объясняется переслаиванием баритов с яшмами, состоящими из криптозернистого халцедона. Белизна баритов составляет от 50 до 94%, в среднем 50—70%.

Бариты в районе Чиганакского месторождения с перерывами прослежены на расстояние более 20 *км* в бурубайталской свите. На протяжении всей зоны пласты и мелкие слойки барита залегают согласно с вмещающими породами, повторяя морфологию складчатых структур. Седиментационное образование барита доказывают :а) локализация в узком стратиграфическом интервале — в верхней части бурубайталской свиты; б) пластообразная и линзообразная форма залежей, согласное залегание на всем протяжении, участие баритовых тел вместе с вмещающими породами в формировании складчатых структур, будинаж баритовых тел; в) тесная ассоциация барита с яшмами и яшмокварцитами, с которыми он часто переслаивается и образует полосчатые текстуры; г) мономинеральный состав баритовых залежей: содержание $BaSO_4$ 65—98%, $FeO+Fe_2O_3$ 0,25—1,6%, SrO 0,2—0,3%,SiO_2 1,5—5%; д) парагенетическая связь баритов с песчанистыми фосфоритами и повышенными концентрациями марганца; е) наличие баритовых конкреций и галек в перекрывающих сланцах.

Ассоциацию барита с яшмами, яшмокварцитами, фосфоритами, повышенными концентрациями марганца и другими металлами, видимо, трудно объяснить с чисто осадочных позиций, т. е. привносом материала с интенсивно выветривающейся суши. Наличие в разрезе, к западу от месторождения Чиганак, вулканитов основного состава (базальтовые и диабазовые порфириты, спилиты) позволяет говорить о вулканизме во время формирования баритовых залежей и вмещающих их кремнистых пород. Такая парагенетическая ассоциация дает основание предполагать образование барита, кремнистых пород в связи с послевулканической деятельностью. Подтверждением такого вывода является также тесная связь свинцово-цинковой, железо-марганцевой, баритовой, фосфорно-ванадиевой минерализации с базальтоидным магматизмом на месторождении Бурултас, расположенном в этой же зоне, в 15 *км* от пластовых баритовых залежей.

Бариты Чиганака и свинец, цинк, железо, марганец, месторождения Бурултас являются членами единого металлогенического ряда. Формирование основной массы баритовых залежей, видимо, произошло на финальном этапе базальтоидного вулканизма, при гидротермально-осадочных процессах.

УДК 553.065.4.5

И. Б. СОКОЛОВА, А. В. СОКОЛОВ

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ АРГИЛЛИЗАЦИЯ В СВЯЗИ С МЕДНЫМ И ЗОЛОТЫМ ОРУДЕНЕНИЕМ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

На северном крыле Северо-Балхашского синклинория распространены главным образом среднекаменноугольные (калмакэмэльская свита — лавы, туфы андезитового состава) и средне-верхнекаменноугольные (керегетасская свита — туфы, игнимбриты липаритового, липарито-трахитового состава, лахары) вулканогенные континентальные образования. Среди них часты субвулканические интрузии. Наряду с вулканическими породами широко развиты комагматичные интрузии среднекаменноугольного (кварцевые диориты, сиенито-диориты) и средне-верхненекаменноугольного (гранодиориты, граниты) комплексов. С многообразным магматизмом связаны скарны, грейзены, вторичные кварциты, пропилиты, аргиллиты, а также калишпатизированные, серицитизированные породы.

Для медных и золотых месторождений Казахстана, расположенных в области верхнепалеозойского вулканизма, характерны вторичные кварциты, пропилиты. Гидротермальная аргиллизация* не установлена, хотя иногда отмечается каолинизация. Однако, судя по ее широкому распространению в вулканических областях (США, Дальний Восток, Закарпатье и др.), гидротермальная аргиллизация должна быть развита и в Казахстане.

В рассматриваемом районе аргиллизированные породы установлены в связи с медным и золотым оруденением. В связи с медным оруденением они встречены в крупном массиве вторичных кварцитов Жорга, сложенном алунито-каолинитовыми, диаспоро-каолинитовыми и монокварцевыми фациями, образованными по порфиритам, туфам андезитов, субвулканическим телам андезитового и липаритового состава. Аргиллизация по отношению к вторичным кварцитам носит наложенный характер и приурочена к ослабленной тектонической зоне субмеридионального направления, в то время как массив вторичных кварцитов имеет субширотное простирание. Мощность полосы аргиллизированных пород более 1 *км*, на глубину они прослежены до 300 *м*. На поверхности — это зеленовато-голубые глиноподобные породы каолинитового, глауконитового, монтмориллонитового состава с гидромусковитом. С глубиной они сменяются пористыми каолинито-гидрослюдисто-кварцевыми породами с диккитом, галлуазитом, иногда монтмориллонитом. Характерно присутствие сванбергита, образующего микрозернистые агрегаты. Развит сван-

* Под гидротермальной аргиллизацией понимается гидротермальное минералообразование парагенезиса глинистых минералов: каолинита-монтмориллонита-гидрослюды.

бергит в каолините и гидрослюде. Иногда основную ткань составляет микрочешуйчатая гидрослюда (гидромусковит) и сванбергит, количество которого достигает 20%. К ним же приурочена вкрапленная медная минерализация.

Аргиллизация в связи с золотым оруденением установлена на рудопроявлениях Қызылтас, Жетитау, Қанжайлау в зоне Жоргинского глубинного разлома, являющегося магма- и рудоконтролирующим.

Рудопроявление Қызылтас расположено в 10 *км* к востоку от массива вторичных кварцитов Жорга среди экструзивных тонкополосчатых флюидальных липарито-трахитовых средне-верхнекаменноугольных лав. Экструзию вмещают андезитовые порфириты калмакэмельской свиты, крупноглыбовые вулканические брекчии, туфы липаритового состава керегетасской свиты очевидно прижерловой фации. Экструзивное тело размером 3×1,7 *км* вытянуто в северо-восточном направлении. Среди полосчатых липаритовых порфиров встречаются массивные микропойкилитовые, фельзитовые и сферолитовые разности. Отдельные линзовидные участки лав сложены скоплениями сферолоидов диаметром 10—15 *см*.

В юго-восточном эндоконтакте экструзии в полосе широтного разлома локализована золотоносная метасоматическая залежь. В ней различаются центральная и периферическая зоны. Центральная зона сложена плотными монокварцевыми породами, рассеченными тонкими прожилками кварца или кварца с гидрослюдой. Они слагают вершины остроконечных сопок и четко выделяются в рельефе. Периферическая зона представлена аргиллизированными кварцево-гидрослюдистыми породами, содержащими монтмориллонит, реже галлуазит, каолинит. Зона аргиллизированных пород прослежена на 1,5 *км* при ширине 300—350 *м*, вскрытая глубина 95 *м*. Аргиллизированные породы образованы по флюидальным лавам экструзии, в меньшей степени, по кислым витролитокристаллотуфам с обильными обломками флюидальных лав. В измененных лавах сохраняется реликтовая порфировая структура. Вкрапленники плагиоклаза и роговой обманки, а также основная масса, замещены гранобластовым агрегатом кварца, микрочешуйчатыми скоплениями гидрослюды и глинистыми минералами. Таковы же изменения в туфах, имеющих реликтовую пепловую структуру связующей массы.

Метасоматиты пронизаны тончайшими прожилками кварца, реже кварца и гидрослюды, причем возникают метасоматические брекчии. Зона брекчий вдоль разлома протягивается на 1,5 *км* при ширине 35—40 *м*. Вскрытая мощность зоны 95 *м*. Оруденение (пирит-арсенопиритовая и золотая минерализация) установлено как в монокварцевых, так и в аргиллизированных породах.

Аналогичное строение, метасоматиты и характер оруденения имеют проявления золота Жетитау, Қанжайлау.

Гидротермальная аргиллизация в районе тесно связана с развитием вторичных кварцитов, пропилитизацией, окварцеванием и представляет рудную часть вулканогенного процесса.

Мощные зоны аргиллизированных пород известны в связи с молодой вулканической деятельностью и впервые в таком масштабе устанавливаются в связи с палеозойским вулканизмом. Изучение их имеет большое практическое значение, так как они являются носителями медного и золотого оруденения.

УДК 553.411.11(551.21(574.3)

Л. М. СКЛЯРЕНКО

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ, СВЯЗАННОГО С ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИМ ВУЛКАНИЗМОМ В СЕВЕРНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

Изучение проявлений золота при геологической съемке крупного масштаба в западной половине Баканасского синклинория позволяет наметить их общие черты, сформулировать критерии поисков новых месторождений и дать рекомендации по методике поисков и оценке.

Верхний палеозой в западной половине Баканасского синклинория представлен калмакэмельским (C_2), колдарским (C_3—P_1) и кызылкиинским (P_1) вулканогенными и кокдалинским (P_1), ушобинским (P_2) и котанэмельским (pP_2) — интрузивными комплексами.

Среди вулканогенных комплексов кызылкиинский резко выделяется разнообразием состава слагающих пород и формами их проявления. Породы варьируют от липаритов и трахитов до андезито-базальтов, со всеми переходами между ними и представлены в эффузивных, жерловых и субвулканических интрузивных фациях. При широких вариациях петрохимического состава, характерных для комплекса, в целом повышено содержание щелочей и отсутствуют заметные закономерности в чередовании пород разных магматических рядов. Подобные вулканогенные формации некоторые исследователи называют контрастными.

Широкое распространение жерловых и субжерловых образований привело к развитию связанных с ними вторичных кварцитов и пропилитов.

Золотое оруденение генетически связано с кызылкиинским вулканогенным комплексом, с его трубками взрывов, выполненными туфобрекчиями, кластолавами трахитовых и трахилипаритовых порфиров или трахиандезитовых порфиритов. Формирование рудоносных трубок взрывов нередко завершалось метаморфизмом пород, выполняющих трубку или вмещающих ее, который проявлен в образовании вторичных кварцитов и пропилитов. В некоторых случаях на метасоматиты наложена дополнительная кварцевожильная гидротермальная фаза.

Расположение центров извержений комплекса контролировалось зонами протяженных северо-западных и широтных разломов, рудоносные трубки взрывов нередко приурочены к наиболее напряженным участкам этих зон, к участкам многофазного вулканизма.

Среди золоторудных месторождений различаются внутритрубковые, околотрубковые и комбинированные. В первых рудные тела залегают среди измененных пород самой трубки взрыва, во вторых — среди измененных пород, вмещающих трубку, в непосредственной близости от нее, третий тип представлен сочетанием из первых двух. На внутритрубковых

месторождениях метасоматические породы слагают тела в верхней части трубок, образуя широко известные массивы вторичных кварцитов, с их характерным набором закономерно сменяющихся минеральных фаций, со своеобразным рельефом поверхности. Для околотрубковых месторождений характерно развитие вблизи трубки одной или несколько минеральных фаций пропилитов, вплоть до самой внутренней-кварцево-серицитовой, и наличием в поле пропилитов локальных кварцитовых тел типа жил замещения. Золото встречается практически во всех минеральных фациях метасоматитов от пропилитов до монокварцитов включительно, однако, основная его масса располагается в кварцево-серицитовой фации пропилитов и вторичных кварцитов. В околотрубковых месторождениях наиболее обогащены металлом кварцитовые жилоподобные тела и кварцевые жилы дополнительной гидротермальной фазы.

Золотоносные метасоматические породы обычно более устойчивы к выветриванию по сравнению с вмещающими породами и поэтому слагают положительные формы рельефа. В некоторых случаях они напротив размыты и погребены под делювием склонов или пролювием межгорных долин. Чаще всего это характерно для околотрубковых и комбинированных месторождений. При этом трубки взрывов, в которых развиты вторичные кварциты по туфобрекчиям или кластолавам, более или менее хорошо выделяются в рельефе, а около трубковые тела закрыты рыхлыми кайнозойскими накоплениями.

Золотому оруденению сопутствует серебряная, полиметаллическая и редкометальная минерализация. Наиболее характерные спутники золота молибден и медь. В зоне окисления содержания молибдена невысокие, непостоянны, колеблющиеся от следов до десятых долей процента. С глубиной содержание молибдена увеличивается и становится стабильным. Последнее, вероятно, указывает на то, что на глубоких горизонтах месторождений золотая минерализация заменяется редкометальной. То же касается и меди — при ведущем попутном медном оруденении на глубине превалирует, очевидно, медь, при значительном увеличении содержания полиметаллов и молибдена.

Комплекс металлов, сопровождающих золото, естественно, представлен и во вторичных ореолах рассеяния. Например, на одном из месторождений выходы золотоносных пород сопровождаются вторичными ореолами рассеяния молибдена (0,002—0,08%), вольфрама (0,001—0,05%) и цинка (0,015—0,02%). Это глубоко вскрытое месторождение. На менее эродированных месторождениях ореолы вольфрама не выделяются, а вырисовываются ореолы молибдена и полиметаллов такой же интенсивности, или только полиметаллов, главным образом, меди.

По данным лабораторных исследований образцов одного из месторождений около 40% золота связано с пиритом и молибденитом, а около 60% золота свободно. Свободное золото находится в тонко рассеянном состоянии, лишь изредка образуя в приповерхностной зоне неправильной формы включения, видимые невооруженным глазом. Таким образом, подавляющая часть золота находится в микроскопическом и субмикроскопическом состоянии и, следовательно, достаточно легко мигрирует в зоне выветривания. С одной стороны, это приводит к значительному обеднению верхней зоны месторождения. С другой — затрудняет поиски и оценку рудопроявлений по шлихам и протолочкам, так как золото столь тонкой фракции при обычной промывке не улавливается. Миграция золота приводит в некоторых случаях к формированию приповерхностной зоны вторичного золотого обогащения.

Во всех проявлениях золота непременно присутствует пирит. Содержание пирита в рудных телах или телах метасоматических пород неравномерное, но в среднем довольно высокое — до 5—10% и более, а в от-

дельных гнездах пирит образует даже массивные руды. Полной корреляции между содержаниями пирита и золота не устанавливается. Очевидно, пирит присутствует обычно не менее, чем в двух генерациях, причем одна из них золотоносна.

Указанные особенности позволяют определить некоторые критерии поисков золоторудных месторождений.

1. Благоприятными геологическими структурами для размещения золоторудных месторождений являются протяженные северо-западные и широтные разломы, контролирующие расположение центров извержений и субвулканических интрузий.

2. Внутри зон разломов особо благоприятны участки сочленения двух или нескольких разломов, оперяющие разломы на особо напряженных участках.

3. Проявления связаны с площадями окварцевания, серицитизации, хлоритизации и пр., а особенно с телами гидротермально-метасоматических пород в вулканических жерлах. Золотоносные гидротермально-метасоматические породы во многих случаях размыты и погребены под рыхлыми кайнозойскими отложениями, что характерно для околотрубковых месторождений. Поэтому, если вторичные кварциты какого-либо массива золотоносны, то, во-первых, непременно должны быть детально опоискованы окрестности этого массива, а во-вторых, сами вторичные кварциты необходимо изучить на глубину бурением. Слабая золотоносность кварцитов, а тем более золотоносность их внутренних фаций, может являться первичным ореолом золота над рудным телом.

4. Большая часть золота находится в микроскопической и субмикроскопической форме и отличается подвижностью в верхней зоне месторождений. Это приводит к перераспределению золота в зоне выветривания, к выносу его значительной части в рыхлые накопления. В то же время, ввиду своей высокой дисперсности, золото не улавливается шлихами при обычной промывке. Шлиховое опробование без амальгамации не является надежным поисковым методом. Хорошие поисковые результаты дает золотометрическая съемка по рыхлым отложениям по методике обычной металлометрии. Наличие золота в обычных шлихах в ед. знаках уже служит прямым поисковым признаком.

5. Пространственно и генетически золото связано с сульфидами и, следовательно, на геологически благоприятных участках, полностью или частично закрытых наносами, сульфидные зоны или рудные тела могут быть выявлены методом вызванной поляризации. Из других геофизических методов на закрытых участках можно рекомендовать высокоточную магнитную съемку для картирования зон окварцевания, разрывов и др.

6. Важным поисковым признаком на золото являются вторичные ореолы рассеяния Mo, Cu, W, Pb, а особенно Mo в сочетании с ореолами полиметаллов или меди. В связи с этим, на первой стадии поисков все геологически благоприятные участки должны покрываться металлометрической съемкой по сети 100×20 *м*. На выявленных ореолах элементов-спутников золота должна ставиться золотометрическая съемка, по сети 50×10 *м*. Для внутритрубковых месторождений рационально применять квадратную сеть 20×20 *м*.

Делювиальные и делювиально-пролювиальные четвертичные и неогеновые отложения богатые глинистой фракцией при небольшой мощности могут значительно ослабить или полностью экранировать солевые ореолы. Поэтому, при мощности рыхлых отложений более 1,0—1,5 *м* следует проводить глубинную металлометрию и золотометрию.

УДК 553.634.12 : 551.24(574.52)

А. В. КОПЛУС, Л. С. ПУЗАНОВ, В. В. КОРОТАЕВ,
Б. И. ЮНУСОВ, Ф. Т. ШАЙМУХАМБЕТОВ

РОЛЬ РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР В ФОРМИРОВАНИИ И РАЗМЕЩЕНИИ ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЛАВИКОВОГО ШПАТА ЮЖНЫЙ ТАСКАЙНАР

Недавно разведанное в Южном Казахстане месторождение Южный Таскайнар по масштабу оруденения относится к одним из ведущих флюоритоносных объектов Советского Союза. Образовавшись за счет развития процессов фторного метасоматоза известняков в межформационной зоне, оно представляет новый, ранее не известный структурно-морфологический тип месторождений. Геологическое строение и условия локализации оруденения Таскайнара Южного служили предметом неоднократных исследований (Устименко, Миркаримов, 1966; Самсонов, Лившиц, Устименко, 1968; Самсонов, 1970) однако роль — разрывной тектоники в формировании и контроле участков с богатыми и бедными рудами оставалась не выясненной. В то же время степень структурной подготовки вмещающих пород явилась одной из главных причин, определившей неравномерное распределение оруденения. Важность поставленного вопроса возрастает в связи с тем, что Южный Таскайнар относится к скрытым месторождениям, а также возможного использования выявленных закономерностей при разведке и оценке аналогичных объектов, рудного поля, Восточного, Западного, Промежуточного Таскайнаров и др.

Месторождение Южный Таскайнар расположенное в краевой части Жамантинской герцинской грабен-синклинали, наложенной на каледонский Кендыктасский антиклинорий, на участке сопряжения его структур с Заилийского антиклинорием. Оно приурочено к узлу пересечения крупных разломов северо-западного, северо-восточного, близширотного и близмеридионального направлений.

В строении рудного поля и месторождения участвуют два структурных этажа (рис. 1). Нижний, геосинклинальный, сложен интенсивно дислоцированными породами среднего ордовика, которые на площади месторождения представлены мраморизованными известняками щербактинской свиты, смятыми в линейные складки северо-западного простирания с углами падения крыльев до 75—80°. В результате эрозионных процессов, предшествовавших накоплению пород верхнего структурного этажа, в рельефе известняков фундамента был сформирован ряд купольных возвышенностей, удлиненных в соответствии с общим простиранием складчатости.

Все эти положительные формы древнего рельефа облекаются чехлом дезинтегрированных пород, которые рассматриваются Б. И. Юнусовым и др. в качестве первично-седиментационных брекчий. Их мощность в купольной части возвышенностей колеблется от 9 до 26 *м*, а на крыльях уменьшается до 5—8 *м*.

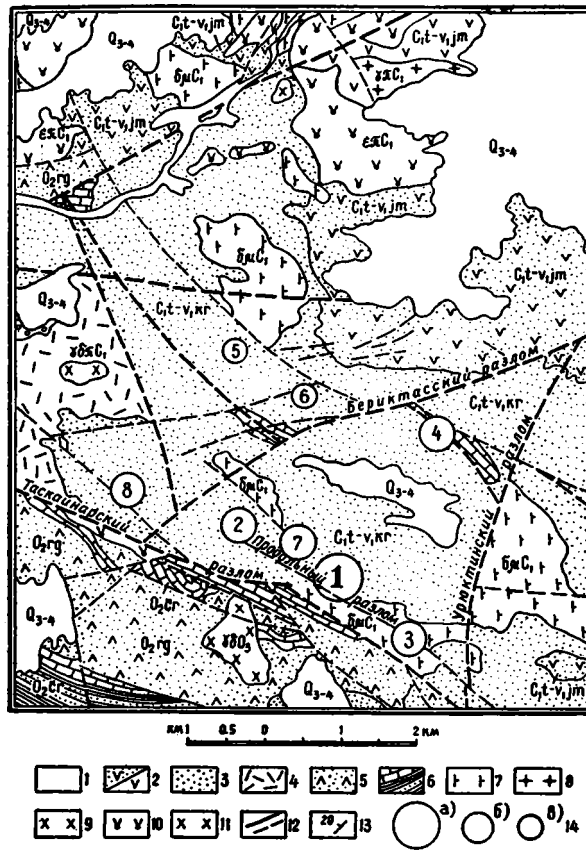


Рис. 1. **Геологическая карта Таскайнарского рудного поля.**

1 — четвертичная система; супеси, суглинки, лессы, галечники; *2—3* — нижний карбон; *2* — жамантинская свита: туфы андезитовых порфиритов, туфопесчаники, дацитовые порфиры и их туфы; *3* — песчаники, алевролиты, конгломераты; *4* — девон: липаритовые *6* средний ордовик; *5* — ргайтинская свита: туфы и порфиры, их туфы, песчаники и конгломераты; *5*— туфопесчаники, туфоконгломераты, линзы известняков; *6* — щербактинская свита: песчаники, сланцы известняки; *7—11* — интрузивные образования; *7—10* — узунсу-карасуйский комплекс: *7* — диоритовые порфириты; *8* — гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры; *9* — гранодиориты; *10* — кварцевые сиениты, кварцевые сиенит-порфиры; *11* — жаланашмайбулакский комплекс: гранодиориты. *12* — Разные нарушения; *13* — элементы залегания; *14-а)* — крупные месторождения; б) — месторождения; в) — рудопроявления.

Цифры на карте: *1* — Южный Таскайнар, *2*— Промежуточный Таскайнар, *3* — Восточный Таскайнар, *4* — Таскайнар, *1, 5* — Ргайты, *6* — Бериктас, *7* — Таскайнар II, *8* — Западный Таскайнар.

В конце орогенного этапа район рудного поля подвергся сжимающим усилиям с формированием блоковых структур и заложением Жамантинской грабен - синклинали. Глыбовая тектоника сопровождалась верхнедевонской эффузивной деятельностью с формированием толщи кварцевых и липаритовых порфиров, их туфов, песчаников и конгломератов. Породы этой толщи распространены местами в Таскайнарском рудном поле, участвуя в строении верхнего структурного этажа некоторых его месторождений. Последующая тектоно - магматическая активизация привела, в основном, к перемещениям по разломам, ограничивающим Жамантинскую грабен-синклиналь, накоплению в ее пределах терригенно-осадочного нижнего карбона, представленного песчаниками, аргиллитами, алевролитами и конгломератами, а также к магматической деятельности, завершившейся становлением субщелочных гранитоидов узунсу - карасуйского комплекса, с которым связано флюоритовое оруденение. Именно эти терригенно - осадочные породы нижнего карбона мощностью 100—300 м, слагающие пологие брахиморфные складки с углами наклона пластов на крыльях 5—15°, образуют верхний этаж месторождения Южный Таскайнар.

Основу структурного каркаса рудного поля составляют крупные долгожившие сбросо-сдвиги, расчленившие его площадь на ряд блоков. Блок, в пределах которого расположен Южный Таскайнар, ограничен с

юга Таскайнарским, с севера Бериктасским и с запада Урюктинским разломами. Они представляют собой мощные зоны дробления, часто залеченные магматическими образованиями и наиболее четко проявлены в ордовикском складчатом основании. Довольно однородные по физико-механическим свойствам пластичные отложения нижнего карбона в значительной мере экранируют крупные разломы, фиксирующиеся в них лишь полосами сближенной трещиноватости или отдельными швами мощностью в первые метры. Амплитуды перемещения по этим разломам колеблются от 100 до 500 *м*, падение их сместителей вертикальное или близкое к нему (80—90°).

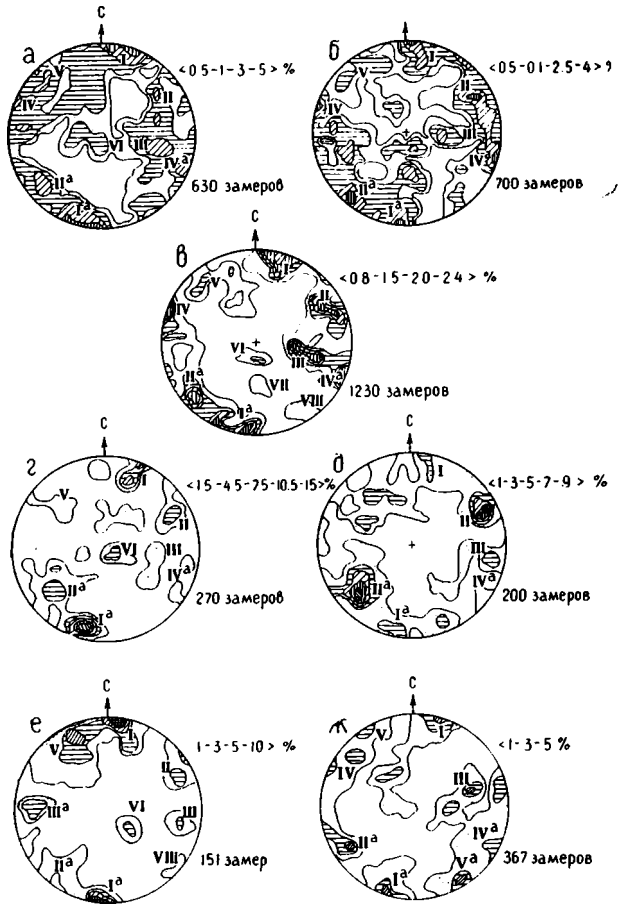
Разрывные нарушения более высоких порядков (внутриблоковые) обычно субпараллельны ограничивающим блоки или сочленяются с ними под острыми углами. Наиболее крупный из внутриблоковых разломов — так называемый Продольный следует вдоль (простирание северо-запад 290—305°, падение на северо-восток под углом 78°) рудоносной купольной структуры. Внутриблоковые разломы активно влияют на размещение флюоритового оруденения и форму рудных тел. В дорудный этап некоторые из них обусловили образование куполовидных возвышенностей в рельефе фундамента. В рудный этап разломы служили рудоподводящими каналами, что подтверждается интенсивной флюоритизацией вмещающих пород вдоль них. В послерудный этап практически заметных смещений рудных тел по этим разломам не произошло.

Помимо крутопадающих разломов, на месторождении широко развиты пологие нарушения типа межформационных срывов, движения по которым привели к значительному повышению проницаемости межформационных брекций. Они же частично служили и растворопроводящими каналами.

Метасоматическое оруденение месторождения Южного Таскайнара расположено на глубине до 180 *м* и приурочено к зоне межформационных брекчий, залегающих вдоль куполообразной возвышенности известняков на контакте с перекрывающими песчано-сланцевыми отложениями. Протяженность разведанной части рудного тела в северо-западном направлении (300°) 1250 *м*, ширина 300—650 *м*. Высокая поритость межформационной брекчии, известняковый состав ее обломочной части и экранирующая роль пластичных песчано-сланцевых пород сыграли большое значение в компактной локализации продуктов воздействия фтороносных растворов. Практически вся минерализация сосредоточена в теле брекчии и очень редко выходит за ее пределы в песчаники и известняки. Однако «пустые» и слабоминерализованные участки встречаются и внутри единого рудного тела. Размеры таких участков достигают 102 *м* в длину и до 8 *м* по мощности.

Состав руд довольно прост. Наряду с кварцем, флюоритом, кальцитом и баритом в незначительном количестве присутствуют пирит, халькопирит, галенит, молибденит. Содержание флюорита колеблется от 0 до 76%, составляя в среднем около 31%. По морфогенетическим особенностям установлено 4 его генерации, частично или полностью совместившихся на одних и тех же участках, определив тем самым местную обогащенность флюоритом. С целью выяснения влияния трещинной тектоники на их размещение внутри минерализованной зоны, на горизонте штольни № 6 Южного Таскайнара были проведены массовые замеры разрывных нарушений во вмещающих породах. Одновременно статистически изучалась ориентировка жил и прожилков, выполненных минеральными ассоциациями последовательных стадий рудообразования. Полученные данные обобщены в виде диаграмм (рис. 2).

Сравнение диаграмм, построенных для западной (рис. 2а) и восточной (рис. 2б) частей месторождения, показало принципиально идентич-



Р и с. 2. **Диаграммы трещиноватости пород и ориентировка жил на месторождении Южный Таскайнар.**
а) трещиноватость западной половины рудной залежи; 530 замеров, 0,5—3—5%; б) трещиноватость восточной половины рудной залежи; 700 замеров, ,05—1—2,5—4%; а) сводная диаграмма трещин поместорождению; 1230 замеров, 0,8—1; 5—2—2,4%; г) ориентировка кварц-флюоритовых прожилков в западной половине залежи; 270 замеров, 1,5—,5—7,5—10,5—15%; д) ориентировка кварц-флюоритовых прожилков в восточной половине залежи; 200 замеров; 1—3—7—9%; е) ориентировка послерудных кальцитовых прожилков; 151 замер, 1—3—5—10%; ж) ориентировка послерудных трещин; 367 замеров, 1/3—5%.

ный характер распределения трещиноватости. На диаграммах отмечается множество мелких максимумов, отражающих самые различные направления трещин. В целом, однако, они свидетельствуют о наличии нарушений, простирание которых закономерно изменяется по кругу. Подобная картина особенно отчетливо устанавливается для восточной части месторождения (рис. 2б) и несколько менее выражена на диаграмме трещиноватости пород западного фланга (рис. 2а).

Во всех случаях обращают на себя внимание невысокие значения выявленных максимумов из которых лишь единичные достигают 4—5%. Слабые вариации в плотностях этих максимумов свидетельствуют о довольно равномерном распределении трещин различных направлений. С другой стороны столь сложный узор трещин во многом обусловлен длительностью тектонического развития Таскайнарского рудного поля. В его пределах получили распространение различные по времени заложения и генезису трещинные системы, часть их возникла в период складкообразования, сформировавшего нижний структурный этаж, другие связаны с мелкими пликативными деформациями терригенных пород верхнего структурного этажа, третьи обязаны проявлению позднейшей тектоники. Породы обоих структурных этажей вскрыты в зоне флюоритообразования месторождений и, несомненно, содержат трещины всех отмеченных типов. Однако в количественном отношении доля соскладчатых нарушений гораздо скромнее, чем трещин, связанных с наложенными процессами. Последнее хорошо устанавливается при анализе рисунка 2в, отражающего обобщенную в целом для месторождения тре-

щиноватость. На этой диаграмме, построенной на основании 1230 замеров, снивелировались мелкие, второстепенные максимумы и нашли выражение только основные системы трещин, имеющие повсеместное распространение.

Максимумы 1 (аз. пад. СВ 20° ∠70—90°) и 1 а (аз. пад. ЮЗ 200—205° ∠80—90°) отражают наиболее развитые системы сопряженных крутопадающих трещин, связанных с проходящим вдоль месторождения Продольным разломом и ориентированы параллельно ему. Данные трещины несут признаки сколовых нарушений и неоднократно испытывали омоложение, которое привело к дальнейшему развитию этой системы.

Максимумы II (аз. пад, СВ 65—75° ∠60—80°) и IIа (аз. пад. ЮЗ 230—240 ∠75—80°) представлены близкими по простиранию и параллельными оси купольной структуры трещинами, падающими навстречу друг другу под крутыми углами. По своим морфологическим особенностям они классифицируются как трещины скола. Описываемые нарушения оперяют шов Продольного разлома и возникли при перемещении вдоль него в северо-западном направлении пород висячего бока.

Максимум III (аз. пад. В 90—100° ∠30—45°) представлен трещинами отрыва, структурно связанными с тем же Продольным разломом. Частично этот максимум включает трещины с более крутым падением, но близким простиранием, относящиеся к максимуму IVа. От трещин отрыва они отличаются ясно выраженными следами малоамплитудных перемещений.

