

МАТЕРИАЛЫ ВТОРОЙ  
РЕСПУБЛИКАНСКОЙ  
НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ  
КОНФЕРЕНЦИИ  
МОЛОДЫХ ГЕОЛОГОВ  
КАЗАХСКОЙ ССР

Усть-Каменогорск



АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР  
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР  
ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КОМИТЕТ ЛКСМ КАЗАХСТАНА

МАТЕРИАЛЫ  
ВТОРОЙ РЕСПУБЛИКАНСКОЙ  
НАУЧНО-ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ КОНФЕРЕНЦИИ  
МОЛОДЫХ ГЕОЛОГОВ КАЗАХСКОЙ ССР

г. Усть-Каменогорск 1970



~~2118~~ 5730



РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

академик АН Каз ССР Ш.Е.Есенов, министр МГ Каз ССР  
М.Д.Морозов, член-корр. АН Каз ССР А.К. Каюпов,  
(ответ.редакторы), К.А. Абдрахманов, А.В. Авдеев,  
Б.А.Дьячков, А.Е.Ермекбаев, Т.М. Жаутиков,  
А.Д.Каипов, Л.А.Коломенская, А.М.Марьин,  
Э.С.Пономарёв, В.И.Титов, Е.С.Шуликов

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Вторая научно-теоретическая конференция молодых геологов Казахской ССР организуется Институтом геологических наук им. К.И.Сатпаева АН КазССР и Министерством геологии КазССР в соответствии с решением Первой конференции молодых геологов Казахской ССР.

В сборнике опубликованы материалы, охватывающие основные вопросы геологии большинства регионов Казахстана. По объективным причинам в него включены не все поступившие материалы. Из 192 тезисов докладов, представленных на конференцию, Оргкомитетом принято 140: вопросы тектоники, стратиграфии и литологии - 17, вопросы магматизма и метаморфизма - 19, вопросы металлогении - 46, вопросы геохимии - 17, вопросы геофизики - 15, вопросы гидрогеологии - 11, вопросы геологии нефти и газа - 5, вопросы методики - 10.

Большая часть материалов касается освещения различных аспектов металлогенической науки применительно к территории Казахстана.

Значительная часть тезисов выполнена в производственных организациях.

Учитывая то, что местом проведения конференции избран Алтай, оргкомитет и редакционная коллегия сочли возможным поместить в настоящих материалах сокращенный вариант доклада Т.М. Жаутикова, А.М. Марьина, Г.П. Нахтигала и Е.С. Шуликова, затрагивающего ряд проблемных вопросов геологии и металлогении Алтае-Чингизского региона.

Оргкомитет благодарен ответственным редакторам настоящего сборника - президенту АН КазССР Ш.Е.Есенову и министру геологии КазССР М.Д.Морозову, а также Центральному Комитету Ленинского Коммунистического Союза Молодежи Казахстана за помощь в издании материалов конференции.

Оргкомитет



## ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ, СТРАТИГРАФИИ И ЛИТОЛОГИИ

Т.М.ЖАУТИКОВ, А.М.МАРЬИН, Г.П.НАХТИГАЛЬ, Е.С.ШУЛИКОВ  
(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН Каз ССР, ВКГУ)

### ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ ПАЛЕОЗОИД АЛТАЕ-ЧИНГИЗСКОГО РЕГИОНА

1. Вопросам истории развития палеозойских сооружений Алтае-Чингизского региона и объяснению причин региональной поясовой металлогенической зональности уделялось достаточно много внимания (Нехорошев, 1958, 1966; Иванкин, 1960; Каплов 1960, 1964; Горжевский, Муратов, 1961; Хисамутдинов, 1964; Есенов, Кунаев, 1967; Матвеевская, 1969 и др.). Несмотря на большое число работ, полнота наших знаний по ряду кардинальных вопросов истории геотектонического развития и металлогении палеозоид Алтае-Чингизского региона остается всё ещё недостаточной. Объективным показателем этого является наличие многочисленных вариантов районирования, предложенных для различных частей этого региона.

В большинстве опубликованных схем тектонического и металлогенического районирования не учитывается **равнотовость** выделяемых структурно-формационных зон и подзон (нарушается принцип взаимного однозначного соответствия - основной принцип классификации природных объектов).

Существенным недостатком при типизации структур региона является некоторое преувеличение роли плутоногенных формаций. Особенности структурно-формационных зон определяются, прежде всего, набором седиментных (осадочных и вулканогенных) формаций, по отношению к которым плутоногенные образования являются в известной мере "наложенными" и роль их при районировании несравненно менее значима. Недоучет этого фактора, как нам представляется, обусловил излишнюю дробность ряда геотектонических и металлогенических схем, предложенных для палеозоид Восточного Казахстана. Сложность проблемы создает известные предпосылки для поиска новых решений по указанным вопросам и оставляет право за другими исследователями иначе интерпретировать имеющиеся на этот счет геолого-геофизические данные.

2. Анализ имеющихся на сегодняшний день геолого-геофизических данных позволяет нам вслед за Н.Н.Горностаевым (1933), В.А.Кузнецовым (1952) и В.П.Нехорошевым (1966) высказать мысль о решающей роли блоковых движений докембрийского фундамента при формировании палеозойских

структур Алтай-Чингизского региона. С этих позиций на рассматриваемой территории целесообразно выделение двух категорий структурно-формационных зон: полигональных (крупноглыбовых) и линейных (межглыбовых или надразломных), различающихся между собой особенностями тектонического режима, размером, спецификой проявления процессов седиментации, вулканизма, интрузивного магматизма и, наконец, регионального метаморфизма пород, слагающих те или иные структурно-формационные зоны.

К категории полигональных структурно-формационных зон в пределах Зайсанской складчатой области возможно отнести три геотектонических блока: Жарминско-Чарский, Калба-Нарымский и Рудно-Алтайский, которые представляют собой крупные одноранговые — по размеру и длительности тектонического развития — геоструктурные единицы. Все три зоны соизмеримы между собой по величине: длина их составляет 400-500 км, ширина 80-100 км, площадь — 30-40 тыс. км<sup>2</sup>.

К категории линейных (надразломных) структурно-формационных зон принадлежит Иртышская и Холзунско-Сарымсактинская зоны, сформировавшиеся в узких (шовных) геосинклинальных прогибах, инверсировавших на средних этапах развития Зайсанской геосинклинальной системы. Вероятно, к этому же классу структур относятся зоны Западно-Калбинского, Чарского и Калба-Чингизского глубинных разломов, контуры которых ввиду их слабой изученности в настоящее время не могут быть четко обозначены.

3. Обобщение имеющихся материалов и результатов личных многолетних исследований по изучению магматогенных пород региона показывает, что каждой структурно-формационной зоне свойственны свои черты и своя специфика проявления процессов палеозойского магматизма. Следствием именно этого обстоятельства и является, в основном, как мы полагаем, различная металлогеническая специализация недр той или иной структурно-формационной зоны.

Наиболее крупной таксономической единицей, принимаемой нами для обозначения всей совокупности магматических проявлений, сосредоточенных в пределах конкретно взятой структурно-формационной зоны, является ассоциация магматических пород, которая может быть названа также формационно-генетическим рядом магматических (интрузивных) комплексов. Ассоциация магматических пород каждой структурно-формационной зоны отличается двумя основными типами свойств: свойствами особого тектонического положения и свойствами вещественно-



го состава (и генезиса) составляющих её магматических формаций.

В герцинский тектоно-магматический цикл развития на территории Зайсанской складчатой области сформировалось шесть естественно-исторических ассоциаций магматических пород: Холзуноско-Сарымсактинская, Рудно-Алтайская, Иртышская, Калба-Нарымская, Жарминско-Саурская и обособленно Чарская, приуроченная к зоне одноименного глубинного разлома подкорового заложения.

Холзуноско-Сарымсактинская ассоциация объединяет две резко разновозрастные сиалические магматические формации: плагиолипаритовую (или липарито-дацитовую) нижнего-среднего девона и формацию биотитовых редкометаллоносных пренифов "батолитового" типа, сформировавшуюся в позднеорбгенную стадию развития региона (С<sub>3</sub>-Р). В составе данной ассоциации пород локально проявлены также две фемические формации: верхневизейско-нижнекамурская(?) габбро-диабазовая и диабаз-диоритовая(?), сформировавшаяся близко одновременно с образованием ниже-среднекаменноугольной молассовой формации.

Рудно-Алтайская ассоциация, в целом, характеризующаяся фемическо-сиалическим составом образующих её производных, объединяет следующую группу магматических формаций: суомаринную плагиолипаритовую верхнего эйфеля - раннего жигета (с субформацией субинтрузивных (внедренных) порфиров и субформацией метатектических (или магмогидрофильных) порфиров и порфироподобных пород<sup>х</sup>), морскую андезит-дацитовую (D<sub>3</sub> fm), морскую андезит-базальтовую и субмаринную габбро-диабазовую верхнего визе-нижнего намбра, габбро-тоналит-плагиогранитную (С<sub>1</sub><sup>п</sup>-С<sub>2</sub>), диабаз-диоритовую (конгадиабазовую) среднего карбона, верхнекарбоновую трахидацит-трахилипаритовую формацию (с субформацией монцититов и субщелочных гранитов), формацию биотитовых гранитов "батолитового" типа (С<sub>3</sub>-Р), формации самостоятельных малых интрузий пёстрого состава условно раннемезозойского возраста (сементавусский комплекс?) и долерит-микродиоритовую (трапповую) формацию верхнеюрского возраста (луговской комплекс субвулканических и гипабиссальных интрузий).

Габбро-тоналит-плагиогранитная формация представлена производными земногорской интрузивной серии,

х) В пределах каледонских остаточных поднятий и ряда герцинских блоков, характеризовавшихся максимальными мощностями доживетского комплекса осадков, возможно также формирование глубинного фациального аналога формации - среднедевонского комплекса умереннокислых гранитов (по В.И.Чернову, К.Г.Вотдановой и др. - тельбесский комплекс).



сформировавшейся в пять последовательных стадий, каждой из которых соответствует свой интрузивный комплекс (I стадии - габбро-норитовый, II - кварцеводиоритовый, III - тоналит-плагиогранитный, IV - адамеллит-гранитный и V - комплекс поздних послегранитных даек пёстрого состава).

Иртышская ассоциация представлена, в основном, группой интрузивных фемических формаций, относящихся здесь (в своем подавляющем большинстве) к нижнекаменноугольной прииртышской интрузивной серии. В составе последней выделяются следующие магматические формации (от относительно более ранних к более молодым): гипербазитовая (гарцбургитовая) — габбро-диабаз-амфиболитовая — габбро-лабрадорит-диоритовая (с субформацией реоморфических гранитоидов) — диоритовая — тоналит-плагиогранитовая, состоящая из двух генетически самостоятельных формаций (или субформаций): формации нормальных интрузивно-магматических гранитоидов и формации метатектических (мигматических) гранитоидов — гранит-сиенитовая и формация поздних послегранитных даек пёстрого состава.

После становления прииртышской интрузивной серии (или прииртышского гипербазит-габбро-диорит-плагиогранитного формационного ряда) в Иртышской зоне были сформированы также локально развитые здесь диабаз-диоритовая (или конгадиабазовая) формация среднего карбона (катойский комплекс), отдельные массивы слюдяных гранитов, относящихся к формации биотитовых редкометаллоносных гранитов "батолитового" типа ( $C_3-R$ ), и формация самостоятельных малых интрузий пёстрого состава условно раннемезозойского возраста (посткалбинский-семейтаусский(?) - комплекс).