Максимумы IV (аз. пад. СЗ 285—295° ∠90°) и IV аз. пад. ЮВ 95—105° ∠90°) дают представление о трещинах, связанных с возникшими в рудный этап разрывами второго порядка, оперяющими региональный Таскайнарский разлом и широко проявившихся в рудном поле. Трещины имеют сколовый характер и ориентированы параллельно разломам второго порядка, разбивающими участок на отдельные блоки. Характерно слабое проявление трещин отрыва, определяющих эти нарушения, вследствие чего они практически не выражены на диаграммах. По отмеченным разломам в послерудный этап произошли новые подвижки. Трещины максимумов IV и IVа ориентированы почти поперек удлиненной оси купольной формы древнего рельефа.

Максимумы V, VI, VII, VIII фиксирует мелкие трещины зоны межформационных брекчий. Образование их связано с этапом, предшествовавшим рудообразованию, когда вдоль межформационной ослабленной зоны произошла разрядка тектонических напряжений, которая привела к интенсивному дроблению пород. При этом дроблению подвергались не только известняки, но и песчано-сланцевые породы в узком пограничном слое. Образовавшиеся трещины в большинстве имели разнообразную ориентировку и поэтому не дали четких полюсов. Выявленные максимумы V—VIII отвечают трещинам, находящимся внутри горизонта брекчий, на разных по крутизне участках противоположных склонов купольной возвышенности. В соответствии с этим отмечены трещины, преимущественно распространенные на северо-западном (максимум V) и юго-восточном (максимумы VI—VIII) ее склонах. Первый из этих максимумов выражен более отчетливо и представлен крутопадающими разрывами северо-восточного простирания, полнее проявившихся вблизи основании купольной возвышенности. Трещины максимумов VI—VIII при том же простирании более дифференцированы по углам падения. Наряду с крутопадающими, здесь наблюдаются пологие трещины (максимум VI), а также разрывы, пересекающие зону брекчий под острыми углами (максимум VII).

Роль рассмотренных трещинных систем в локализации прожилкового оруденения далеко не одинаково. На диаграмме ориентировки кварц-

флюоритовых жил и прожилков (рис. 2г—д) отчетливо фиксируются максимумы I, Ia, II, IIa, отвечающие трещинам северо-западного простирания, связанными с Продольным разломом. Эти трещины, по-видимому, были наиболее благоприятны для движения фтороносных растворов и служили каналами, от которых гидротермы проникали в боковые породы, вызвав замещение их флюоритом. Вместе с тем, в разных участках зоны развития фторного метасоматоза, роль минерализованных трещин северо-западного простирания также была различной. В западной части месторождения основное значение в локализации кварц-флюоритовых прожилков имеют трещины максимума Ia (более 15% всех прожилков) и максимума I с плотностью около 7,5%. Сколы максимумов II и IIa, оперяющие Продольный разлом, на рассматриваемом участке были, вероятно, в некоторой степени притерты, вследствие чего, они вмещают не более 4—5% кварц-флюоритовых прожилков. В еще меньшей мере прожилковое оруденение использует оперяющие трещины отрыва максимума III и поперечные купольной структуре разрывы максимумов IV—VI. Примечательно, что среди последних кварц-флюоритовый материал локализовался преимущественно в пологих разрывах (максимум VI с плотностью 4,5—5%), в то время, как среди крутопадающих трещин северо-западного простирания большей избирательностью в накоплении рудного материала обладали нарушения, падающие на юг (максимумы Ia, IIa).

На восточном фланге месторождения доминирующими структурами локализации кварц-флюоритового оруденения были сколовые трещины оперения Продольного разлома (рис. 2д). Отвечающие им максимумы II и IIa вмещают более 9% прожилковых тел каждый. За счет этого, количество минерализованых трещин максимумов I и Ia, имеющих значение на западном фланге, существенно уменьшалось на восточном (до 3—5%). Отмеченные различия трещинных систем северо-западного простирания в контроле прожилкового оруденения, зависят вероятно с одной стороны от механических свойств пород локальных участков минерализованной зоны, а с другой стороны — от местных условий залегания слоистых толщ. Остальные трещинные системы на восточном фланге примерно сохраняют то локализующее значение, какое они имели на западном.

На завершающем этапе минералообразования, во время отложения кальцита (рис. 2е) и в послерудный этап (рис. 2ж) ориентировка трещин сохранялась. Особенно наглядно это выступает при анализе диаграммы ориентировки безрудных кальцитовых жил и несколько менее отчетливо диаграммы последующих (послекальцитовых) трещин. К концу гидротермального процесса значительно возросла роль трещин субширотного (максимумы I, Ia, с плотностью свыше 10%) и северо-восточного (максимум V, с плотностью 5—10%) простираний за счет снижения роли трещин максимума II и при сохранении трещинных систем, фиксированных максимумами III, VI, VIII.

Ориентировка трещин в послерудный этап (рис. 2ж) более разнообразна, что связано с более длительным временем их формирования по сравнению с рудным этапом. Характерно пониженное значение (до 5%) отдельных максимумов, означающее более равномерное распределение трещин разной ориентировки. Однако, как видно при сравнении диаграммы «г, д, е» и «ж», послерудные трещины унаследовали в одинаковой степени направления всех ранее заложенных систем.

ВЫВОДЫ

1. Формирование месторождения Южный Таскайнар связано с тектоно-магматической активизацией стабилизированных складчатых структур, вследствие чего, разрывные нарушения в сочетании с пологой

зоной тектонически подновленных межформационных брекчий, играли основную роль в размещении флюоритового оруденения.

2. Крупные разломы послужили растворопроводящими каналами; локализация оруденения ограничена зоной межформационных брекчий; участки с различной степенью флюоритоносности контролируются дорудной и внутрирудной трещинной тектоникой субстрата.

3. Подновленные крутопадающие трещины северо-западного простирания явились структурами преимущественной локализации прожилков кварц-флюоритового и жил кальцитового состава. На западном фланге месторождения, наиболее подготовленными в рудный этап, были трещины параллельные Продольному разлому, а на восточном-сколовые трещины его оперения. Эти же разрывы послужили главными проводниками фтороносных растворов, которые проникая в стороны от стенок трещин, вызвали фторный метасоматоз во вмещающих породах.

4. Совмещение продуктов различных стадий минералообразования в одних и тех же системах трещин говорит о сохранении общего плана тектонических деформаций, начиная с кварц-флюоритового и кончая послерудным этапом. Тектонические импульсы, вызвавшие внутрирудное подновление ранее заложенных разрывных нарушений, привели к незначительному приоткрыванию на поздних стадиях минералообразования сколов максимумо II и IIа, по сравнению с близкими по ориентировке трещинами максимумов I и Iа, более подготовленными к началу рудного этапа.

5. Участки месторождения, в которых развиты крутопадающие (преимущественно на юго-запад) минерализованные кварц-флюоритовым материалом трещины, содержат наиболее богатые руды плавикового шпата. В них наряду с прожилковожильной минерализацией, происходило наиболее полное замещение флюоритом известняковых обломков брекчий, и формирование в отдельных случаях богатых руд, содержащих более 40—50% флюорита.

6. Выявленные закономерности развития трещинной тектоники и ее влияние на размещение обогащенных участков внутри флюоритоносных зон могут быть использованы при разведке и оценке других промышленных объектов Таскайнарского рудного поля (Восточный Таскайнар Промежуточный Таскайнар, Ргайты и др.).

УДК 550.8:553.499(574.5)

В. Ф. МИТРОФАНСКИЙ

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КИНОВАРИ И РТУТИ В ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОБРАЗОВАНИЯХ И МЕТОДИКА ПОИСКОВ КОРЕННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

При выборе методики поисков коренной ртутной минерализации важное значение имеют особенности распределения киновари и ртути в четвертичных образованиях. В связи с этим при поисках ртути в Юго-Восточной Бетпак-Дале и Таласском Алатау изучены размеры ореолов вторичного рассеяния киновари и ртути, проведено их сопоставление между собой и с коренными источниками, изучено распределение киновари и ртути в вертикальном разрезе четвертичных отложений.

В Таласском Алатау поиски ртути проводились в Ушкургантасской ртутно-полиметаллической зоне, в высокогорном расчлененном районе с относительными превышениями до 1000 *м* и постоянно действующей речной сетью. Обнаженность плохая и удовлетворительная. Коренные породы обнажены, обычно, в водораздельной части хребтов. Склоны крутизной до 25—30° с отдельными выходами коренных пород покрыты четвертичными рыхлыми образованиями мощностью до 4—5 *м*, преимущественно делювиальными и делювиально-гравитационными суглинками с обломками. По руслам рек и сухих саев развиты аллювиальные и делювиально-пролювиальные отложения. Ртутная и ртутно-полиметаллическая минерализация приурочена к зонам дробления в известняках, доломитах и редко в песчаниках верхнего девона — нижнего карбона. Киноварь представлена кристаллическими и порошковатыми разностями.

В Юго-Восточной Бетпак-Дале рельеф сглаженный — типичный казахстанский мелкосопочник. Климат засушливый, постоянно действующая речная сеть отсутствует. Обнаженность удовлетворительная и хорошая. Среди четвертичных образований выделены аллювиально-пролювиальные, элювиально-делювиальные и такырно-солончаковые. Аллювиально-пролювиальные отложения развиты по долинам и сухим руслам ручьев и саев. Они представлены суглинисто-щебенистыми и гравийными образованиями. Такырно-солончаковые — выполняют замкнутые долины, распространены ограничено и состоят из засоленных суглинков и глин. Элювиально-делювиальные отложения преобладают и развиты на склонах и у подножий небольших сопок (щебни, скрепленные супесями и суглинками). Общая мощность четвертичных образований обычно не превышает 1—2 *м*. Ртутное оруденение района связано преимущественно со вторичными кварцитами, развившимися по кислым вулканитам среднего-позднего девона. Киноварь в зонах минерализации представлена тонко-кристаллическими разностями. Порошковатая киноварь встречается очень редко.

Поиски в этих районах проводились в детальном масштабе на небольших площадях, выделенных по совокупности поисковых признаков, главным образом, шлиховым и литогеохимическим методами по вторичным ореолам рассеяния. На первом этапе проводилось шлиховое опробование по бортам долин и в небольших объемах по руслам рек и профильное литогеохимическое опробование четвертичных образований. На втором — детализация на полученных ореолах вторичного рассеяния или вблизи мест взятия отдельных проб, в которых выявлены аномальные содержания киновари и ртути. Основным методом на этом этапе являлось шлиховое опробование. Отбор шлиховых проб проводился по профилям, расположенным параллельно долинам, гипсометрически выше проб, давших положительные результаты. Сеть отбора была весьма частой. По результатам детального шлихового опробования и поисковых маршрутов проходились горные выработки для вскрытия коренного оруденения.

Отбор шлиховых проб осуществлялся из шурфов и копуш. Глубина копуш составляла 0,4—0,6 *м*. Шурфы для шлихового опробования проходились до плотика. Их глубина редко превышала 1,5—2 *м* в Бетпак-Дале и 2—3 *м* в Таласском Алатау, увеличиваясь на отдельных участках последнего до 4—5. Шлиховые пробы из шурфов отбирались по стенке вертикальными бороздами длиной до 1 *м* и вдоль плотика горизонтальной бороздой. Объем проб 0,01 $м^3$. Часть шлиховых проб сопровождалась литогеохимическим опробованием по тем же интервалам для анализа на ртуть. Площадное литогеохимическое опробование в Бетпак-Дале проведено в процессе поисков. Пробы проанализированы на ртуть атомно-абсорбционным методом с чувствительностью $0{,}3 \cdot 10^{-6}\%$. Для Таласского Алатау использованы данные литогеохимического опробования, проведенного Турланской экспедицией с чувствительностью анализа на ртуть $1 \cdot 10^{-5}\%$.

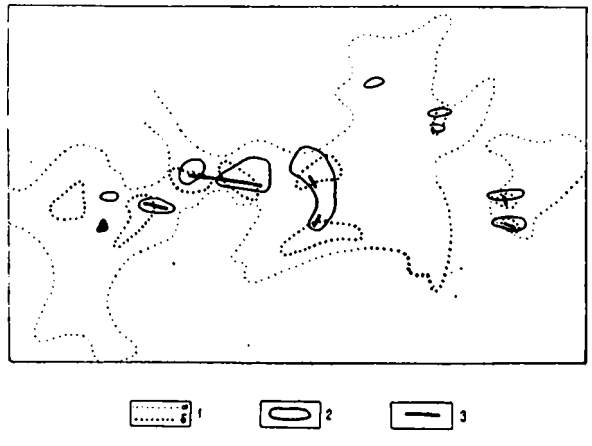
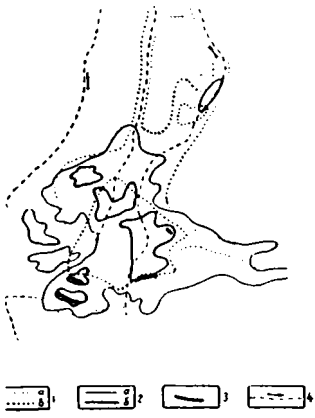


Рис. 1. **Ореолы вторичного рассеяния киновари и ртути в Бетпак-Дале (рудное поле Коктас).**
1 — контуры ореолов киновари с содержаниями: а — больше 1 знака на шлих, б — больше 10 знаков на шлих; *2* — контуры ореолов ртути с содержаниями больше $1 \cdot 10^{-5}\%$ ртути; *3* — проявления коренной ртутной минерализации.

По полученным результатам шлихового и литогеохимического опробования построены ореолы вторичного рассеяния киновари и ртути (рис. 1, 2). В Бетпак-Дале ореолы вторичного рассеяния киновари небольшие. Они, обычно, не превышают в длину нескольких сот метров, редко достигая 1 *км* (при наличии нескольких сближенных рудопроявлений). Содержания киновари непосредственно у зон минерализации достигают нескольких сотен знаков на шлих, но очень резко падают при небольшом удалении. На расстоянии в несколько десятков метров фиксируются уже только десятки знаков киновари на шлих, а на расстояниях больше 100 *м* киноварь встречается в редких пробах и с содержаниями только в единичные знаки. Наибольшие расстояния переноса киновари составляют 1—1,5 *км*, но при таких расстояниях она фиксируется в очень редких пробах. Ореолы вторичного рассеяния ртути пространственно хорошо совпадают с орео-



Р и с. 2. **Ореолы вторичного рассеяния киновари и ртути в Таласском Алатау в районе рудопроявлений Северное, Центральное, Новое:** 1 — контуры ореолов киновари с содержаниями: а — больше 10 знаков, б — больше 100 знаков на шлих; *2* — контуры ореолов ртути с содержаниями: а — больше $1{,}10^{-4}$%, б — больше $1 \cdot 10^{-3}$%, *3* — проявления коренной ртутной минерализации; *4* — русла рек.

лами киновари, но имеют меньшие размеры и более четко фиксируют положение коренной минерализации (рис. 1). Содержания ртути в непосредственной близости от рудопроявлений достигают в отдельных пробах $n \cdot 10^{-2}$%, но быстро уменьшаются даже при небольшом удалении от них. Размеры ореолов с минимально-аномальным содержанием, равным $1 \cdot 10^{-5}$% ртути при фоновом $2 \cdot 10^{-6}$%, составляют первые сотни метров.

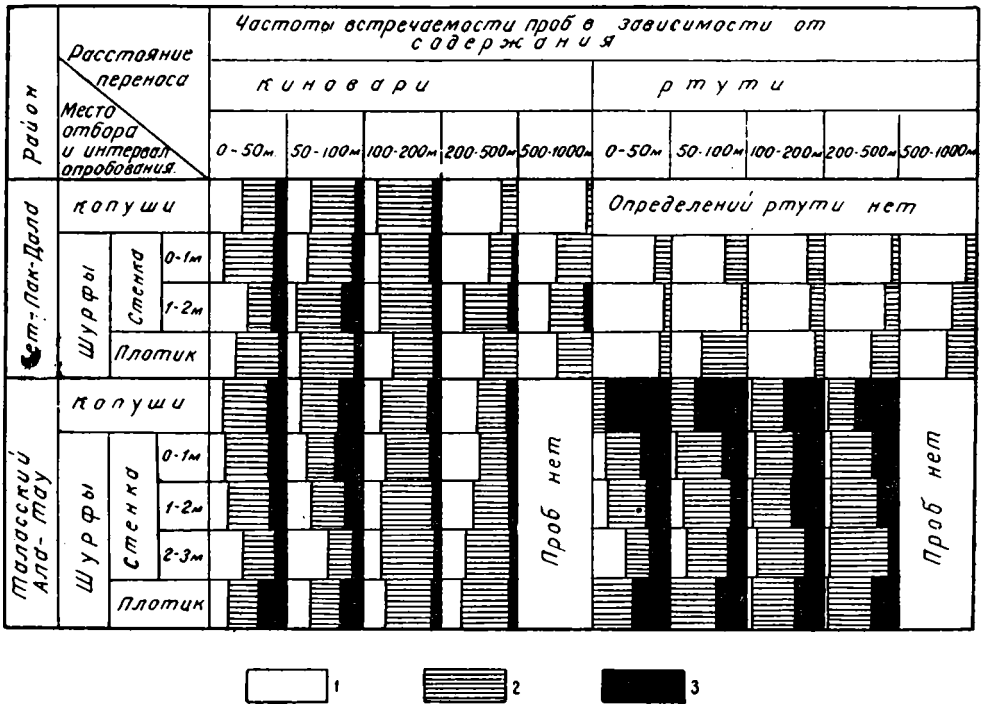
В Таласском Алатау ореолы вторичного рассеяния киновари и ртути имеют гораздо большие размеры. В делювиально-гравитационных образованиях, покрывающих склоны гор, киноварь и ртуть распространяются практически везде до подножия склона, на котором расположено коренное проявление, то есть на расстояния несколько сотен метров. В аллювии по действующим водотокам единичные знаки киновари распространяются на расстояния до 3—5 *км* от коренных источников. Содержания киновари около коренных проявлений обычно сотни и тысячи знаков на шлих. Вниз по склону содержания уменьшаются не так резко, как в Бетпак-Дале. При расстояниях в первые сотни метров часто встречаются шлихи с десятками и даже сотнями знаков киновари. При расстояниях около километра в делювиально-пролювиальных и делювиально-гравитационных образованиях содержания киновари на шлих обычно составляют единицы и редко десятки знаков. Ореолы рассеяния ртути пространственно практически совпадают с ореолами расеяния киновари и довольно четко указывают на коренной источник (рис. 2). Максимальные содержания ртути в ореолах вблизи рудопроявлений составляют сотые доли процента при фоновых $1—2 \cdot 10^{-5}$% и минимально-аномальных $1 \cdot 10^{-4}$%. Размеры ореолов от нескольких сотен метров до 1 *км*.

Таким образом, ореолы вторичного рассеяния в Таласском Алатау отличаются большими размерами и более высокими содержаниями в них киновари и ртути, что объясняется физико-географическими условиями их образования. Высокогорный рельеф и большое количество осадков Таласского Алатау более способствуют переносу и образованию ореолов по сравнению с равнинным рельефом и засушливым климатом Бетпак-Далы.

Для анализа распределения киновари и ртути в ореолах рассеяния построены таблицы распределения проб в зависимости от расстояния до коренного источника (расстояния переноса), глубины отбора и содержания в них киновари и ртути (рис. 3). По Таласскому Алатау такие таблицы построены для делювиально-гравитационных образований склонов гор. Для Бетпак-Далы, где размеры склонов очень малы, особенности четвертичных образований резко меняются в зависимости от расстояния до коренного источника. Так, при расстояниях переноса до 50 *м* рыхлые образования представлены, главным образом, элювиально-делювиальными отложениями, при расстояниях 50—100 *м* — элювиально-делювиально-пролювиальными, а при больших расстояниях — делювиально-пролювиальными. Количество проб, использованных при построении таблиц, по Бетпак-Дале для киновари — 667, для ртути — 249; по Таласскому

Алатау — для киновари — 1843, для ртути 820. Принято, что распределение проб отвечает фактическому распределению киновари и ртути.

При сравнении частот встречаемости киновари и ртути можно уловить некоторые тенденции. В Таласском Алатау при расстояниях переноса до 100 *м* наблюдается четкое увеличение частот встречаемости шлихов с киноварью в верхних частях разреза. При расстояниях 100—200 *м* пробы с киноварью встречаются примерно одинаково часто на всех интервалах опробования. При переносе более чем на 200 *м*, киноварь чаще встречается в нижних частях разреза. На плотике при изученных расстояниях переноса частота встречаемости киновари немного выше (не более, чем



Р и с. 3. **Распределение киновари и ртути в четвертичных образованиях Таласского Алатау и Бетпак-Далы.** Содержания киновари: 1 — нет, 2 — от 1 до 25 знаков; 3 — более 25 знаков на шлих. Содержания ртути: 1 — меньше 1.10^{-5}%; 2 — от 1.10^{-5}% до 1.10^{-4}%; 3 — больше 1.10^{-3}%.

на 10%), чем по стенке шурфов. Для ртути также наблюдается заметное увеличение частот встречаемости проб с высокими содержаниями в верхних частях разреза и менее заметное на плотике. В Бетпак-Дале при расстояниях переноса до 200 *м* распределение киновари и ртути практически равномерное. Дальше 200 *м* наблюдается четкое увеличение содержаний в приплотиковой части разреза и на плотике.

Таким образом, и для Таласского Алатау, и для Бетпак-Далы, при расстояниях переноса от коренного источника более 200 *м*, киноварь имеет тенденцию скапливаться в нижних частях разреза четвертичных образований. При меньших расстояниях переноса распределение киновари близко к равномерному. Аналогичные данные по распределению киновари были получены Т. Г. Мулдагалиевым (1972) для ртутного рудопроявления в Джунгарском Алатау при небольших расстояниях переноса. На отсутствие обогащения киноварью нижних частей разреза аллювиальных и делювиальных образований россыпных месторождений киновари Севе-

ро-Востока СССР указывают также П. В. Бабкин и др. (1971). Монотонность содержаний киновари во всех частях разреза четвертичных образований объясняется тем, что при небольших расстояниях переноса гравитационное обогащение произойти не успевает.

Особенности распределения киновари в четвертичных образованиях вокруг коренных источников позволяют сделать некоторые выводы о представительности проведенного шлихового опробования для поисков ртутного оруденения в Южном Казахстане. К настоящему времени почти вся территория Южного Казахстана покрыта площадным шлиховым опробованием, сопровождающим геологические съемки крупных и средних масштабов. В горных районах, где ореолы вторичного рассеяния киновари имеют большие размеры, шлиховое опробование однозначно оценивает перспективы ртутной рудоносности. Но в Бетпак-Дале и аналогичных равнинных районах, составляющих значительную часть территории Южного Казахстана, для которых характерны очень небольшие размеры ореолов рассеяния, вероятность попадания нескольких и даже одиночных шлиховых проб на площадь ореола очень мала. Этот факт неоднократно отмечался разными исследователями. Например, В. Э. Поярков (1965) для Северного и Центрального Казахстана доказывает, что «на равнинах ореолы рассеяния более локальны и не улавливаются при обычных размерах сети шлихового опробования (500—200 *м*)». Поэтому в результате проведенного шлихового опробования трудно оценить перспективную ртутоносность таких районов и тем более выделить конкретные площади для поисков ртути.

Выявленные тенденции распределения киновари и ртути по мощности рыхлых образований позволяют выбрать рациональную методику шлихового и литогеохимического опробования при разных масштабах поисков ртутного оруденения. При площадных поисках среднего масштаба, когда шлиховое опробование проводится по основным руслам из аллювиальных и пролювиальных образований, отбор проб необходимо осуществлять из шурфов с обязательным опробованием нижней приплотиковой части разреза. Шлиховое опробование при поисках коренных источников ореолов вторичного рассеяния киновари, выявленных среднемасштабными писками, проводимое в детальном масштабе по делювиально-гравитационным и делювиально-пролювиальным образованиям, дает достаточно надежные результаты при отборе проб из копуш. Целесообразность замены шурфов копушами при детальных поисках подтверждается практикой поисковых работ в Бетпак-Дале и Таласском Алатау. В последнем в результате шлихового опробования из копуш выявлены рудопроявления ртути даже при мощности делювиальных образований в 4—5 *м*.

Широкое распространение ореолов вторичного рассеяния ртути вокруг ртутных проявлений и создание в последние годы приборов РАФ для экспрессного и достаточно чувствительного анализа на ртуть позволяют широко применять при поисках коренных проявлений ртутной минерализации литогеохимические методы. Ореолы рассеяния ртути в горных районах характеризуются большими размерами и фиксируются при ртутометрических съемках среднего масштаба. Их детализация с помощью ртутометрии позволяет четко наметить места заложения горных выработок для вскрытия коренной минерализации, практически не применяя шлихового опробования. В равнинных условиях, где ореолы рассеяния ртути очень малы, ртутометрические методы целесообразно применять при детальных масштабах поисков, то есть на стадии поисков месторождений в пределах рудных зон и полей. Единственной причиной, оправдывающей широкое применение шлихового опробования, особенно при детальных поисках, является быстрота получения резуль-

татов минералогического анализа непосредственно в поле. Однако, применение приборов РАФ в полевых условиях (как показал опыт их эксплуатации в течение двух полевых сезонов, это вполне возможно) позволит почти полностью отказаться от шлихового опробования.

Таким образом, в результате проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1) Детальность шлихового опробования, сопровождающего геологические съемки мелкого и среднего масштабов, недостаточна для оценки ртутной рудоносности равнинных районов.

2) При площадных поисках ртутного оруденения мелкого и среднего масштабов отбор шлиховых проб необходимо проводить из шурфов с обязательным опробованием приплотиковой части разреза рыхлых образований.

3) При детальных поисках ртутных проявлений шлиховое опробование дает достаточно представительные результаты при отборе проб из копуш.

4) При всех масштабах поисков в горных районах и при детальных поисках в равнинных условиях возможна замена шлихового опробования литогеохимическим.

УДК 519.2 : 550.8

Д. Н. БЕЛЯШОВ

МАТЕМАТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ОЦЕНКИ ПЕРСПЕКТИВНОСТИ РУДОПРОЯВЛЕНИЙ

Пусть в некотором районе имеется n объектов, из которых k является месторождениями, имеющими опредеденную практическую ценность. Остальные n—k объектов представлены рудопроявлениями, практическую ценность которых надлежит установить. Оценка перспективности того или иного рудопроявления связана с постановкой дорогих детальных работ, производство которых на всех известных в районе рудопроявлениях одновременно, как правило, является задачей практически неосуществимой. Очевидно, прежде всего на основании имеющейся информации о всех n объектах нужно построить схему классификации рудопроявлений по степени перспективности, которая определит очередность постановки детальных работ на конкретных объектах.

Перспективность отдельных объектов можно оценить с помощью определенного списка признаков, характеризующего все известные в районе месторождения и рудопроявления. Интуитивно ясно, что чем более полным является список признаков (иными словами чем больше размерность признакового пространства), тем более достоверными будут результаты классификации. Однако, признаки часто являются сильно коррелированными, в связи с чем вероятность ошибки классификации по совокупности признаков может быть не на много меньше вероятности ошибки по отдельным признакам.

Большая размерность признакового пространства, кроме того, обуславливает трудности обработки первичной информации не только «вручную», но и с использованием современных ЭВМ.

В связи с изложенным возникает проблема уменьшения числа исходных признаков с минимальной потерей информации и преобразования этих признаков в независимые. Наиболее эффективным для решения этой проблемы является один из методов факторного анализа — метод главных компонент, разработанный К. Пирсоном в 1901 г. Применяемая обычно вычислительная процедура принадлежит Хотеллингу (Hotelling, 1933, Лоули, Максвелл, 1967, Harman, 1960). В последние годы метод главных компонент — довольно широко используется для решения ряда геологических задач (Дуденко, 1971).

В компонентном анализе применяется такое линейное преобразование p наблюдаемых переменных $x_1, x_2,..., x_p$, что получается совокупность P некоррелированных и нормированных переменных (компонент) $z_1, z_2,..., z_p$; причем для этого никакие гипотезы о $x_1, x_2,..., x_p$ не требуются. Если p сравнительно велико, то вычисляется только первые m компонент

удовлетворительно объясняющих большую долю полной дисперсии.

Таким образом, применение метода главных компонент позволяет получить систему абстрактных независимых признаков, объясняющих большую долю полной дисперсии.

Прежде чем перейти к рассмотрению проблемы оценки целевой информативности полученных признаков следует отметить одну из характерных сторон стоящей перед нами задачи классификации объектов по перспективности. Как видно из постановки задачи, мы можем организовать однородную выборку из объектов, представленных месторождениями. Организация подобной выборки из рудопроявлений, которые заведомо не имеют практического интереса, не представляется возможной (подобная ситуация наиболее часто встречается в практике поисково-разведочных работ).

Отсюда вытекает, что методы оценки информативности признаков, хорошо зарекомендовавшие себя в тех ситуациях, когда каждый из интересующих нас классов объектов может быть охарактеризован эталонной выборкой (Турбович и др., 1971, Бонгард, 1967), в условиях нашей задачи не пригодны. Информативным, здесь, по-видимому, следует считать такой признак, значения которого у объектов, представленных месторождениями, отличаются от таковых у объектов, не представляющих промышленной ценности. Это наталкивает на мысль, что дисперсия такого признака в выборке из месторождений значимо меньше дисперсии по общей выборке из n объектов.

$SS_{j\ общ} = \sum_{i-1}^{n} (\overline{Z}_{ji} - Z_{j\ общ})^2$ с n — 1 степенью свободы,

$SS_{j\ мест} \sum_{i-1}^{n} (Z_{ji} - \overline{Z}_{i\ мест})^2$ с к—1 степенью свободы,

где

$SS_{j\ общ}$ — остаточная сумма квадратов j -го признака по общей выборке;

$SS_{j\ мест}$ — остаточная сумма квадратов по выборке из месторождений;

$\overline{Z}_{ji}$ — значение j-ой компоненты i-го объекта

$Z_{j\ общ} = \frac{1}{n} \sum_{i-1}^{n} Z_{ji}$ — оценка среднего значения j-той компоненты по общей выборке;

$\overline{Z}_{мест} = \frac{1}{k} \sum_{i-1}^{k} Z$ — оценка среднего значения j-той компоненты по выборке из месторождений.

К сожалению, эти две остаточные суммы квадратов не независимы, однако найдя их разность наряду с разностью в числе степеней свободы, можно сравнить их в форме отношения дисперсий.

Таблица

Схема проверки гипотезы об информативности признаков

Источник изменчивости	Число степеней свободы	Суммы квадратов	Средний квадрат
Остаток по общей выборке	n—1	$SS_{об.щ.}$	
Остаток по выборке из месторождений	k—1	$SS_{мест}$	$\frac{SS_{мест}}{k-1}$
Разность	n—k	$SS_{общ.} = SS_{мест} = SS_{р}$	$\frac{SS_{р}}{n-k}$

В таком случае отношение дисперсий выразится как

$$F = \frac{SS_р/(n-k)}{SS_{мест}/(k-1)},$$

с $\nu_1 = n-k$, $\nu_2 = k-1$ степенями свободы.

Признак считается информативным, если вычисленное значение F превысит допустимое $F_{q, \gamma_1, \gamma_2}$) при уровне значимости q, ν_1 и ν_2 степенях свободы.

Теперь, когда мы преобразовали исходную систему зависимых признаков в систему независимых информативных признаков, можно подойти к оценке перспективности рудопроявлений. Эта задача сводится к распознаванию образов. При этом возможны различные пути подхода к этой проблеме:

1. Сравнение рассматриваемых объектов (месторождений, рудопроявлений) с теоретическими или эмпирическими моделями. Однако, этот путь осложнен тем, что, во-первых, построение теоретических моделей является сложной и зачастую нерешаемой задачей, а во-вторых, исследователь, как правило, не может быть уверен, что список построенных им моделей (теоретических или эмпирических) является полным. В частности не представляется возможным построение полного списка неперспективных рудопроявлений (см. выше).

2. Автоматическая классификация рассматриваемых объектов.

В геологической практике для целей автоматической классификации наиболее часто используются алгоритмы А. А. Дорофеюка (Бугаец и др., 1969) и Д. А. Родионова (1968). Эти алгоритмы достаточно хорошо работают, когда классы не пересекаются. В тех же ситуациях, когда отдельные объекты являются связывающими (переходными) звеньями между двумя и более соседними классами (ситуация весьма распространенная в геологической практике), результаты классификации становятся неоднозначными.