Калба-Нарымская ассоциация включает две сиалические интрузивные формации орогенной стадии развития: плагиогранодиорит-плагиоклазитовую формацию самостоятельных малых интрузий добатолитового этапа среднего-верхнего карбона (кунушский комплекс субвулканических и гипабиссальных эодотоносных интрузий) и формацию слюдяных редкометаллоносных гранитов "батолитового" типа ( $C_3-R$ ), представленную производными калба-нарымской гранодиорит-гранитной интрузивной серии, сформировавшейся в три последовательные стадии, каждой из которых соответствовал свой интрузивный комплекс: I-ой стадии - гранодиорит-гранитный (нарымский), II-ой - гранитный (калбинский), III-ей - комплекс аляскитовых гранитов повышенной щёлочности (монастырский комплекс пегматоидных гранитов).



Кроме названных формаций в состав рассматриваемой ассоциации входит также локально развитая в Калба-Нарымской структурно-формационной зоне формация самостоятельных малых интрузий пёстрого состава условно раннемезозойского возраста (посткалбинский-семейтаусский(?) - комплекс).

Жарминско-Саурская ассоциация, как и Рудно-Алтайская, в целом, характеризуется фемическо-сиалическим составом образующих её эффузивно-экструзивных и интрузивных комплексов. В порядке возрастной последовательности она объединяет следующий ряд магматических формаций: наземную андезит-дацитовую ( $D_1-2$ ), морскую андезит-диабазовую и локально развитую плагиолипаритовую (липарито-дацитовую ( $D_2\text{gv} - D_3\text{fr}$ ), морскую андезитовую и андезит-диабазовую ( $C_1^t-v$ ), габбро-гранодиорит-гранитовую ( $C_1^n - C_2^?$ ), наземные андезит-дацитовую, трахидацит-андезитовую и андезитовую ( $C_2$ ) и формации биотитовых редкометаллоносных гранитов "батолитового" типа ( $C_3-P$ ) и самостоятельных малых интрузий пёстрого состава условно раннемезозойского возраста. Последняя, вероятно, является возрастным эквивалентом семейтаусского вулканоплутонического комплекса, производные которого могут быть отнесены к трахибазальт-трахилипаритовой формации (с субформацией субщелочных габброидных пород, монцититов и субщелочных гранитов).

Нижне-среднекаменноугольная габбро-гранодиорит-гранитная формация этой ассоциации представлена производными жарминско-саурской габбро-диорит-гранодиорит-гранитной интрузивной серии, сформировавшейся в четыре(?) последовательные стадии, в каждую из которых был образован свой интрузивный комплекс (в I-ю стадию - габброидный, во II-ю - гранодиоритовый (или тоналит-гранодиоритовый), в III-ю - адамеллит-гранит-граносиенитовый и в IV-ю комплекс поздних послегранитных глубинных дзек пёстрого состава).

Чарская ассоциация представлена фемическо-ультрамафическим рядом формаций, включающим в себя андезит-базальтовую формацию (с субформацией субвулканических и гипабиссальных интрузий средне-основного и основного состава), сформировавшуюся в узком приразломном прогибе непрерывно от нижнего девона до верхнего визе, и интрузивную габбро-перидотитовую (гарцбургитовую), возникшую в синорогенную стадию развития региона ( $C_1\text{л}$ ). Кроме двух вышеназванных формаций, в состав Чарской ассоциации входит также локально развитая в зоне Чарско-Горностаевского глубинного разлома

формация самостоятельных малых интрузий пёстрого состава, условно параллелизуемая нами с семейтаусским комплексом; часть развитых здесь малых интрузий может принадлежать также и к образованиям плагиограно-дисрет-плагиоклазитовой формации среднего-верхнего карбона (вероятно-го аналога кунушского комплекса субвулканических и гипабиссальных золотовосных интрузий?).

4. В последние годы при районировании территории рассматриваемого региона всё чаще стали привлекаться новейшие геофизические данные по глубинному строению района (Дубецкий, 1965; Резякин, Кузубный, 1966; Жаутиков, Нахтигаль, Полянский, 1969 и др.). Поскольку формирование различных по строению типов земной коры имеет определенные причинные связи с тектоническим режимом областей, магнетизмом и металлогенической специализацией их, авторы сочли необходимым кратко остановиться и на этих вопросах геотектоники Алтае-Чингизского региона. По нашим представлениям здесь возможно выделение двух типов участков земной коры, различающихся спецификой строения глубинных слоев и степенью активности тектонического режима.

К первому типу (I) относятся области с относительно равными (1:1) соотношениями мощностей гранитного и базальтового слоев, характерные для структурно-формационных зон с мезоэпигинальным (длительно стабильным) тектоническим режимом. Среди них выделяются два подтипа: области с наиболее утолщенной корой (I<sub>а</sub>) мощностью до 50-60 км, отвечающие длительно развивавшимся каледонским структурам Горного Алтая, и области умеренных значений (40-42 км) мощности земной коры (I<sub>б</sub>), соответствующие Калба-Нарымской герцинской мезоэпигинали.

Второй тип земной коры (II) при её относительно умеренной (42-46 км) мощности, характеризуется значительными утолщениями базальтового слоя и поднятием его поверхности. Для них характерно резко нарушенное соотношение мощностей гранитного и базальтового слоев (до 1:3), обусловленное активным тектоническим режимом этих областей и интенсивно протекавшими здесь процессами базификации гранитного слоя. Данный тип земной коры соответствует каледонским и герцинским эпигинальным зонам и по степени насыщенности коры базальтом ( $K_б = \frac{M_б}{M_г}$ ) может быть подразделен на три подтипа: интенсивно (II<sub>а</sub> с  $K_б = 0,8-0,9$ ), умеренно (II<sub>б</sub> с  $K_б = 0,7-0,8$ ) и слабо (II<sub>в</sub> с  $K_б = 0,6-0,7$ ) насыщенными базальтом.

5. Не затрагивая первопричины возникновения сложной системы глубинных разломов, авторы считают необходимым подчеркнуть наличие в Алтае-Чингизском регионе разрывных структур четырех ведущих направлений - северо-западного, север-восточного, субмеридионального и субширотного.



Северо-западные разломы, являющиеся наиболее четко выраженными и протяженными (до 600-800 км) структурами, активно развивались в течение всей палеозойской эры и тем самым контролировали размещение основных каледонских и герцинских структурно-формационных зон. Значительные тектонические подвижки по ним происходили также и в мезо-кайнозойское время. На первых этапах жизни этих разломов преобладали вертикальные перемещения по ним, а в позднепалеозойскую эпоху - значительные по амплитуде (до 100 км) горизонтальные сдвиговые движения.

Разломы северо-восточного простирания слабо выражены и скорее относятся к категории скрытых глубинных структур. Они фиксируются прерывистыми поясами даек, системой мелких разрывов северо-восточного простирания, цепочками интрузий и рудопроявлений и подтверждаются геофизическими данными.

Системы субмеридиональных и субширотных глубинных разломов относительно слабо проявлены в верхних структурных ярусах и скорее являются долгоживущими структурами допалеозойского фундамента. Они оказывают значительное влияние на осадконакопление и размещение магматических масс, обособляя отдельные блоки внутри каледонских и герцинских структурно-формационных зон. Наибольший практический интерес представляют места пересечения их с северо-западными глубинными разломами, которыми обусловлено формирование сложного комплекса разрывных и пликативных структур более высоких порядков и максимальной концентрации проявлений эндогенного оруденения.

6. На основании вышеизложенных данных следует, что первопричиной региональной поясовой зональности, четко выраженной в Алтае-Чингизском регионе, являются, в первую очередь, характер и тип геотектонического развития структурно-формационных зон, формирующихся в тесной причинной связи с эволюцией глубинных слоев земной коры и магматических процессов, спецификой проявления и полнотой развития тех или иных ассоциаций магматических пород (рядов магматических формаций). С учетом именно этих данных нами вносятся некоторые коррективы в существующие схемы структурно-формационного и металлогенического районирования рассматриваемого региона.

Основную часть территории Алтае-Чингизского региона, представляющего собой гетерогенный в своей основе сектор земной коры, составляет Зайсанская герцинская складчатая область, граничащая на юго-западе с каледонидами Чингиза и Тарбагатай, а на северо-востоке с каледонскими сооружениями Горного Алтая.



а/ Чингиз-Тарбагатайская зона представляет собой систему каледонских складок, окончательная стабилизация которой приходится на конец палеозоя. По типу развития она относится к первичным эвгеосинклинальным зонам с преимущественно базальтоидным профилем развитых в её составе магматических формаций. Она характеризуется наибольшей мощностью базальтового слоя (30-35 км) и наиболее высоким (16-18 км) положением его поверхности по сравнению с другими складчатыми структурами Восточного Казахстана. На фоне закономерного увеличения мощности земной коры в юго-восточном направлении под юго-западной частью Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория устанавливается локальное понижение поверхности "М" и повышение поверхности "К". Эти особенности, по-видимому, имеют причинную связь с перерождением подкорового вещества и его эволюцией в течении салаирского и каледонского циклов тектогенеза, явившиеся первопричиной наращивания базальтового слоя за счет подкорового вещества и интенсивного базальтоидного магматизма в верхних ярусах.

Ведущим типом оруденения здесь является колчеданное медно-полиметаллическое, связанное с магматическими формациями ранней стадии геосинклинального развития; заслуживающие внимания рудные концентрации возникли в позднекаледонскую эпоху. Относительно меньшим распространением пользуются колчеданно-полиметаллическое, золоторудное и медно-молибденовое оруденение ранне- и среднеорогенной стадий развития геосинклинали. Еще меньше развито редкометальное оруденение, проявленное на заключительных стадиях позднекаледонского цикла и в герцинскую эпоху.

б/ Обрамляющие с северо-востока Зейсанскую систему структуры Горного Алтая также имеют полициклическое развитие, выраженное сменой эвгеосинклинального режима раннекаледонского (салаирского) цикла миевгеосинклинальным позднекаледонского времени. Орогенный этап развития сходен здесь с историей каледонид Чингиза и характеризуется широким распространением отложений силурийской молассоидной и нижне-среднедевонской порфировой формаций.

Кратковременность инициального базальтоидного магматизма и длительное существование устойчивого мезогеосинклинального режима отражают, вероятно, слабую активность глубинных процессов в данной области. Для неё характерна наибольшая в Алтае-Чингизском регионе мощность земной коры (50 - 60 км) и наибольшая глубина залегания границы Конрада. Соотношение мощностей гранитного и базальтового слоев составляет здесь от 1:1 до 1:1.5, против 1:2.5 - 3.0, характерного для каледонид Чингиза. Рудоносность зоны относительно слабая. В основном здесь развиты месторождения и рудопроявления железа и редких металлов.

в/ З а й с а н с к а я с к л а д ч а т а я о б л а с т ь в течение герцинского тектонического цикла испытала сложное и направленное развитие - от высоко подвижной геосинклинальной области до становления её платформой. На её территории нами выделяются три крупных геотектонических блока: Жарминско-Чарский, Калба-Нарымский и Рудно-Алтайский, которые, по нашим представлениям, вполне соответствуют категории полигональных структурно-формационных зон. Между этими полигональными структурами - в пределах разграничивающих их глубинных разломов - развиваются линейные надразломные структурно-формационные зоны, среди которых ввиду относительно слабой изученности остальных, нами здесь рассматриваются лишь Иртышская и Холзунско-Сарымсактинская зоны, развивавшиеся: первая - на границе Калба-Нарымского негативного и Рудно-Алтайского в целом позитивного блоков и вторая - на границе каледонских сооружений Горного Алтая со структурами Рудного Алтая.

Ж а р м и н с к о - Ч а р с к а я с т р у к т у р н о - ф о р м а ц и о н н а я з о н а может быть отнесена к классу вторичных эвгеосинклинальных структур, заложенных на каледонском складчатом основании. Для неё характерен преимущественно базальтоидный профиль магматизма. Отличительной особенностью рассматриваемой зоны является наличие сравнительно глубокого краевого прогиба на границе с каледонидами Чингиза и развитие вдоль региональных глубинных разломов продуктов базальтоидного вулканизма и поясов ультрабазитовых интрузий. По характеру глубинного строения эта зона относится нами к типу П-в.