Наиболее удобной в подобных ситуациях является схема, предложеная Р. Е. Боннером (1969) для случая дискретных параметров. Та же самая идея группировки с небольшими изменениями, касающимися в основном определения меры различия (расстояния между объектами в признаковом пространстве), использована нами для классификации объектов, охарактеризованных непрерывными признаками. Заключается она в следующем:

1. Выбрать некоторый объект в качестве центра группы.

2. Рассчитать меру различия между этим объектом и всеми остальными. Все объекты, расстояние от которых до центрального меньше некоторого заданного значения (порога) рассматриваются как первоначальная группа.

3. Вычислить координаты (в признаковом пространстве) типичного объекта этой группы.

4. Подсчитать меру различия между типичным объектом и всеми объектами, предъявленными для классификации. Все объекты, расстояние от которых до типичного меньше порога рассматриваются как новая группа.

5. Проверить, совпадает ли новая группа с предыдущей. Если да — выполнять (6), если нет — выполнять (3). (В последнем случае вычисляются координаты типичного объекта для новой группы).

6. Запомнить устойчивую группу как окончательную. Исключить все члены этой группы из множества возможных центров групп объектов.

7. Проверить все ли объекты из возможных центров групп использованы. Если нет, то выбрать один из оставшихся и выполнять (2). Если да — процедура закончена.

В качестве меры различия между отдельными объектами можно ис-

пользовать расстояние по Эвклиду $\rho_{jd} = \sqrt{\sum_{j=1}^{m} (Z_{ji} - Z_{id})^2}$, где Z_{ii} и Z_{jd} значения j-го признака в i-том и d-том объектах соответственно; m — количество признаков.

Однако, как справедливо заметили Ю. А. Воронин с соавторами (1972), это расстояние при $/Z_{fi} - Z_{fb}/ \geqslant \varepsilon$ и $m \to \infty$ растет как $\sqrt{m}$. Это весьма неприятное свойство не позволяет строить разумные с информационных позиций решающие правила, так как объекты, мало различающиеся по каждой отдельной компоненте, оказываются сильно различными по многим компонентам. С учетом изложенного, в качестве меры различия R вероятно можно использовать следующую величину $R_{id} = \sqrt{\frac{1}{m}\sum_{[-1}^{m}\left(\frac{Z_{[i} = Z_{jd}}{Z_{jmax} = Z_{jmin}}\right)^2}$ которая свободна от недостатков расстояния по Эвклиду, отмеченных выше. Деление разностей значений отдельных признаков в двух сравниваемых объектах на их размах необходимо для того, чтобы сделать признаки соизмеримыми.

Координаты типичного объекта группы определяются как $Z_{jmin} = \frac{1}{l}\sum_{j=1}^{l} Z_{ji}$ i, где l количество объектов в группе.

Таким образом, математическая обработка геологической информации с целью оценки перспективности рудопроялвений включает в себя:

1. Преобразование исходного списка зависимых признаков в список независимых признаков с помощью метода главных компонент.

2. Выбор информативных признаков с помощью критерия F.

3. Автоматическую классификацию объектов с помощью системы признаков, построенной при выполнении пунктов 1 и 2. При этом наиболее перспективными считаются рудопроявления, отнесенные в те же классы, что и известные месторождения.

Изложенная выше схема математической обработки геологической информации с целью оценки перспективности рудопроявлений реализована в виде программ на ЭВМ «Минск-22».

УДК 551.225 : 553.232/442(574.52)

В. И. ВОЛОБУЕВ

ПОСЛЕРАННЕДЕВОНСКИЕ РУДОНОСНЫЕ ИНТРУЗИИ ДИАБАЗОВ В ЗАПАДНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

К западу от зал. Кашкантениз в толще, относимой С. Г. Токмачевой к венлок-лудлоу, на площади 200 *км*^{2} широко распространены диабазовые порфириты и диабазы. Среди них преобладают две разновидности: одна — содержащая крупные (до 5 *см* длины) порфиробласты плагиоклаза, главным образом лабрадора, другая — более равномернозернистая, мелко-среднезернистая.

Для порфиритов предполагают как эффузивное, так и интрузивное происхождение. Развитие среди туфоконгломератов ,туфобрекчий и туфопесчаников, частое преобладание порфиритов в гальках конгломератов, налегание последних на порфириты, а также пластообразная форма тел, давали основание Б. И. Борсуку, С. Г. Токмачевой и другим выделять свиту порфиритов. С другой стороны, И. И. Парецкий эти породы отнес к субвулканическим додевонским интрузиям. Он выделил два пояса интрузий, вытянутых в северо-восточном направлении и приуроченных к крыльям антиклинали силурийских пород и считает интрузивный комплекс синхронным складчатости, соскладчатым. Им отмечается различное фациальное положение отдельных тел: наряду с типично интрузивными-субвулканическими, имеются экструзивные образования, в которых можно наблюдать периферические оторочки массивов, сложенные лавобрекчиями и даже переходы в покровы. Нижняя возрастная граница определяется четким активным контактом с нижним лудловом; верхняя — налеганием конгломератов кайдаульской свиты на интрузивы и присутствием в их составе многочисленных галек подобных порфиритов. В целом, И. И. Парецкий считает, что в додевонское время магматизм образовал не эффузии, а субвулканические тела.

Последние исследования подтвердили развитие как эффузивных, так и интрузивных тел основного состава доранне девонского и послераннедевонского возраста, причем различить по составу и структуре породы практически невозможно. К тому же и в магнитном поле породы отмечаются одинаковыми положительными аномалиями, так как в них повсе-

местно распространена вкрапленность магнетита. Не разделяются они и геохимически. Условия залегания диабазов выясняются лишь при детальном картировании с применением канав и скважин.

Так, к юго-востоку от рудопроявления Коргасанды в основании толщи нижнего-среднего девона залегают тела диабазов; наиболее крупное имеет пластообразную форму и вытянуто в длину почти на 1 *км* при мощности около 40 *м*. Диабазы представляют мелкозернистые породы с субпараллельной текстурой и пойкилофитовой структурой.

Участок привлек внимание тем, что здесь на площади 1 $км^2$ среди девонских конгломератов, песчаников и сланцев распространены интенсивно эпидотизированные породы, слагающие линзы, жилоподобные и пластообразные тела, согласные с общим меридиональным залеганием пластов. Диабазы также подвергнуты заметной эпидотизации, а иногда и скарнированию. Самая крупная залежь контактово-измененных пород прослежена на 800 *м* при мощности до 10 *м* и приурочена к висячему боку упомянутого тела диабазов и контакту его с мелкозернистыми песчаниками. Визуально порода представляет эпидозит различной зернистости с мелкими гнездышками актинолита и вкраплениями светло-коричневого граната, пироксена и кварца, реже гнездами и линзами гранатового скарна или пироксенов. Под микроскопом видна мелкозернистая кварцево-эпидотовая порода с реликтами граната. В мелкозернистых гранатовых и эпидот-гранат-пироксеновых скарнах наиболее ранними являются желтовато-зеленые анизотропные зональные гранаты, а также замещающие их тонкозернистые агрегаты клинопироксена. Эти минералы замещены эпидотом и кварцем.

К линзам гранатовых скарнов обычно приурочены галенит, халькопирит, сфалерит (рудопроявление Эпидозитовое). Мелкие гнезда свинцовых и медно-цинковых руд прослежены канавами на протяжении 300 *м*. Одно тело длиной 150 *м* и мощностью 1,6 *м* содержит, в среднем, 1,7% свинца и 0,3% цинка. В линзах медно-цинковой руды на 1 *м* мощности максимально установлено 1,8% меди и 1% цинка. Скарновая залежь с полиметаллическим оруденением и интрузивные тела диабазов пересечены поперечными широтными зонками пиритизации с прожилками кварца, несущими олово, свинец, мышьяк и относимыми к касситерито-сульфидной формации, генетически связанной с Каибским гранитным массивом.

Кроме участка Эпидозитового, сильная эпидотизация с вкраплениями и гнездами гранатов характерна для силура к северу от Кашкантенизского разлома. На контакте силура и девона она почти без перерывов прослежена в конгломератах и диабазах на 2 *км*. Контактовое воздействие порфиритов выражено в образовании полос эпидозитов различной ширины. Хотя в таких местах полиметаллическая минерализация отсутствует, ее развитие вполне вероятно. Во всяком случае на участке Железняковой зоны под силурийскими песчаниками на небольшой глубине залегает тело диабазовых порфиритов с пологой кровлей. В одной из скважин на глубине 102 *м* на контакте порфиритов с песчаниками пересечены полевошпато-эпидотовые роговики с гранатом и вкраплен-

ностью галенита, халькопирита, сфалерита, идентичные с рудами Эпидозитового.

Таким образом, послераннедевонские пластообразные интрузивные тела диабазов и порфиритов района залива Кашкантениз оказали активное воздействие на вмещающие породы и являются рудоносными. Контактовый метаморфизм проявлен в виде интенсивной эпидотизации с образованием гнезд и линз гранатовых скарнов. К местам максимального метасоматоза приурочена свинцовая и медно-цинковая минерализация.

До последнего времени считалось, что в Западном Прибалхашье скарновые месторождения образовались только в связи с крупными массивами девонских гранитов или их сателлитами (Бие). Интенсивная эпидотизация, проявленная в восточном экзоконтакте Каибского массива, увязывается с гранитами. Не отрицая этого ,так как в юго-восточном экзоконтакте Биеского массива отчетливо в удалении от гранитов наблюдается смена гранатовых и гранат-пироксеновых скарнов эпидозитами, нельзя не учитывать широкого развития эпидотизации, тесно связанной с послераннедевонскими диабазами. Это же касается и оруденения. Для Каибского массива характерно не только редкометальное оруденение, но и полиметаллическое. После выявления рудоносных диабазов, более древних, чем граниты, можно, например, сомневаться в источнике металлов для прожилково-вкрапленной минерализации цинка, свинца, меди в крупногалечниковых конгломератах нижнего девона на участках Бесоба и Восточная Бесоба.

Открытие скарново-гидротермального полиметаллического оруденения, связанного с диабазами послераннедевонского времени, имеет важное значение и его следует учитывать при проведении поисков в Западном Прибалхашье, в полях развития отложений силура и девона.

УДК 550.834.33/831.23/838

Т. А. АКИШЕВ, Ю. А. КОЛМОГОРОВ, П. В. ДМИТРИЕВ, Р. Р. СМАГУЛОВ, В. Г. СЛУЧАНКО, Ю. Г. ШМАКОВ

ОПЫТ КОМПЛЕКСНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ОЦЕНКЕ ПЕРСПЕКТИВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ БАЛХАШСКОЙ ВПАДИНЫ

(глубинное геологическое картирование закрытого района)

Изучение геологического строения фундамента многочисленных в Казахстане кайнозойских и мезокайнозойских впадин представляет трудную, но важную задачу, решение которой дает возможность судить о геологической позиции и металлогении провинций и регионов. Предусмотренное планом девятой пятилетки увеличение производства рафинированной меди за счет освоения проектных мощностей на Орловском, Саякском, Джезказганском и Коунрадском рудниках, при ограниченных разведочных ресурсах указанных месторождений делает актуальной задачу изучения глубинного геологического строения северного борта Балхашской впадины с целью поисков медного оруденения.

Балхашская впадина перекрыта мощной мезозой-кайнозойской толщей, что явилось причиной почти полного отсутствия геологических данных о строении палеозойского фундамента. Все ранее имевшиеся данные являлись гипотетичными и были основаны, как правило, на анализе периферийных сопряженных областей впадины. По данным Н. А. Афоничева (1967), в структурно-формационном плане консолидированный фундамент Балхашской впадины относится к Прибалхашско-Илийскому краевому вулканогенному поясу, который прослеживается из Северного Прибалхашья в район Илийской впадины и развился в постинверсионный (орогенный) этап. Прибалхашско-Илийский пояс представляет наложенную структуру, которая перекрывает частично Джунгаро-Балхашскую геосинклинальную систему и краевые части консолидированного в каледонское время Казахстанско-Северо-Тяньшанского массива.

На северном крыле Балхашской впадины, по данным региональных геологических и геофизических исследований, предполагалось продолжение структур Северного Прибалхашья: Токрауского синклинория, Новалы — Кызылэспинского антиклинория, структур, охватывающих Коунрадский рудный узел и, в первую очередь, интрузивного пояса, возможно контролируемого Джунгаро-Балхашским глубинным разломом. На юго-востоке Балхашской впадины под мезозой-кайнозойские отложения скрываются структуры Джунгарского Алатау (Бороталинская, Мынчукурская, Текелийская, Южно-Джунгарская структурно-формационные зоны). Являясь связующим звеном между крупными структурными элементами Центрального и Южного Казахстана, в которых предполагается продолжение известного полиметаллического металлогенического пояса, Балхашская впадина требует тщательного геологического изучения с привлечением комплекса геофизических исследований и структурного бурения.

Наиболее «удобным» в этом отношении является северное крыло Балхашской впадины, где мощность мезозоя и кайнозоя минимальная (150—300 *м*). В этой части впадины были выполнены региональные площадные геофизические съемки. Однако комплекс геофизических работ, предшествовавших картировочному бурению, был явно недостаточным для решения вопросов о геологическом строении палеозойского фундамента, тем более, что на этом этапе отсутствовали данные о литологическом составе пород. В связи с этим, в 1970 г., были начаты сейсморазведочные работы по профилям в комплексе с профильной гравимагниторазведкой. Эти работы явились логическим завершающим звеном в общем комплексе работ по глубинному геологическому картированию этого очень перспективного, на наш взгляд, района (рис. 1).

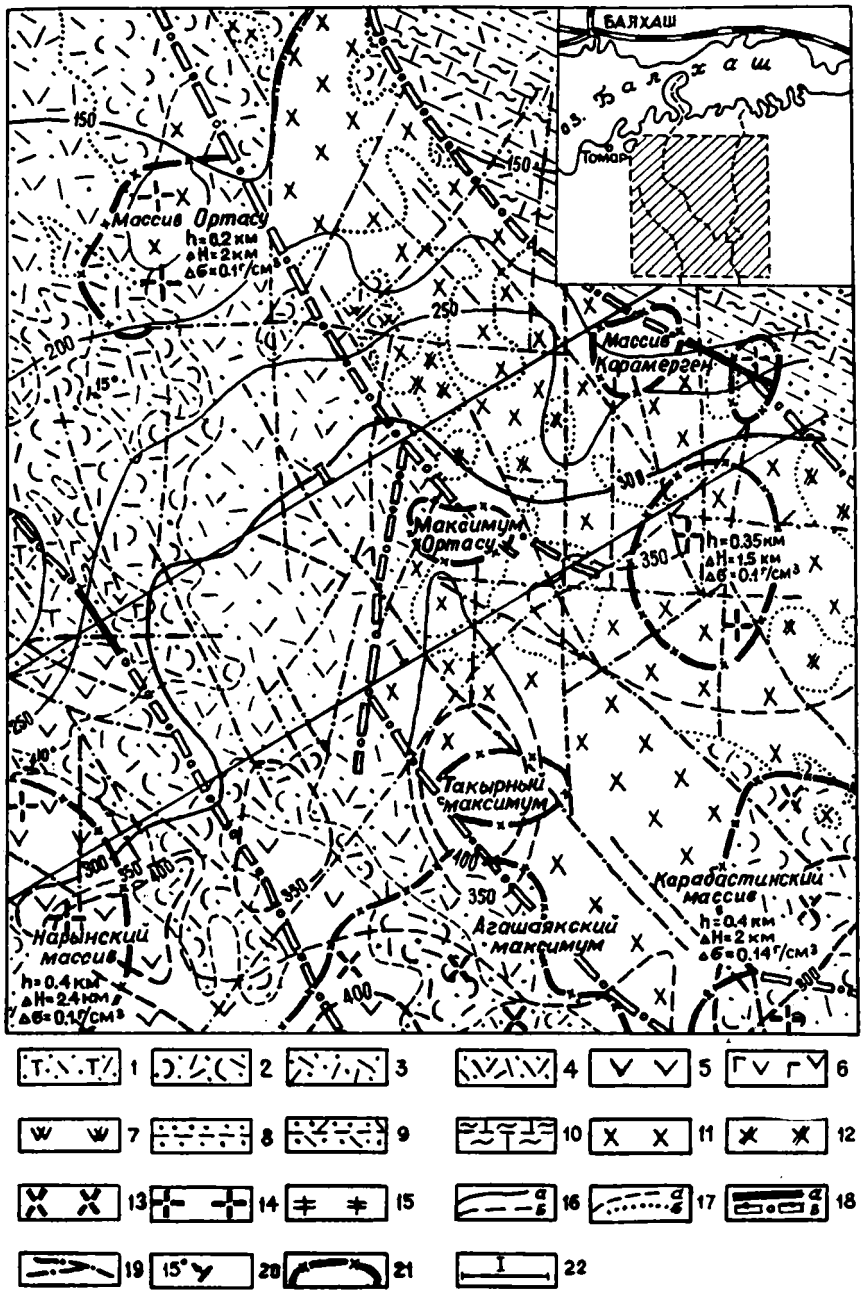
Сейсморазведочные исследования включали производственные работы КМПВ, опытные работы МОВ с изучением зоны малых скоростей. Производственные работы КМПВ проводились по 6 профилям, отстоящим друг от друга на 6—8 *км* с использованием сейсмостанции «Поиск»-1-48-МОВ с длиной годографа 3680 *м* и расстоянием между пунктами взрыва 1840 *м*, с перекрытием между каналами в двух точках. Шаг между сейсмоприемниками составлял 40 *м*. Возбуждение упругих колебаний проводилось из 4 пунктов взрыва, в скважинах глубиной 10—15 *м*. Если глубина скважин уменьшалась из-за их неустойчивости, скважины группировались по две с ближнего пункта взрыва и 5—6 скважин с дальнего. Средний заряд — 20 *кг*. Запись проводилась с фильтрацией 25—70 *мк*, при скорости барабана — 12 *сек*.

Опытные работы МОВ проводились на двух участках профиля II и V, выбранных по материалам КМПВ, в зонах с записями волновых пакетов типа «примыкания» или при наличии контактов в палеозойском фундаменте. Задачей опытных работ МОВ ставилось выяснение возможности применения методики при прослеживании границы кровли палеозойского фундамента и возможности выделения внутрипалеозойских структурных элементов. Система наблюдений МОВ была расчитана и выбрана по результатам изучения волновой картины полезных волн и волн-помех, с учетом палеток Б. И. Беспятова. Наблюдения проводились по системе полуторного профилирования из 3 пунктов взрыва, с длиной годографа 1150 *м*, при расстоянии между пунктами взрыва 575 *м* и группировании 7 сейсмоприемников на базе 30 *м*. Расстояние между центрами групп равнялось 25 *м*. Изучение зоны малых скоростей выполнялось по общепринятой методике с разнопеременным шагом между сейсмоприемниками из двух пунктов взрыва, при длине установки 190 *м*.

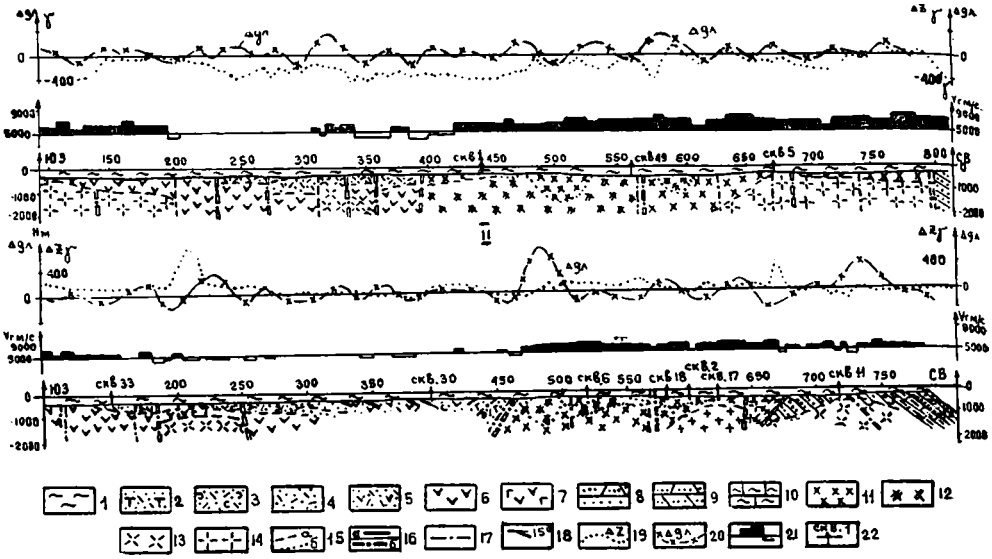
Гравиразведочные работы выполнены по сейсморазведочным профилям с шагом 200 *м*, с точностью ± 0.07 *мгл*, а магниторазведка при шаге 50 *м* — ± 8 *гамм*.

Использование комплекса геофизических исследований, результатов картировочного бурения и физических характеристик керна пород палеозоя, любезно предоставленных Ф. А. Самигулиным, дало возможность воссоздать геологическую картину строения северного борта Балхашской впадины на участке прилегающем с юга (через оз. Балхаш) к Коунрадскому рудному району.

На участке выделяются (см. рис. 1—3): в западной половине — область развития эффузивных образований Прибалхашско-Илийского краевого вулканогенного пояса; в восточной — область развития туфогенно-осадочных образований продолжения Центрально-Джунгарской структурно-формационной зоны. Естественным разделом этих областей является Джунгаро-Балхашская зона глубинных разломов (Западный и Восточный), контролирующая одноименный Джунгаро-Балхашский гранодиорит-диоритовый интрузивный пояс.



Р и с. 1. **Геолого-структурная карта северо-западной части Балхашской впадины.**
1 — игнимбриты кислого состава; 2 — туфы липаритов и трахилипаритового состава; 3 — липаритовые порфиры; 4 — липарито-дацитовые, дацитовые порфиры и их туфы; 5 — эффузивные образования среднего состава — предположительно диоритовые и диабазовые порфиры и их туфы; 6 — андезито-базальтовые порфириты; 7 — вторичные кварциты; 8 — туфопесчаники; 9 — туффиты; 10 — известковистые алевролиты; 11 — гранодиориты; 12 — кварцевые диориты; 13 — интрузии гранодиоритов, не выходящие на поверхность палеозойского фундамента; 14 — интрузии гранитов, не выходящие на поверхность палеозойского фундамента; 15 — окварцевание; 16 — линии изоглубин палеозойского фундамента, а) по данным сейсморазведки, б) с учетом данных электроразведки; 17 — геологические границы: а) предполагаемые по геологогеофизическим данным, б) по данным магниторазведки; 18 — разрывные нарушения: а) региональные, выделенные по комплексу геофизических методов (Г — гравиразведка, С — сейсморазведка, М — магниторазведка, Д — дешифровзние аэрофотоснимков) б) то же, поодному или двум методам; 19 второстепенные разрывные нарушения, выделенные по комплексу геофизических методов или одним из них; 20 — элементы залегания пород по данным сейсморазведки; 21 — границы глубинных геологических объектов, выделенных по данным гравиразведки; 22 — линии профилей геофизических наблюдений.



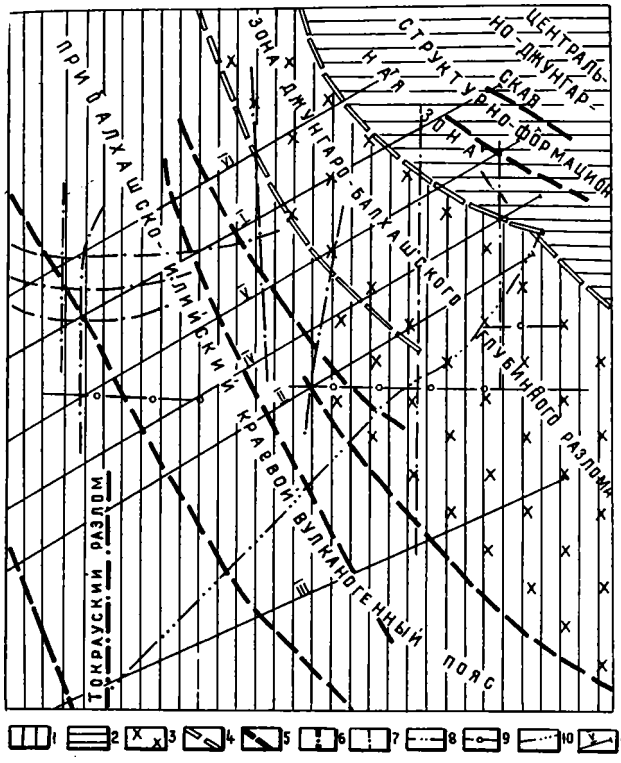
Р и с. 2. **Сейсмо-геологические разрезы по профилям I и II с данными гравимагнитных наблюдений.**

1 — рыхлые образования мезокайнозойского чехла; *2* — ингимбриты кислого состава; *3* — туфы липаритов и трахилипаритового состава; *4* — липаритовые порфиры; *5* — липарито-дацитовые, дацитовые порфиры и их туфы; *6* — эффузивные образования среднего состава — предположительно диоритовые и диабазовые порфиры и их туфы; *7* — андезито-базальтовые порфириты; *8* — туфопесчаники; *9* — туффиты; *10* — известковистые алевролиты; *11* — гранодиориты; *12* — кварцевые диориты; *13* — интрузии гранодиоритов не выходящие на поверхность палеозойского фундамента; *14* — интрузии гранитов не выходящие на поверхность палеозойского фундамента; *15* — геологические границы: а) предполагаемые по геолого-геофизическим данным, б) по материалам магниторазведки; *16* — региональные разрывные нарушения выделенные: а) по комплексу геофизических методов, б) по одному или двумя методами; *17* — второстепенные разрывные нарушения выделенные по комплексу геофизических методов или одним из них; *18* — элементы залегания пород по данным сейсморазведки; *19* — графики ΔZ; *20* — графики локальной составляющей гравитационного поля; *21* — графики граничных скоростей по материалам КМПВ; *22* — скважины колонкового бурения и их номера.

Область развития вулканогенных образований порфировой формации, по данным картировочного бурения, представлена преимущественно липаритовыми, трахилипаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами, кристалло- и литокристаллокластическими туфами того же состава, а также игнимбритами, с подчиненным развитием в юго-западной части эффузивов среднего и основного состава. Многообразие литологических разностей, участвующих в строении данной области, обусловило сложно дифференцированное, относительно пониженное магнитное поле с частой изменчивостью граничных скоростей (экстремальные значения 4000—5600 *м/сек.*).

По результатам качественной, а в ряде случаев и количественной оценки данных сейсморазведки, вулканогенные образования обладают субгоризонтальной слоистостью с углами наклона не более 15°. Слоистость подтверждается скважинами, когда в отдельных случаях диабазовые порфириты сменяются плагиобазальтовыми миндалекаменными порфиритами и горизонтами литокристаллокластических туфов андезито-базальтового состава.

Несмотря на малый объем картировочных скважин, удалось, в какой-то степени, идентифицировать отдельные литологические разности с геофизическими полями. Так, например, некоторым увеличением граничных скоростей (до 5200—5800 *м/сек*) выделяется граница участков распро-



Р и с. 3. **Тектоническая схема северо-западной части Балхашской впадины.**

1 — Прибалхашско-Илийский краевой вулканогенный пояс; *2* — Центрально-Джунгарская структурно-формационная зона (продолжение Джунгарского антиклинория); *3* — Джунгаро-Балхашский интрузивный пояс; *4* — Джунгаро-Балхашская зона глубинных разломов; *5* — разрывные нарушения, сопряженные с зоной глубинных разломов; *6* — меридиональный Токрауский глубинный разлом; *7* — разрывные нарушения, сопряженные с Токрауским глубинным разломом; *8* — разрывные нарушения, связанные с вертикальными локальными напряжениями; *9* — широтные разломы; *10* — разломы северо-восточного направления; *11* — профили КМПВ и гравимагнитных наблюдений.

странения вулканогенных пород, которым отвечает повышенное положительное спокойное магнитное поле, отражающее их повышенную основность; отсутствие волн типа «примыкания» указывает на монотонный состав толщи. Липарито-дацитовые порфиры выделяются знакопеременными магнитными полями, частым изменением граничных скоростей пониженных значений, при наличии значительного объема волновых пакетов типа «примыкания». Малые углы наклона отдельных горизонтов свидетельствуют о покровном залегании кислых вулканитов.

В области развития эффузивных образований значительно распространены субвулканические экструзивные тела, фиксирующиеся локальными отрицательными магнитными аномалиями до — 4 — 12 мэ и резко повышенными значениями граничных скоростей (до 6800 *м/сек*). К сожалению, ни одно из выделенных тел скважинами не вскрыто.

Область развития туфогенно-осадочных образований продолжения структур Центрально-Джунгарского антиклинория выделяется отрицательным магнитным полем с высокими значениями граничных скоростей (5200—6200 м/сек). Единичными скважинами картировочного бурения здесь вскрыты плотные известковистые алевролиты, зелено-серые массивные туфопесчаники с редкими обломками зерен полевого шпата и кварца, литокристаллокластические миндалекаменные туфы диабазового и липарито-дацитового составов.

Простирание структур туфогенно-осадочной толщи, по данным А. Д. Нестерко, северо-западное. Падение пород установлено сейсморазведкой, на основе количественной оценки волновых пакетов типа «примыкания»; углы наклона пологие (10—15°) на запад-юго-запад.

Джунгаро-Балхашский гранодиоритовый интрузивный пояс выделяется резким увеличением граничных скоростей до 5800—6200 *м/сек*, мак-

симальными значениями гравитационого поля, а также, в целом, повышением магнитного поля. Местами в пределах интрузивного пояса магнитное поле знакопеременное, что отражает наличие экранирующей кровли либо изменение состава интрузивных пород.

Интрузивный пояс расположен в средней части характеризуемой площади, пересекая ее в северо-западном направлении. Ширина пояса в северной части 14—15 *км*, на юго-востоке — до 40 *км*. По простиранию в магнитном и гравитационном полях пояс прослеживается в структурах Токрауского синклинория по границе Коунрадского синклинория и Северо-Балхашского антиклинория, под покровом раннегерцинских орогенических вулканогенных образований. В юго-восточном направлении интрузивный пояс контролируется зоной Джунгаро-Балхашского глубинного разлома, фиксируясь линейно-вытянутыми интрузиями гранодиорит-диоритов.

На изучаемой площади интрузивный пояс представляет, по всей вероятности, межформационную инъекцию с несколькими магмоподводящими каналами, выраженными значительными по размерам и интенсивности максимумами поля силы тяжести. С востока и запада интрузивный пояс ограничен Восточным и Западным Джунгаро-Балхашским глубинными разломами, причем западный контакт интрузивного пояса отличается более плавным изменением гравитационного поля, что отражает пологое выклинивание интрузивного слоя под вмещающими вулканогенными образованиями. Поэтому здесь возможны останцы кровли вулканогенных пород.

Так, например, одной из скважин внутри интрузивного пояса вскрыты кварциты, развившиеся по дацитовым порфирам. В северной части скважины вскрыли литокристаллокластические туфы липарито-дацитового состава, также являющиеся породами кровли интрузивного пояса.

Интрузивы Джунгаро-Балхашского пояса сложены преимущественно средне-крупнозернистыми гранодиоритами; состав пород изменяется от биотит-роговообманковых гранитов до кварцевых диоритов, причем участки распространения последних отличаются заметным повышением поля ΔTa, ΔZ и поля силы тяжести. Количественной интерпретацией указанных полей установлено преимущественно штоковая морфология этих тел. Гравитационному максимуму Карамерген, по данным картировочного бурения, соответствует шток темно-серых кварцевых диоритов с повышенной магнитной восприимчивостью 1750.10^{-6} ед. СГС. Гранодиориты состоят из плагиоклаза — андезина — (25—50% объема породы); калиевого полевого шпата — (10—40%); роговой обманки (10—25%); биотита (5—15%); кварца (3—5, до 15—20%); акцессорных—(до 5%) — рудного минерала (магнетита), сфена, апатита, циркона. Структура аллотриоморфнозернистая; размеры зерен 3—5 *мм*.