Металлогеническая специализация зоны очень четкая и выражена развитием золоторудной, золото-сурьмяной, ртутной, никель-кобальтовой и хромитовой минерализаций.



Калба - Нарымская структурно - формационная зона, составляющая северную часть Зайсанской складчатой области, представляет собой герцинскую миегеосинклиналичную структуру, заложенную на докаледонском(?) фундаменте. Зона испытала длительное погружение, в процессе которого накопились мощные морские песчано-черносланцевая (аспидного типа), терригенная и флишеидная формации верхнего девона и нижнего карбона. В позднем намуре, в связи с наступлением на всей территории Зайсанской геосинклиналичной системы орогенного этапа развития, здесь происходит резкое сокращение морского бассейна, образуются остаточные межгорные прогибы, в пределах которых идет формирование молассовых толщ.

Интенсивное развитие в пределах Калба-Нарымской зоны орогенного гранитоидного магматизма (калба-нарымская ассоциация магматических пород) обусловило ярко выраженную редкометальную специализацию её недр.

Рудно - Алтайская структурно - формационная зона по типу своего развития относится к категории эвгеоантиклинорийных структур. Заложена она на жестком - частью нижнепалеозойском, а частью, возможно, на допалеозойском складчатом основании.

Анализ имеющихся на сегодня фактических данных ставит под сомнение широкое участие в составе отложений фундамента только нижнепалеозойских отложений в центральных (ядерных) частях антиклинорий Рудного Алтая. Сделанный вывод не относится к структурам её северо-восточного обрамления и к Иртышской зоне, где в нижнем палеозое, вероятно, действительно существовали глубокие надразломные миегеосинклиналичные прогибы.

Характерным для рассматриваемой зоны является наличие в её пределах областей стабильных поднятий (ОСП) и областей устойчивого прогиба - ния (ОУП), между которыми размещались области тектонических вращений (ОТВ), обладавшие высокой тектоно-магматической активностью, обусловившей резкую нестоту состава развитых в их пределах геологических формаций, заключающих в себе на Рудном Алтае основную массу промышленных полиметаллических месторождений.

Глубинное строение зоны специфическое и характеризуется увеличенной мощностью базальтового слоя (28-38 км) и надбазальтовым гребневым поднятием, связанным с процессами базификации гранитно-метаморфического слоя коры.

Отмеченные особенности геотектонического развития и глубинного строения зоны, а также широкое проявление здесь специфического сложного дифференцированного ряда магматических формаций феррическо-силикатического состава обусловили четко выраженную халькофильную металлогеническую специализацию недр Рудно-Алтайской зоны.

Наконец, две последние линейные (надразломные) структурно-формационные зоны — Иртышская и Холзунско-Сарымсактинская — характеризуются специфическими особенностями проявления магматизма. Отличие их состоит в том, что в Холзунско-Сарымсактинской зоне магматизм проявился преимущественно в эффузивно-экструзивной форме и представлен, главным образом, группой силикатических формаций (плаггиолиаритовая и формация биотитовых редкометаллоносных гранитов "батолитового" типа); в собственно геосинклинальном этапе развития Холзунско-Сарымсактинская зона представляла собой Северо-Восточный окраинный вулканический пояс, заложившийся в раннем девоне на теле каледонских структур Горного Алтая. Металлогеническая специализация Холзунско-Сарымсактинской зоны выражена в развитии полиметаллической и редкометальной минерализации.

Иртышская структурно-формационная зона по типу своего геологического развития в седиментный этап относилась (как и Калба-Нарымская структурно-формационная зона) к классу плацидарных блоков земной коры, т.е. к такому типу тектонических форм, которые в собственно геосинклинальный период своей жизни характеризуются сравнительно спокойными тектоническими условиями и развиваются в основном в многоосинклинальном режиме. Процессы магматизма в Иртышской зоне проявились в весьма специфической интрузивной и ультраметабазитной (своеобразной метаморфическо-интрузивной) формах. В целом магматическая деятельность в Иртышской зоне была очень быстротечной: наиболее широко развитая в пределах зоны ассоциация магматогенных пород — от гипербазитов и различных габброидов до плаггиогранитов и части гранитов — сформировалась здесь в очень незначительный отрезок геологического времени, в эпоху главной на Алтае саурской фазы складчатости, приведшей к общей инверсии Зайсанской геосинклинальной области (Каюпов и др., 1970). Сложная эволюция магматогенных пород в Иртышской зоне обусловила проявление здесь медно-пирротитовых, медно-колчеданных, золоторудных и железорудных месторождений.



В.В.ЛОПАТНИКОВ, Е.П.ПУШКО

(Восточно-Казахстанское геологическое управление)

### ЭВОЛЮЦИОННЫЕ ТИПЫ ГРАНИТОИДОВ РЕДКОМЕТАЛЬНОЙ КАЛБЫ И СВЯЗАННОЕ С НИМИ ОРУДЕНЕНИЕ

Редкометалльная Калба располагается в северо-восточной половине Калба-Нарымской структурно-формационной зоны Зайсанской геосинклинальной области и характеризуется исключительно широким развитием разновозрастных гранитоидных образований. Последние представляют собой единую генетическую серию, состоящую из нескольких интрузивных комплексов, среди которых по формационной принадлежности выделяются: добатолитовый (кунушский), батолитовый (калбинский), постбатолитовый (посткалбинский). Комплексы отличаются рудной минерализацией. Оруденение, связанное с до- и постбатолитовыми интрузиями не представляет интереса. Промышленную значимость имеют редкометалльные проявления, принадлежащие батолитовому комплексу.

Калбинский батолитовый комплекс представлен гранитоидными интрузиями пермского возраста (260 - 290 млн. лет), образующими громадный Калба-Нарымский плутон, протяженностью около 450 км. Формирование его частей происходило в разных структурно-тектонических условиях. По специфике проявления магматизма гранитоиды комплекса отчетливо распадаются на два ряда развития: прерывистой и непрерывной дифференциации, отличающихся полнотой и контрастностью проявления магматизма и сопутствующего оруденения. К ряду прерывистой дифференциации относятся граниты собственно калбинского типа, характеризующиеся многократностью внедрения (4 фазы), пестротой фациального состава, широким проявлением ортогенизации, контаминации, гибридизма, мощным проявлением рудного процесса. Гранитоиды ряда непрерывной дифференциации представлены преимущественно однофазными недифференцированными массивами ("монастырский" тип) и отличаются слабой металлоносностью.

Выделенные ряды дифференциации подразделяются в свою очередь на несколько эволюционных типов, которые характеризуют специфичес-



кие условия становления гранитоидов данного ряда в разных частях плутона и представлены в каждом конкретном случае определенной совокупностью интрузивных образований. Последние отличаются пространственно обособленным ареалом распространения, числом проявленных фаз и объемами слагающих их гранитов, масштабами развития жильных пород, интенсивностью и характером послемагматических процессов, составом и размерами связанного с ними оруденения. В ряде прерывистой дифференциации выделяется 5 эволюционных типов; ряд непрерывной дифференциации представляет собой единый эволюционный тип. Ниже приведены наиболее характерные черты, присущие названным типам.

I эволюционный тип представлен слабо дифференцированными массивами, сложенными порфировидными гранитами первой фазы, и сопровождается убогими и мелкими проявлениями касситерито-кварцевой (преобладает), шеелито-кварцевой и редкометалльно-кварцевой формаций, для которых характерны полные взаимопереходы.

II эволюционный тип. Крупные массивы многофазного строения. Исключительно широко проявлены жильные образования, с которыми связаны промышленные редкометалльно-пегматитовые месторождения. Весьма многочисленны мелкие рудопроявления гидротермалитов касситерито-и шеелито-кварцевой формаций.

III эволюционный тип представлен хорошо дифференцированными массивами многофазного строения, однако жильные образования практически не проявлены. Профилирующими являются многочисленные пневмато-гидротермальные мелкие рудопроявления вольфрамито-кварцевой формаций.

IV эволюционный тип образован преимущественно гранитами второй фазы, остальные фазы имеют резко подчиненное развитие. Характерно незначительное распространение мелких рудопроявлений (в убывающем порядке) вольфрамито-, шеелито-кварцевой и редкометалльно-пегматитовой формаций. Оруденение "распылено" по многочисленным объектам, не представляющим практического интереса.

V эволюционный тип представлен наиболее дифференцированными многофазными массивами концентрически-зонального строения, которые сопровождаются мелкими непромышленными объектами касситерито-кварцевой и редкометалльно-пегматитовой формаций.

VI эволюционный тип объединяет массивы "монастырских" гранитов, сложенных преимущественно производными одной фазы. Оруденение представлено мелкими объектами хрусталеносно-пегматитовой и единичными рудопроявлениями вольфрамито-кварцевой формаций.

Наибольшей рудоносностью и концентрацией редкометалльной минерализации в промышленных размерах характеризуется только II эволюционный тип гранитоидов калбинского комплекса, что следует учитывать при прогнозировании и поисковых работах.



М.С.КОЗЛОВ, Г.П.НАХТИГАЛЬ

(Восточно-Казахстанское геологическое управление)

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО БОРТА  
ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Территория, расположенная в северо-восточной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, ограниченная на западе Главным Чингизским и на востоке Калба-Чингизским глубинными разломами, выделена в Восточно-Чингизскую структурно-формационную зону. Она расположена на стыке каледонид Чингиз-Тарбагатая с герцинидами Зайсанской складчатой системы. Это определило сложность блокового строения зоны, интенсивное проявление герцинского магматизма и ассоциирующего с ним золото-полиметаллического и редкометалльного оруденения. В геологическом строении зоны принимает участие сложный комплекс вулканогенно-осадочных образований, сформировавшийся в период от нижнего кембрия до юры включительно. Особенностью гравитационного поля зоны является четко выраженный минимум силы тяжести, выделяющийся на относительно положительном фоне одновозрастной Западно-Чингизской структурно-формационной зоны на западе и герцинской Жарма-Саурской зоны на востоке. Для выяснения геологической природы данной аномалии и её количественной интерпретации рассмотрено три возможных варианта.

1. Существование крупного глубинного плутона уплощенной формы с неровной кровлей мощностью 7-12 км и недостатком плотности.

2. Наличие прогиба допалеозойского фундамента, заполненного вулканогенно-осадочными породами с меньшей плотностью, чем в соседних антиклинорных зонах.

3. Наличие расслоенного разреза с дифференцированной плотностью и области разуплотнения вещества на границе гранитно-метаморфического и "базальтового" слоёв.

Анализ геологических материалов показал, что лишь последний вариант хорошо согласуется с фактическими данными. Количественная интерпретация также обнаруживает наилучшую сходимость наблюдаемой и теоретической кривых силы тяжести по третьему варианту.

Теоретическим обоснованием предположения о наличии области разуплотнения ("гранитизации") на границе "базальтового" и гранитно-метаморфического слоёв являются многочисленные экспериментальные данные, показывающие существенные изменения физических свойств и структуры силикатового вещества в области давлений 3-4 кбар и 9-10 кбар. Эти интервалы давлений соответствуют основным границам раздела земной коры Конрада и Мохоровичича.



Е.С.ШУЛИКОВ, Н.И.СТУЧЕВСКИЙ

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР, Алтайская ЦСЭ ВКГУ)

О ПРИЧИНАХ ПРОДОЛЬНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ  
ЗОНЫ ИРТЫШСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

1. Иртышский глубинный разлом является одним из важнейших структурных элементов Зайсанской геосинклинальной системы. Анализ современных геолого-геофизических данных позволяет выделить в пределах последней: а) центральную калбинскую пару "сквозных" каледонско-герцинских геосинклинальных прогибов, заложенных, вероятно, на байкальском фундаменте и б) периферические зоны вторичных геосинклинальных и геоантиклинальных герцинских структур.