Отдельными скважинами внутри интрузивного пояса вскрыты гранодиориты и биотит-роговообманковые граниты, вероятно, дополнительной интрузивной фазы, имеющие аналогичный минеральный состав, но мелкотонкозернистые структуры, при некотором увеличении количества кварца и калиевого полевого шпата. Кварцевые диориты штоков обладают среднезернистой структурой и состоят: из 60% андезина, 35% роговой обманки, и 5% кварца. Отсутствие сведений о возрасте пород эффузивных и интрузивных пород Балхашской впадины заставило сравнить их петрохимические особенности с их аналогами в Токрауском синклинории, чтобы иметь возможность параллелизовать эти образования. Изучение петрохимических особенностей позднепалеозойского вулканизма Токрауского синклинория Центрального Казахстана позволило установить, что в вулканитах кислого ряда от среднего карбона до перми заметно

увеличиваются содержания кремнезема и калия при уменьшении количества окиси титана, глинозема, суммы железа, кальция и натрия. Опираясь на эти особенности и соотношения окислов в изученных породах, кислые эффузивы исследуемого района можно сопоставить с кислыми породами колдарской (архарлинской) свиты, скорее с пермскими верхов разреза этой свиты. Аналогичные средние вулканиты нашего района можно сравнить с их аналогами в Токрауском синклинории, что также позволяет отнести их к верхам колдарской (архарлинской) свиты. При этом необходимо отметить, что для вулканической ассоциации колдарской (архарлинской) и керегетасской свит Токрау, также как и для наших толщ, характерен преимущественно липаритовый, трахилипаритовый и дацитовый состав, широкое развитие игнимбритов и туфов кислого состава.

Менее достоверно сравнение интрузивных образований Токрау и Балхашской впадины. Многообразие геологических особенностей интрузивных тел гранодиорит-диоритового ряда и разнообразие условий их формирования определили широкие вариации химического состава пород, широкий разброс фигуративных точек на диаграмме А. Н. Заварицкого. Положение точек гранодиоритов Джунгаро-Балхашского интрузивного пояса характеризует их как бедные фемическими компонентами, но обогащенные анортитовой составляющей полевых шпатов породы. Направления векторов свидетельствуют о недонасыщенности их глиноземом при относительно высоком содержании железа и магнезии в фемической части породы, о высоком содержании неполевошпатовой извести, о преобладании натрия над калием.

Указанные особенности гранитоидов сближают их с гранодиоритами Саякского массива и с амфибол-биотитовыми гранитами массива Космурун среднекарбонового возраста, отнесенными к топарскому интрузивному комплексу.

Значительную роль в развитии интрузивного магматизма северного крыла Балхашской впадины играли внедрения кислой магмы. Они создали разобщенные изометричные тела размерами от 6×3 *км* до 22×25 *км*, являющиеся, по всей вероятности, дискордантными по отношению к структурам вмещающих пород. Кислые интрузивы, сложенные, вероятно, биотитовыми или аляскитовыми гранитами (σ=2,57—2,58), установлены во всех структурно-формационных зонах. На изучаемой площади скважинами они не вскрыты и выделены по гравитационным минимумам. Количественной интерпретацией поля силы тяжести установлено, что гранитоидные массивы залегают недалеко от поверхности, глубина до верхней кромки 0,35—0,4 *км*: мощность тел около 1,5—2 *км*, что говорит о лакколитообразной форме плутонов. В общем плане кислые интрузивы приурочены к восточной периферии Прибалхашско-Илийского краевого вулканогенного пояса. На изучаемой площади выделены Ортасуйский, Нарынский, Карабастинский, Карабаканасский и некоторые другие массивы гранитов.

Приуроченность изученной площади к сочленению двух структурно-формационных зон, естественным разделом которых является зона Джунгаро-Балхашского глубинного разлома, обусловило широкое развитие разрывных дислокаций. Разрывы различны как по направлению, так и по глубине заложения. Наиболее крупными по заложению и протяженности являются Восточный и Западный Джунгаро-Балхашский глубинные разломы, протягивающиеся, по геофизическим данным, через всю Балхашскую впадину от западных отрогов Джунгарского Алатау до Северного Прибалхашья, пересекающие на севере Коунрадское рудное поле в северо-западном направлении. По данным количественной

интерпретации поля силы тяжести, а также данных сейсморазведки. Восточный разлом падает на юго-запад под углами около 70—80°. Джунгаро-Балхашский глубинный разлом в пределах вулканогенного пояса сопровождается серией параллельных крупных дизъюнктивов.

Значительная часть протяженных глубинных разломов в пределах площади, вероятно, сопряжена с меридиональным Токрауским глубинным разломом, причем вдоль большинства их породы гидротермально проработаны: развились широкие зоны окварцевания без признаков оруденения. Разломы данной системы ,по всей вероятности, субвертикальные.

Значительной протяженностью отличаются прямолинейные широтные разломы, выделенные при дешифрировании аэрофотоматериалов. Эта система разломов весьма слабо выделяется в физических полях, возможно, вследствие малой мощности проявления этих разломов, отсутствия по ним значительных подвижек.

Несмотря на значительную мощность мезокайнозойских отложений, перекрывающих палеозойский фундамент, дешифрированием аэрофотоматериалов выявлена довольно густая сеть мелких сколовых разломов, часть из которых подтверждена сейсморазведкой. Подобная система сколовых разломов характерна и для вулканогенных покровов Токрауского синклинория.

Таким образом, изученная площадь весьма перспективна на рудные полезные скопаемые, будучи приурочена к полосе .раздела двух структурно-формационных зон, занятой Джунгаро-Балхашским интрузивным поясом. Перспективность этого района определяется также и тем, что он расположен в пределах зоны Джунгаро-Балхашского глубинного разлома, совмещенного в пространстве с южным продолжением Коунрад-Борлинского меднорудного и редкометального металлогенического пояса.

В этом аспекте значительную роль для оценки перспективности изученной площади приобретает медная минерализация, отмеченная в скважине, вскрывшей вторичные кварциты по дацитовым порфирам внутри интрузивного гранодиорит-диоритового пояса. В кварцитах отмечена редкая тонкая вкрапленность куприта, редкие мелкие зерна ярко-зеленого брошантита. Кроме того, в зоне Восточного Джунгаро-Балхашского разлома, пересекающего массив кварцевых диоритов, отмечена довольно богатая рассеянная вкрапленность пирита и халькопирита, с развитием по трещинкам примазок молибденита. Несмотря на то, что указанные точки минерализации, по всей вероятности, принадлежат к различным генетическим типам, данный район весьма перспективен на поиски медного оруденения и требует дальнейшего изучения с привлечением бурения.

Предварительный анализ пространственного положения глубинных разломов Коунрадского рудного узла, изученного участка и района меднорудного месторождения Коксай позволили одному из авторов (Ю. А. Колмогорову) сделать предположение о наличии единой глубинной рудоконтролирующей структуры, протягивающейся от Коунрада до Коксая. Располагаясь в ее пределах, изученный район приобретает еще более высокие перспективы.

В заключение необходимо отметить, что проведенное глубинное геологическое картирование закрытого района северо-западного крыла Балхашской впадины, позволяет высказать также соображения о методике исследований, касающиеся этапности работ. На первом этапе глубинного картирования масштаба 1 : 200 000 рекомендуется провести площадные гравимагнитные исследования, которые, после предварительной ин-

терпретации, позволяют рационально разместить сеть опорных сейсморазведочных профилей. Количество последних определяется из расчета охвата (пересечения) всех основных разновидностей гравимагнитных аномалий. Проведение сейсморазведочных работ должно сопровождаться параметрическим проверочным бурением. Комплексная интерпретация материалов всех геофизических методов при использовании данных петрофизических исследований образцов керна буровых скважин позволит объективно определить геологическое строение закрытой территории, составить геолого-тектоническую карту фундамента и оценить перспективы района на полезные ископаемые. При высоких перспективах того или иного структурного элемента можно рекомендовать проведение детальных поисково-оценочных работ в масштабе 1 : 50000.

УДК 553.411.1 (574.5)

Н. Г. КАЛИНИЧЕНКО

О ЗАКОНОМЕРНОСТЯХ РАЗМЕЩЕНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ВОСТОЧНОЙ БЕТПАК-ДАЛЕ, КЕНДЫКТАССКИХ И ЧУ-ИЛИЙСКИХ ГОРАХ

Территория Восточной Бетпак-Далы, Кендыктаса и Чу-Илийских гор отличается сложным строением. Она может быть представлена как ряд тектонических блоков метаморфических пород докембрия и крупных протяженных зон палеозойских осадочных и вулканогенных образований с характерными для них линейными и брахиформными типами складок («Геология СССР», т. XL, 1971). Суммарная мощность палеозойских комплексов составляет от 5—6 *км* (Кендыктасский антиклинорий) до 10—22 *км* (Джалаир-Найманский синклинорий). Основными разрывными структурами являются Джалаир-Найманская зона региональных разломов, вмещающая ультраосновные и габброидные породы раннего этапа, и Сарытумская зона с интрузиями габбро-плагиогранитов среднего этапа геосинклинального развития. Метаморфические и складчатые комплексы прорваны крупными посторогенными и малыми многофазными интрузиями гранитоидов среднего и позднего палеозоя, с которыми связано золото-медное, золотое и золото-полиметаллическое оруденение.

Обобщение фактического материала по золотоносности, накопленного в результате поисково-разведочных работ геологами производственных организаций и полученного нами при полевых исследованиях, проведенных на рудных полях и перспективных участках, а также применение математических методов при оценке площадей, позволили наметить главные золото-металлогенические зоны, в пределах которых выделяются золоторудные поля, зоны и узлы, по ряду поисковых критериев относящиеся к перспективным для поисков новых месторождений золота. Эти зоны по названию и местоположению согласуются с зонами и подзонами, выделенными А. Е. Шлыгиным и др. для комплексной и Г. Н. Щерба и др. для редкометальной металлогении. Однако контуры развития золотого оруденения не всегда совмещаются с ранее выделенными зонами и подчиняются иногда иным геологическим факторам. Основные сведения по геологическому строению зон с достаточной полнотой и детальностью изложены в монографии «Геология СССР, т. XL, 1971» и в ряде публикаций (Александрова, Борсук, 1955; Дворцова 1960, 1969; Коптев-Дворников и др. 1960; Маркова, 1961; Радченко, 1966; Щерба и др. 1968).

Восточно Бетпакдалинская зона включает площади сочленения древних глубоко метаморфизованных толщ протерозоя и нижнего кембрия, слагающих Чуйскую глыбу (Акбастаускую антиклиналь), с вулканогенным и терригенным девоном. Вдоль пограничной полосы прослеживается сложная система разрывных нарушений, объеди-

ненных в Арысь-Акбастаускую зону, к которой приурочены интрузивы гранитоидов палеозоя. Золотая и слабая сульфидная минерализация (сульфидов менее 1%) связана с кварцевыми жилами и прожилками, развитыми по зонам трещин среди малых интрузий диоритов и гранодиоритов верхнего ордовика (Арысская группа рудопроявлений) и гранит-порфиров среднего девона (Юалинская группа рудных точек). Вмещающие породы серицитизированы и окварцованы, содержат рассеянную вкрапленность пирита и арсенопирита. В экзоконтактах интрузий среди зеленых песчаников и сланцев кембрия отмечены слабо золотоносные кварцевые жилы (рудопроявление Акбастау и др.). Наиболее золотоносны штокообразные интрузивы, секущие складчатые толщи кембрия, и крупные массивы гранодиоритов ранней фазы позднеордовикского комплекса, менее-линейные, размещенные вдоль зон разломов, обычно сильно нарушенные и лимонитизированные.

Северо-Кендыктасская зона охватывает осевую часть Кендыктасского антиклинория и его северное крыло, в строении которых участвуют метаморфизические комплексы докембрия и рвущие их интрузивные породы палеозоя. Золото — медное оруденение пространственно и генетически связано с крупными батолитоподобными интрузиями гранитоидов курдайского и чатыркольского комплексов, внедрившихся в конце главной складчатости (Дворцова, 1960), приуроченных к глубинным разломам на границе структурно-формационных зон Кендыктаса и Чу-Илийских гор. Золото в качестве примеси находится в кварцево-магнетитовых (слабое) и кальцито-халькопиритовых (до промышленных концентраций) рудах, образующих жилы и линейные зоны с прожилково-вкрапленным оруденением среди кварцевых сиенито-диоритов и биотитовых гранитов. В первом типе руд в небольших количествах отмечаются халькопирит и молибденит, во втором — гематит, пирит, галенит. Г. Э. Нарвайт (1957 г.) микроскопическое золото установлено в ассоциации с халькопиритом и галенитом. В рудных зонах развиты серицитизация, окварцевание, карбонатизация, хлоритизация и гематитизация. По данным А. С. Малахова (1969 г.) ореолы меди, молибдена, свинца, цинка, серебра, мышьяка, ртути расположены внутри зон гидротермального изменения, причем свинец, ртуть и мышьяк характерны для верхних частей рудных зон.

Южно-Кендыктасская зона приурочена к Агалатасскому синклинорию, сложенному терригенно — вулканогенными породами ордовика, девона и карбона. Ордовику свойственны значительные мощности (до 7000 *м*), внутренние структурные несогласия, частая фациальная изменчивость, туфогенные и эффузивные породы, сложная складчатость и широкое развитие разрывов. Это в совокупности создало благоприятные условия для широкого проникновения малых интрузий и оруденения.

Золото-сульфидное (пирит и халькопирит — менее 1%) и золото-полиметаллическое (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит, висмутин — до 1%) оруденение пространственно и генетически связано с позднеордовикскими малыми интрузиями жаланаш-майбулакского комплекса диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагиогранит-порфиров, характерной особенностью которых по сравнению с другими комплексами является развитие в экзоконтактах по осадочным породам амфиболизации, ороговикования, скарнирования и окварцевания. Большая часть малых интрузий, рудопроявлений и мелких месторождений золота размещена вдоль глубинных разломов северо-западного и субширотного простираний. Главные из них — Майбулакский, разделяющий ордовикский (Агалатасский) и карбоновый (Жамантинский) прогибы, Байгутинский, Ргайтинский, Актас-Тасполинский и др. Интрузивы и рудные

проявления залегают в среднеордовикских песчаносланцевых (щербактинская свита) и туфогенно-терригенных (ргайтинская свита) отложениях, для которых характерна высокая степень динамометаморфизма, обусловленного их положением в краевой зоне прогиба.

В пределах металлогенической зоны выделяется четыре рудных зоны. Майбулакская рудная зона, впервые выделенная В. В. Масленниковым и др. (1969 г.), вытянута вдоль одноименных разломов, контролирующих также малые интрузии. Золото-кварцевосульфидные (пирит, халькопирит) тела приурочены к сколовым трещинам, заключенным между крупными разломами и являются операющими.

Оруденение сопровождается эпидотизацией, березитизацией, рассланцеванием, милонитизацией, окварцеванием, серицитизацией и карбонатизацией вмещающих гранодиоритов, реже порфировидных плагигранитов.

Алдаушинская рудная зона расположена в полосе Байгутинского разлома, включающего малые интрузии гранодиоритов и сиенито-диоритов. Линзовидные жилы кварца с пиритом, халькопиритом и золотом локализованы в крутых сколовых трещинах, секущих интрузии и вмещающие их песчаники и сланцы среднего ордовика. Вдоль рудных тел широко развиты ореолы гидротермальных и метасоматических изменений, аналогичные таковым в Майбулакском рудном поле.

М. М. Джанаев и др. (1972 г.) выделяют Чокпарскую рудную зону, приуроченную к Ргайтинской полосе субширотных разломов, находящуюся среди осадочных толщ среднего ордовика, прорванных малыми интрузиями диоритов, плагиогранитов и сиенит-порфиров. Характерно мелкоблоковое строение. Вдоль складчатых структур прослеживается серия разрывных нарушений, сопровождаемых трещинами отрыва, скола и межпластового отслоения, вмещающих короткие жилы и прожилки кварца, содержащего пирит, халькопирит, галенит, арсенопирит, сфалерит и золото. Песчаники и кремнистые сланцы часто осветлены, окремнены, ороговикованы, лимонитизированы, серицитизированы, хлоритизированы, окварцованы и карбонатизированы. На северо-западном окончании Агалатасского синклинория (район Какпатаса), по данным Г. А. Суслова (1973 г.), среди терригенных пород среднего ордовика (щербактинской свиты) вдоль глубинного разлома северо-западного простирания размещена рудная зона типа Чокпарской с малыми интрузиями и кварцевыми жилами, содержащими сульфиды и золото.

В ореолах малых интрузий гранодиоритов, в меньшей мере сиенит-порфиров, развиты гранат-волластонит-тремолитовые (Восточное и др.) и гранат-эпидот-магнетитовые (Тасполы и др.) скарны с наложенными актинолитизацией, эпидотизацией, окварцеванием, карбонатизацией и прожилками кварц-кальцит-сульфидного состава. Золото отмечается во всех разновидностях измененных пород. К основным рудным минералам П. М. Чумаченко относит пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, реже встречаются шеелит, самородный висмут, арсенопирит, висмутин, золото.

Джалаир-Найманская зона охватывает площади распространения вулканогенно-осадочных пород кембрия и осадочных ордовика Джалаир-Найманского и Каратальского прогибов, на которых локально лежит вулканогенно-терригенный нижний-средний девон. Складчатые комплексы вмещают интрузии ультрабазитов и габброидов раннего ордовика, прорваны многофазными малыми интрузиями ранне-среднедевонского кызылжартасского комплекса габбро, габбро-диабазов, диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиоритов, плагиогранитов, субинтрузиями порфиров среднего девона, в свою очередь рвущимися гранитами джельтауского комплекса позднего девона. Выделено три основных группы золото-сульфидных рудных

тел: 1) кварцевые жилы и зоны жильно-прожилкового окварцевания, приуроченные к линейным разрывным нарушениям; 2) кварцево-прожилковые штокверки в зонах дробления и брекчирования и 3) вкрапленная рудная минерализация в метасоматически измененных породах. Имеются проявления золота в ассоциации с редкометальным оруденением. Наиболее распространена первая, менее — вторая группы, составляющие промышленные объекты, связанные пространственно и генетически с малыми интрузиями ранне-среднедевонского комплекса. Третья группа тесно генетически связана с малыми интрузиями гранит-порфиров, фельзит-порфиров и кварцевых порфиров субвулканической фации среднего девона и размещена как в самих интрузиях, так и в их ореолах среди вмещающих пород. Околорудные изменения для всех групп рудных тел заключены в образовании пород кварц-мусковит-хлорит-серицит-карбонатного состава (в разных сочетаниях), содержащих рассеянную вкрапленность сульфидов и золота.

В пределах зоны выделяется несколько рудных узлов, зон и полей, включающих месторождения и рудопроявления золота, относящихся к перспективным площадям для поисковых работ. Майтоккенский рудный узел расположен в полосе сочленения Бурунтавского антиклинория и Джалаир-Найманского синклинория и развития локальных прогибов девона. Малые интрузии диоритов, плагиоклазовых порфиритов, гранодиоритов, гранит-порфиров, дайки и рудные тела контролируются зоной разломов и концентрируются в узле пересечения разломов, меняющих направление с северо-западного на субширотное. Пирит, арсенопирит, халькопирит (сульфидов до 1—2%) и золото образуют вкрапленность и мелкие гнезда в жилах и прожилках кварца и во вмещающих измененных интрузивных и осадочных породах. К околорудным изменениям относятся серицитизация, хлоритизация, по зонам дробления развиты окварцевание и лимонитизация.

Байгаринский рудный узел расположен в пределах Каратальского прогиба и приурочен к участку изгиба зоны Южно-Джельтауского глубинного разлома, меняющего направление с северо-западного на субширотное. Разломы контролируют многочисленные малые интрузии и дайки, рвущие осадочные породы ордовика, служат границами тектонических зон и блоков, характеризующихся разной степенью проявления магматизма, гидротермальных процессов и золотого оруденения. Золото-сульфидная минерализация (сульфидов до 1—2%) связана с кварцевыми жилами и зонами прожилкового окварцевания, рассланцевания, смятия и дробления, секущими интрузии диоритов, диортовых порфиритов, гранодиорит-профиров, плагиогранит-порфиров, гранит-порфиров и вмещающих алевролиты и песчаники. Золото ассоциирует с пиритом, арсенопиритом, халькопиритом и галенитом. Околорудные изменения выражены серицитизацией, реже хлоритизацией, турмалинизацией; по зонам дробления развито окварцевание, карбонатизация и лимонитизация, в гранодиоритах — дополнительно милонитизация.

Кенгир-Акбакайское рудное поле включает одноименные рудные узлы (Абдрахманов и др., 1972), а также Верхне-Андасайский, Светинский и Джалаир-Найманский. В структурном плане поле (исключая Верхне-Андасайский обособленный участок) представляет клиновидный тектонический блок, ограниченный с северо-востока Джельтауским массивом гранитов, юго-запада — Джалаир-Найманским и северо-запада — Касым-Майкольским разломами.

Рудные узлы контролируются пересечениями сближенных разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Первые ориентированы вдоль складчатости, вторые — секущие. Кварцевые жилы и жильно-прожилковое окварцевание с золото-сульфидной минерализацией широко распространены среди гранодиоритов, диоритов, кварцевых диоритов (Акбакай, Самородковое и др.) и вмещающих песчаников и алевролитов верхнего ордовика (Шуак, Светинское, Джалаир-Найманское и др.). Основными рудными минералами являются пирит, арсенопирит, меньше распространены галенит, халькопирит, сфалерит, блеклая руда, антимонит, висмутин, самородное золото. Их высокие концентрации (сульфидов до 5—10%) отмечены в рудных полях, размещенных в эндо- и экзоконтактовых частях интрузий; слабые (сульфидов до 1—2%) — на значительном удалении от них. В околорудных измененных породах отмечается густая вкрапленность пирита, прожилки и гнезда кварца, тонкодисперсное золото.

В пределах Кенгирского штока габбро-диоритов, диоритов, кварцевых диоритов, кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиоритов и плагиогранит-порфиров распространены мелкопрожилковые штокверки, образовавшиеся в узлах пересечений трещин северо-восточного и северо-западного простирания, частично занятых дорудными дайками. Шток прорвал песчаники и алевролиты верхнего ордовика, а в центральной части сам прорван некком гранит-порфиров. По брекчиям возникли метасоматиты карбонат-кварц-мусковит-хлорит-серицитового состава с ранней рассеянной вкрапленностью слабо золотоносных пирита и арсенопирита, и более поздней прожилково-вкрапленной золото-кварцево-сульфидной минерализацией (сульфидов до 20—40%). Богатые руды обычно контролируются зонами бречкчий, развитыми как в породах эндоконтакта даек, так и в самих дайках кварцевых диоритовых порфиритов. К основным рудным минералам богатых руд относятся пирит и арсенопирит, менее распространены пирротин, маркозит, халькопирит, сфалерит, галенит, блеклая руда, герсдорфит, висмутин, антимонит, самородное золото. Основная часть золота заключена в сульфидах. Присктствуют самородное серебро, висмут, сурьма.

Второй рудный этап на Кенгирском рудном поле связан с некком гранит-порфиров. Наиболее обогащены сульфидами и золотом эруптивные брекчии, приуроченные к его контакту с вмещающими породами, состоящие из обломков габбро-диоритов, диоритов и гранодиоритов, сцементированных гранит-порфирами. Породы серицитизированы, несут вкрапленность пирита, реже арсенопирита, прожилки кварца и тонкорассеянное золото. Отмечаются высокие содержания меди и сурьмы. На остальной площади некка гранит-порфиров присутствует рассеянная вкрапленность пирита и отмечены повышенные содержания меди, мышьяка, сурьмы и золота.

Аналогичная рудоносность характерна и для даек гранит-порфиров, фельзит-порфиров и вмещающих их кислых эффузивов, распространенных на остальных рудных узлах.

В Светинском рудном узле в основании вулканогенно-конгломератовой коктасской свиты раннего-среднего девона кластогенное золото заключено в обломках конгломератов. Предполагается наличие горизонтов с неравномерным распределением золота, содержания которого повышаются на участках, где сконцентрированы обломки интрузивных и кварцитоподобных пород.

Каршигалы-Коктасский рудный узел является юго-восточным продолжением Кенгирского узла и аналогичен ему по геологическому строению и условиям размещения золоторудной минерализации.

Хантауская рудная зона охватывает площадь Койжарылганских и Майжарылганских гор. Золото-сульфидное оруденение установлено: 1) в жилах и прожилках кварца, распространенных среди терригенных пород верхнего ордовика; 2) в березитизированных порфировидных гранодиоритах и гранит-порфирах (Алатагыл, Ишентас и др.); 3) в лиственитизированных ультраосновных и основных породах (Хантау и др.); 4) в кварцево-грейзеновых образованиях с вольфрамитом, развитых по слюдистым песчаникам верхнего кембрия. В проявлениях последних двух групп золотое оруденение наложенное. Сульфидов в рудах до 1—3%; представлены они пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, редко встречаются галенит, сфалерит, висмутин и золото.

Нижне-Андасайский рудный узел расположен в изгибе Джалаир-Найманского глубинного разлома и в зоне сочленения разнонаправленных разрывных нарушений, которые разбивают участок на ряд тектонических блоков, сложенных вулканогенно-осадочными и интрузивными породами кембрия, ордовика и девона. Золото-сульфидное оруденение отмечено в зонах жильно-прожилкового окварцевания песчаников джамбулской свиты и в лиственитизированных ультраосновных породах. Здесь пока известны единичные точки с низким содержанием золота, но учитывая благоприятную геологическую обстановку, следует ожидать выявления более крупных объектов.

К основным геологическим факторам, определяющим размещение золотого оруденения в Джалаир-Найманской зоне относятся: а) наличие в прогибах мощных (до 5000—7000 *м*) терригенных толщ ордовика флишоидного строения, сложного и изменчивого состава, сильно дислоцированных; б) широкое распространение раннедевонских (добатолитовых) орогенных многофазных малых гипобиссальных и субвулканических интрузий, сложного состава и строения, постоянно содержащих вкрапленную сульфидную минерализацию (пирит, халькопирит, арсенопирит, антимонит и др.) и небольшие количества золота; в) тесная пространственная и генетическая связь золотого оруденения с малыми интрузиями, устанавливаемая по локализации в одних и тех же структурах, совпадению фаций глубинности магматизма и рудных образований развитию в экзоконтактах интрузивов золото-кварцево-сульфидных жил, аналогичных по минеральному составу и формам проявления таковым среди интрузивных пород; г) локализация рудовмещающих интрузивных тел в продольных глубинных разломах краевых частей ордовикских (Каратальского и Джалаир-Найманского) и девонских (Джельтауского) прогибов.

Кульджабасынская зона (Аденсу-Акколь-Куртинская, по Г. Н. Щербе и др., 1967 г.) расположена в юго-восточной части Джалаир-Найманского синклинория и охватывает площадь Анрахайского поднятия. Складчатые структуры палеозоя прорваны малыми интрузиями габбро-диоритов и диоритов среднего девона, диоритами, гранодиоритами, порфировидными плагиогранитами и плагиогранит-порфирами среднекарбонового узунсу-карасуйского, гранит-порфирами и кварцевыми порфирами ушкызылского комплексов (Радченко, 1966). Золотое оруденение пространственно и генетически связано с малыми интрузиями среднего карбона, размещенными в зоне глубинных разломов. Последняя

ориентирована вдоль субширотного Аккайнар-Аденсу-Аккольского прогиба, выполненного осадочным верхним ордовиком и в наложенных мульдах — верхним девоном — нижним карбоном. Выделяется Аккайнарская рудная зона и несколько разобщенных рудопроявлений золота.

На Аккайнарском поле рудные тела находятся в линейных зонах, секущих интрузии и осадочные породы, вмещающих дорудные дайки диоритовых и диабазовых порфиритов. Вмещающие порфировидные плагиограниты и плагиогранит-порфиры в центральных частях зон раздроблены, серицитизированы, альбитизированы, окварцованы, каолинизированы и лимонитизированы, во внешних—березитизированы. Наиболее распространен из рудных минералов арсенопирит, содержащий основную массу тонкодисперсного золота. Совместно с пиритом (золотоносным) он на отдельных интервалах образует сплошные вкрапленные и прожилкововкрапленные руды типа колчеданных (Салин и др., 1964). В березитизированных породах в основном распространена рассеянная вкрапленность пирита и арсенопирита с преобладанием первого, нередко наблюдается слабое тонкопрожилковое окварцевание. В малых количествах в рудах присутствуют сфалерит, галенит, халькопирит, висмутин, тетрадимит, гематит, магнетит, самородное золото и висмут. Слабое золото-сульфидное оруденение установлено в зонах дробления и прожилкового окварцевания, прослеживаемых во вмещающих интрузию песчаниках и алевролитах верхнего ордовика и песчаниках верхнего девонанижнего карбона. Обычно рудоносные зоны сопровождаются дорудными дайками кварцевых диоритовых порфиритов.

На рудопроявлениях Досмаил, Аденсу-Аккольское и др. золото-сульфидное оруденение наложено на гранатовые, гранат-магнетитовые и эпидот-гранатовые скарны, приуроченные к эндо- и экзоконтактам диоритов и гранодиоритов.

На разных участках зоны малые интрузии гранодиоритов, плагиогранит-порфиров и гранит-порфиров содержат рассеянную вкрапленность пирита и повышенные количества золота, мышьяка, иногда сурьмы и висмута.

Каиб-Жалгызская зона занимает площадь Бурунтавского антиклинория, сложенного метаморфическими породами докембрия, терригенно-кремнистыми отложениями нижнего-среднего палеозоя, прорванного крупными батолитоподобными интрузиями девонских гранитоидов. Девонский магматизм завершился внедрением даек сложного состава и формированием кварцевых жил, размещенных преимущественно в субмеридиональных, реже северо-восточных и северо-западных зонах нарушений. Одной из крупных является меридиональная зона, проходящая через центральную часть Токкенского массива гранитов и секущая вмещающие породы ордовика. На севере она ограничена Суукадырским, на юге — Сарытумским разломами. В массиве гранитов вдоль границы зоны прослеживаются протяженные дайки кислого состава, а в ее внутренней части размещена серия поперечных даек того же состава, которые секутся дайками диабазовых порфиритов. На всем протяжении зоны А. П. Коробкиным и др. (1968 г.) выявлено множество рудных точек с золотом. Вкрапленность пирита, галенита, халькопирита, арсенопирита и самородного золота распространена в жилах кварца и зонах прожилкового окварцевания, контролируемых трещинами скола, часто вмещающими дайки аплитовидных и среднезернистых гранитов. Дайки нередко содержат рассеянную вкрапленность пирита и халькопирита,

гнезда и прожилки кварца, турмалина, прожилки кварца с турмалином, вульфенитом, сульфидами и золотом. Во вмещающих массив осадочных породах золото-кварцево-сульфидное оруденение контролируется сложными системами трещин, секущих песчаники и пласты кварцитов. Зона аналогичного строения и состава прослеживается в Каибском массиве гранитов и имеет северо-восточное простирание. Оруденение, связанное с отдельными жилами кварца, распространено вдоль эндо- и экзоконтактов западной части Майкольского, восточной — Каракамысского, северной и южной — Жазгызского массивов гранитов.

Западно-Балхашская зона охватывает площадь одноименного синклинория, в строении которого участвуют осадочные, вулканогенные и интрузивные образования среднего палеозоя. Вдоль зон разломов северо-восточного и субширотного простирания широко проявлено метасоматическое пребразвание поород, развитие зон окварцевания, серицитизации и рассеянной вкрапленной сульфидной минерализации. Золото в зонах установлено во многих точках среди пластов кварцевых и фельзитовых порфиров, туфолав и лавобрекчий кислого состава раннесреднедевонского возраста. Сульфидов до 3—5%, содержания золота низкие. Наиболее крупной является зона изменений Озерного рудного пола, детально исследованного М. Н. Гринвальдом и др. (1971 г.). Она приурочена к узлу сочленения Мынаральского субширотного разлома с разломом северо-западного простирания. Последний прослеживается вдоль карбонового прогиба и контролирует выход малых интрузий девона и среднего карбона. Здесь золото-сульфидное оруденение выявлено во всех разновидностях терригенно-вулканогенных пород, слагающих рудное поле, а также в рвущих их дайках фельзит-порфиров, кварцевых порфиров и альбитофиров. Сульфидов до 3—12%. Основным рудным минералом является пирит, в малых количествах присутствуют халькопирит, арсенопирит, самородное золото.