К первой группе относятся Калба-Нарымская мегеосинклинальная и Западно-Калбинская эвгеосинклинальная зоны, ко вторым - Рудноалтайская эвгеоантиклинальная, Белоубинско-Южноалтайская и Жерминская эвгеосинклинальные зоны. Принципиальным отличием палеозойской истории первой группы структур от второй является, по мнению авторов, проявление для последних внутриордовикской консолидации и отсутствие таковой для первых.

2. В Рудноалтайской зоне после внутриордовикской фазы складчатости и наступившей стабилизации в течение всего среднего и верхнего палеозоя сохранился эвгеоантиклинальный режим. Отложения силура и нижнего девона в этой остаточной геоантиклинали отсутствуют и эйфельский ярус ложится на среднекаледонский складчатый комплекс с резким структурным несогласием. Геосинклинальный этаж герцинского цикла имеет мощность не более 5-8 км.

Белоубинско-Южноалтайская зона (Белоубинско-Маймырская подзона в частности)<sup>х)</sup> рассматривается как геосинклинальный прогиб, в котором присутствуют морские толщи силура и нижнего девона, а герцинский геосинклинальный этаж имеет мощность не менее 15 км. Белоубинско-Южноалтайская зона отличается от Рудноалтайской проявлением частичной внутриордовикской стабилизации и быстро наступившим возрождением режима геосинклинального прогибания, что позволяет рассматривать эту зону как унаследованный герцинский прогиб.

х) Е.С.Шуликов относит Белоубинско-Маймырскую подзону к Рудноалтайской зоне, а Холзуноско-Сарымсактинскую считает самостоятельной структурно-формационной зоной глубинного разлома линейного типа, как и Иртышскую.

2112 5730





3. Зона Иртышского глубинного разлома, являющаяся древней границей Калба-Нарымской зоны с Рудноалтайской и Белоубинско-Южноалтайской, в геосинклинальную стадию каледонского цикла представляла собой узкий прогиб, заполнявшийся мощными терригенными толщами кембрия и части ордовика. После проявления внутриордовикской фазы (аналог Западно-Алтайской фазы Горного Алтая) произошла дифференциация прогиба в продольном направлении в связи с активизацией системы глубинных расколов северо-западного и субширотного направлений. Обособились северо-западная (Ульбинско-Красноаульская), центральная (Северянско-Нарымская) и юго-восточная (Курчумо-Кальджирская) части, дальнейшая история развития которых отличается следующим. Центральный блок развивался в режиме близком к калбинскому сквозному (каледонско-герцинскому) прогибу. Северо-западному и юго-восточному блокам свойственны проявления кратковременных поднятий и складчатости в нижнем палеозое и на фоне преобладающего погружения центрального блока.

4. Различия в геологическом развитии названных блоков устанавливаются и для герцинского цикла. Так для северо-западного и юго-восточного блоков характерны следующие особенности, отличающие их от центрального: 1) меньшая глубина залегания каледонского основания (по геофизическим данным); 2) меньшая мощность герцинского осадочного комплекса; 3) тенденция к преобладанию удлиненных брахиформно-складчато-блоковых структур над линейно-складчатыми; 4) концентрация массивов интрузий габбро-плагиогранитной серии; 5) дискордантность и меньшая нарушенность пермских гранитных массивов; 6) осредоточение уалов медно-пирротинового оруденения; 7) большая глубина эрозионного среза. Таким образом, для центрального блока характерно максимальное проявление мобильности с устойчивой тенденцией к прогибанию в противоположность северо-западному и юго-восточному испытывавшим в ордовике инверсионные движения положительного знака и раннюю консолидацию.

5. В связи с высказанными предположениями о структурной неоднородности каледонского и герцинского складчатых комплексов в Иртышской зоне следует вывод, что граница центральной и периферической частей геосинклинальной системы в нижнем палеозое проходила по Калба-Нарымскому разлому (во время складчатости и поднятий), тогда как краевому Иртышско-Маркакульскому разрыву (в стадию геосинклинального прогибания). Аналогичное положение в основном сохранилось и в герцинском цикле. Так, на стадии погружения (девон-нижний карбо

наиболее резкая граница формаций и структур проходила около краевого Иртышско-Маркакульского разлома, а в этапе инверсий граница калбинских прогибов и шовного поднятия Иртышской зоны четко обозначалась по Калба-Нарымскому разлому.

В.А.ШУЛИКА

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

О ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫХ ОСОБЕННОСТЯХ ЗАПАДНОГО ФЛАНГА  
ЗЫРЯНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Потенциальная перспективность западного фланга Зырянского месторождения отмечалась многими исследователями, проводившими работы в этом районе (Кашпов и др., 1953). По их представлениям ось Зырянской антиклинали после крутого погружения далее к западу должна испытывать воздымание, приближая рудоносные горизонты к дневной поверхности.

На этом основании в конце 50-х гг. здесь был проведен комплекс геофизических работ, выявивших неглубокое залегание нижнепалеозойского (?) фундамента. Для проверки рекомендаций Зырянской ГРЗ (1961-62 гг) был разбурен профиль структурно-поисковых скважин (две из них глубиной более 1000 м), не вышедших из разреза хамирской свиты (живет-верхний девон). Отстроенный по этим скважинам геологический разрез демонстрировал отсутствие поднятия на этом участке.

В 1969 г. нами был пересмотрен керн этих скважин и заново составлен геологический разрез, позволивший снова поднять вопрос о наличии поднятия на данной площади. Разрез хамирской свиты по этому профилю представляется в следующем виде (снизу-вверх): 1) тонкое переслаивание алевролитов на известково-глинисто-кремнистом цементе и углисто-глинистых аргиллитов (100 м); 2) чередование темно-серых алевропелитов и мелкозернистых песчаников (200 м); 3) ритмичное переслаивание разномзернистых кварц-полевошпатовых песчаников, алевролитов и аргиллитов серого и темно-серого цвета (300 м); 4) переслаивание серых и темно-серых аргиллитов и алевролитов (450 м); 5) переслаивание разномзернистых полимиктовых песчаников табачно-зеленого цвета, зеленых и зеленовато-серых алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев (200 м).

При увязке этого разреза был установлен близширотный разлом, по которому северный блок взброшен на 1000 метров. В плане поднятый блок представляет собой антиклинальную складку близширотного простирания, которая является продолжением Зырянской антиклинали. Резкое



погружение шарнира последней к западу связано с поперечным тектоническим нарушением близмеридионального направления, западнее которого шарнир складки полого воздымается.

Ядерная часть установленного поднятия сложена пачкой ритмичного переслаивания кварц-полевошпатовых песчаников и серых и темно-серых алевропелитов, которая сопоставляется нами с аналогичной пачкой низов разреза хамирской свиты (живет). Предыдущими исследователями пачка ритмичного переслаивания, слагающая ядро описываемого поднятия, сопоставлялась с верхней пачкой хамирской свиты (фамен), сложенной чередованием разнотекстурированных подмиктовых песчаников табачно-зеленого цвета, зеленых и зеленовато-серых алевролитов и глинисто-кремнистых сланцев.

По нашим представлениям кровля эйфельских отложений в пределах намеченного поднятия располагается на глубине 650-850 метров и является доступной для изучения глубокими скважинами. На этом основании данная площадь выдвигается нами как потенциально перспективная на обнаружение промышленного полиметаллического оруденения.

И.И.НИКИТЧЕНКО, В.И.НИКИТЧЕНКО

(Поисково-съёмочная экспедиция ЮГУ)

#### ГЛАВНЫЕ РАЗЛОМЫ ТЕКЕЛИЙСКОЙ СТРУКТУРНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ И ИХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩЕЕ ЗНАЧЕНИЕ (ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ)

Главными структурными элементами Текелийской структурно-металлогенической зоны являются ограничивающие её продольные субширотные глубинные разломы: Текели-Сайрамнорский и Южно-Джунгарский, а также крупные поперечно-секущие сбросо-сдвиги северо-западного простирания: Солдатсайский, Текели-Усекский и Арасан-Тышканский, сопровождаемые серией более мелких оперяющих разрывов. Первые два разлома - межзональные, имеют значительную протяженность (несколько сотен километров), несомненно, глубинного заложения и длительного развития (по крайней мере в течение палеозойского периода). Последнее подтверждается приуроченностью к этим разломам магматических образований и изменением мощностей и фаций палеозойских образований в разделяемых ими блоках. На местности разломы выражены зонами повышенного расщепления, дробления и брекчирования пород. Общая ширина зон разломов изменяется от нескольких сотен метров до 2-3 км. Длительная история развития Текели-Сайрамнорского и Южно-Джунгарского разломов и многократные разнонаправленные движения по ним опре-

делили соответствующий геотектонический режим зоны в период рудообразования (воздымание в условиях интенсивного бокового сжатия), который в свою очередь обусловил соответствующий тип магматизма (главным образом - интрузивный), метаморфизма (преимущественно - пневматогидротермальный и дислокационный) и сопутствующий им характер оруденения (существенно полиметаллический). Анализ материала показывает, что Текели-Сайрамнорский и Южно-Джунгарский разломы служили магмо- и рудоподводящими каналами и оказали значительное влияние на формирование Текелийской структурно-металлогенической зоны в целом.

В распределении рудных полей в пределах зоны ведущая роль принадлежит поперечно-секущим сбросо-сдвигам; среди них отчетливо прослеживаются два: Солдатсайский и Текели-Усекский, третий - Арасан-Тышканский предполагается по ряду косвенных признаков. Особенностью всех трех разломов является их сдвиговая природа. Все они характеризуются как крупные правосторонние сдвиги с амплитудой горизонтальных перемещений 15-20 км. Простираение их - северо-западное, протяженность каждого в пределах Джунгарского Алатау более 100 км. Разломы проявлены зонами дробления и брекчирования, иногда окварцеванием и лимонитизацией пород. Мощность зон колеблется от 100-300 м до 400-500 м. Все три разлома сопровождаются сложной системой оперяющих разрывов.

Пространственное размещение рудных полей внутри зоны носит узловой характер, который обусловлен приуроченностью зон минерализации к местам пересечения или сочленения разрывных структур северо-западного простираения с разрывными и складчатыми структурами субширотного направления. В частности на пересечении Солдатсайским и Текели-Усекским сбросо-сдвигами зоны Текели-Сайрамнорского субширотного разлома расположены Текелейское рудное поле и Сатылы-Коксуйская зона минерализации, соответственно на сочленении этих разломов с Южно-Джунгарским разломом находятся Коксу-Сууктыбинское и Тышкан-Усекское рудные поля.

Отмеченные закономерности регионального распределения полиметаллического оруденения имеют важное практическое значение, так как позволяют более целенаправленно проводить поисковые работы.



И.А.АЗЕРБАЕВ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

АССОЦИАЦИЯ ГРАУВАККОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ

НИЖНЕГО-СРЕДНЕГО ОРДОВИКА БАЙКОНУРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ

В Байконурском синклинории (Юго-Западный Улутаяу) широким развитием пользуются песчаники и алевролиты дулыгалинской свиты, относящиеся к ландейльскому и карадокскому ярусам нижнего и среднего ордовика (Книппер, Никитин, 1962). Отложения этой свиты представляют собой непрерывный регрессивный ряд осадков, характеризующий этап постепенной компенсации Байконурского прогиба (Азербеев, 1970).

В этой мощной толще установлена только одна терригенная минералогическая ассоциация — полевошпатово-кварцевых граувакк. Для нее характерно содержание обломков пород 28-49%, кварца — 22-40%, полевых шпатов — 18-31%. На классификационной треугольной диаграмме эти породы располагаются ниже и левее центра и образуют изометричный ореол разброса. Обломки пород представлены основными и кислыми эффузивами, алевролитами, аргиллитами, зернистыми кварцитами (кварцит-песчаниками), микрокварцитами, кварцево-сланцевыми сланцами. Терригенный кварц представлен несколькими типоморфными разновидностями. Абсолютно преобладает кварц с волнистым угасанием и струйчатыми включениями. Реже встречается кварц с нормальным угасанием. Присутствуют единичные зерна кварца с иррациональными двойниками. Полевые шпаты большей частью состоят из андезина (№ 35-40) и олигоклаза (№ 20) и в меньшей степени из калишпатов. В последних часто видны структуры прорастания. Аксессуары минералы представлены турмалином, апатитом, эпидотом, хлоритом, бирюзом, мусковитом и сфеном. Аутигенную природу имеют часть зерен эпидота и сростки минералов группы энстезабрукита. Отсутствие фемических минералов в тяжелой фракции связано с катагенетическими процессами внутрислойного растворения. Цементирующая масса состоит из заметно преобладающего триоктаэдрического магнетитово-железистого хлорита и диоктаэдрической мусковитоподобной слюды политипной модификации  $2M_1$  (Азербеев, 1970).

Ассоциация полевошпатово-кварцевых граувакк характерна для осадочных геосинклинальных формаций. Анализ терригенного материала показывает, что вероятным источником сноса были метаморфизованные осадочные и вулканогенно-осадочные образования и гранитогнейсы докембрия сложного построенного Майтубинско-Харсанпейского антиклинор-

рия. Устойчивость этой ассоциации в мощном разрезе, составляющем около 2800 м, свидетельствует о том, что в течение ландейло и карадока области водосбор не испытывали заметной тектонической перестройки, хотя и были тектонически активными, о чем свидетельствует незрелый граувакковый состав осадков и их большая мощность.

Л. Н. КЛЕНИНА

(Алтайская поисково-съемочная экспедиция ВГУ)

СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ СРЕДНЕ-ПОЗДНЕОРДОВИКСКИХ  
БРАХИПОД ЧИНГИЗА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН)

Среди брахиоподовой фауны среднего и позднего ордовика обособляются характерные комплексы, соответствующие стратиграфическим подразделениям.

Поздний арениг — ранний ланвирн ознаменовался значительными изменениями в составе брахиопод. Появляются представители трех надсемейств, не встреченных в подстилающих отложениях. Комплекс брахиопод однообразен и включает 6 видов.

Брахиоподовое сообщество караканского горизонта абзевской свиты ланвирна заметно обогащается (13 видов) и обновляется в родовом отношении. Предыдущими исследователями на основании характеризующих брахиопод отмечается более молодой (верхнеордовикский) возраст вмещающих отложений по сравнению с трилобитовой фауной, свидетельствующей о среднеордовикском возрасте. Автором установлено соответствие темпов эволюции брахиопод и трилобитов в указанный отрезок времени.

Следующей по возрасту является ассоциация брахиопод бестаманской (12 видов) и саргалданской (10 видов) свит (еркебиданский горизонт нижнего карадока), отличающиеся преемственностью родового состава.

Для верхов среднего-позднего карадока характерно бурное развитие плеченогих. Брахиоподы в талдыбойской свите являются господствующей группой фауны и отличаются богатством и разнообразием (29 видов) форм. На основании брахиоподовой фауны впервые обоснована возможность дробного расчленения отложений названной свиты и в восходящем порядке выделено 5 слоев.

В верхах верхнего (намасская и нижняя часть акдембайской свиты) карадока резко сократилось число родов и видов. Значительное обеднение брахиоподовой фауны присуще раннему ашгиллю.

Более позднее сообщество брахиопод толенского горизонта верх-



него ашгилля характеризуется обновлением родового состава (12 родов).

Выделенные брахиоподовые комплексы параллелизуются с региональной биостратиграфической шкалой Казахстана (Никитин и др., 1968).

А. Г. ШУТКОРА

(Алтайский отдел ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР)

### ВОЗРАСТ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ ПУГАЧЕВСКОЙ СВИТЫ НА ЮЖНОМ АЛТАЕ

Пугачевская свита выделена М. Г. Хусамутдиновым (1951 г.) как аналог верхнекултебарской подсвиты в юго-восточной части Иртышской зоны смития. К свите были отнесены все нормально-осадочные породы, развитые в крыльях Курчумского антиклинория, включая тела кварцевых и децитовых порфиров. Нижняя граница с более древними отложениями считалась тектонической, а возраст датировался эйфельским ярусом девона.

В результате крупномасштабного геологического картирования на западных склонах г. Сары-Тау установлено трансгрессивное наложение пугачевской свиты на отложения нижнего девона. Свита детально расчленена, а детальное изучение литологии и дополнительные сборы фауны позволили уточнить ее состав и возраст.

По литологическому составу пугачевская свита разделена на 2 подсвиты: нижнепугачевскую и верхнепугачевскую.

В составе нижнепугачевской подсвиты выделены 3 пачки: 1) нижняя - песчано-алевролитовая - сложена серыми, зеленовато-серыми алевролитами, с редкими и маломощными слойками мелкозернистых песчаников, алевропесчаников и базальными конгломератами в основании (940 м);

2) средняя - песчаниковая - представлена слабо известковистыми кварц-полевошпатовыми средне- и крупнозернистыми песчаниками (180-250 м);

3) верхняя пачка - известняково-территиенная - представлена чередованием филитизированных алевролитов, мелко- и среднезернистых песчаников с линзами органогенных известняков содержащих фауну: *Favosites* sp., *Squamofavosites* sp., *S. cf. mironovae* Dubat., *S. aff. obliquispinus* (Tschern.), *Striatopora* sp., *S. ex gr. Tschichat-schewi* Peetz, *Cladopora* cf. *cyllindrocellularis* Dubat., *Scholio-pora* sp., *Thamnopora* cf. *poliporata* (Schlotheimi), *T. cf. beleako* - we Dubat., *Coenites* cf. *bachatensis* Dubat. (in Litt) (сборы Д. П. Аврова)

и *Favosites* cf. *robustus* Lec., много неопределимых фавозитид, *Squamofavosites* cf. *tenuisquamatus* Dubat., S.Sp., кладопоры (сборы Е.С.Шуликова, А.Г.Шуликовой). Мощность 380 м.

Встреченная в разрезе подсвита фауна, по заключению В.Н.Дубацова, позволяет датировать ее возраст нижним эйфельем. Мощности пугачевской подсвиты 1600 м.

В составе верхнепугачевской подсвиты в горах Утень и Дерель-Биги (северо-восточный борт Курчумского антиклинория) выделяется также три пачки.

1. Нижняя - существенно сланцевая, сложенная филлитовидными глинислами, известково-глинистыми сланцами с редкими прослоями известковистых алевролитов и линзами известняков с фауной табулят: *Cylindrocellularia* Dubat., *Coccolites* sp. (сборы Е.С.Шуликова, В.Г.Конникова, А.Г.Шуликовой). Мощность 330 м.

2. Средняя пачка - терригенно-карбонатная. Состав её известняки мраморизованные с фауной: *Stenophyllum altum* Sashk., *Syringopora ex gr. crispa* Schlut., *Favosites* ex gr. *goldfussi* d'Orb., *F.* ex gr. *praplasenta* Dubat., *Heliolites rarus* V.Knavf., *Pachyfavosites* sp., *P.* ex gr. *polimorphus* Goldf., *Thamnopora* sp., (сборы В.Л.Пнева, В.Е.Попова) и *Tabulophyllum rotundum* Spassk., *Stenophyllum* sp., *Tryplasma* sp., *Fasciptyllum* sp., *Thamnopora* sp., *Heliolites* sp., *Turganolites* sp., крупно- и среднезернистые известковистые песчаники, алевропесчаники, алевролиты. Мощность 900 м.

3. Верхняя пачка - сланцево-алевролитовая. Сложена филлитовидными глинистыми сланцами с единичными линзами известняков. Мощность 260 м.

По заключению Н.Я.Спасского весь комплекс фауны свидетельствует о верхнеэйфельском возрасте вмещающих их отложений.

Мощность верхнепугачевской подсвиты 1600 м. Общая мощность пугачевской свиты около 3200 м.

Таким образом, пугачевская свита объединяет отложения нижнеэйфельского и верхнеэйфельского подъярусов. По составу нижнепугачевская свита может быть отнесена к терригенной песчано-сланцевой формации, а верхнепугачевская к известняково-сланцево-песчаниковой формации.



Б.А.ШЕЛУДЬКО, Ю.В.КУЗЬМИН

(Алтайская поисково-съёмочная экспедиция ВКГУ)

О ВНУТРЕННЕМ СТРОЕНИИ И ХАРАКТЕРЕ ВЗАИМООТНОШЕНИЙ КЫСТАВ-КУРЧУМСКОЙ И ТАКЫРСКОЙ СВИТ В ПРЕДЕЛАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО КРЫЛА КУРЧУМО-КАЛЬДЖИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

1. Кыстав-курчумская свита впервые на Южном Алтае была выделена А.А.Никоновым (1933г). Позднее Р.К.Григайтис (1959г) к этой свите отнесла полосу отложений, протягивающуюся в северо-западном направлении юго-западнее зеленоцветных образований, выделенных в пугачевскую свиту эйфельского возраста. Возраст отложений кыстав-курчумской свиты устанавливается на основании многочисленных сборов фауны кораллов и криноидей как живетский с элементами верхнего эйфеля. Проведенные нами детальные исследования позволяют уточнить внутреннее строение кыстав-курчумской свиты и характер её взаимоотношения с отложениями такырской свиты.

2. В составе кыстав-курчумской свиты выделяются три подсвиты: нижняя, песчано-сланцевая (800-1000м), средняя, карбонатно-песчаниковая (600-800м) и верхняя, существенно сланцевая (800м).

3. Такырская свита подразделяется на две подсвиты: нижнюю, существенно сланцевую (700м) и верхнюю, песчано-сланцевую (1300 м).

4. Разрез описываемых свит непрерывный. Граница между ними проводится условно по подошве черных скрытослоистых углисто-глинистых сланцев. Стратиграфическое несогласие, о котором упоминала Р.К.Григайтис (1952), не подтверждается.

5. Для нижней и верхней подсвит кыстав-курчумской свиты характерно широкое развитие силлообразных тел диабазов прииртышского интрузивного комплекса нижнего карбона. В такырской свите и средней подсвите кыстав-курчумской свиты диабазы, как правило, отсутствуют.

6. Для обеих свит устанавливается единый структурный план, наблюдаемый в бассейне рек Жаман-Киинсу и Атбасар. Крупная антиклинальная структура в бассейне р.Куансай, сложенная песчано-сланцевыми отложениями, относившимися Р.К.Григайтис в состав нижней толщи кыстав-курчумской свиты, включена нами в состав верхней толщи нижележащей пугачевской свиты, а отложения развитые к югу от пос.Кыстав-Курчум (бассейн р.Кузембай), относимые Р.К.Григайтис к такырской свите, являются верхней подсвитой кыстав-курчумской свиты.

В.А. ШУЛИКА, А.Г. ШУЛИКОВА  
(Алтайский отдел ИГН им. К.И. Сатпаева АН КазССР)

### КОРРЕЛЯЦИЯ НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗЫРЯНОВСКОГО РАЙОНА И НАРЫМСКОГО ХРЕБТА

Территория Зырянского района и Нарымского хребта охватывает смежные структуры Лениногорско-Зырянской и Белоубинско-Маймырской подзон. Нижнекаменноугольные отложения составляют более 80% этой площади. Проведенные в последние годы исследования позволяют провести корреляцию этих отложений.