Вторым интересным в отношении золотоносности является рудопроявление Актюбе, распложенное на участке сочленения северо-восточного Жастарского разлома с отмеченным выше разломом северо-западного простирания. Золото-сульфидное оруденение связано с фельзит-порфирами вулканического аппарата Актюбе, в обрамлении которого расположены пирокласты кислого состава (по материалам И. И. Парецкого и др., 1966 г.). Рудные тела в плане имеют овальную форму, сложены фельзит-порфирами, включающими множество обломков мелкозернистых туфов. Породы серицитизированы, окварцованы, карбонатизированы, содержат вкрапленность пирита, незначительное количество магнетита, мартита, арсенопирита, халькопирита, галенита, сфалерита, ярозита, вульфенита, кераргирита и самородного золота (сульфидов до 3—5%). Характерны высокие содержания серебра. На остальной площади выходов фельзит-порфиров и кварцевых порфиров наблюдается рассеянная вкрапленность пирита, отмечаются низкие содержания золота.

ВЫВОДЫ

1. Эндогенное золото по условиям и времени образования относится к трем металлогеническим эпохам: 1) среднекаледонской — золотомедное (Северо-Кендыктасская зона), золотое и золото-полиметаллическое (Южно-Кендыктасская зона); 2) позднекаледонской-собственно золотое (Восточно-Бетпакдалинская, Джалаир-Найманская и Каиб-Жалгызская зоны), золотое и золото-серебряное (Западно-Балхашская зона); 3) раннегерцинской-золото-мышьяковое и золото-полиметаллическое (Кульджабасынская зона).

2. Золото-металлогенические зоны, контролируемые отдельными структурными элементами, различаются историей развития, составом и мощностями отложений, морфологией и интенсивностью проявления складчатых и разрывных нарушений, магматизмом, формой и составом оруденения.

3. Устанавливается пространственная и генетическая связь собственно золотого оруденения промышленных типов с орогенными многофазными малыми интрузиями, являющимися дифференциатами базальтово-андезитовой магмы, образовавшей также вмещающие вулканогенные толщи в ордовике (Агалатасский синклинорий) и в раннем девоне (Джалаир-Найманский синклинорий).

4. Размещение золотого оруденения контролируется глубинными разломами, сквозными или отраженными, приуроченными к краевым частям древних глыб (Восточная Бетпак-Дала), ордовикских и девонских прогибов (Агалатасский, Джалаир-Найманский и др.).

5. Выделенные зоны отражают закономерности в размещении эндогенного золота и могут служить основой для общей перспективной оценки районов, а также для целенаправленного ведения поисковых работ на золото.

УДК 553.065.4/5,499(574.52)

В. Ф. МИТРОФАНСКИЙ, Б. И. ЧУПИН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РТУТНОГО РУДНОГО ПОЛЯ «КОКТАС»

Коктасское рудное поле расположено в Чу-Балхашском районе, в Джалаир-Найманской зоне глубинных долгоживущих разломов и приурочено к вулканической структуре, образующей в плане почти изометричный овал площадью около 8 $км^2$. Возраст структуры средне-позднедевонский по аналогии с соседними вулканогенными постройками (Дворцова, 1963).

Начальная деятельность вулкана проявилась в излияниях лав среднего и основного состава, несогласно налегающих на осадочные породы ордовика и силура, и в выбросах небольшого количества пирокластического материала. Эффузивы образуют невыдержанные по простиранию и падению прослои диабазовых, базальтовых, андезитовых порфиритов и их туфов. Затем произошли многократные излияния лав и выбросы большого количества обломочного материала кислого состава. Интенсивность и длительность пароксизмов были неодинаковы. Об этом свидетельствует неравномерное площадное распространение и различная мощность отдельных потоков и прослоев. Последовательно образовались: игнимбриты, литокластические туфы, туфолавы, темно-серые, розовато-серые и пятнистые витро- и кристаллокластические туфы, игнимбриты и туфоагломераты игнимбритов липаритовых порфиров. На заключительном этапе внедрилось субвулканическое тело липаритовых порфиров, занимающее на современном уровне эрозионного среза северную и восточную часть структуры (рис. 1).

Периодическое опорожнение магматического очага привело к постепенному проседанию вулканической постройки центрального типа и образованию кальдеры-изометричной в плане брахисинклинали с пологим (15—20°) падением пород к центру структуры. Амплитуда проседания, судя по мощности вулканитов, около 200 *м*.

Образование Коктасской вулканической структуры завершилось интенсивной гидротермальной деятельностью, в результате которой возникли широкие ореолы гидротермальных изменений и зоны ртутной минерализации. По последовательности выделения характерных минералов можно выделить дорудный, рудный и пострудный периоды.

В дорудный период гидротермальная деятельность проявилась широким развитием альбитизации и серицитизации. К концу этого периода в центральной части структуры и на отдельных участках по периферии ее образовались вторичные кварциты. В центральной части структуры

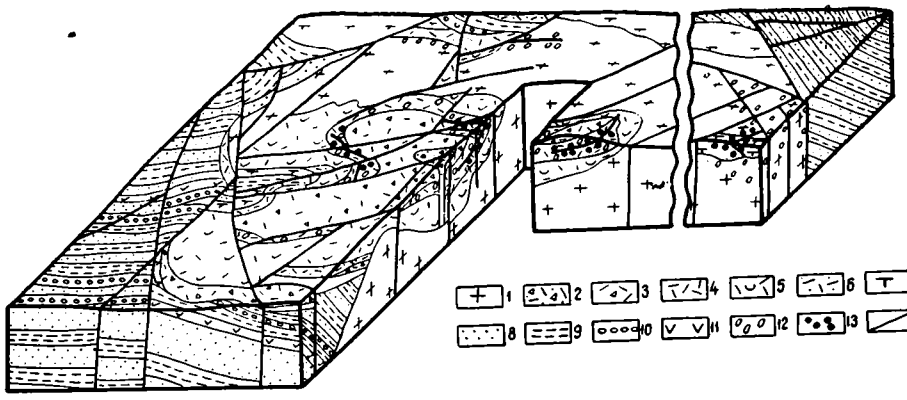


Рис. 1. **Схематическая блокдиаграмма рудного поля «Коктас».**
1—7 вулканические образования средне-позднедевонского времени: *1* — липаритовые порфиры субвулканической фации, *2* — туфоаломераты игнимбритов липаритовых порфиров, *3* — ингибриты липаритовых порфиров, *4* — кристалло- и витрокристаллокластические туфы липаритовых порфиров, *5* — туфолавы липаритовых порфиров, *6* — литокластические туфы липаритовых порфиров, *7* — порфириты основного и среднего состава и микропрофириты; *8—11* — осадочно-вулканогенные образования верхнего ордвика и нижнего силура: *8* — песчаники, *9* — алевролиты, *10* — конгломераты, *11* — порфириты среднего и основного состава, *12* — вторичные кварциты, *13* — ртутная минерализация, *14* — текнтонические нарушения.

кварциты развились по туфам кварцевых порфиров в средней части вулканического разреза. Тела кварцитов, залегая полукольцом вокруг игнимбритов кварцевых порфиров, имеют мощность 50—80 *м*, практически соответствующую мощности туфов и субсогласны с вмещающими породами, падая под ∠∠15—25° к центру структуры. В центральной части этих тел выделяются моноквариниты, образующие линзы мощностью до 5 *м* и длиной до 40 *м* в витрокристаллокластических туфах кварцевых порфиров. Выше и ниже последние сменяются кварц-серицитовыми, а затем серицит-каолинит-альбитовыми породами. В восточной и северной частях Коктасской структуры вторичные кварциты развились по кварцевым порфирам и образуют в эндоконтакте порфиров с осадочными образованиями силура и девона невыдержанную полосу шириной от нескольких десятков до 200 *м*. Набор фациальных разновидностей кварцитов здесь аналогичен описанным.

Выпадение некоторых фаций и отсутствие типичных высокоглиноземистых минералов, вероятно, объясняется небольшим размахом гидротермальных процессов по интенсивности и по площади, что связано с малыми размерами вулканической структуры и удаленностью от полей активной вулканической деятельности. Кроме вторичных кварцитов в этот этап гидротермальной деятельности по андезитовым порфирам, расположенным в восточной части структуры, развились пропилиты. Породы подверглись хлоритизации, серицитизации, карбонатизации и в меньшей степени альбитизации и эпидотизации.

Дорудный период сменился рудным, развитым еще более локально. Он наложен только на наиболее интенсивно измененные предыдущими процессами породы. Кислотное выщелачивание дорудного этапа сменилось преобладающим выполнением трещин и пустот, формированием прожилков и вкрапленников. Отлагались альбит, серицит, кварц, эпидот-цоизитовые и рудные минералы—киноварь, пирит, сульфиды меди, свинца, цинка и мышьяка. Рудообразующей является киноварь, остальные минералы играют резко подчиненную роль. Текстура руд вкрапленная и прожилково-вкрапленная. Размер вкрапленников от пылевидных до

0,5 *мм*. Киноварь выполняла интерстиции зерен или развивалась метасоматически. Часто наблюдается выборочное замещение киноварью сильно измененных обломков стекла в основной массе. Прожилки киновари отмечаются гораздо реже, мощность их от долей мм до 0,6 *см*. Часто они приурочены к кварцевым и кварц-серицитовым прожилкам. В пострудную стадию образовались малочисленные прожилки крупнозернистого кварца.

Тектоническое строение рудного поля определяется его приуроченностью к долгоживущей Джалаир-Найманской зоне глубинных разломов и к кальдере проседания. Здесь наблюдается большое количество разрывных нарушений различных направлений. По времени заложения относительно рудного процесса можно выделить дорудные, рудные и пострудные нарушения.

К дорудным относятся разломы северо-восточного и северо-западного направлений. Последние входят в систему глубинных крутопадающих разломов Джалаир-Найманской зоны. Один из них — Койжарылганский, проходящий в северо-восточной части структуры, протягивается на десятки километров, имеет крутое падение, амплитуду сброса до 50 *м* и сопровождается мощной (до 10 *м*) зоной дробления. Второй разлом, оперяющий Койжарылганский, отмечен в юго-восточной части структуры, прослежен на несколько километров, характеризуется небольшой амплитудой перемещения и маломощной зоной дробления. Между этими нарушениями развита система оперяющих разломов северо-восточного направления, которые широко развиты в пределах Коктасской структуры и разбивают ее на блоки с амплитудами перемещений до 50 *м*. Разломы вертикальные или крутопадающие с зонами дробления мощностью до 20 *м*. Крупные нарушения северо-западного и северо-восточного направлений сопровождаются на отдельных участках многочисленными крутопадающими мелкими оперяющими трещинами, преимущественно тех же направлений.

Рудная тектоника связана с формированием кальдеры. Среди мелких разнонаправленных разрывных нарушений можно выделить крутопадающие и пологопадающие разломы. Пологопадающие образуют кольцевую систему мелких трещин вокруг центральной части структуры, залегают согласно с прослоями эффузивов, падая под углами 15—35° к центру кальдеры, сопровождаются зонами интенсивной гидротермальной переработки и рудной минерализации. Вдоль крутопадающих нарушений проявлены лишь слабые гидротермальные изменения, практически не несущие рудной минерализации.

Разрывы, заложенные после образования рудных тел, связаны с подновлением дорудных. При движениях по трещинам северо-западного и северо-восточного направлений возникли субширотные и субмеридинальные. Субширотные разрывы имеют крутое до вертикального падение, небольшую длину (до 100 *м*) и сопровождаются зонами дробления мощностью до 10 *м*. Субширотные нарушения смещают рудные тела с вертикальной амплитудой до 20 *м*. Субмеридианальные нарушения в рудном поле самые поздние. Они смещают рудные тела и субширотные нарушения. Амплитуды смещения составляют несколько метров. Нарушения имеют углы падения от 40° до вертикальных и сопровождаются маломощными (до 1 *м*) зонами дробления.

Таким образом, Коктасское рудное поле сформировалось в результате неоднократных импульсов тектонических движений, сложно и длительно протекавших вулканических процессов и интенсивной гидротер-

мальной деятельности, в завершающие стадии которой образовалась ртутная рудная минерализация, отмеченная в центральной и северо-восточной частях вулканической структуры.

В восточной и северной частях оруденение связано с полосой вторичных кварцитов, протягивающейся вдоль эндоконтакта субвулканических липаритовых порфиров, и с отдельными блоками пропилитизированных андезитовых порфиритов. Видимая минерализация известна здесь лишь в одной точке, где развита и по монокварцитам, и по пропилитизированным андезитовым порфиритам. В измененных породах киноварь тяготеет к небольшим разрывам, образуя мелкие гнезда убогих вкрапленных руд и редкие тонкие прожилки. В остальной части полосы гидротермально измененных пород выявлены только признаки оруденения, выраженные ореолами вторичного рассеяния киновари и ртути и незначительными повышениями содержаний ртути в коренных породах. Размеры ореолов, содержания киновари и ртути в них свидетельствуют о бедной рассеяной вкрапленности киновари, не имеющей практического значения. Отсутствие крупных рудных скоплений, несмотря на ртутную специализацию полосы гидротермально проработанных пород в эндоконтакте субвулкана, можно объяснить отсутствием экранирующих благоприятных структур. В центральной части рудного поля оруденение также связано со вторичными кварцитами, представлено зонами минерализации, между которыми встречается бедная вкрапленность киновари. Оруденелые зоны залегают согласно с вмещающими породами и полого падают к центру вулканической структуры. Размеры зон минерализации обычно составляют несколько десятков метров. Только в одном случае рудная зона прослежена на 450 *м* при мощности 5—7 *м*.

Распределение ртути в рудах неравномерное. На фоне бедного оруденения протяженных зон минерализации выделяются отдельные обогащенные гнезда и линзы, приуроченные преимущественно к монокварцитам и пересечениям малых тектонических нарушений. Размеры обогащенных тел не превышают 10—15 *м* по простиранию при мощности до 3—5 *м*. Кроме ртути в рудах и измененных породах в единичных пробах содержатся в количестве до сотых долей процента As, Cu, Zn, Pb, Mo, Sn. В нескольких случаях встречено золото с содержаниями до десятых долей *г/т*.

Распределение оруденения, особенно в центральной части рудного поля, четко контролируется литологическим составом пород, что объясняется различиями их физических свойств. Среди однородных кислых вулканитов рудовмещающие витрокристаллокластические туфы отличаются обломочной структурой и более проницаемы для гидротерм. Интенсивная гидротермальная проработка привела к дальнейшей дифференциации пород по физическим свойствам. Так, сильно окварцованные витрокристаллокластические туфы имеют пористость 1,63%, кристаллокластические 1,1%, слабо измененные игнимбриты — 0,73—0,97%. В связи с повышенной пористостью горизонт сильно окварцованных туфов был наиболее проницаемым для рудных растворов и послужил местом для отложения руд, а вышележащие слабопористые туфы и игнимбриты играли роль экрана. Такое положение оруденения в сложном разрезе, по классификации В. Э. Пояркова (1955), соответствует типу межформационных рудных зон пластообразной формы под полупроницаемым экраном.

Таким образом, анализируя геологическое строение рудного поля Коктас, можно сделать следующие выводы:

1. Рудное поле приурочено к кальдере вулкана центрального типа, сформировавшегося в средне-позднедевонское время.

2. Тектоническое строение поля обусловлено его положением в Джалаир-Найманской зоне глубинных разломов и приуроченностью к кальдере проседания. Выделяются три группы разломов: дорудные, рудные и пострудные.

3. Гидротермальная деятельность проявилась на заключительном этапе формирования вулкана и выразилась в площадной альбитизации и серицитизации, а также в образовании зон вторичных кварцитов и пропилитов.

4. Рудная стадия наложена на вторичные кварциты и частично пропилиты.

5. Оруденение имеет четкий литолого-тектонический контроль, выраженный в приуроченности минерализации к вторичным кварцитам, развившимся по витролитокристаллокластическим туфам вдоль кольцевой системы мелких трещин.

6. Ртутное оруденение образует межформационные пластовые рудные зоны под полупроницаемым экраном.

УДК 553.32(574.53)

А. Г. КУЗНЕЧЕВСКИЙ

ЖЕЛЕЗО-МАРГАНЦЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В САРЫТУМСКОЙ ЗОНЕ (ЗАПАДНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ)

В Сарытумской структурно-формационной зоне (Западное Прибалхашье) сложенной вулканогенно-осадочными вендско-кембрийскими образованиями, которые прорваны среднедевонскими гранитоидами, площадными магниторазведочными работами были выявлены магнитные аномалии напряженностью от 500—1000 до 6000 гамм, которые с перерывами прослеживаются на расстоянии свыше 100 *км*. В 1968—1971 гг. в зоне проведены работы с целью оценки магнитных аномалий и поисков железных руд. В результате получены данные о природе магнитных аномалий, выявлены железорудные и железо-марганцевые проявления (рис. 1), приуроченные к двум стратиграфическим уровням, вендскому и кембрийскому.



Рис. 1. **Схема расположения железорудных проявлений в Сарытумской зоне.**
1 — Вендско-кембрийские вулканогенно-осадочные образования Сарытумской зоны; *2*— среднедевонские граниты; 3 — проявления железорудной минерализации (I — Сарытума I—IV, 2 — Бурултас, 3 — Актан, 4 — Суукадыр, 5 — Токкен, 6 — Кокпас); *4*—разломы.

Железорудная и железо-марганцевая минерализация стратиформного типа проявлена среди пород вулканогенно-терригенной и спарагмитовой формаций венда и углисто-кремнисто-карбонатной (с вулканитами базальтоидного типа) формации кембрия. Вендские железорудные горизонты локализованы в жалгызской и шопшокинской свитах.

Шопшокинская свита развита в Бурултасском рудном поле и сло-

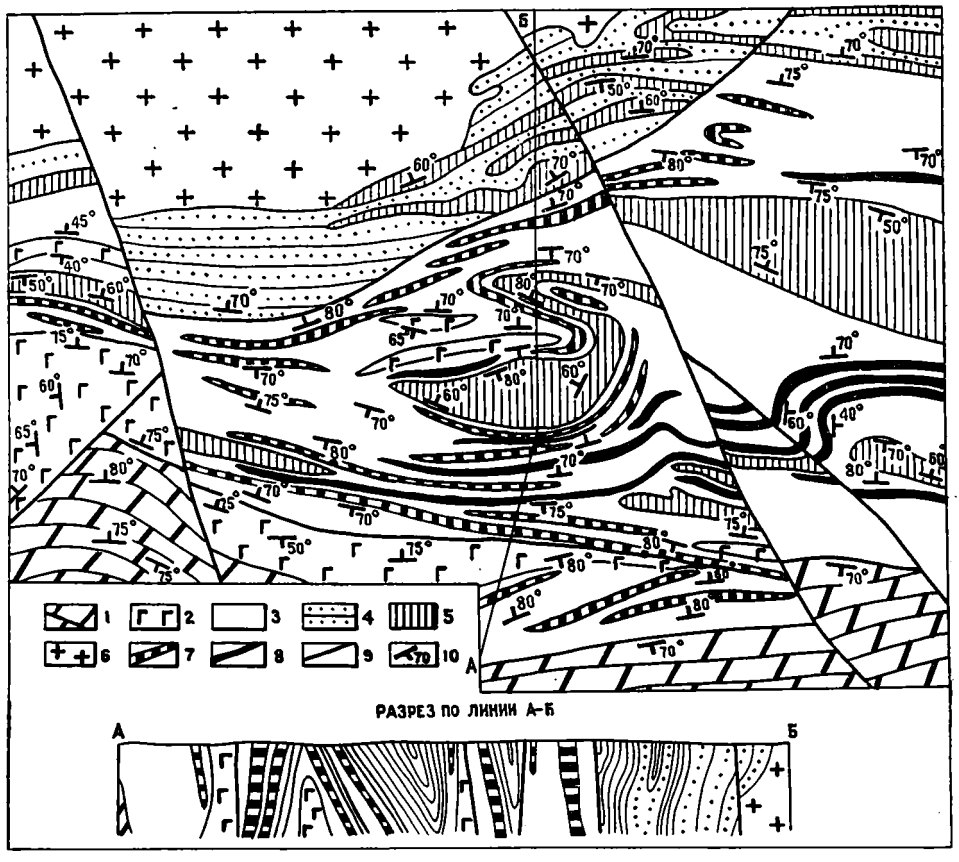
жена тиллитоподобными конгломератами, представляющими пестроокрашенные алевролиты, алевропесчаники (цемент) с неокатанной галькой и обломками кварцитов, доломитов, интрузивных пород. Галька, как правило, полуокатана, эллипсоидальной, нередко клинообразной формы размером от 5 до 40 *см*. В разрезе отмечены слои глинистых сланцев, песчаников, доломитов и линзы железистых сланцев. Линзы железистых гематитовых сланцев находятся среди тиллитоподобных пород; плотные буровато-коричневые сланцеватые породы состоят из скрыточешуйчатого агрегата гидрослюды, гидроокислов железа и незначительной примеси кварца и полевого шпата. Они четко картируются в магнитном поле аномалиями напряженностью в 500—800 гамм. Мощность линз от первых до 10 *м*, длина 300—600 *м*. Химический состав железистых сланцев (в %): Fe_2O_3 от 24,39 до 32,5; SiO_2 49,59 до 57,77; TiO_2 от 0,56 до 0,86. Спектральными анализами установлены (в %): цинк до 0,02, ниобий до 0,0005, германий до 0,001, иттербий до 0,004, индий до 0,0005, марганец до 0,8.

Жалгызская свита венда широко развита и представлена спилитами, туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, туффитами, кварцевыми песчаниками, конгломератами. Эффузивно-туфогенные образования в магнитном поле отображаются протяженными аномалиями интенсивностью от 800—1500 до 2500 гамм. Эти аномалии в Сарытумской зоне прослежены с перерывами на протяжении свыше 100 *км*. Поисково-разведочными работами на участках Сарытума I—IV, Токкен установлено магнетитовое и магнетит-гематитовое оруденение в спилитах, диабазах и туфоалевролитах. Спилиты серовато-зеленые, тонкозернистые, иногда миндалекаменные, афировые, состоят из лейст плагиоклазов (40—50%), девитрифицированного базиса, вкрапленности магнетита и титаномагнетита, хлорита и реже эпидота. Содержание железа в спилитах 12—15%, MnO 0,21—0,23%, S 0,05—0,08% и P_2O_5 0,16—0,20%.

Алевролиты и туфоалевролиты слоистые вишнево-красные и табачно-зеленые породы, состоящие из тонкодисперсной кремнисто-глинистой массы и мелкоалевритовых зерен плагиоклаза и пироксена. В вишнево-красных породах наблюдается резко выраженная полосчатость, обусловленная чередованием слойков с различной концентрацией гематита, количество которого достигает 20—25%. В гематитовых слойках отмечена вкрапленность магнетита. Содержание железа в туфоалевролитах от 12,29 до 18,71%, MnO 0,21—0,33%, S 0,03—0,04%, P_2O_5 0,07—0,25%.

В бурултасской свите нижнего кембрия находятся месторождения Бурултас и рудопроявления Актан, Суукадыр, Кокпас. Нижняя часть свиты сложена спилитами, мендалекаменными порфиритами, туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами. Выше появляются горизонты магнетитовых кварцитов, черных углистых сланцев с повышенным содержанием фосфора и ванадия, свинца и цинка, линзы марганцевых руд, горизонты доломитов, песчаников и филлитовидных сланцев. В верхах разреза залегают слюдистые кварцполевошпатовые песчаники, полосчатые кремни и яшмы. Железомаргнцевое оруденение приурочено к продуктивной пачке бурултасской свиты. Наиболее полно оно изучено на месторождении Бурултас (рис. 2).

Магнетитовые кварциты переслаиваются с полимиктовыми песчаниками и прослеживаются с перерывами, являясь прекрасным маркирующим горизонтом. Мощность их от первых метров до 20 *м*. Макроскопически это — полосчатые, чаще грубополосчатые образования, состоящие из ритмично чередующихся прослоев кремнистого, актинолитового и магнетитового состава. Мощность кремнистых прослоев 0,2—10,0 *см*, актинолитовых и магнетитовых 0,1—2,0 *см*. В пачке магнетитовых кварцитов выделяются полосчатые актинолит-магнетитовые руды. Содержание Fe в рудах от 37 до 55%, Mn 0,15—0,90%, P_2O_5 0,05—0,28, S 0,05—0,6,



Р и с. 2. **Схема геологического строения месторождения Буруптас.**
1 — массивные доломиты, кварцевые песчаники (венд); *2* — спилиты, вулканомиктовые песчаники, туффиты (нижний кембрий); *3* — углистоглинистые сланцы, доломиты, песчаники (нижний кембрий); *4* — полимиктовые песчаники; *5* — яшмы, яшмокварциты (средний-верхний кембрий — нижний ордовик); *6* — граниты; *7* — свинцово-цинковые рудные тела; *8* — магнетитовые рудные тела; *9* — разломы; *10* — элементы залегания.

Ge 0,0002%. В магнетитовых кварцитах железа от 22 до 32%. Очень часто в подошве и в кровле магнетитовых кварцитов встречаются актинолит-пирротиновые кварциты. В ассоциации с магнетитовыми кварцитами отмечаются песчаники с актинолит-магнетитовым цементом. Песчаники слагают небольшие линзы длиной 200—400 *м*, мощностью 10—30 *м* и вскрыты многими скважинами. Макроскопически это — темно-серые породы с синеватым оттенком и с обломочной текстурой. Распределение магнетита неравномерное. Состав цемента аналогичен магнетит-актинолитовым прослоям в магнетитовых кварцитах. Содержание железа от 22 до 32,7%.

Химический состав магнетит — кремнистых руд и песчаников с магнетит-актинолитовым цементом таков (в %): SiO_2 13,6 до 45; TiO_2 0,96—1,02; Al_2O_3 от 3,42 до 11,00; Fe_2O_3 23,3 до 46,3; FeO от 18,63 до 29,6; MnO 0,26 до 2,06; MgO от 1,04 до 5,59; CaO от 0,52 до 5,85; Na_2O до 1,15; K_2O 1,12; P_2O_5 до 0,58; V_2O_5 до 0,03; Cr_2O_3 до 0,004; Co до 0,013; Ni до 0,028; Pb до 0,15; Zn до 0,05; серы до 0,5.

Стратиграфически выше магнетитовых кварцитов в алеврито-глинистых сланцах обнаружены марганцевые руды. На месторождении Бурултас установлено одно линзообразное рудное тело длиной до 600 *м*, мощностью до 5 *м*, с поверхности сложенное пиролюзитом и псиломеланом. Первичные полосчатые руды образованы тефроитом, аллеганитом, родонитом, родохрозитом и марганцевым гранатом. Рудное тело находится вблизи контакта с гранитами, изменившими состав руд, которые были вначале, видимо, сложены браунитом и гаусманитом. Для марганцевых руд характерны высокие содержания кобальта и никеля (до 0,1%). В рудах содержится (в %): Mn от 11,25 до 24,01; Fe от 14,73 до 19,71.

Наиболее интересны кембрийские образования, в которых в ассоциации с железом и марганцем встречаются концентрации свинца, цинка, барита и меди. По условиям обрзования и составу железо-марганцевое оруденение кембрия Сарытумской зоны близко к железо-марганцевым рудам фамена Атасуйского района. В отличие от последнего в железо-марганцевых рудах Сарытумской зоны заметно проявлена кобальт-никелевая минерализация и отмечены повышенные содержания ванадия и фосфора. В Сарытумской зоне могут быть найдены промышленные скопления железо-марганцевых руд.

УДК 556.3(574)

Т. К. АЙТУАРОВ

РАЙОНИРОВАНИЕ ТЕРРИТОРИИ ЮЖНОГО КАЗАХСТАНА ПО СЛОЖНОСТИ ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИХ И ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ И ЗАДАЧИ ДАЛЬНЕЙШИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ПО ПРОМЫШЛЕННОМУ ОСВОЕНИЮ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТВЕРДЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Недра Южного Казахстана содержат огромные запасы полезных ископаемых. Здесь эксплуатируются крупные месторождения меди, свинца, золота, фосфоритов, сотни месторождений стройматериалов и др. Разнообразное геологическое строение, различные геоморфологические, физико-географические и климатические условия оказывают существенное влияние на промышленное освоение месторождений.

Особое значение имеет гидрогеологическая обстановка. Борьба с подземными водами на месторождениях усложняет эксплуатацию, требует водоотлива, осушения пластов с помощью водопонижающих скважин, устройства дренажных штреков, проходки особыми способами шахтных стволов. Поэтому, районирование территории Южного Казахстана, по гидрогеологическим и инженерно-геологическим условиям представляет большой теоретический и практический интерес. Классификация месторождений твердых полезных ископаемых по гидрогеологическим и инженерно-геологическим условиям проводилась разными исследователями — Д. И. Щеголевым, С. П. Прохоровым, С. В. Троянским, Г. Н. Каменским, М. В. Сыроватко, П. П. Климентовым (1966), Н. И. Плотниковым (1969), В. Д. Бабушкиным и др. Ими по сложности выделяются от 3 до 7 групп месторождений. Классификация широко используются на практике. Однако месторождения охватывают незначительные участки, а для перспективного планирования народного хозяйства необходимо районировать значительные территории.

В основу районирования нами положены фильтрационные свойства пород, их литологический состав, геолого-структурные и физико-географические, рельефные особенности территории, наличие поверхностных водотоков (рек, озер, каналов и др.), которые существенно влияют на водопритоки и горно-геологические условия месторождений. Исходя из этого принципа, на основании анализа имеющихся литературных материалов и опыта эксплуатации многочисленных месторождений на территории Южного Казахстана по сложности гидрогеологических и инженерно-геологических условий выделяются три гидрогеологических района:

1. **Районы с простыми гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями** охватывают площади развития некарстующихся скальных пород, представленных метаморфическими сланцами и гнейсами, гранитами, гранодиоритами, туфами, а также песчаниками, аргиллитами, конгломератами докембрия и палеозоя. Мощность зоны обводненной трещиноватости в этих породах обычно составляет 30—60 *м*. На участках тектонических разрывов она несколько больше, иногда достигает 100 *м* и более. Фильтрационные свойства основного массива низ-

кие, коэффициенты фильтрации изменяются от 0,01 до 0,3 *м/сут.* (за исключением зон тектонических разрывов). Породы обычно слабоводоносные, и дебиты скважин редко превышают 0,1—0,5 *л/сек,* достигая лишь иногда 2—3 *л/сек.* Химсостав воды пестрый, минерализация 0,5—1,0 и до 3 *г/л.* Модуль подземного стока составляет 0,1—0,3 *л/сек* с 1 *км*^{2}. Величина модуля увеличивается до 0,5—0,7 в зависимости от рельефа. В геоморфологическом отношении район представляет эрозионно-денудационное среднегорье, низкогорье и мелкосопочник с аридно-денудационной обработкой.

В низкогорье и в мелкосопочнике со слаборасчлененным рельефом (Чу-Илийские горы, Северо-Восточное Прибалхашье) на значительном удалении от поверхностных водотоков разведаны месторождения Саяк, Таскора, Акбакай. Возможные водопритоки, подсчитанные по данным разведки в горные выработки, составляют 50—100 *м*^{3}*/час.* В среднегорье разведаны месторождения Чатырколь, Таскайнар, Жайсан и эксплуатируются Байджансай, Аксуран. Водопритоки в горные выработки выше базиса эрозии не превышают 100—150 *м*^{3}*/час.* Когда горные выработки спускаются ниже базиса эрозии максимальные водопритоки в многоводные годы достигают 200 *м*^{3}*/час.* Незначительная обводненность и простые инженерно-геологические условия этих месторождений особых затруднений при их разработке не вызывают.

2. **Районы с простыми гидрогеологическими и сравнительно сложными инженерно-геологическими условиями,** охватывают межгорные и предгорные равнины, в основном, с песчано-глинистыми неустойчивыми отложениями. В этих районах распространены грунтовые воды в четвертичных отложениях и напорные в более древних породах, разделенных региональными водоупорами. Водосодержащими четвертичными отложениями являются гравийно-галечниковые пески, переслаивающиеся с супесями и суглинками. Грунтовые воды в основном принадлежат площадям аридной зоны и отличаются повышенной минерализацией. Только на предгорных прилавках, где аллювиально-пролювиальные отложения грубообломочные и песчаные (конусы выноса), за счет фильтрации вод из рек и ирригационной сети, подтока подземных вод со стороны горного массива формируются мощные грунтовые потоки.