В Белоубинско-Маймырской подзоне отложения нижнего карбона входят в состав джайдакской свиты ( $D_3 fm - C_1 t$ ), имеющей двучленное строение и согласно перекрывающей черносланцевую толщу франского яруса (аспидная формация). Нижняя подсвита сложена ритмичным чередованием эрковозовых и полимиктовых песчаников, алевролитов и кремнисто-глинистых сланцев (флишодная формация); верхняя — переслаиванием темно-серых известковистых алевролитов, аргиллитов и светло-серых песчаников, которым свойственна сильная известковистость (известковисто-песчано-сланцевая формация). В районе перевала Тас-Кайнат верхне-джайдакская подсвита согласно перекрывается толщей чередования туфогенных полимиктовых песчаников с кремнистыми и кремнисто-глинистыми алевропелитами белгынской ( $C_1 t_2 - v_1$ ) свиты (кремнисто-сланцево-песчаниковая формация). В западной части Нарымского хребта возрастным и литологическим аналогом верхнеджайдакской подсвиты является джалтырская свита ( $C_1 t_2$ ), сложенная известковистыми аргиллитами с линзами и горизонтами органогенных известняков (известняково-терригенная формация). Без видимого несогласия джалтырская свита перекрывается кремнистыми сланцево-песчаниковыми образованиями белгынской свиты, в разрезе которой выделяется четыре крупных макоритма. В основании каждого из них лежит полимиктовые песчаники, постепенно сменяющиеся кверху кремнистыми аргиллитами и алевролитами.

В Зырянском районе, в пределах Зубовской синклинали и южного обрешения Ревнюшинского поднятия, аналогом нижней подсвиты джайдакской свиты является верхняя пачка хамирской свиты, представляемая частым переслаиванием полимиктовых песчаников табачно-зеленого цвета, зеленых и зеленовато-серых алевролитов и глинисто-кремнистых аргиллитов. Верхней подсвите джайдакской свиты и джалтырской свиты Южного Алтая здесь соответствует быковская свита ( $C_1 t_2$ ), охарактеризованная фауной и сложенная комплексом неравномерно переслаивав-



шихся темно-серых глинистых и углисто-глинистых алевроелитов, мелкозернистых известковистых песчаников и алевропесчаников серого цвета, содержащих линзы известняков и мергелей.

Отложения Белтынской свиты на южном обрамлении Равнинского поднятия характеризуются однообразным ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов, часто кремнистых, вполне сопоставимым с отложениями той же свиты в западной части Нарымского хребта.

Идентичность литологии и стратиграфической последовательности выделяемых подразделений, с учетом общности геологического положения нижнекаменноугольных отложений Лениногорско-Зырянской и Белоусинско-Маймирской подзон, указывают на их формирование в сходных ландшафтно-климатических условиях единого бассейна седиментации.

Из приведенного материала вытекает необходимость унификации стратиграфической схемы указанных подзон, поскольку в настоящее время разновозрастные и идентичные по вещественному составу комплексы осадков выделяются в различные свиты.

Т.С. ГРИШИНА

(Алтайский отдел ИГН им. К.И. Сатпаева АН КазССР)

#### ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ТАРХАНСКОЙ СВИТЫ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Граница девона-карбона устанавливается на Рудном Алтае по данным фауны в немногих местах и большей частью она является условной. По р. Ульбе у с. Тарханка детально изучен разрез тарханской свиты с фауной переходной от девона к карбону. С 1968 г. вачато изучение спор этого разреза, в результате чего выделено пять комплексов спор.

I комплекс выделен из песчаников, находящихся на границе под- свиты базальных конгломератов (пачка "а") и пачки переслаивающихся грубозернистых песчаников и сланцев (пачка "б"). Комплекс состоит преимущественно из примитивных спор небольшого размера, гладких или с простой скульптурой - шарообразной, мелкобугорчатой; присутствуют также мелкие отороченные формы. Комплекс представлен, в основном, нитветурнейскими формами, наряду с которыми встречаются и фзмаевские. Они сопоставляются с заволжским комплексом спор лихвинского подъяруса, который принято относить к нижнему турне Припятского прогиба.

II комплекс выделен из вышележащей пачки "с" (по В.П. Нехороше-

ву), охарактеризованной нижнетурнейской фауной брахиопод, пелиципод и гастропод. Споры принадлежат исключительно группе *Triletes Reins.* это папоротникообразные и мхи. Размер спор значительно варьирует. Большой процент составляют крупнобугорчатые с грубой экзиной споры типа *Lophozonotriletes Naum.* Кроме того, присутствует много спор подгруппы *Stenozonotriletes Naum.* Мелкие гладкие формы составляют незначительный процент. Рассматриваемый комплекс соответствует нижнемалеvesкому комплексу спор лихвинского подъяруса, но отличается в процентном и видовом отношении.

III комплекс выделен из подслиты щебенчатых сланцев, представленной алевролитами без фауны. Отличительной чертой является количественное преобладание спор подгруппы *Archaeozonotriletes Naum.*, *Lophozonotriletes Naum.*, *Humenozonotriletes Naum.* Характерно наличие спор подгруппы *Euryzonotriletes Naum.*, не встречаемой в предыдущих комплексах.

Данный комплекс сопоставляется с малевскими комплексами Припятского прогиба.

IV комплекс выделен из брахиоподовых слоев, представленных однообразными известковистыми алевролитами. Характерным является присутствие большого количества сетчатых спор подгруппы *Dictyotriletes N.*, спор с якоревидными выростами на экзине; значительный процент составляют пленчатые споры подгруппы *Humenozonotriletes Naum.* С известной степенью достоверности этот комплекс сопоставляется с верхнемалеvesким комплексом спор лихвинского подъяруса, хотя в видовом и количественном соотношении разница значительная.

V комплекс выделен из ретепориновых слоев, представленных известковистыми алевролитами, окремненными в верхней части. Характеризуется присутствием в большом количестве спор подгруппы *Acanthotriletes<sup>Naum</sup>*, мелких сетчатых форм *Dictyotriletes Naum.*, мелких пленчатых форм *Humenozonotriletes Naum.* Данный комплекс аналогов не имеет.

Вышеперечисленные комплексы встречены в других разрезах на Рудном Алтае: около с. Васильевка, на р. Морозихе, на р. Колмачиха, около с. Черемшанка, около ос. Быково, Сокольский на Бухтарме, в районе Тишинского месторождения.

В связи с общей сменой физико-географических условий закономерно изменялась флора девона и карбона. Этот процесс отразился и в изменении споровых комплексов в Тарханском разрезе, что дает возможность проводить границу между девонем и карбоном с появлением I комплекса, а также надежно осуществлять корреляцию в тех разрезах, где отсутствуют другие органические остатки.



Т.С. ГРИШИНА, Н.И. МИХАЙЛОВА

(Алтайский отдел ИГи им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

ПАЛИНОЛОГИЧЕСКАЯ ОСНОВА СТРАТИФИКАЦИИ ОТЛОЖЕНИЙ  
ПАЛЕОЗОЯ ИРТЫШ-ЗАЙСАНСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ОБЛАСТИ

Палеозойские отложения в Иртыш-Зайсанской геосинклинали пользуются широким распространением, но они недостаточно охарактеризованы палеонтологическими остатками. С целью обоснования стратиграфии указанных образований авторами с 1959 г. изучаются в них остатки спор и пыльцы.

Комплексы спор и пыльцы установлены в отложениях эйфеля, живета, франа, фамена, турне, визе, намюра, средне-верхнекаменноугольных и нижнепермских по всей территории Иртыш-Зайсанской геосинклинали.

В комплексах нижнего эйфеля преобладают форм-роды *Leiotriletes* (60-70%), в верхнеэйфельских их меньше - (30-40%), но присутствует форм-род *Azonoletes* (10%).

В ниже- и среднеживетских комплексах спор преобладает форм-род *Archaeozonotriletes* от 50 до 80%.

Франские комплексы спор весьма разнообразны. Для нижнефранских характерно преобладание форм-родов *Archaeozonotriletes* (40%) и *Нумезонотрилетес* (14%). Среднефранские содержат много экземпляров форм-рода *Нумезонотрилетес* (34%) и *Archaeotriletes* (30%). В верхнефранских комплексах спор нет резкого преобладания каких-то форм-родов.

Для нижних и верхнефранских комплексов характерно преобладание безотрочковых спор с бугорчатой и шиповатой скульптурой.

Для нижнетурнейских комплексов спор характерно преобладание грубобугорчатых - 50-60%, а верхнетурнейских - *Stenozonotriletes* 30-40% и *Acanthotriletes* - 30-40%.

Характерная черта визе-намюрских комплексов спор - преобладание форм-родов *Trematozonotriletes* (25%), *Stenozonotriletes* (40%) и *Lycospora* (15%).

В средне-верхнекаменноугольных комплексах основной фон составляют споры лепидофитов (22%), пыльца кордаитов (30%), гинкговых (15%).

В нижнепермских комплексах споры лепидофитов почти отсутствуют, кордаитов - 41%, гинкговых - 25%, протохвойных - 10%, кейтониевых - 3,5%, ребристой пыльцы - 6%.

Возраст всех описанных комплексов обоснован фауной. Применение палинологического метода позволило решить ряд актуальнейших вопросов стратиграфии рудовмещающих толщ Алтая.

Ш.К.МЕРГЕНОВ

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ПОРОД  
ИРТЫШСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ НА АЛТАЕ

В вулканогенно-осадочных образованиях, предположительно девонского возраста, широко развитых в пределах Иртышского рудного поля, до настоящего времени не обнаружена фауна, которая позволила бы стратифицировать их. Такие же немые толщи развиты на смежных полях Белоусовского и Березовского месторождений. Однако, в последнее время на Белоусовском рудном поле получены палинологические данные, которые, с учетом вышележащих фаунистически охарактеризованных каменноугольных отложений, позволили произвести расчленение пород девона на шесть свит (Дробышевский, Дробышевская, 1970).

С целью установления возраста аналогичных отложений на Иртышском рудном поле, нами для палинологических исследований были отобраны пробы из керна глубоких скважин, находящихся в опорных профилях (167, 247). Палинологами Н.И.Михайловой, Т.С.Зазудиной, С.Н.Выдриной были обнаружены комплексы спор, позволившие выделить среднедевонские образования и произвести их разделение на эйфельские и живетские. Таким образом, на рассматриваемом рудном поле подтверждается наличие отложений глубочанской (эйфель-живет) и шипулинской (живет) свит, впервые выделенных на Белоусовском месторождении. Так, в центральной части Иртышского рудного поля скважиной 498 глубиной 1089 метров в интервалах от 160 до 558 м и от 985 до 1089 м подсечены породы шипулинской свиты с комплексом спор живетского яруса. В интервале от 558 до 985 м встречены вулканогенно-осадочные образования глубочанской свиты с комплексом спор эйфельского яруса. Пересечение скважиной датированных отложений шипулинской свиты (живет) на двух интервалах, при наличии более древних пород глубочанской свиты (эйфель) между указанными отложениями живета, а также результаты детальных исследований по другим скважинам и горным выработкам позволили установить, что породы девона собраны в складчатые структуры как и на соседних рудных полях.



(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)  
ПРОЯВЛЕНИЯ НОВЕЙШЕЙ ТЕКТониКИ В ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЕ

Отличительной особенностью морфологии низовой долины р.Чу является четковидное строение её в плане, свидетельствующая о молодых поднятиях и опусканиях в отдельных её частях. Наиболее отчетливо новейшие тектонические движения выражены в районе пос.Уланбель, где породы палеозойского фундамента (карбон) обнажены на дневной поверхности и соораны в брахисинклинальные складки северо-восточного простирания. Синклиналы разделены узкими антиклинальными перегибами, заложёнными вкrest простирания долины. В замках их обнажаются известняки, песчаники, алевролиты и аргиллиты нижнего карбона. Антиклиналы в рельефе выражены куэстами.

Ширина долины в зоне развития антиклинальных структур резко уменьшается. В наиболее узком участке долины у пос.Уланбель наблюдается поперечная к долине гряда, сложенная песчаниками верхнего карбона. Образование этой гряды и выходы древних палеозойских пород в пойме реки свидетельствуют о восходящих новейших тектонических поднятиях вдоль оси антиклинальной структуры.

Синклиналы сложены красноцветными песчаниками средне-верхнего карбона и перекрыты отложениями мезо-кайнозоя. Это — пески и песчорощветные глины верхнего мела, морские и континентальные осадки палеогена, песчано-галечные отложения неогена и аллювиальные накопления четвертичного возраста.

Приуроченность неогеновых и четвертичных отложений преимущественно к центральным частям синклинальных структур, с которыми совпадают расширения долины, указывает на погружение этих структур в неоген-четвертичное время и аккумуляцию в участках новейших прогибов рыхлых осадков. Все это является признаком проявления новейших тектонических движений в Чуйской впадине.

Установленная особенность морфологии долины р.Чу в районе пос. Уланбель позволяет сделать вывод о том, что и на других участках долины, где породы палеозоя перекрыты мощным покровом мезо-кайнозойских отложений, сужения долины приурочены к антиклинальным структурам, испытывающим новейшее тектоническое поднятие. Это антиклиналы Кичиктой, Текей, Тастинский вал, а также диапирные структуры Кентарал, Бестобе, Кашкарбай. Так называемые "разгибы" Малый Камкалинский, Нижнекаракольский и Сарычиганакский, а также Нижнекамкалинский, Джувантобийский и др. более медкие расширения долины, являются результа-

том прогиба земной коры в древних синклиналиальных структурах в кайнозойское время.

Приведенные данные подтверждают ранее высказанное Б.А.Петрушевским положение об унаследованном развитии новейших структур Бетпак-Далы, что является важным признаком при осуществлении структурно-геоморфологических исследований в Чу-Сарысуйской впадине в целях выявления локальных, возможно, нефтегазоносных структур.

Н.П. КИСЕЛЁВ

(Алтайская поисково-съемочная экспедиция ВКГУ)

О МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИХ ОСОБЕННОСТЯХ ОТЛОЖЕНИЙ  
СТРАТОТИПИЧЕСКОГО РАЗРЕЗА ТАКЫРСКОЙ СВИТЫ (АЛТАЙ)

1. Такырская свита выделена В.П.Нехорошевым в 1934 г. на Южном Алтае в верховьях р.Такыр. Эта свита объединяет толщу монотонных черных глинистых сланцев внизу - однородных, сверху - переслаивающихся с песчаниками. Комплекс этих осадков слагает (Нехорошев, 1958) полосу шириной 15-40 км, протягивающуюся вдоль юго-западной периферии Иртышской зоны смятия. Из-за отсутствия фауны возраст такырской свиты ( $D_3-C_1$ ) определен условно на основании ее положения в общем разрезе палеозоя Юго-Западного Алтая. Контактный метаморфизм, изоклиналная складчатость и монотонный состав сильно затрудняют изучение такырской свиты и, вероятно, поэтому до настоящего времени нет единого мнения о характере разреза и условиях формирования ее осадков (Нехорошев, 1958; Бубличенко, Кожемяко, 1963).

2. За последние годы в пределах черносланцевой полосы различными исследователями выделены отложения верхнего визе, нижнего намюра и среднего карбона (Ипатов, Киселев, Ротараш, Степанов, Тарасенко, 1961-1969 гг.), свидетельствующие о том, что толща аспидных сланцев включает внешние сходные, но резко разновозрастные отложения. Кроме этого, в бассейне р.Такыр было установлено согласное налегание (Ротараш, 1966) черных сланцев на песчаники даланкаринской свиты ( $C_1 t_2 v_1$ ).

3. Детальное изучение вещественного состава такырской свиты в стратотипическом разрезе, предпринятое с целью сопоставления ее с фаунистически охарактеризованными отложениями Калбинского района, позволило установить: а) что такырская свита расчленяется на две подсвиты (пачки) нижнюю - песчано-алевродитовую мощностью 450-500 м и верхнюю - глинисто-алевродитовую 550-600 м; б) наличие в нижней подсвите коррелятивных минералов - пироксена, амфиболов, эпидота,



количество которых вверх по разрезу снижается, а концентрации ильменита, циркона и кварца увеличиваются; в) наличие резко асимметричных таблитчато-уплощенных кристаллов циркона; г) высокое содержание в нижней подсвите глинозема, окислов натрия, магния, кальция и закисного железа и низкие концентрации кремнезема, окислов титана, калия и железа, количественные соотношения которых вверх по разрезу постепенно меняются; д) низкое содержание серы и элементов гадолиновой группы; неупорядоченное распределение акцессорных элементов по фациальному профилю; е) высокую корреляционную зависимость элементов сидерофильной группы в породах нижней подсвиты и очень слабую или незначимую в верхней половине разреза.

4. По указанным признакам рассматриваемые отложения хорошо сопоставляются с фаунистически охарактеризованными разрезами верхнего визе Калбинского синеклиория и заметно отличается от черносланцевых образований северо-западной части Иртышской зоны ссытия, детально изученных Н.И. Стучевским (1969).

5. Не отрицая наличия черносланцевых отложений верхнего девона, развитых вдоль юго-западной периферии Иртышской структурно-формационной зоны, можно говорить о более молодом (верхневизейском) возрасте стратотипического разреза такырской свиты.

Б.Л. АУБЕКЕРОВ, О.Н. КОВДРАШКИНА, А.В. ЛОСЕВА, Э.В. ЧАЛЫХЪЯН

(Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР)

#### О ПАЛЕОГЕОГРАФИИ ПОЗДНЕГО АНТРОПОГЕНА БАССЕЙНА р. ШИДЕРТЫ

Отложения позднего антропогена широко распространены в долинах Сары-Арка (Центральный Казахстан) и слагают первые надпойменные террасы рек: Нура, Олеты, Шидерты (Аубекеров, 1968), Ащису. Наиболее полно они изучены в долине р. Шидерты в период строительства канала Иртыш-Караганда (1965-1970 гг.). Первая надпойменная терраса р. Шидерты смешанная, высотой до 3-х метров и шириной 0,1-1,5 км. Основанием ей служат осадки неогена, палеогена или палеозоя. Аккумулятивная часть имеет двучленное строение. Нижняя часть мощностью 1,5-2 м сложена косослоистыми плохоотсортированными и слабоокатанными гравийно-галечными и песчаными отложениями с валунами (русловой аллювий) серого цвета с линзами старичных осадков, содержащих скопления раковин солоноватоводных остракод (*Cyprideis littoralis* Buz.) моллюсков (*Hudobia ventrosa* (Montagu)) с единичными экземплярами пресноводных остракод родов *Sandoniella*, *Sandana*,

*Sandonepsia* и моллюсками родов *Radix*, *Limnaea*, *Bithynia* и др. В составе спорово-пыльцевых спектров преобладает пыльца травянистых растений (88-95%), представленная *Gramineae*, *Chenopodiaceae*, *Artamisia*, *Ephedra*. Пыльца древесных: *Abies*, *Picea*, *Pinus* подрод *Harloxyion* составляет 9-16%.

Верхняя часть разреза сложена светло-коричневыми тонкозернистыми песками и супесями (I, 0-I, 5). В них заметна тонкая горизонтальная слоистость. Изредка встречаются линзы гравия и разнозернистого песка (пойменный аллювий). Разрез завершается слоем 0,2-0,3 м темно-каштановых почв.

Образование руслового аллювия происходило в условиях оживления тектонической деятельности районов Сары-Арка в начале позднего антропогена. Начинается накопление гравийно-галечниковых осадков с валунами (основание разреза). Гравийно-песчаные осадки накапливались в условиях значительной обводненности, на что указывает ширина террас, обилие различных форм моллюсков и остракод, хотя наблюдалось изменение водности потока (характер ассоциации моллюсков и остракод). Климатические условия в период осадконакопления изменялись в сторону похолодания. В спорово-пыльцевых спектрах появляется значительное количество пыльцы древесных пород, хотя фоновое значение имеют ксерофильные степные ассоциации. Похолодание фиксируемое по ископаемым органическим остаткам, видимо, было связано с вырьюским оледенением Западной Сибири.

В заключительный этап накопления осадков руслового аллювия происходит изменение климата в сторону аридизации, изменение водности потока, что приводит к увеличению заселенности вод в реках и к превалированию солоноватоводной фауны. В некоторых случаях происходит массовая гибель моллюсков, остракод и образование слоя ракушняка длиной 1 км мощностью 3-5 см (среднее течение р. Шидерты, пос. Родниковский).

Накопление осадков верхней части (пойменная фацция аллювия) происходило в условиях сухого климата, где в маловодных реках аккумуляровался тонкозернистый материал. Состав спорово-пыльцевых спектров из этой части разреза террас близок и современному.



## ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

А.М.МАРЬИН

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

### О МАГМАТИЧЕСКИХ КОЛОНИЯХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ

I. Сравнительное изучение магматических проявлений одного и того же интрузивного комплекса (серии) из различных мест одной и той же структурно-формационной зоны показывает, что интрузивный комплекс и даже его частные производные — отдельные интрузивные тела и массивы на площади всей зоны — не представляют собой совокупности адекватно построенных образований, т.е. массивы одного и того же интрузивного комплекса даже в пределах единой тектонической зоны не являются, образно говоря, "близнецами" или "портретными копиями друг друга". Наибольшее сходство производных односторонних интрузивных комплексов достаточно четко проявляется лишь в определенных участках той или иной структурно-формационной зоны. Обычно такие участки сами относятся к разряду автономных тектонических единиц, к числу которых принадлежат структурно-формационные подзоны, остаточные (реликтовые) поднятия, зоны конкретных глубинных разломов и т.п. структуры, имеющие, по сравнению со структурно-формационной зоной, иной, более высокий, порядок (или иной ранг).

Группы магматических проявлений в границах названных тектонических структур обладают известной автономией структурно-морфологических особенностей интрузивов и спецификой внутреннего строения и состава магматических тел. Нужно сказать, что в пределах подобных ассоциаций интрузивных тел комплекса качественно по-иному, как правило, протекают и многие петрогенетические явления и процессы, определяющие в конечном итоге петрографическое лицо и металлогеническую специализацию конкретных массивов того или иного интрузивного комплекса. Недочет того обстоятельства, что интрузивные комплексы — в силу тектонической неоднородности территории структурно-формационных зон —

проявляются обычно сразу в нескольких лицах, приводит часто к развитию представлений о проявлении в той или иной (иногда небольшой по площади!) тектонической зоне большого числа формационно однотипных интрузивных комплексов.

2. Из сказанного вытекают два основных следствия: первое - это то, что один и тот же интрузивный комплекс в пределах единой структурно-формационной зоны проявляется не однотипно, а сразу в нескольких качественно различных друг от друга формах (или типах), и второе - то, что в практике петролого-металлогенических исследований, очевидно, целесообразно выделять группы однотипно построенных массивов одного и того же интрузивного комплекса в самостоятельную таксономическую единицу. Отсутствие в известной нам петрографической литературе специального термина для обозначения подобного вида ассоциаций магматических тел одного и того же интрузивного комплекса позволяет нам предложить для данного рода образований термин *магматическая колония* (интрузивного комплекса, интрузивной серии и т.п. природных ассоциаций). Определение термина "магматическая колония", как нам представляется, следует дать в двух аспектах - общегеологическом и петрологическом. В первом аспекте под термином *магматические колонии* понимаются структурно или территориально обособленные группы интрузивов или отдельные тела магматических пород одного и того же интрузивного комплекса, различающиеся между собой внутренней анатомией массивов и особенностями вещественного состава пород.