Напорные воды приурочены, главным образом, к нижней части геологического разреза впадин. Водосодержащие разнозернистые пески образуют этажные системы напорных вод, приуроченных к отложениям палеоцен-эоценового и мелового возраста. Питание напорных горизонтов в основном осуществляется за счет инфильтрации атмосферных осадков, выпадающих на участках обнажения водосодержащих пород и по глубоким тектоническим зонам фундамента. В обводнении горных выработок основную роль играют емкостные запасы. На участках, где в геологическом разрезе преобладают глины, служащие кровлей и подошвой продуктивных (угольных) пластов, обводненность месторождений (Алаколь, Ойкарагай) незначительная (до 20—30 *м*^{3}*/час).*

Несмотря на небольшие водопритоки в горные выработки, неустойчивость песчано-глинистых отложений, особенно под статическим давлением, осложняет разработку месторождения. Примером может служить Ленгерское буроугольное месторождение. Здесь в кровле и почве угленосного комплекса залегают напорные водоносные горизонты, заключенные в надугольной и подугольной толщах юры, обладающие высокими (200—400 *м*) пьезометрическими уровнями. В их разрезах значительную часть составляют слабосцементированные мелкозернистые песчаники, способные во влажном (водонасыщенном) состоянии и при высоких гидростатических напорах приобретать плывунные свойства. В большинстве случаев прорывы плывунов происходят вблизи разрыв-

ных нарушений, где породы перемяты и более рыхлые. Плывуны иногда достигают катастрофических размеров. (В 1950 г. таким прорывом были заполнены штреки общим объемом 3500 $м^3$). Максимальные водопритоки в шахту № 5 при глубине 200 *м* составляют 280 $м^3/час$.

В районах описываемого типа можно выделить сложные участки со значительными притоками воды на конусах выносов или в артезианских бассейнах, где расходы скважин на самоизливе достигают 100 *л/сек*. Имея в виду, что разработка месторождений на больших глубинах нерентабельна, эти участки пока нами не выделяются.

3. **Районы со сложными гидрогеологическими и инженерно-геологическими условиями** условно делятся на две подгруппы:

а. К первой подгруппе относятся площади развития карбонатных отложений, широко развитые в Большом и Малом Каратау, в центральной части Западно-Таласского и Угамского хребтов, а также в Терскей Алатау и Кетмене. Отдельные массивы карбонатных образований встречаются и в Южной Джунгарии (горы Сууктюбе). Карбонатные отложения обладают повышенной трещиноватостью и закарстованностью. Пустоты выщелачивания и карстовые полосы локализованы в зонах тектонических разломов, с ними связаны прорывы пдоземных вод в горные выработки, иногда достигающие 3000 $м^3/час$ (Миргалимсай). Глубина обводненной трещиноватости контролируется положением региональной эрозионной сети и достигает 500—600 *м*. Расходы родников колеблются от 10 до 700 *л/сек*. Модуль подземного стока изменяется от 5 до 11 *л/сек* (для многоводных лет); коэффициенты фильтрации — то 2 до 50 *м/сут*. Расходы скважин, пробуренных в зонах разломов, достигают 100 *л/сек* и более. В пределах карбонатных массивов разведаны многочисленные месторождения фосфоритов — Аксай, Чулактау, Джанатас, Коксу, Кокджон (М. Каратау), железорудное — Ирису, эксплуатируются полиметаллические — Сууктюбе, Ачисай, Миргалимсай. Фактические суммарные водопритоки в горные выработки составляют от 700 до 22000 $м^3/час$.

Величины водопритоков зависят от площадей развития карстующихся карбонатных толщ и наличия поверхностных водотоков, имеющих гидравлическую связь с трещинно-карстовыми системами. На Миргалимсайском месторождении в формировании рудничных вод участвуют воды рек Баялдыр и Хантаги, величина инфильтрации в горные выработки этих рек достигает 36% общего водопритока (1964 г.).

В подобных сложных гидрогеологических условиях строительство горных выработок осуществляется только специальными способами проходки (водопонижения, цементация и др.) и путем организации мощного водоотлива. Так, на Миргалимсайском руднике имеются в водоотливных установок, состоящих из 42 центробежных насосов общей производительностью 40800 $м^3/час$. Затраты на водоотлив составляют около 25—30% стоимости добываемой руды.

б. К второй группе подрайонов относятся участки (площади), гидрогеологические условия которых осложнены крупными поверхностными водотоками или высокогорным рельефом с абсолютными отметками более 2000 *м*. Для высокогорных районов характерна интенсивно пересеченный рельеф и относительные превышения до 1000 *м*. Развитие эрозионных процессов происходит на фоне активных тектонических поднятий, обусловивших образование большого количества цокольных террас и глубоких каньонообразных врезов.

В высокогорных районах развиты преимущественно породы интрузивных формаций. Резко выраженный субнивальный высокогорный климат и воздействие тектонических факторов обуславливают интенсивное выветривание, вследствие чего на склонах почти повсюду образуются

обвально-осыпные образования, представляющие исходный субстрат для возникновения нередких грязекаменных потоков, сейсмических оползней. Эта особенность является одним из важных факторов, обуславливающих сложность инженерно-геологических условий освоения месторождений, расположенных в высокогорной зоне.

Участки, прилегающие к долинам крупных рек Сыр-Дарьи, Каратала, Чу и др., также условно отнесены к сложным по гидрогеологическим условиям, так как при разработке месторождений приходится решать задачи по отводу рек или изоляции их русел.

Районирование территории позволяет, исходя из сложности района, определить основные направления полевых гидрогеологических и инженерно-геологических исследований при разведке месторождений. В частности для выяснения обводненности месторождений на территории районов первой и второй групп рекомендуется ограничиваться определением фильтрационных свойств пород, преобладающих на участке месторождения. Характеристику гидрогеологических условий можно дать по материалам гидрогеологических съемок среднего масштаба, которыми территория юга Казахстана покрыта на 90%. Проведение специальных исследований необходимо в особых случаях. Прогноз водопритоков определяется обычными аналитическими расчетами.

При изучении районов второго типа (переслаивающиеся рыхлые отложения) и третьего (в высокогорье) особое внимание следует обратить на изучение инженерно-геологических свойств пород.

В районах третьего типа (с трещинно-карстовыми водами) в качестве основных методов расчета водопритоков рекомендуются водно-балансовые в комплексе с методами моделирования и математической статистики. Применение аналитических расчетов в таких сложных гидрогеологических условиях приводит к грубейшим ошибкам. Об этом наглядно говорят прогнозы водопритоков, выполненные аналитическими расчетами по Миргалимсайскому месторождению, максимальные водопритоки которого на глубину 170—300 *м* оценивались в количестве 480 *л/сек,* а фактические водопритоки при глубине шахты 320 *м* составили 4330 *л/сек,* т. е. больше в 9 раз против прогнозной величины. При полевых работах следует обратить серьезное внимание на обоснование балансового контура и возможность его изменения при водоотливах из шахт. Допущенные различными авторами ошибки в определении балансового контура при разведке привели к разноречивым оценкам водопритоков по Миргалимсайскому месторождению. Поэтому весьма важно изучение граничных условий месторождений и изменений фильтрационных свойств карбонатных пород с глубиной.

Задачами дальнейших гидрогеологических исследований в Южном Казахстане по изучению обводненности месторождений являются:

1. Дальнейшее совершенствование районирования территории по мере накопления фактических материалов и составление карты районирования на основе среднего масштаба для отдельных горнопромышленных районов.

2. Совершенствование полевых исследований путем применения геофизических методов (расходометрия, активационный каротаж, резистивиметрия, ВЭЗ и т. д.) и автоматизацией процессов проведения опытных и режимных работ.

3. Улучшение качества наблюдений за режимом эксплуатации в районе действующих водозаборов и водоотливом из горных выработок.

4. Повышение роли инженерно-геологических исследований при разработке месторождений твердых полезных ископаемых, тем более, что по некоторым из них (Джанатас, Аксай, Коксай) намечается глубина отработки до 600—800 *м.*

УДК551.494/574.53

Т. К. АЙТУАРОВ, В. А. КОРОЛЕВ

ПРОГНОЗ ВЗАИМОВЛИЯНИЯ ВОДОЗАБОРОВ И ШАХТНОГО ВОДООТЛИВА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАРАТАУСКОГО ФОСФОРИТОНОСНОГО БАССЕЙНА (ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН)

Интенсивное развитие химической промышленности привело к широкому освоению фосфоритоносного бассейна Каратау в Южном Казахстане, являющегося важной сырьевой базой производства фосфорных удобрений. Для обеспечения потребности рудников и рабочих поселков в питьевой и технической воде проектируется строительство водозаборов. В связи с тем, что карьеры рудников и водозаборы расположены в небольшом удалении друг от друга, они будут работать в условиях тесного взаимодействия. Определение взаимовлияния водозаборов и шахтных водоотливных сооружений требует решения сложных фильтрационных задач. Применение аналитических расчетов в таких случаях обычно приводит к крупным ошибкам и не отражает реальную картину. Кроме того, многие аналитические решения выражаются сложными математическими зависимостями, что значительно затрудняет их практическое использование. В настоящей работе излагается решение сложной фильтрационной задачи методом электрогидродинамических аналогий на интергораторе ЭГДА-9/60.

Объектом исследования является полоса выходов доломитов и известняков тамдинской серии кембрия-ордовика, ограниченная с двух сторон слабопроницаемыми песчаниками и сланцами нижнего кембрия (каройская серия). Водосодержащие карбонатные породы сильно трещиноваты и местами закарстованы. Породы разбиты крупными тектоническими надвигами и многочисленными поперечными разрывами. В целом они способствуют образованию единого водоносного горизонта с хорошей гидравлической связью отдельных участков.

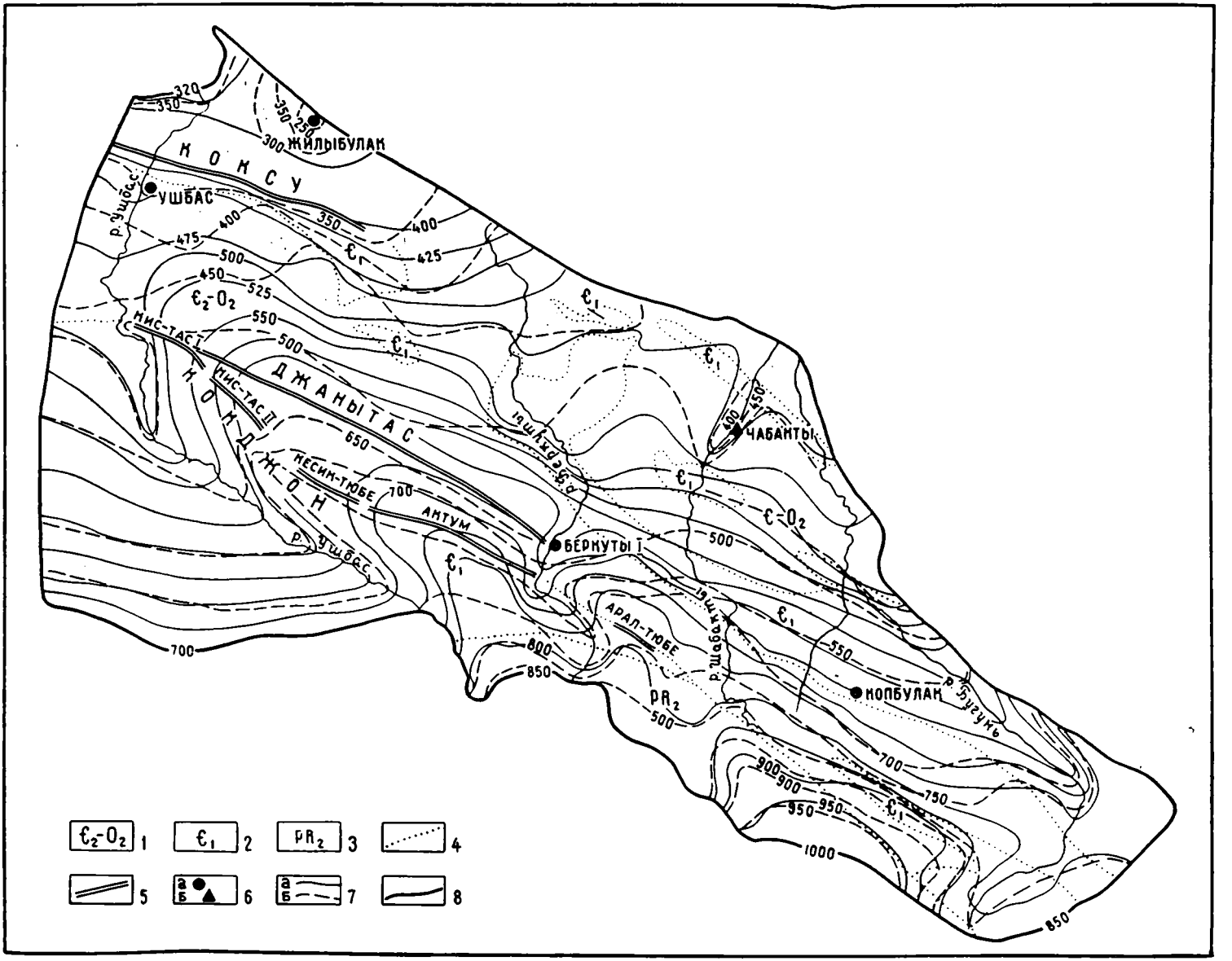
В качестве исходной информации для моделирования была использована карта гидроизогипс, составленная с использованием всего существующего фактического материала с учетом геологических, структурно-тектонических, геоморфологических и гидрогеологических особенностей района.

Модель, изображающая фильтрационное поле, была изготовлена из электропроводной бумаги с различными удельными сопротивлениями в соответствии с натурной картой водопроводимости. По водопроводимости были выделены 11 зон, относящихся к 6 группам:

а) со средней водопроводимостью 400 $м^2/сут.$ — зона, приуроченная к карбонатной толще тамдинской серии;

б) с водопроводимостью 800 $м^2/сут.$ — долины рек и балок, а также зоны водоносных разломов, где карбонатная толща более трещиновата;

в) с водопроводимостью 5 $м^2/сут.$ — ложе оз. Кызылколь, а также междуречье Ушбас и Беркуты;



Р и с. **Карта гидроизогипс северо-западной части хребта Малого Каратау:**
1 — тамдинская серия (доломиты, доломитизированные известняки и известняки); *2* — каройская серия (песчаники, аргиллиты, конгломераты); *3* — кокджотская серия (метаморфизованные сланцы, песчаники, аргиллиты); *4* — стратиграфические границы; *5* — контур карьеров; *6* — водозаборы: а) — разведанные, б) — намечаемые к разведке; *7* — гидроизогипсы, полученные методом моделирования: а) в условиях естественного режима, б) в при нарушенном режиме; *8* — границы модели.

г) с водопроводимостью 20000 и 40000 *м²/сутки* — водопроводящие зоны у родника Актюбе и Жилыбулак;

д) с водопроводимостью 10 *м²/сутки* — водораздельные участки развития пород тамдинской и каройской серий;

е) площади месторождений подземных вод Жилыбулак, Беркуты и Копбулак, по данным полевых работ характеризующиеся соответственно водопроводимостями 2347, 486 и 350 *м²/сутки*.

В пределах моделируемого фильтрационного поля были выделены практически водонепроницаемые участки, сложенные сланцами и песчаниками каройской и кокджотской серий. Моделировались они бумагой с повышенными удельными сопротивлениями, которое отличалось от удельного сопротивления основного поля фильтрации, сложенного карбонатными породами тамдинской серии, в 400 раз.

Граничные условия модели определялись следующим образом. Северная граница проходит по контакту водовмещающих пород тамдинской серии с практически водонепроницаемыми породами каройской серии. Северо-восточная и восточная границы проходят по региональному подземному водоразделу, который делит бассейн Малого Каратау на две части — северо-западную и юго-восточную (Джумагулов и др., 1968). Западная граница проведена по линии тока, проходящей по небольшому междуречному водоразделу. Юго-восточная и южная границы проходят по линиям равных напоров и участкам местных водоразделов.

Внутри модели были заданы крупные родники, карьеры, водоразделы, а также гидрографическая сеть с учетом взаимосвязи поверхностных и подземных вод. Линии равных напоров на границах модели задавались с помощью зажимных шин, а линии токов и водопроницаемые границы задавались обрезом бумаги. Внутренние истоки на модели осуществлены специальными электродами, а карьеры моделировались контурами из медной проволоки диаметром 0,5 *мм*.

Электрическая модель фильтрационного поля составлена с условием сохранения отношения:

$$\frac{P_j}{Pn} = \frac{(km)}{(km^l)} = Const$$

где P_j — удельное сопротивление электропроводной бумаги;

K^j — коэффициент фильтрации;

m — мощность водоносного горизонта.

На границах фильтрационного поля и внутри его были заданы граничные условия первого рода.

Для достижения гидродинамического подобия натуры и модели на границах области фильтрации и по контуру дренажных систем задавались относительные потенциалы, соответствующее абсолютным отметкам уровня. Гидродинамическое подобие натуры и модели на начальный момент времени контролировалось совпадением полученных на ней эквипотенциалей с натурной картой гидроизогипс. Расчет приведенных потенциалов выполнялся по известной методике (Вевиаровская, Кравченко и др., 1962). Определение величины приведенных потенциалов на модели производилось с помощью расчетно-измерительного устройства (РИУ).

Перед моделированием ставились задачи: определения величины срезок уровней подземных вод при взаимодействии водозаборов (карьеров) и прогноза изменения уровней подземных вод в целом по району при одновременной работе всех водозаборов (карьеров).

Определение величины срезок уровня подземных вод в отдельных водозаборах при их взаимодействии с остальными выработками производилось раздельным включением их на модели с учетом срока ввода в действие, согласно существующей проектной разработки.

Результаты моделирования показали, что водоотлив из кареров (Джанатас, Кокжон, Коксу) вызовет значительное снижение уровня подземных вод на участках действующих водозаборов (см. таблицу) Под дренирующим влиянием карьера Джанатас к 1982 г. водозабор Беркуты выйдет из строя. К этому периоду следует переориентировать хозпитьевое водоснабжение города Джанатас на использование других источников.

Величина срезки уровня воды на водозаборах, вызванная работой карьеров (в м)

Месторождения подземных вод	Годы			
	1978	1982	1990	2000
Беркуты	40	61	96	38*
Копбулак	18	22	26	6*
Жилыбулак	4	8	16	22

Под влиянием работы водозаборов также будет происходить и осушение карьеров, что позволит сократить затраты на водоотлив. Так, в карьере Джанатас под влиянием работы Беркутинского и Копбулакского водозаборов произойдет осушение на 12 *м*, а в карьере Кокджон под влиянием одоотлива из карьера Джанатас и водозабора Беркуты интервал осушения составит 17 *м*. В результате работы Жилыбулакского водозабора в карьере Коксу произойдет осущение на 11 *м*.

Прогноз изменения уровней подземных вод в целом по району осуществляется совмещением карт гидроизогипс района в естественных условиях и нарушенном режиме. (рис. 1). Обе карты гидроизогипс были построены в процессе моделирования. Одна из них соответствует эквипотенциалам, полученным на модели при заданных условиях естественного режима, другая соответствует эквипотенциалам, полученным на модели при одновременном включении на ней всех водозаборов и карьеров. При одновременной работе всех существующих и проектных выработок на конец их эксплуатации в карбонатном массиве в целом ожидается снижение уровня подземных вод от 50 до 120 *м*, что вызовет увеличение мощностей зоны аэрации до 80—160 *м*. Это видимо, в свою очередь, приведет к снижению питания трещинно-карстовых вод за счет инфильтрации атмосферных осадков. Количественная оценка этого процесса возможна лишь путем постановки специальных воднобалансовых исследований и обобщения опыта эксплуатации водозаборов и горных выработок. В период межени (август—сентябрь) такие реки района, как Шабакты, Қыршабакты, Беркуты, по-видимому, полностью будут поглощены карбонатным массивом, что значительно изменит общие условия водоснабжения сельскохозяйственных районов.

Таким образом, моделирование позволяет прогнозировать изменение природной гидрогеологической обстановки в карбонатном массиве хр. Малого Каратау, вызванное одновременной работой ряда водозаборов и эксплуатацией месторождений фосфоритов. Для детализации и прогноза ожидаемых процессов на отдельных месторождениях или водозаборах желательно создание модели масштаба 1 : 50000, а для отдельных участков крупнее.

---

* Уменьшение срезки связано отработкой месторождения Джанатас к 2000 году, т. е. с прекращением водоотлива из карьера.

УДК 551.49:553.44 (574.55)

К. А. КАМАЛИЕВ, Т. К. АЙТУАРОВ

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ШАЛКИЯ

Месторождение Шалкия расположено к северо-востоку от ж. д. ст. Яны-Курган Кзыл-Ординской области в юго-западном предгорье Северо-Западного Каратау. Рельеф района представляет предгорную равнину с обширными долинами, с редкими сопками и грядами, абсолютные высоты которых достигают 250—300 *м*. Гидрографическая сеть представлена речками Акуюк, Карасиыр, Жидели и Кельте с притоком Шалкиясай, относящимися к бассейну р. Сыр-Дарья. Речки сезонно-действующие и маловодные; 60—80% их годового стока проходит в период весеннего снеготаяния. Тем не менее, они являются важным источником питания подземных вод. Маловодность и пересыхание рек объясняется засушливостью, а также поглощением их стока трещиноватыми и закарстованными карбонатными породами и аллювиально-пролювиальными рыхлыми отложениями.

Климат района резко континентальный. Максимальная температура 40—45° выше нуля бывает в июле—августе, минимальная 30—40° холода — декабре, январе. Годовое количество атмосферных осадков не превышает 170 *мм*, 60—70% которых выпадают в период невысокого испарения и малой транспирации. По этой причине они, наряду с поверхностными водами, являются одним из основных источников питания подземных вод.

В геологическом строении месторождения участвуют отложения фаменского яруса верхнего девона, которые по литолого-текстурным признакам четко разделяются джилаганатинский и жанкурганский горизонты. Джилаганатинский горизонт представлен слоисто-комковатыми известняками, рудовмещающими кремнистыми доломитами. Жанкурганский горизонт состоит из пачек слоистых, комковатых известняков и массивных доломитов.

Месторождение приурочено к наиболее осложненной периклинальной части Акуюкской синклинали и представляет собой тектонический блок грабен площадью около 1 $км^2$ (рис. 1). С севера и северо-запада месторождение ограничено соответственно Джертансайским надвигом и Шалкиинским разломом, которые сопровождаются мощной зоной (до 200 *м*) малопроницаемых брекчированных аргиллитов, реже алевролитов. Главный взброс прослеживается в юго-западной части месторождения и представляет собой зону с серией слабоводоносных ветвящихся взбросов. В юго-восточной части протягиваются параллельные Центральный и Восточный надвиги. В отличие от водоносного Восточного надвига

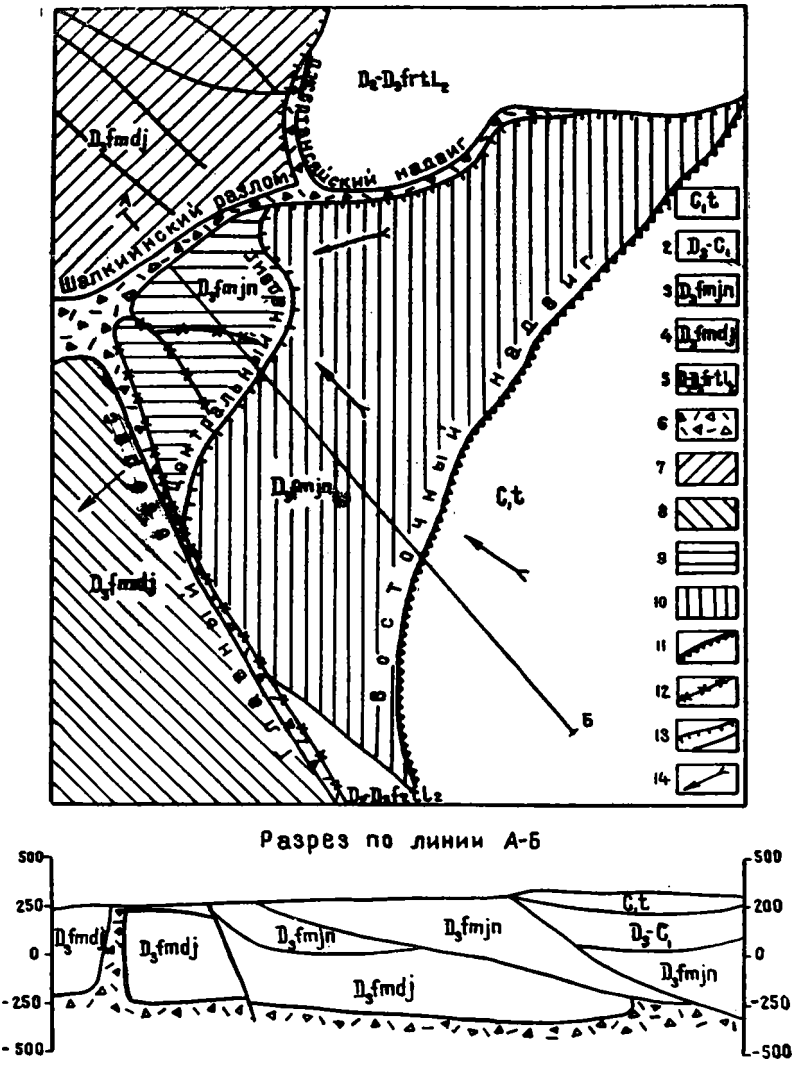


Рис. 1. **Схематическая геолого-гидрогеологическая карта месторождения Шалкия.** *1* — известняки нижнего карбона; *2* — доломиты верхнего девона и нижнего карбона; *3* — известняки и доломиты жанкурганского горизонта фамена; *4* — доломиты и известняки джилаганатинского горизонта фамена; *5* — песчаники, алевролиты, аргиллиты тюлькубашской свиты верхнего девона; *6* — слабоводопроницаемые аргиллито-алевролитовые брекчии. Тектонические блоки: *7* — северо-западный, *8* — юго-западный, *9* — центральный, *10* — юго-восточный; *11* — разлом водоносный; *12* — разлом слободоносный; *13* — разлом не водоносный; *14* — направление движения подземных вод.

вдоль поверхности Центрального надвига развита зона малопроницаемых известняково-глинисто-аргиллитовых брекчий мощностью от 1 до 30 *м*.

Разрывные нарушения (Главный взброс, Восточный надвиг) сопровождаются зонами смятия, дробления и повышенной трещиноватости. Наиболее четко такие зоны проявлены в средней части рудовмещающей пачки, что обусловлено, по-видимому, чередованием слоев с различными физико-механическими свойствами. В кремнистых доломитах, отличающихся низким выходом керна, и в тонкослоистых известняках трещины

распространены через 3—10 *см* и ориентированы в различных направлениях.

Комковатые известняки текстуры характеризуются повышенным выходом керна (до 80—90%). Трещины в них развиты по напластованию. Иногда они залечены кальцитом, реже глинистым материалом. Для известняков, в меньшей степени доломитов характерна значительная закарствованность. Поверхностные формы карста отсутствуют. Погребенные карстовые полости тяготеют к зонам тектонических разрывов и пересечению трещин. Размеры карстовых полостей достигают до 1 *м* в поперечнике. Их глубина распространения по данным скважин составляет 300 *м*. Они служат путями циркуляции подземных вод.

В обводнении месторождения Шалкия участвуют безнапорные трещинно-карстовые воды карбонатной толщи девона и карбона. Их формирование происходит в Акуюкской синклинали (площадь области питания 173 $км^2$) за счет инфильтрации атмосферных осадков и поглощение поверхностного стока речек Карасиыр, Акуюк. Направление движения подземных вод определяется гипсометрией кровли слабоводопроницаемых аргиллито-алевролитовых брекчий, подстилающих водоносные карбонатные толщи. В южной части Акуюкской синклинали часть трещино-карстового потока при пересечении тектонического разлома выклинивается, образуя родник Кутеходжа с расходом 40 *л/сек*. Другая часть потока, огибая выходы аргиллито-алевролитовых брекчий, направляется к месторождению через так называемые «Восточные ворота». Восточные ворота примыкают к месторождению с востока и расположены между выходами аргиллито-алевролитовых брекчий. Здесь же наблюдается наибольшая мощность карбонатных пород (до 100 *м*).

Потоки трещинно-карстовых вод на месторождении, просачиваясь через слабоводопроницаемые брекчии Центрального надвига, уходят подземным путем в юго-западном направлении. В 2-х *км* к юго-западу от месторождения они частично вклиниваются в виде родников и скважины пробуренные, здесь дают самоизливы с раходом 5—8 *л/сек*.

Водоносность карбонатных пород предопределяется условиями их залегания, трещиноватостью и закарстованностью. Основными путями движения подземных вод служат верхняя трещиноватая зона карбонатных пород (до глубины 100—300 *м*) и тектонические нарушения, при этом водообильными зонами являются не только сами разрывы, но и зоны дробления и повышенной трещиноватости шириной до 100—150 *м*. Иногда разрывы сопровождаются аргиллито-алевролитовыми брекчиями, играя в этом случае роль водоупорного экрана, разделяющего карбонатный массив месторождения на самостоятельные тектонические блоки. Эти блоки различаются степенью обводненности и особенностями режима подземных вод. Неравномерная трещиноватость и закарстованность карбонатной толщи, наряду с ее блоковым строением, определяют водоносность как в латерельных, так и в вертикальном направлении.

По степени обводненности и особенностями режима выделяются северо-западный, юго-западный, центральный и юго-восточный тектонические блоки.

1. Северо-западный тектонический блок отделен от Центрального блока слабоводопроницаемыми Шалкиинским разломом и Джертансайским надвигом, от Юго-Западного блока — Шалкиинским разломом. Этот блок приподнят относительно Центрального на 150—200 *м*, и на по-

верхность выходит лишь слаботрещиноватые подрудные известняки джилаганатинского горизонта. Из-за этого, блок слабо обводнен, что подтверждено откачками из пяти скважин, которые оказались практически безводными.

Глубина залегания подземных вод блока составляет 14—46 *м*. Водный режим определяет инфильтрация атмосферных осадков и расход на подземный сток. За период наблюдений (1965—67 гг.) уровни очень медленно повышались (0,5—0,8 *м*) без сезонных скачков и спадов. Это объясняется увеличением с каждым годом количества выпадающих осадков (в 1965 г. выпало 94, в 1966 г. — 128, в 1967 г. — 289 *мм*. Повышение уровня вод сопровождается снижением минерализации на 50—250 *мг/л*. Воды этого блока сульфатные-натриевые, реже сульфатные кальциевые с минерализацией 1,1—1,8 *г/л*. Общая жесткость 14,3—17,3 *мг/экв/л*.

2. Юго-Западный блок ограничен с северо-востока слабо водоносным Главным взбросом, с севера — Шалкиинским разломом. Водовмещающие породы представлены неравномерно трещиноватыми и закарстванными подрудными известняками джилаганатинского горизонта фамена. Удельные дебиты скважин составляют от 0,08 до 0,70 *л/сек*. Коэффициенты фильтрации от 0,04 до 0,62 *м/сут*. Уровни подземных вод залегают на глубинах 14—18 *м*.

Режим этого блока аналогичен с режимом Северо-западного блока; отличием является более четкая реакция на выпадение атмосферных осадков. Уровень подземных вод с начала наблюдения (1965 г.) повысился на 0,6—1,5 *м*. В соответствии с этим произошло опреснение на 300—800 *мг/л*. Воды сульфатно-кальциевые с минерализацией 0,9—1,5 *г/л*. Общая жесткость колеблется от 10 до 26 *мг-экв/л*.

3. Центральный блок расположен в средней части рудного поля и представляет грабень, ограниченный малопроницаемыми разрывными нарушениями: с северо-запада и юго-востока блок соответственно слабоводопроницаемыми Шалкиинским разломом и Центральным надвигом, с юго-запада — слабоводоносным Главным взбросом, а с севера — Джергтансайским надвигом.

Часть потока трещинно-карстовых вод, движущегося с юго-востока, просачиваясь через слабоводопроницаемые известняково-глинисто-аргиллитовые брекчии Центрального надвига, поступает в пределы рудного блока. В результате подпора надвигом перепад уровней подземных вод составляет 4—6 *м*. Поверхность зеркала подземных вод колеблется в пределах 236—238 *м*. Почти горизонтальное залегание уровня объясняется изолированностью этого блока, что в конечном итоге обуславливает замедленный водообмен и повышение минерализации от 0,5—0,8 *г/л* до 1,2—1,5 *г/л*. Удельные дебиты скважин 0,1—3,7 *л/сек*; наибольшие получены из скважин, пробуренных на участках трещиноватых и закарстованных пород. Коэффициенты фильтрации изменяются от 0,01 до 4,9 *м/сутки*.

4. Юго-Восточный блок с северо-запада ограничен Центральным надвигом, с юго-востока — водоносным Восточным надвигом. Трещинно-карстовые воды циркулируют в верхней трещиноватой и закарстованной зоне (300 *м*) известняков и доломитов жанкурганского горизонта. Отличительной чертой блока является высокая водообильность и промытость карбонатных пород. Удельные дебиты скважин колеблются от 1,25 до

4,36 *л/сек.* Коэффициенты фильтрации 1,7—5,2 *сут.* Наибольшая водообильность пород приурочена к зонам тектонических разрывов (Восточный надвиг).

Глубина залегания уровня подземных вод в зависимости от рельефа составляет 25—50 *м.* Характерной чертой их режима является зависимость колебания уровней от инфильтрации атмосферных осадков. Максимальные уровни достигаются в марте—апреле, т. е. в период снеготаяния и прохождения паводковых вод. Спад уровней происходит постепенно, по мере расходования ресурсов подземных вод. Минимальные уровни наступают в январе—феврале. Годовая амплитуда спада уровней составляет 2—7 *м.*

Гидрохимический режим подземных вод также подвержен сезонным колебаниям. Величина весеннего опреснения в отдельные годы достигает 300 *мг/л.* По химическому составу воды сульфатные кальциевые, реже гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией 0,5—0,9 *г/л.* Величина общей жесткости не превышает 7—9 *мг-экв/л.*

Трещинно-карстовые воды в целом агрессивны. Содержание сульфат-иона в водах месторождения достигает до 1000—1500 *мг/л.*

Прогнозирование водопритоков в горные выработки произведено аналитическим и балансовым способами. Для оценки прогнозных водопритоков аналитическим методом использована формула «большого колодца». Средний коэффициент фильтрации равен 1,47 *м/сут.* Радиус влияния определялся по формуле И. П. Кусакина. Водопритоки в систему горных выработок глубиной 400 *м* составили 400 *л/сек.* Для контроля и сопоставления расчет водопритоков произведен также балансовым методом на глубину отработки 400 *м.* Суммарные водопритоки в подземные горные выработки, которые складываются из сработки емкостных запасов и ежегодно возобновляемых динамических ресурсов, составили 419 *л/сек.* Результаты расчетов двумя методами оказались близкими (400 и 419 *л/сек),* что указывает на их надежность.

Разработка месторождения будет производиться в крепких окварцованных и окремненных известняках и доломитах, а также в слоистых и массивных кремнистых доломитах. Отрицательным фактором служит наличие многочисленных разрывов и подземных карстовых полостей. При проходке тектонически нарушенных зон могут вскрыты обводненные карстовые полости с расходом несколько сот $м^3$/*час.* Такие зоны следует проходить с применением опережающего бурения.

По оценке «Гипроцветмета» потребности будущего рудника Шалкия в воде составляют: хозяйственно-питьевой 130 *л/сек* технической 542 *л/сек.*

Для хозяйственно-питьевого водоснабжения будущего рудника предполагается использовать напорные воды сенонского яруса верхнего мела Кызылкумского артезианского бассейна, вскрытые скважинами на участке Яны-Курган в 10—15 *км* к юго-востоку от месторождения. Отложения сенонского яруса распространены очень широко и залегают под покровом четвертичных и неоген-палеогеновых отложений. Водоносными породами верхнего мела являются разнозернистые кварц-полевошпатовые пески с прослоями песчаников и гравелитов.

Напорные воды вскрыты в предгорьи на глубинах до 5—50 *м.* По мере погружения меловых пород к центру впадины глубина залегания водоносного горизонта увеличивается до 200—300 *м.* Дебиты скважин достигают 13 *л/сек,* при понижении уровня на 10 *м.* Коэффициенты филь-

трации составляют 5—10 *м/сут*. Температуры подземных вод увеличиваются с глубиной от 12 до 18°С. Воды пресные, гидрокарбонатные-кальциевые, с минерализацией 0,4—0,5 *г/л* и пригодны для питья. Вредные для человека микроэлементы отсутствуют. Режим напорных вод отличается постоянством во времени: из-за глубокого залегания он мало подвержен климатическим колебаниям.

Ожидаемые дебиты одиночных скважин составляют 20 *л/сек*. Водозабором может служить линейный ряд, состоящий из 7 скважин, параллельный северо-восточному «непроницаемому контуру».

Для технического водоснабжения будущего горнорудного предприятия могут быть привлечены поверхностные воды р. Сыр-Дарья, протекающей в 20 *км* к югу от месторождения. Среднегодовой расход р. Сыр-Дарья составляет 665 $м^3/сек$, наименьший — 169 $м^3/сек$, наибольший — 2730 $м^3/сек$. Воды гидрокарбонатные кальцевые с минерализацией — 1,0 *г/л*. Общая жесткость не превышает 20 *мг-экв/л*.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахманов К. К., Бакенов М. Н., Гринвальд М. Н., Дуйсенбеков Д. Д., Дурсунов А. Д., Тукенов Н. Т., Хасенов Х. М. О новом золоторудном месторождении Акбакай в Чу-Илийских горах. Изв. АН КазССР, сер., геол., 1972, № 2.

Авров П. Я., Варенцов М. И., Дитмар В. И. Особенности геологического строения и перспективы нефтегазоносности Южного Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 2.

Ажгирей Г. Д. Участие древнего кристаллического основания в альпийской складчатости Центрального Кавказа. Бюлл. Моип., отд., геол., т. 26 (4), 1951.

Азбель К. А., Борукаева М. Р., Ковалевский А. Ф., Стеркин В. Д. Основные черты орогенного магматизма Прибалхашско-Илийского вулканического пояса (на примере Северо-Восточного Прибалхашья и Южной Джунгарии). В сб. Мат. по геол. и пол. ископ. Южного Казахстана. вып. 4 (29), Алма-Ата, изд-во «Наука», 1971.

Айтбаев К. А., Майлибаев М. М. Геологическое обоснование поисковых работ на нефть и газ в среднем палеозое восточной части Чуйской впадины. Сб. Информация. ППТИ МГ КазССР, Алма-Ата, 1968.

Айтуаров Т. К., Джумагулов М. Т., Жапарханов С. Ж. Подземные воды северо-западного склона хр. Малый Каратау как источник водоснабжения горнорудных предприятий. В кн. Региональные гидрогеологические исследования в Казахстане, Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.

Александрова М. И., Борсук Б. И. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бетпак-Далы. тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 7, М., Госгеолтехиздат, 1955.

Александрова М. И. и др. Геологическое строение и полиметаллическое оруденение Сарыу-Балхаш — Нуринского водораздела. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 32, 1960.

Ананьева Е. М., Бугайло В. А., Сегаль З. Я., Тычкова Т. В. Результаты геофизических работ по оценке перспектив угленосности Тургайского прогиба, Изв. АН КазССР, сер. геол., 1963, № 3.

Андреев В. Н. Гидролакколиты (булгунняхи) в западно-сибирских тундрах. Изв. Гос. геогр. общ., т. 68, 1936, 12.

Анкинович С. Г. Нижний полеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1961.

Афанасьев Б. Л. Географическое размещение буроугольных месторождений Казахстана. В сб. «Ископаемые угли Казахстана», т. 2, вып. 1, Алма-Ата, 1938.

Афоничев Н. А. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. «Сов. геол.», 1967, 1, 2, 3.

Бабкин П. А., Ким О. П., Толпегин Ю. Г. О рассыпных месторождениях киновари Северо-Востока СССР «Разведка и охрана недр.», 1971, № 1.

Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Принципы стратиграфии антропогена Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1959, № 1.

Бажанов В. С., Костенко Н. Н. Атлас руководящих форм млекопитающих антропогена Казахстана. Изд-во АН КазССР, 1962.

Беспалов В. Ф. Стратиграфия верхнего палеозоя Восточного Казахстана. Тр. Совещ. по униф. стратиграф. схем допалеозоя и палеозоя Вост. Казахстана. Т. 2, Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1960.

Бетехтин А. Г. Минералогия. Госгеолтехиздат, 1950.

Богданов А. А. Палеозойские тектонические структуры южной части Карагандинской области и Чу-Балхашского водораздела. Тектоника СССР, т. 1, М., изд-во АН СССР, 1948.

Бойцова Е. П. Спорово-пыльцевые комплексы из морских и прибрежно-морских отложений палеогена Северных и Восточных чинков Устюрта. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 102, 1964.

Болдырева М. М., Чернышева В. Ф. Корреляция состава и параметров решетки сфалеритов из месторождения Перевальное. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва. Изд-во «Наука», вып. 2, 1969.

Бонгард М. М. Проблема узнавания. М., изд-во «Наука», 1967.

Боннер Р. Е. Некоторые методы классификации. В сб. «Автоматический анализ сложных изображений. Сб. переводов М., изд-во «Мир», 1969.

Боровиков Л. И., Крыськов Д. Н. Кембрийские отложения в горах Кендык А. Н. (Южный Казахстан). В сб. Мат. по геол. и пол. ископ. Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 94, 1963.

Бородаевская М. Б. Структурные условия локализации рудных тел в колчеданных месторождениях Южного Урала. В сб. «Закономерности размещения полезных ископаемых», т. V, М., 1962.

Борсук А. М., Масуренков Ю. П. Об эксплозивных формах интрузивного процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 4.

Бляхова С. М. О соотношении раннепалеогеновой и верхнемеловой флор Восточных Кызылкумов. В сб. «Значение палинологического анализа для стратиграфии и палеофлористики. М., изд-во «Наука», 1966.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И. Алакульский угленосный район. Изв. АН КазССР, гер. геол., 1958, № 1 и 2.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И. Развитие рельефа Восточного Казахстана в юрском периоде. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1971, № 4.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И. и др. Благовещенское месторождение и перспективы угленосности Восточно-Чуйской впадины. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1971, № 5.

Бувалкин А. К., Жаймин М. И., Котова Л. И. Юрские отложения Абайской депрессии хребта Чингиз. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1972, № 2.

Бувалкин А. К., Котова Л. И. Стратиграфия нижнемезозойских отложений Койтасского угольного месторождения и ее палинологическое обоснование. Тр. КазНИИМС, вып. 2, Алма-Ата, 1971.

Бувалкин А. К., Кушев Г. Л. Угольные месторождения Южного Казахстана и перспективы их промышленного освоения. В сб. «Производительные силы Южного Казахстана», т. 1, Алма-Ата, 1966.

Бугаец А. Н., Дворниченко Г. К., Кан Э. Н., Мацак В. Н. Алгоритмы и программы решения геологических задач на ЭВМ «Минск-2», вып. 1, Алма-Ата, 1969.

Булах А. Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. М., изд-во, «Недра», 1967.

Быков Г. Е. Геологическое строение южной части бассейна реки Терс-Аккан. Тр. Казгеолтреста, 1936, № 2.

Быков Н. М., Каптерев П. Н. Перемещение влаги при замерзании грунтов. Изв. АН СССР, сер. географ. и геоф., 1938, № 1.

Вахрамеев В. А. Юрские и раннемеловые флоры Евразии и палеофлористические провинции этого времени. Изд-во «Наука», М., 1964.

Вевиаровская М. А., Кравченко И. П., Румянцев С. А. Методы аналогии применительно к фильтрационным расчетам. Изд-во М., Универс., 1962.

Власов В. А., Леонов А. В., Жаймин М. И. и др. Перспективы освоения Ойкарагайского буроугольного месторождения и в Юго-Восточном Казахстане. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1970, № 3.

Власов Г. М. О цикличности вулканических процессов. В сб. «Вулканизм и геохимия его продуктов», М., 1967.

Власов Г. М., Васильевский М. М. К вопросу о принципах металлогенического районирования Камчатки. Матер. 1-й конф. по геол. и металлы Тихоокеанского пояса, вып. 1, М., Госгеолтехиздат, 1960.

Войцель З. А. Палинологическая характеристика юрских отложений. В кн. «Пыльца и споры Западной Сибири. Юрапалеоцен». Тр. ВНИГРИ, 1961.

Геология СССР, т. XL, кн. 1 и 2. М., изд-во «Наука», 1971.

Геология СССР, т. XX, кн. 1 и 2. М., изд-во «Недра», 1972.

Гладцин И. Н., Дзенс-Литовский А. И. Мерзлотные «сальзы» и гидролакколиты района Доронинского содового озера. Изв. Гос. геогр. общ., т. 68, 1936, № 4.

Гокоев А. Г. О буграх вспучивания и гидролакколитах в Казахской степи. Изв. Гос. геогр. общ., т. 71, 1939, № 4.

Громов В. И. Палеонтологическое и археологическое обоснование стратиграфии континентальных отложений четвертичного периода на территории СССР (млекопитающие, моллюски). Тр. ИГН АН СССР, т. 64, сер. геол., вып. 17, 1948.

Громов В. И., Алексеев М. Н., Вангенгейм Э. А., Кинд Н. В., Ни-

кифорова К. В., Равский Э. И. Схема корреляции антропогенных отложений Северной Европы. Сб. «Корреляция антропогенных отложений Северной Европы», изд-во «Наука», 1965.

Грум-Гржимайло О. С. Некоторые особенности процесса формирования двух синклинальных складок в Северо-Западном Каратау. Изв. Вузов, «Геологоия и разведка», № 3, 1959.

Дворцова К. И. Кембрийские фосфоритоносные отложения в г. Кендыктас (Южный Казахстан). Докл. АН СССР, т. 123, № 5, 1958.

Дворцова К. И. Интрузивные комплексы гор Кендыктас и западных отрогов Заилийского Алатау. В кн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых». Тр. II Всесоюзн. петрограф. совещания. М., Госгеолтехиздат, 1960.

Дворцова К. И. О девонском интрузивно-вулканическом комплексе в Чу-Илийских горах. Докл. АН СССР, т. 148, № 1, 1963.

Дворцова К. И. Позднеорогенные андезитовая и липарито-гранитовая формации в девонских приразломных прогибах Чу-Илийских гор. В сб. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность», Алма-Ата, изд-во «Наука» КазССР, 1969.

Дзоценидзе Г. С. О роли эффузивного вулканизма в образовании месторождений полезных ископаемых. Тр. II-го Всесоюзн. совещ., М., Госгеолтехиздат, 1960.

Дир У. А., Хаун Р. А., Зусман Д. Породообразующие минералы. М., изд-во «Мир», 1966.

Дитмар В. И. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуйской депрессии. В кн. «Молодые платформы, их тектоника и перспективы нефтегазоносности. М., изд-во «Наука», 1965.

Дуденко Л. Н. Использование теории игр и факторного анализа при прогнозе рудных месторождений. В сб. «Применение ЭВМ в геологии и горном деле». Л., 1971.

Еганов Е. А. Геосинклинальные фосфориты Сибири и Дальнего Востока. М., изд-во «Наука», 1968.

Ергалиев Г. Х., Келлер Б. М., Покровская Н. В. Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. Сов. геол., 1965, № 6.

Жаймин М. И. Геологическое строение Алакольского угольного месторождения. Всб. «Материалы по геол. и полезным ископ. Южного Казахстана». Вып. 3 (28), Алма-Ата, изд-во «Наука», 1965.

Жаймин М. И., Подколзин В. В., Рощин И. Н. Новое месторождение мезозойских углей в Восточном Казахстане. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1966, № 4.

Ильина В. И. Сравнительный анализ спорово-пыльцевых комплексов юрских отложений южной части Западной Сибири. В кн. «Палинология Сибири» М., изд-во «Наука», 1966.

Казанин Ю. И., Каюпов А. К., Стеценко В. П., Шлыгин А. Е. Основные рудоконтролирующие факторы и их влияние на распределение оруденения. В кн. «Геология и металлогения Джунгарского Алатау». Алма-Ата. Изд-во «Наука», 1966.

Каплун Л. И. Палеонтологическое обоснование стратиграфии девона Северо-Восточного Прибалхашья. В кн. Тр. совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. т. 2, Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1960.

Каптерев П. Н. Неравномерное распределение приростов объема воды при ее замерзании. Докл. АН СССР, 1947, № 2.

Каптерев П. Н. Перемещение частей грунта при его замерзании. Изв. АН СССР, сер. географ. и геоф., т. 3, 1949, № 3.

Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. Проб. сов. геол. 1934, № 6.

Келлер Б. В., Кузнечевский А. Т., Палец Л. М., Токмачева С. Т., Шарапкова А. П. Рифей и нижний кембрий юго-западного Прибалхашья. Сов. геол., 1970, № 8.

Киселев А. К. О трансгрессивном залегании силура в Северо-Балхашском антиклинории. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1967, № 2.

Киселев А. К. Фамено-турнейский вулканизм Северного Прибалхашья Тематич. сб. статей аспирантов и соискателей МВ и ССО КазССР, вып. V, 1970.

Климентов П. П., Овчинников А. М. Гидрогеология месторождений твердых полезных ископаемых. М., «Недра», 1966.

Ковальчук Г. М., Маркович Е. М., Фадеева И. З. Палеоботаническая характеристика нижнемезозойских отложений Казахстана. В кн. «История нижнемезозойского угленакопления в Казахстане», т. III, Тр. ЛГУ, изд-во АН СССР, вып. 20, 1963.

Коптев-Дворников В. С., Маркова Н. Г., Полквой О. С. Палеозойские интрузивные комплексы Бетпак-Далы. Тр. ин-та геол. рудных месторождений АН СССР, вып. 44, М., 1960.

Костенко Н. Н. О методике картирования четвертичных отложений Казахстана. Сов. геол., 1940, № 7.

Котляр В. Н. Типы месторождений, связанные палеовулканизмом. Матер. межведомственного совещ. по проблеме «Рудоносность вулканогенных формаций». М., Изд.во «Недра», 1965.

Кочурин С. П. Типы вечной мерзлоты Центрального и Восточного Забайкалья.

Тр. Инст. мерзлотоведения им. В. А. Обручева, т. VIII. Вечная и сезонная мерзлота Забайкалья. М., Изд.во АН СССР, 1950.

Кошкин В. Я. Девонские отложения Северного Прибалхашья и Предчингизья. В сб. «Матер. по геол. и полезн. ископ. Казахстана», вып. 1 (26). Госгеолтехиздат, 1961.

Кошкин В. Я. О стратиграфическом положении Саякской свиты. Изв. АН СССР, сер. геол., 1962, № 5.

Кошкин В. Я. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. Тр. Лаб. палеовулканологии, вып. 1, Алма-Ата. Изд.-во 1963.

Кошкин. В. Я. Строение Караирекского нагорья в Северном Прибалхашье. Тр. Лаб. палеовулканологии, вып. 3, Изд-во Алма-Ата, 1964.

Кошкин В. Я. Верхний палеозой Северного Прибалхашья. Автореферат диссертации, Алма-Ата, 1969.

Кошкин В. Я. Стратиграфия верхнего палеозоя герцинид северной части Джунгаро-Балхашской провинции. В кн. «Стратиграфическое совещание по допалеозою и палеозою Казахстана» (тезисы докладов). Алма-Ата. Изд-во, 1971 г.

Кошкин В. Я. Верхний палеозой Токрам-Баканасской зоны. В кн. «Геология СССР, т. XX. М. Изд-во «Недра», 1972.

Кошкин В. Я., Радченко М. И. Новые данные о стратиграфии и флоре каменноугольных и пермских отложений Северо-Восточного Прибалхашья. В сб. «Мат. по геол. и полезн. ископ. Южного Казахстана. Изд-во «Наука» Каз. ССР, Алма-Ата, 1965.

Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 108, сер. геол., 1950, № 36.

Кумпан А. С. Верхний палеозой Восточного Казахстана. Изд-во «Недра» 1966.

Кушев Г. Л. Карагандинский угленосный бассейн. Изд-во АН Каз. ССР, Алма-Ата, 1963.

Кушев Г. Л. Обзор распространения мезозойских угленосных отложений в Казахстане. В сб. «Нижнемезозойские угленосные отложения Казахстана». Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1968.

Кушев Г. Л., Третьяков В. Г., Рощин И. Н. Методика выявления угленосных структур мезозоя в закрытых районах Юго-Восточного Казахстана. В сб. «Геол. угольн. месторожд.», т. 1. М., «Наука», 1969.

Лебедева С. И. Определение микротвердости минералов. Изд-во АН СССР, М., 1963.

Лоули Д., Максвелл А. Факторный анализ как статистический метод. М., Изд-во «Мир», 1967.

Макаренко Ф. А. О роли грунтовых вод в образовании пучин. Тр. геол. инст. АН СССР, т. 9, 1939.

Макарычев Г. И., Пазилова В. И. Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау (Южный Казахстан). Труды ГИН АН СССР, вып. 93, 1963.

Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпакдалы. Тр. ИГН АН СССР, вып. 62, 1961.

Мартынова М. Я. Секунова Е. М. Корреляция морских палеогеновых отложений Приаралья и Кызылкумов по фораминиферам. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1966, № 1.

Мейстер А. К. Хребет Чингиз — река Чаган. Тр. ВГРО, вып. 223, 1932.

Меннер В. В., Никифорова К. В., Певзнер М. А., Алексеев М. Н., Гладенков Ю. Б., Гурарий Г. З., Трубихин В. М. Палеомагнетизм в детальной стратиграфии верхнего кайнозоя. Изв. АН СССР, сер. геол., 1972, № 6.

Минералы. Справочник. М. Изд-во АН СССР, 1960.

Михайлов А. Е. О значении природы складчатости в геологической истории. Бюлл. МОИП., отд. геол., т. XL (3), 1966.

Мозгова Н. Н. Об отражательной способности микротвердости и термо-эде галенита в связи с изоморфными примесями серебра и висмута. Геология рудных месторождений, 1966, № 3.

Мордвилко Т. А. К вопросу о параллелизации третичных отложений Каратау со смежными районами Средней Азии и Казахстана. Пробл. Сов. геол. 1936, № 2.

Москвитин А. И. О следах мерзлоты и необходимости их распознавания. В кн. Мерзлотоведение, т. 2, вып. 1, 1947.

Москвитин А. И. Об ископаемых следах «вечной мерзлоты». Бюлл. комиссии по изуч. четверт. периода, 1948, № 12.

Мулдагалиев Т. Г. Геологические особенности и перспективы ртутной рудоносности Джунгарского Алатау. ОНТИ КазИМС, Алма-Ата, 1972.

Муратов М. В. Геосинклинальные складчатые пояса и системы. Их этапы развития и Магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 10.

Мураховская Е. И. Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений основных депрессий Восточного Казахстана, и их стратиграфическое значение. Тр. ИГН АН Каз. ССР, т. 23, 1968.

Мясников А. К., Толочко В. В., Сакулина Г. В., Орловская Э. Р. Новые данные о стратиграфии и угленосности нижнемезозойских отложений Северо-Восточного Прибалхашья. В кн. Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Казахстана. Алма-Ата. Изд-во «Наука», 1971.

Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963.

Недовизин А. А. Ванадиеносные отложения Чу-Илийских гор. Изв. АН Каз. ССР, вып. 6 (57), 1963.

Недовизин А. А. О новой находке фосфоритов в Чу-Илийских горах. Вестн. АН Каз. ССР, 1967, № 10.

Нерсесова З. А. Изменение льдистости грунтов в зависимости от температуры. Докл. АН СССР, т. 75, 1950, № 6.

Нестерова Ю. С. К вопросу о химическом составе галенитов. «Геохимия», 1958, № 7.

Нестерова Ю. С. О химическом составе сфалеритов. Тр. Минералогического музея, вып. 11, М., Изд-во АН СССР, 1961.

Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 45, 1960.

Николаев Н. И. Тектоника и металлогения хребта Каратау (Южный Казахстан), Труды МГРИ, 1961, т. 37.

Обручев С. В. Геоморфологические курьезы (новые гипотезы о происхождении кигиляхов, булгунняхов и солифлюкционных террас). Изв. Гос. геогр. общ., т. 72, вып. 6, 1940.

Овечкин Н. К. Отложения среднего палеогена Тургайской впадины и Северного Приаралья. Тр. ВСЕГЕИ, 1954.

Онтоев Д. О., Ниссенбаум П. Н., Органова П. И. Природа высоких содержаний висмута и серебра в галенитах Букукинского месторождения и некоторые вопросы изоморфизма в системе $PbS — Ag_2S — Bi_2S_3$ «Геохимия» 1960, № 5.

Пеньков И. Н. Реакционные образования в рудах месторождения Чинасылсай. Известия высших учебных заведений. «Геология и разведка» 1958, № 9.

Перекалина Т. В., Розенкранц А. А., Тащина М. В. Развитие герцинского магматизма Центрального Казахстана и вопросы выделения вулкано-плутонических формаций. В сб. «Вулкано-плутонические формации и их рудоносность». Алма-Ата, Изд-во «Наука», 1969.

Петрушевский Б. А. Чуйская мульда и западная часть Бетпакдалы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1942, № 5, 6.

Петрушевский Б. А. Урало-Сибирская эпигерцинская платформа и Тянь-Шань. Изд-во АН СССР, 1955.

Плотников Н. И. Группировка месторождений твердых полезных ископаемых по гидрогеологическим и инженерно-геологическим условиям. «Разведка и охрана недр», 1969, № 1.

Покровская И. В., Шлыгин А. Е. Цинково-свинцовая кварцево-карбонатная формация. В кн. Геология и минералогия полиметаллических и медных месторождений Южного Казахстана. Алма-Ата. Изд-во «Наука», 1968.

Поярков В. Э. Оценка месторождений при поисках и разведках. Сурьма и ртуть. Госгеолтехиздат, 1955.

Поярков В. Э. Поиски ртутных месторождений в равнинных районах Северного и Центрального Казахстана. «Разведка и охрана недр», 1965, № 10.

Радченко И. И. Интрузии северо-западной части Кендыктаса. В сб. «Геология», вып. 2. Мин-во высшего и среднего спец. образования Каз. ССР, Алма-Ата, 1966.

Разумова В. Н., Черняховский А. Г. Мезозойские и третичные отложения хр. Каратау в Южном Казахстане. Бюлл. МОИП отд. геол. т. 30 (1), 1964.

Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. М., Изд.-во ИЛ, 1962.

Родионов Д. А. Статистические методы разграничения геологических объектов по комплексу признаков. М., Изд-во «Недра», 1968.

Рухина Е. В. О некотором типе бугристой степи в Актюбинской области. Учен. зап. Лен. гос. унив. № 34, сер. геол.—почв. наук, вып. 7, 1939.

Салин Б. А., Кичман Э. С. Новые данные о стратиграфии кембрийских отложений Чу-Илийских Кендыктасских гор. В сб. Матер. по геол. и полезн. ископ. Южного Казахстана. вып. 4 (29), изд-во «Наука», Алма-Ата, 1971.

Салин Б. А., Чумаченко П. М. О золото-мышьяковом проявлении в Казахстане. Изв. АН Каз. ССР, сер. геол., 1964, № 3.

Самсонов Я. П. О закономерностях размещения и особенностях образования флюоритовых месторождений Казахстана. Вестн. АН Каз. ССР, 1970, № 11.

Самсонов Я. П., Лившиц Ф. И., Устименко П. А. Южно-Казахстанская плавиковошпатовая провинция. В сб. «Химическое и горнорудное сырье Казахстана. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.

Синяков В. И., Новожилов В. И. Сравнительное изучение Алтая, Восточного Забайкалья и Приморья «Геология и геофизика» Сибирское отделение АН СССР, 1964, № 10.

Соколов Ц. А. Процессы образования и миграции нефти и газа. 1965.
Соловов А. П. Теория и практика металлометрических поисков. Госгеолтехиздат, 1956.
Соловьев С. П. Химизм магматических горных пород и некоторые вопросы петрохимии. ЛИзд-во Наука, 1970.
Стеркин В. Д., Ковалевский А. Ф. Интрузивные комплексы западной части Баканасского синклинория (Северо-Восточное Прибалхашье). В сб. Мат. по геол. и пол. ископ. Южного Казахстана, вып. 4 (29). Изд-во «Наука», Алма-Ата, 1971.
Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., изд-во «аНука», 1968.
Суворов А. И. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахстана). Сов. геология, 1969, № 9.
Сумгин М. И. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты. М., Изд-во АН СССР, 1937.
Сумгин М. И. Вечная мерзлота почвы в пределах СССР. М., Изд-во АН СССР, 1940.
Тетяев М. М. Геотектоника СССР. ГОНТИ, 1938.
Толстихин Н. И. Подземные воды Забайкалья и их гидролакколиты. Тр. комисс. по изуч. вечной мерзлоты, т. 1. Изд-во АН СССР, 1932.
Третьяков В. Г., Рощин И. Н. Перспективы угленефтегазоносности Юго-Восточного Казахстана. Вестн. АН Каз. ССР, 1968, № 3.
Трифанов В. Г. Остатки верхнепалеозойских вулканов в Калмыкэмельской синклинали (Центральный Казахстан). Изв. АН СССР, сер. геол. 1964, № 1.
Турбович И. Т., Гитис В. Г., Маслов В. К. Опознание образцов. М., Изд-во «Наука», 1971.
Устименко П. А., Миркаримов М. М. Новая важная база химического сырья Казахстана. Вестн. АН Каз. ССР, 1966, № 5.
Холодов В. Н. Ванадий. М., Изд-во «Наука», 1968.
Холодов В. Н. Рудные ассоциации ванадия в осадочных породах и условия их образования. Геология рудных месторождений, т. XII, 1970, № 5.
Целигоров А. И. Некоторые вопросы пучения горных пород. М., Углетехиздат, 1949.
Цитович Н. А. О незамерзающей воде в рыхлых горных породах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 3.
Черноморский М. А. К стратиграфии докембрийских метаморфических комплексов Западной Тувы. Западного Саяка и Горного Алтая. В сб. Матер. по геологии Саяно-Алтайской складчатой области. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., т. 120, 1967.
Чернышев А. В., Афонина Г. Г., Берестенников Н. И. Параметр кристаллической решетки железосодержащих сфалеритов, синтезированных в гидротермальных условиях. Геология рудных месторождений, 1969, № 6.
Шадлун Т. Н., Добровольская М. Г., Нестерова Ю. С., Арапова Г. А. Особенности сфалеритов свинцово-цинковых месторождений в карбонатных породах (Восточное Забайкалье). В кн. «Типоморфизм минералов. М., Изд-во «Наука», 1969.
Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1938, № 5—6.
Штрейс Н. А. и Колотухина С. Е. Геологическое строение гор Ортау и Космурун. Тр. ИГН АН СССР, вып. 101, сер. геол., 1948, № 32.
Штилле Г. Субсеквентный магматизм. Сборник «Избранные труды», Изд-во «Мир», 1964.
Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Кудряшев А. В., Ершов Б. В. Геология и редкометальное оруденение Южного Казахстана. Алма-Ата, Изд-во «Наука» Каз. ССР, 1968.
Яковлев Д. И. Голодная степь Казахстана. М., Изд-во АН СССР, 1941.
Якуцени Ц. П. Геология гелия. Л., Изд-во «Недра», 1968.
Barton P. B. Kullerund G. The Fe-Zn-S System Garnegie Ynst. Wachington, Ann. Pep. Dir. Geophgs. Lab. № 57, 1958.
Gray Y. Millman A. P. Refekction characteristuc of are minerals. Econ. Geol. 3, 1962.
Harman H. H. Modern Factor Analysis. Chicago. University of Chicago Press, 1960.
Hotelling H. Analysis of a complex of statistical variables into principal components. J. Educ. Psychol. 24, 417—441, 498—520, 1933.
Kullerud G The FeS-ZnS System as a geological thermometer. Norsk. Geol. Tidsskr. Bd 32, № 2/4, 1953.
Skinner B. Y., Barton P. B., Kullerud G. Effekt of FeS on the unit cell edge of Sphalerite A revision. Econ. Geol № 54,6 1959.
Skinner B. Y. Unit cell adges of Natural and Synthetic sphalerites. Amer. Miner. № 46, 1961.

РЕФЕРАТЫ

УДК 55(092)

Александр Гаспоевич Гокоев, Боровиков Л. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5 (30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Описание жизни и деятельности старейшего геолога Казахстана, руководителя поисково-съемочными работами Казахского геологического управления, кандидата геолого-минералогических наук **Александра Гаспоевича ГОКОЕВА.**

УДК 553. 64/464(574.5)

Фосфато-ванадиеносные уровни доордовикских отложений Кендыктаса, Чу-Илийских гор, Бетпак-Далы. Кичман Э. О., Ким Ф. С., Ковалевский А. Ф., Севрюгин Н. Н. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Приводится краткое описание фосфато-ванадиеносных пород и вмещающих их отложений. Дается геохимическая характеристика сланцев и подчеркивается разновременность их образования как в одной, так и в смежных структурно-формационных зонах. Илл. 1.

УДК 551.732.(235.222.1)

Первые находки кембрийской фауны в хр. Западный Тарбагатай. Севрюгин Н. А., «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Впервые собраны ископаемые органические остатки нижнего, среднего, среднего-верхнего и верхнего кембрия в хр. Западный Тарбагатай, в отложениях ранее относимых, главным образом, к караджальской свите условно среднего девона. Приводятся основные разрезы с ископаемыми органическими остатками кембрия этого района. Илл. 1.

УДК 551.735.736(574.3.4)

К вопросу о керегетасской свите в Северо-Восточном и Северном Прибалхашье. Мясников А. К. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

На основании анализа вещественного состава и остатков флоры делается вывод об ошибочности выделения керегетасской свиты средне-верхнекаменноугольного возраста.

УДК 551.763(574.3)

Юрские отложения хребта Чингиз. Бувалкин А. К., Жаймин М. И., Котов Л. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В статье приводятся сведения о тектоническом строении и палеогеографических условиях осадконакопления юрских отложений в пределах Курайлы-Горткульской, Алгабасской и Абайской депрессий. Дается схема сопоставления разрезов юры этих структур, базирующаяся на богатом палинологическом материале. Илл. 2.

УДК 551.313.1/781.3,4(574.31.52.53.54)

Литофациальные особенности морского палеогена Чу-Сарысуйской синеклизы. Никитин Е. А., Синицын Ф. Е., Соколова Е. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Приводятся новые данные о литолого-фациальных особенностях и стратиграфии морского палеогена Чу-Сарысуйской синеклизы. Выделены фации мелкого моря и прибрежные. Илл. 5.

УДК. 55.78.22.23/79(574+4)

Корреляция позднекайнозойских отложений Казахстана и Европы. Костенко Н. Н. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973.

На основе ископаемой фауны млекопитающих дана схема стратиграфической корреляции верхнекайнозойских отложений Казахстана с отложениями Восточной и Западной Европы. Морские отложения акчагыла и апшерона соответствуют континентальным отложениям илийского и хоргосского горизонтов. Илл. 4, табл. 1.

УДК 552.31 : 553.22.24(574,51)

Развитие магматических и послемагматических процессов в зонах тектонической активизации северо-восточной части Заилийского Алатау и хр. Кетмень. Севастьянов В. Г. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Проводится формационный анализ магматических образований позднего палеозоя. Выявляется петро- и геохимическая специализация отдельных магматических комплексов. Рассматриваются вопросы рудообразования в зависимости от направленности и характера магматических процессов. Табл. 5.

УДК 552.31(574.41)

Эволюция химизма позднепалеозойских магматитов Северного Прибалхашья. Стеркин В. Д. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ. КазИМС, 1973, стр.

Рассмотрено изменение во времени петрохимического состава орогенных эффузивных и интрузивных образований позднего палеозоя. Доказывается направленность эволюции химизма в сторону повышения относительной щелочности при уменьшении основности у сиалических пород и увеличении у базальгоидов. Приводятся петрохимические характеристики выделяемых интрузивных и эффузивных подразделений. Илл. 8, табл. 2.

УДК 552.313 : 553.22(574.51)

Основные закономерности проявления послемагматической деятельности в позднегерцинском вулканизме Южной Джунгарии. Азбель К. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Приводятся главные закономерности проявления верхнепалеозойской вулканической и послемагматической деятельности в Южной Джунгарии. Даются основные черты геологической позиции полей вторичных кварцитов и пропилитов, особенности южноджунгарских метасоматитов, их вертикальная и горизонтальная зональность. Рассмотрены рудные формации. Сделана попытка реставрации магматических процессов, приведших к образованию метасоматитов. Выделены наиболее перспективные структуры в отношении выявления золото-серебряного оруденения. Табл. 1.

УДК 552.321 : 552.331

Метасоматические преобразования в гранитоидах Заилийского Алатау. Никитченко М. М., Чабдаров Н. М. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В статье рассматриваются вопросы о широко проявленном процессе метасоматической гранитизации в заилийском интрузивном комплексе и о щелочном натриевом метасоматозе, происшедшем среди пород этого же комплекса, но в значительно меньшей мере. Илл. 4, табл. 1.

УДК 552.311(574.51)

Интрузии северных склонов центральной части хр. Заилийского Алатау, их возраст и условия залегания. Куликовский К. Т. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ Каз. ИМС, 1973, стр.

В статье описаны контактовые взаимоотношения интрузивных тел на северных склонах Заилийского Аалатау. Собранный материал позволяет автору рассматривать объемную форму гранитоидных массивов в качестве разновозрастных пластово-сводовых структур, формирование которых проходило в условиях вертикальной подвижности расплава и в крайне напряженной тектонической обстановке. Цифры абсолютной геохронологии свидетельствуют о разновозрастности бельбулакского и алмаатинско-талгарского комплексов и соответствующих сводовых структур, однако по геологическим данным все они принадлежат, видимо карбоновому времени. Илл. 1, табл. 3.

УДК 515.21(574.41)

Остатки верхнепермского вулкана Тансык в Северо-Восточном Прибалхашье. Мычник М. Б. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973. стр.

Рассматриваются основные черты одного из наиболее крупных в данном районе вулкана центрального типа — Тансык. Коротко освещены его строение, морфология и структурное положение, петрография и метаморфизм слагающих его пород. Анализ фактического материала позволяет восстановить историю геологического развития вулкана, направленную на превращение щитового вулкана, извергающего основные лавы, в конусовидный поставляющий лавы и туфы, главным образом, кислого состава.

Коротко рассматривается, приуроченное к описываемому вулкану молибденовое проявление, относящееся к формации вторичных кварцитов. Илл. 1.

УДК 550.4 : 552.1.3(574.53)

Некоторые петрохимические и геохимические особенности магматических комплексов Западного Прибалхашья. Ильясов М. А., Парецкий И. И., Чурилов В. Ф. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Рассматривается геологическая позиция, петрохимические и геохимические особенности девяти магматических комплексов, сформировавшихся на всех этапах геосинклинального развития. Приводятся данные о генетической связи рудных формаций с определенными магматическими комплексами. Илл. 2, табл. 1.

УДК 552.312.313(574.31)

Некоторые черты строения Калмакэмельского эффузивно-интрузивного комплекса (средний карбон) в районе гор Калмакэмель (Северо-Восточного Прибалхашье). Жмырев А. М., Эчкенко В. П. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Кратко охарактеризованы собственно эффузивные, субвулканические и жерловые породы калмакэмельского комплекса (средний карбон). Четыре этапа активной вулканической деятельности привели к формированию более трехсот вулканических жерл, выполненных брекчиями различного состава, туфами, игнимбритами. Илл. 3, табл. 1.

УДК 552.331.1(574.41)

Щелочные гранитоиды Северо-Восточного Прибалхашья. Стеркин В. Д., Кошкин В. Я., Галузо Д. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Рассматривается геология, структурная позиция, петро- и геохимические особенности позднепермских щелочных гранитоидов Северо-Восточного Прибалхашья. Доказывается их геологическая автономия. Илл. 4.

УДК 552.1 : 553.22(574.51)

Кызылчекинская группа массивов вторичных кварцитов (Южная Джунгария). Азбель К. А., Борукаева М. Р., Мягкова Л. В., Шайкин И. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Дается краткая геологическая позиция Кызылчекинской группы массивов вторичных кварцитов, приводятся минеральные фации, на которые расчленяются эти метасоматиты, петрографическая характеристика каждой фации. Сделаны выводы о вертикальной и горизонтальной метасоматической зональности, о характере миграции различных компонентов при вторичнокварцитовом метасоматозе, рассмотрена геологическая история образования кызылчекинских метасоматитов. Илл. 1, табл. 2.

УДК 550.422(574.41)

Некоторые особенности геохимии вулканогенных пород верхней перми Северо-Восточного Прибалхашья. Мычник М. Б., Асташкин М. Б. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана, вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

По геохимии также, как и по данным петрографии и петрохимии, выделяются два типа пород — основного и кислого составов, при практическом отсутствии пород среднего состава. Приводятся данные о средних содержаниях микроэлементов в базальтах и трахилипаритах эффузивной и субвулканической фации. Илл. 1, табл. 2.

УДК 551.42(574.51)

Петрофизическая характеристика осадочно-вулканогенных пород Илийского мегасинклинория. Турсунов Б. Н. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Изложены результаты исследований физических свойств осадочно-вулканогенных пород Илийского мегасинклинория; выявлена связь физических параметров с петрографо-минералогическим составом, возрастом и другими геологическими условиями их формирования. Илл. 1, табл. 1.

УДК 551.525.5(574)

Мерзлотные бугры вспучивания в Казахстане их развитие и отмирание». Боровиков Л. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

История открытия и изучения многолетней островной мерзлоты в пределах Казахстана, ее роль в сельском хозяйстве, промышленном и бытовом строительстве. Илл. 5.

УДК 551.243(574.31)

О соотношении разновозрастных складчатых структур на Сарысу-Балхашском водоразделе. Вознесенский В. Д. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Рассматривается характер взаиморасположения пликативных форм различного возраста и объясняются причины возникновения расположенных согласно и «перекрещивающихся» структур. Илл. 1.

УДК 551.24(574.5)

Текели-Сайрамнорский разлом. Никитченко И. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Текели-Сайрамнорский разлом, находящийся в Центральной Джунгарии рассматривается в качестве глубинного. Характеризуются его морфологические особенности и основные этапы развития. Устанавливается, что главной особенностью разлома является его преимущественно скрытый характер: Разлом является магмо- и рудоподводящим каналом, наиболее активная жизнь которого проявилась в средне-верхнепалеозойское время.

Отмечается важная роль разлома в формировании Текелийской рудной зоны.

УДК 551.24(574.52)

Некоторые данные о природе сырдарьинского разлома в Юго-Западных предгорьях Северного Каратау. Оспанов Е. С., Валеев Ф. Я. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В статье впервые рассматривается природа Сырдарьинского разлома (структура, морфология), устанавливается его возраст. Доказывается связь его с интрузивным комплексом, для которого намечаются фазы развития. Указывается кратко на роль разлома в формировании некоторых минеральных месторождений. Отмечается важность дальнейшего изучения зоны разлома в связи с выделением перспективных площадей для поисков полезных ископаемых. Илл. 1.

УДК 55(574.3)

Ранне-среднегерцинское геологическое развитие Котанбулак-Саякской и Токрау-Калмакэмельской структурно-формационных зон. Киселев А. К. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Дается описание ранне-среднегерцинского этапа геологического развития выделенных в Северном Прибалхашье Котанбулак-Саякской и Токрау-Калмыкэмельской структурно-формационных зон и их ближайшего обрамления. Развитие структур приводится в соответствии со схемой Хажина В. Е. Илл. 3.

УДК 551.240 : 551.78.79(574.51)

Неотектоника северных склонов хребта Заилийского Алатау. Куликовский К. Т. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В статье рассматриваются вопросы неотектоники и динамика развития северного крыла Кунгей-Заилийской сводово-глыбовой структуры. Выделены наиболее подвижные разломы и неустойчивые тектонические блоки, обуславливающие высокую сейсмичность г. Алма-Аты. Илл. 1.

УДК 553.94(574.4.5)

Прогноз угленосности и промышленные перспективы раннемезозойских отложений Юго-Восточного Казахстана. Жаймин М. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30). Алма-Ата, ОНТИ Каз. ИМС, 1973, стр.

Юго-восточные районы Казахстана не имеют собственной базы топливной промышленности. В эти районы завозится большое количество энергетических углей из Карагандинского, Кузнецкого и других угленосных бассейнов страны.

В статье на основе анализа большого количества имеющихся геофизических и геологических материалов автором выделяются перспективные площади для поисков новых месторождений углей. Илл. 1, табл. 2.

УДК 551.24 : 553.981.2(574.5)

О нефтегазоносности палеозоя Чу-Сарысуйской впадины и направлении поисковых работ Айтбаев К. А., Майлибаев М. М., Сагингалиев Т. С. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма)Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

По результатам геофизических исследований и бурения поисковых скважин освещены состав и строение палеозойского чехла впадины с выделением двух древнейших прогибов второго порядка: Теобулак-Муюнкумской и Кокпансор-Байкадамской, разделенных зоной поднятий Центрально-Бетпакдалинско-Макбалское. Приведены проявления битумов и газов с кратким описанием строения месторождений Айракты и Придорожное. По указанным критериям оценки перспектив нефтегазоносности определены первоочередные объекты для поисков залежей нефти и газа в пределах трех прогибов — Кокпансорского, Муюнкумского и Тесбулакского. Илл. 2, табл. 1.

УДК 549.321.13/328.1 : 553.44(574.5)

Галениты и сфалериты полиметаллических месторождений Кастекского рудного района. Коняев В. П. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

На основе химических и приближенных спектральных анализов мономинеральных проб Кастекского и Чинасылсайского месторождений рассматриваются особенности состава и строения галенитов и сфалеритов. Изучена зависимость физических свойств минералов от состава и условий образования на различных месторождениях. Илл. 5, табл. 5.

УДК 553.44(574.5)

Статистический анализ руд свинцово-цинковых месторождений и использование его результатов в поисковых целях (на примере месторождений Южного Казахстана). Стеценко В. П. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

На основании определения статистических параметров (коэффициенты корреляции, эксцесс, асимметрия и пр.) основных компонентов свинцово-цинковых руд месторождений Южного Казахстана, устанавливаются поисковые признаки месторождений этого типа. Илл. 2, табл. 4.

УДК 553.411

Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности Акбакай-Кенгирского рудного поля (Южный Казахстан). Калиниченко Н. Г., Гринвальд М. Н., Абдрахманов К. К., Дуйсенбеков Д. Д., Дурсунов А. Д., Зенкова К. И., Ким К. И., Нарсеев В. А., Семененко Н. Н., Шурунов М. В. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Акбакай-Кенгирское рудное поле располагается на северо-западной оконечности Жильтауского массива гранитоидов и приурочено к серии сколовых нарушений северо-восточного до субширотного простирания. Рудные тела залегают в интрузиях Кызылжартасского комплекса (Д 1—2) и представлены кварцевыми жилами и зонами прожилково-вкрапленного оруденения, сопровождаемыми березитизированными породами. В составе рудных тел, помимо кварца, анкерита, кальцита и серицита установлены пирит, арсенопирит, марказит, пирротин, халькопирит, галенит, блеклая руда, висмутин, молибденит, антимонит, буланжерит, самородное золото, электрум. Месторождение относится к золото-полиметаллической формации средних глубин формирования. Илл. 1.

УДК 550.83+84 : 553.456/459(574.5)

Особенности методики детальных поисков касситерито-сульфидных месторождений в Западном Прибалхашье Волобуев В. И., Черных Л. В. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Рассматриваются особенности методики примеения металлометрии, электроразведки, магнитной и гравиметровой съемок, а также заложения горных и буровых выработок и эффективность этих методов.

УДК 550.4 : 551.735(574.51)

Металлогенические особенности нижнекаменноугольных вулканогенных комплексов Южной Джунгарии. Скринник Л. И., Смирнов А. В. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В статье характеризуются особенности состава, строения и черт геохимии нижнекарбоновых вулканогенных комплексов Южной Джунгарии, анализируется связь с вулканизмом ряда рудных проявлений. Высказывается предположение о перспективности вулканитов нижнего карбона на золото, радиактивное сырье и полиметаллы. Библ. 6 назв.

УДК 553.689.2(574.53)

Чиганакское месторождение — новая база баритового сырья в Казахстане. Кузнечевский А. Г. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В Западном Прибалхашье в 1969 году открыто крупное Чиганакское баритовое месторождение осадочного типа, залегающее в яшмово-сланцевых отложениях кембрия.

Баритовое оруденение приурочено к контакту кремнистых яшмовидных пород и глинисто-кремнисто-углистых сланцев. Бариты полосчатой текстуры. В контакте с баритами отмечаются песчанистые фосфориты.

В пределах месторождения выделены три линзы общей длиной 2000 м средней мощностью 14 м и содержанием сернокислого бария от 60 до 95%.

Месторождение расположено в 23 км от железной дороги и озера Балхаш. Илл. 1.

УДК 553.065.4.5

Гидротермальная аргиллизация в связи с медным и золотым оруденением в Северном Прибалхашье. Соколова И. Б., Соколов А. В. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, срт.

Рассматривается проявление гидротермальной аргиллизации как рудная часть вулканогенного процесса в Северном Прибалхашье в области развития верхнепалеозойских вулканитов. Впервые описывается гидротермальная аргиллизация в Казахстане в связи с близповерхностным золотым оруденением. Аргиллизация характеризуется возникновением парагенезиса глинистых минералов: каолинита, монтмориллонита и гидрослюд.

УДК 553.411.1 : 551.21(574.3)

Некоторые закономерности размещения золотого оруденения, связанного с позднепалеозойским вулканизмом в Северном Прибалхашье. Скляренко Л. М. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В работе рассмотрена генетическая связь золотого оруденения с конкретной вулканогенной формацией позднего палеозоя, определены структурные типы золоторудных месторождений, подчеркнута связь оруденения с вторичными кварцитами и пропилитами, даны некоторые критерии поисков оруденения.

УДК 553.634.12 : 551.24(574.52)

Роль разрывных структур в формировании и размещении оруденения месторождения плавикового шпата Южный Таскайнар. Коплус А. В., Пузанов Л. С., Коротаев В. В., Юнусов Б. И., Шаймухамбетов Ф. Т. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Формирование месторождения Южный Таскайнар связывается с процессами тектоно-магматической активизации стабилизированных складчатых структур, вследствие чего, разрывные нарушения в сочетании с пологой зоной тектонически подновленных межформационных брекчий, сыграли основную роль в размешении флюоритового оруденения. Выявленные закономерности развития трещинной тектоники и ее влияние на размещение обогащенных участков могут быть использованы при поисках и разведке других месторождений и рудопроявлений Таскайнарского рудного поля. Илл. 2.

УДК 550.8 : 553.499(574.5)

Распределение киновари и ртути в четвертичных образованиях и методика поисков коренной минерализации. Митрофанский В. Ф. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Изучено распределение киновари и ртути во вторичных ореолах рассеяния в Таласском Алатау и Бетпак-Дале. По мощности рыхлых образований распределение киновари при расстояниях переноса до 200 м равномерное, при больших расстояниях наблюдается некоторое обогащение нижних частей разреза. Распределение ртути аналогичное, но зависит от наличия порошковатой киновари.

Предлагается при детальных поисках ртутной минерализации ограничиваться отбором шлиховых проб из копуш. Рассматривается рациональное соотношение шлиховых и литогеохимических методов поисков. Делается вывод о недостаточной изученности на ртуть равнинных районов Южного Казахстана. Илл. 3.

УДК. 519.2 : 550.8

Математические методы оценки перспективности рудопроявлений. Беляшов Д. Н. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Математическая обработка геологической информации с целью оценки перспективности рудопроявлений включает в себя:

1. Преобразование исходного списка зависимых признаков в список независимых признаков с помощью метода главных компонентов.

2. Выбор информативных признаков исходя из предложения, что дисперсия информативного признака в выборке из месторождений должна быть значимо меньше дисперсии его в общей выборке из месторождений и рудопроявлений, перспективность которых подлежит оценке.

3. Автоматическую классификацию объектов с помощью системы признаков, построенной при выполнении пунктов 1 и 2. При этом перспективными считаются рудопроявления, отнесенные в те же классы, что и известные месторождения. Табл. 1.

УДК 551.225 : 553.232/442(574.52)

Посленижнедевонские рудоносные интрузии диабазов в Западном Прибалхашье. Волобуев В. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В Западном Прибалхашье гидротермально-скарновые месторождения свинцовых и медно-цинковых руд генетически связаны не только с крупными массивами гранитов типа Каибского, но и с пластообразными интрузиями диабазов посленижнедевонского возраста. Скарновая залежь с полиметаллическим оруденением пересечена зонками пиритизации, относимыми к касситеритосульфидной формации.

УДК 550.834.33/831.23/838

Опыт комплексных геофизических исследований по оценке перспектив северо-западной части Балхашской впадины (глубинное геологическое картирование закрытого района). Акишев Т. А., Колмагоров Ю. А., Дмитриев П. К., Смагулов Р. Р., Шмаков Ю. Г. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Приводятся новые данные, полученные в процессе проведения комплексных геофизических исследований (сейсморазведка КМПВ, гравиразведка, магниторазведка), касающиеся геологического строения палеозойского фундамента северо-западной части Балхашской впадины. Даются рекомендации по проведению геофизических исследований закрытых территорий. Илл. 3.

УДК 553.411.1(574.5)

О закономерностях размещения золотого оруденения в Восточной Бетпакдале, Кендыктасских и Чу-Илийских горах. Калиниченко Н. Г. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Выделяются три эпохи золотообразования, устанавливается связь золотого оруденения с малыми интрузиями и характер рудоконтролирующих структур.

УДК 553.065.4/499(574.52)

Геологическое строение ртутного рудного поля «Коктас». Митрофанский В. Ф., Чупин Б. И. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Приводится краткая геологическая характеристика ртутного рудопроявления «Коктас». Рассматривается место ртутной минерализации в процессе развития вулканической структуры. Илл. 1.

УДК 553.32(574.53)

Железо-марганцевое оруденение в Сарытумской зоне (Западное Прибалхашье). Кузнечевский А. Г. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

Приводятся результаты поисковых работ на железо в Сарытумской структурно-формационной зоне. В результате этих работ выявлены железорудные и железо-марганцевые проявления стратиформного типа, приуроченные к вендскому и кембрийскому стратиграфическому уровню.

Вендский уровень представлен магнетит-гематитовым оруденением в сланцах, туфоалевролитах и спилитах.

Кембрийский уровень железо-марганцевого оруденения соответтсвует бурултасской свите нижнего кембрия. Оруденение представлено магнетитовыми кварцитами, полосчатыми актинолит-магнетитовыми и марганцевыми рудами. В ассоциации с железом и марганцем проявлена минерализация свинца, цинка, фосфора и ванадия. Илл. 2.

УДК 551.49(574.5)

Районирование территории Южного Казахстана по степени сложности гидрогеологических и инженерно-геологических условий и задачи дальнейших исследований по промышленному освоению месторождений твердых полезных ископаемых. Айтуаров Т. К. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В статье освещены принципы районирования территории Южного Казахстана и сложности гидрогеологических и инженерно-геологических условий. В основу районирования приняты изменения фильтрационных свойств пород, величины модуля подземного стока, геологоструктурных и геоморфологических особенностей района. При выделении районов использован фактический материал разведки и эксплуатации многочисленных месторождений полезных ископаемых. Даны рекомендации по дальнейшему совершенствованию методики полевых гидрогеологических исследований с учетом особенности выделенных районов.

УДК 551.494(574.53)

Прогноз взаимовлияния водозаборов и шахтного водоотлива с применением АВМ. Айтуаров Т. К. и Королев В. А. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В настоящее время в Каратау эксплуатируется три фосфоритовых месторождения, в дальнейшем проектируется строительство рудников еще на двух месторождениях. Для обеспечения потребности рудников и рабочих поселков в питьевой и технической воде проектируется строительство пяти водозаборов.

В связи с тем, что карьеры и водозаборы расположены в небольшом удалении друг от друга, они будут работать в условиях тесного взаимодействия. Определение взаимовлияния водозаборов и шахтных водоотливных сооружений требует решения сложных фильтрационных задач. В статье излагается решение подобной задачи методом электродинамических аналогий на интеграторе ЭГДА-9/60.

В процессе моделирования были определены величины срезок уровней подземных вод при взаимодействии водозаборов (карьеров), а также дан прогноз изменения уровней подземных вод в целом по району при одновременной работе всех выработок. К карбонатном массиве в целом ожидается снижение уровня подземных вод от 50 до 120 м, что вызовет увеличение мощности зоны аэрации до 80—160 м. Илл. 1 ,табл. 1.

УДК 551.49 : 553.44(574.55)

Гидрогеологические условия свинцово-цинкового месторождения Шалкия. Камалиев К. А., Айтуаров Т. К. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана», вып. 5(30), Алма-Ата, ОНТИ КазИМС, 1973, стр.

В статье рассматриваются гидрогеологические условия месторождения Шалкия. Кратко описываются режим и химический состав трещинно-карстовых вод, обводняющих месторождение.

Приводятся рекомендации по использованию напорных вод сенонского яруса верхнего мела для водоснабжения будущего горнорудного предприятия. Илл. 1.

СОДЕРЖАНИЕ

Л. И. Боровиков. **Александр Госпоевич ГОКОЕВ** . 5

СТРАТИГРАФИЯ И ПАЛЕОНТОЛОГИЯ

Э. С. Кичман, Ф. С. Ким, А. Ф. Ковалевский, Н. Н. Севрюгин. Фосфато-ванадиеносные уровни доордовикских отложений Кендыктаса, Чу-Илийских гор, Бетпак-Далы 11
Н. А. Севрюгин. Первые находки кембрийской фауны в хр. Западный Тарбагатай 15
А. К. Мясников. К вопросу о керегетасской свите в Северо-Восточном и Северном Прибалхашье 22
А. К. Бувалкин, М. И. Жаймин, Л. И. Котов. Юрские отложения хр. Чингиз 25
Е. А. Никитин, Ф. Е. Синицин, Е. А. Соколова. Литофациальные особенности отложений морского палеогена Чу-Сарысуйской синеклизы 38
Н. Н. Костенко. Корреляция позднекайнозойских отложений Казахстана и Европы 48

МАГМАТИЗМ И ПОСЛЕМАГМАТИЧЕСКАЯ ДЕЯТЕЛЬНОСТЬ

В. Г. Севастьянов. Развитие магматических и послемагматических процессов в зонах тектонической активизации Северо-Восточной части Заилийского Алатау и хр. Кетмень 58
В. Д. Стеркин. Эволюция химизма позднепалеозойских орогенных магматитов Северного Прибалхашья 79
К. А. Азбель. Основные закономерности проявления послемагматической деятельности в позднегерцинском вулканизме Южной Джунгарии 93
М. М. Никитченко, Н. М. Чабдаров. Метасоматические преобразования в гранитоидах Заилийского Алатау 103
К. Т. Куликовский. Интрузии северных склонов центральной части хр. Заилийского Алатау, их возраст и условия залегания 110
М. Б. Мычник. Реликты верхнепермского вулкана Тансык в Северо-Восточном Прибалхашье 124
М. А. Ильясов, И. И. Парецкий, В. Ф. Чурилов. Некоторые петрохимические и геохимические особенности магматических комплексов Западного Прибалхашья 129
А. М. Жмырев, В. П. Эчкенко. Некоторые черты строения калмакэмельского эффузивно-интрузивного комплекса (средний карбон) в районе гор Калмакэмель 137
В. Д. Стеркин, В. Я. Кошкин, Д. И. Галузо. Щелочные гранитоиды Северо-Восточного Прибалхашья 159
К. А. Азбель, М. Р. Борукаева, Л. В. Мягкова, И. А. Шайкин. Кызылчекинская группа массивов вторичных кварцитов (Южная Джунгария) 147

М. Б. Мычник, В. А. Асташкин. Некоторые особенности геохимии вулканогенных пород верхней перми Северо-Восточного Прибалхашья 166
Б. Н. Турсунов. Петрофизическая характеристика осадочно-вулканогенных пород Илийского мегасинклинория 171

ТЕКТОНИКА

Л. И. Боровиков. Мерзлотные бугры вспучивания в Казахстане, их развитие и отмирание 179
В. Д. Вознесенский. О соотношении разновозрастных складчатых структур на Сарысу-Балхашском водоразделе 189
И. И. Никитченко. Текели-Сайрамнорский разлом 196
Е. С. Оспанов, Ф. Я. Валеев. Некоторые данные о природе Сырдарьинского разлома в юго-западных предгорьях Северного Каратау . . 199
А. К. Киселев. Ранне-среднегерцинское геологическое развитие Контанбулак-Саякской и Токрау-Калмакэмельской структурно-формационных зон 204
К. Т. Куликовский. Неотектоника северных склонов Заилийского Алатау 209

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ

М. И. Жаймин. Прогноз угленосности и промышленные перспективы раннемезозойских отложений Юго-Восточного Казахстана 214
К. А. Айтбаев, М. М. Майлибаев, Т. С. Сагингалиев, О нефтегазоносности палеозоя Чу-Сарысуйской впадины и направление поисковых работ 223
В. П. Коняев. Галениты и сфалериты полиметаллических месторождений Кастекского рудного района 231
В. П. Стеценко. Статистический анализ руд свинцово-цинковых месторождений и использование его результатов в поисковых целях . . . 244
Н. Г. Калиниченко, М. Н. Гринвальд, К. К. Абдрахманов, Д. Д. Дуисенбеков, А. Д. Дурсунов, В. И. Зенкова, К. И. Ким, В. А. Нарсеев, Н. Н. Семеоненко, М. В. Шурунов. Геолого-структурные и минералого-геохимические особенности Акбакай-Кенгирского рудного поля (Южный Казахстан) 249
В. И. Волобуев, Л. В. Черных. Особенности методики детальных поисков касситеритосульфидных месторождений в Западном Прибалхашье 257
Л. И. Скринник, А. В. Смирнов. Металлогенические особенности раннекаменноугольных вулканогенных комплексов Южной Джунгарии . . 262
И. Б. Соколова, А. В. Соколов. Гидротермальная аргиллизация в связи с медным и золотым оруденением в Северном Прибалхашье . . . 268
А. Г. Кузнечевский. Чиганакское месторождение — новая база баритового сырья в Казахстане 265
Л. М. Скляренко. Некоторые закономерности размещения золотого оруденения, связанного с позднепалеозойским вулканизмом в Северном Прибалхашье 270
А. В. Коплус, Л. С. Пузанов, В. В. Коротаев, Б. И. Юнусов, Ф. Т. Шаймухамбетов. Роль разрывных структур в формировании и размещении оруденения месторождения плавикового шпата (Южный Таскайнар) 273
В. Ф. Митрофанский. Распределение киновари и ртути в четвертичных образованиях и методика поисков коренной минерализации . . 280
Д. Н. Беляшов. Математические методы оценки перспективности рудопроявлений 286
В. И. Волобуев. Послераннедевонские рудоносные интрузии диабазов в Западном Прибалхашье 290
Т. А. Акишев, Ю. А. Колмогоров, П. В. Дмитриев, Р. Р. Смагулов, Ю. Г. Шмаков. Опыт комплексных геофизических

исследований по оценке перспектив северо-западной части Балхашской впадины 293
Н. Г. Калиниченко. О закономерностях размещения золотого оруденения в Восточной Бетпак-Дале, Кендыктасских и Чу-Илийских горах 302
В. Ф. Митрофанский, Б. И. Чупин. Геологическое строение ртутного рудного поля «Коктас» 311
А. Г. Кузнечевский. Железо-марганцевое оруденение в Сарытумской зоне (Западное Прибалхашье) 316
Т. К. Айтуаров. Районирование территории Южного Казахстана по степени сложности гидрогеологических и инженерно-геологических условий и задачи дальнейших исследований по промышленному освоению месторождений твердых ископаемых 320
Т. К. Айтуаров, В. А. Королев. Прогноз взаимовлияния водозаборов и шахтного водоотлива на месторождениях Каратауского фосфоритоносного бассейна (Южный Казахстан) 324
К. А. Камалиев, Т. А. Айтуаров. Гидрогеологические условия свинцово-цинкового месторождения Шалкия 327
Литература 333
Рефераты 339

УГ06444. Сдано в набор 1-X—1973 г. Подписано в печать 14-V—1974 г.
Формат 70×108 1/16. Физ. п. л. 22. Усл. печ. л. 30,8 (+10 вкл.). Тираж 500.
Заказ 1099. Цена 3 руб.

Типография Управления Делами Совета Министров Казахской ССР.
Алма-Ата, Чайковского, 206.