В петрологическом аспекте *магматическая колония* - это группа магматических проявлений конкретного интрузивного комплекса, объединенная общностью магмогенерирующего источника и общностью термодинамических и физико-химических условий возникновения.

3. Для широко известного в литературе змеиногорского интрузивного комплекса (серии - по нашей терминологии) можно говорить, например, о наличии Алейской (Змеиногорской), Сивиншинской (Левиногорской), Сугатовско-Секисовской (Шемонаихинской), Зыряновской, Черемшанской и, возможно, Сержикинской? магматических колониях, в пределах которых имел место свой порядок развития комплекса (при неизменно более раннем формировании габброидных интрузивов) и своя спе-



цифика минералогии, петрографии и петрохимии габброидных и гранитоидных пород комплекса (серии). Результаты петрохимических исследований позволяют допускать мысль о возможной неоднородности магматических источников, давших породы названных колоний. Так, для Алейской колонии петрохимические данные показывают, например, возможность анортозитового профиля магматических масс, давших породы этой колонии. На это указывает аномально высокая основность плагиоклазов в тоналитах, плагиогранитах и адамеллитах, составляющих основной объём этой колонии. Н.А.Елисеевым, а позднее нами (в гранитоидах других массивов) здесь отмечены плагиоклазы ряда лабрадор-битованит-анортит (наряду с наличием плагиоклазов более кислого состава), а также развитие шпир анортозитового и эвкритового состава в породах гранитоидного семейства. Для гранитоидов Зырянской колонии характерна повышенная глинозёмистость, что может быть поставлено в причинную связь с палингенным (анатектическим) происхождением большей части гранитоидов этой колонии.

В составе прииртышской интрузивной серии четко выделяются Глубоковская, Сары-Таусская и Бес-Бугинская магматические колонии тоналит-плагиогранитного интрузивного комплекса и ряд колоний других комплексов.

4. Опыт изучения магматических колоний Змеиногорской и прииртышской интрузивных серий показывает, что наиболее значимые различия в строении интрузивов и в вещественном составе пород характерны в основном для гранитоидных комплексов. Отличия габброидных комплексов в изученных магматических колониях менее существенны и обычно не столь ярко проявлены. Более значительные различия в составе гранитоидных комплексов могут быть обусловлены составом исходной магмы и режимом поведения щелочей, определяемым, видимо, не только ресурсами самой магмы в отношении первичного содержания щелочей Na и K, но и условиями формирования интрузивов (глубиной становления интрузий, степенью сквозности магмолокализуемых структур, степенью обводненности магматических камер и др. факторами).

Б.А.ДЯЧКОВ

(Восточно-Казахстанское геологическое управление)

К ВОПРОСУ О МЕХАНИЗМЕ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНИТОИДОВ

(на примере Калба-Нарымского плутона)

Критерии механизма образования гранитоидных тел должным образом ещё не разработаны (Щерба, 1951, 1957; Судовиков, 1963; Кузне-

пов, 1964, 1966; Перекалина, 1966; Слободской, 1966; Марьин, 1968 и др.). Одним из главных критериев генезиса гранитных плутонов, по мнению Ю.А.Кузнецова, является соотношение их со структурой вмещающих толщ.

До последнего времени среди калбинских геологов господствовало мнение о том, что формирование пермских гранитных массивов обусловлено последовательными внедрениями магматического расплава по глубинным разломам из области гранитизации в верхние структурные этажи района (Айтиалиев, 1948; Щерба, 1957; Шавло, 1958; Нехорошев, 1958; Лопатников, 1966 и др.). В противоположность этому, Ю.А.Кузнецов (1964) представляет образование Калба-Нарымского плутона как результат магматического замещения осадочных пород на месте их залегания. Этому же мнению придерживаются В.А.Филиппов (1965) и Р.М.Слободской (1966).

Детальное структурно-геологическое изучение гранитных массивов и их окружения позволяет дополнить существующие представления. Нами подчеркивается зависимость механизма формирования интрузий от структурно-тектонических условий, неоднократно менявшихся в период магматической деятельности. В связи с этим разные зоны плутона различаются не только по особенностям развития магматизма и оруденения, но и по способам формирования интрузивных тел.

1. В подвижной зоне, существовавшей в нижнем этаже ("корнях") плутона, раскристаллизация гранитных расплавов происходила в тектонически напряженной обстановке, обусловившей интенсивную ассимиляцию и гранитизацию вмещающих пород (Иртышская зона смятия). В этом случае (в зоне сжатия) образовались гранитоиды гетерогенного состава, размещающиеся в толщах мигматитов и кристаллических сланцев амфиболитовой фации. Наряду с инъекционными телами, здесь образуются автохтонные интрузии в результате магматического замещения песчано-сланцевых пород под воздействием "связьмагматических" растворов. Для этих образований характерны: а) тесная ассоциация с породами зон интенсивного и глубокого метаморфизма; б) наличие постепенных переходов во вмещающие породы; в) небольшие размеры тел, имеющих обычно "рассеянный" характер контактов; г) просвечивающие структуры осадочной толщи; д) невыдержанность состава и структур, отсутствие мелкозернистых субфаций контакта и дополнительных интрузий; е) специфические минералого-геохимические признаки и др.

2. В относительно спокойных тектонических условиях, в верхних структурных этажах района образовались интродуцированные (аллохтонные) тела гранитоидов. Магматические расплавы могли поступать, вероятно,



как из глубинных очагов гранитизации, так и из области формирования автохтонных гранитоидов. В этом случае магма обладала различной степенью активности и внедрялась по системе разломов, сминая и раздвигая боковые породы. В пользу этого свидетельствуют: дисгармоничная складчатость и деформация складчатых структур в экзоконтактах массивов (Каиндинский, Миролубовский, Нижне-Курчумский и др.); дискордантная позиция и многофазность интрузий трещинного или пластообразного типа; резкие секущие контакты гранитов с осадочными породами; развитие "сухих" контактовых роговиков без следов плавления, свидетельствующих о слабой химической активности магмы; наличие мелкозернистых гранитов закалки и другие данные.

Образование камерного пространства наиболее удачно объясняется дифференцированными по скорости перемещениями блоков по серии ослабленных зон, сформировавшихся вдоль поверхностей разграничения различных по литологическому составу вмещающих пород (Щерба, 1957). При этом, пластичность существенно алевролитовых пород тамырской свиты способствовала скольжению и течению магмы, изгибанию складок в направлении её движения. Напротив, мощные песчанистые толщи карбона имели значение своеобразного структурно-литологического экрана, препятствующего продвижению магмы вверх по разрезу.

На основании геолого-геофизических материалов представляется возможным выделить несколько крупных подводящих каналов, по которым проникали магмы на уровень своего становления и затем распространялись в стороны в субгоризонтальном направлении.

А. И. РУСИН

(Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР)

#### ПРОЦЕССЫ УЛЬТРАМЕТАМОРФИЗМА В ДОКЕМБРИИ ВОСТОЧНО-МУГОДЖАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

1. Изучение ультраметаморфических пород глубинной зоны Восточно-Мугоджарского антиклинория позволило выявить характер и последовательность проявления наиболее общих процессов, обусловивших их образование. К этим процессам относятся: мигматизация, гранитизация и анатексис.

2. Мигматизация является наиболее ранним проявлением ультраметаморфизма. Она охватывает, главным образом, нижние части разреза метаморфических толщ докембрия. Ведущее значение при этом имеют процессы

метаморфической дифференциации и локальной перекристаллизации, приводящие к обособлению лейкократовых составляющих полосчатых и порфи-робластических мигматитов. В максимумах мигматизации, при участии метасоматических преобразований, происходит выравнивание составов исходных пород и образование отдельных массивов. Возникшие в процессе мигматизации породы по составу соответствуют кварцевому диориту - плагиограниту, причем кислотность (основность) их во многом зависит от состава субстрата и интенсивности его преобразования. Общая направленность этого процесса, как и в большинстве областей развития докембрия, характеризуется привнесением кремния, натрия и выносом остаточных элементов, что связано с разрушением темноцветных минералов и поокислением плагиоклаза.

3. Гранитизация широко (но неравномерно) проявлена во всех породах района, в различной степени затронутых мигматизацией. Этот процесс характеризуется, главным образом, метасоматическими преобразованиями. В мигматитах в виде антипертитов замещения и межгранулярно развивается калиевый полевой шпат, иногда разрастающийся в гранитоидных обособлениях до порфиробластов. Наиболее интенсивно, однако, калишпатизация проявляется в массивах плагиогнейсо-гранитов, где в отдельных участках возникают породы, по составу и облику максимально приближенные к граниту (теневые граниты Каиндинского и порфиоровидные граниты Улыталдыкского массивов). В целом химизм процесса гранитизации характеризуется привнесением щелочей, кремния и алюминия и выносом железа, магния и кальция. Привнос калия и алюминия связывается с новообразованиями калишпата.

4. Анатектические процессы в районе проявились относительно слабо. В мигматитах они привели к частичному расплавлению и перемещению на небольшое расстояние приближенного по составу к плагиограниту - граниту материала и возникновению ветвисто-жилковатых, агматитовых и пегматитовых разновидностей, а в массивах гнейсо-гранитов обусловили образование жил и неправильной формы выделений аплитового, аплит-пегматитового и пегматитового состава. Генерации же магмы в большом объеме не произошло.

5. Процессы ультраметаморфизма вызвали появление своеобразного комплекса полезных ископаемых (образование слюды в пегматитах, антофиллит-асбеста в гипербазитах, выделение титана в форме рутила и т.п.).



(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

## ПЕТРОЛОГИЯ ГРАНИТОИДНЫХ ФОРМАЦИЙ ВОСТОЧНО-МУГОДЖАРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

Гранитоидные породы в Мугоджарах развиты преимущественно в Восточно-Мугоджарской антиклинорной зоне и А.А.Абдулиным (1970) подразделяются на три формации: мигматитов амфиболитовой фации и гнейсо-гранитов докембрийского возраста, плагиогранитовую нижнего палеозоя и гранитовую нижнего карбона. Формирование первой обусловлено совокупным действием сложных процессов ультраметаморфизма. Массивы же плагиогранитовой и гранитовой формации являются интрузивными.

Формация мигматитов и гнейсо-гранитов приурочена к площадям распространения наиболее древних метаморфических толщ. Мигматиты в ней представлены различными морфологическими типами. Степень и характер насыщенности пород гранитоидным материалом не одинаковы. Состав мигматитов не постоянен и колеблется от кварцевого диорита до гранита. Гнейсо-граниты образуют отдельные массивы (до 240 кв. км), сложенные породами преимущественно плагиогранитного-гранитного состава с гранобластовыми, лепидогранобластовыми и реже гранитовыми структурами. Общими особенностями этих массивов являются: отсутствие термической обработки контактов, наличие постепенных переходов к вмещающим породам, обилие ксенолитов, залегающих без изменения условий залегания, совпадение внутренних структур со структурами вмещающих пород и в отдельных случаях развитие тневых гранитов с характерными скизлитами. В пределах массивов часто устанавливаются жилы и неправильной формы выделения аплитов, аплит-пегматитов и пегматитов.

Плагиогранитовая формация включает целый ряд массивов (площади до 120 кв. км), расположенных в Восточно-Мугоджарском антиклинории без видимой закономерности. В формировании их участвует две фазы: внедрение биотитовых плагиогранитов и образование дайкоподобных тел лейкократовых мусковитовых и двуслюдяных гранитов. Породы массивов часто разгнейсованы и интенсивно катеклазирсованы. Дайковая фация развита неравномерно в пределах отдельных массивов и представлена плагиогранит-порфирами, аплитами и пегматитами.

Породы гранитовой формации состоят из крупных (до 1000 кв. км) батолитового типа интрузивы, размещенные в основном в пределах Восточно-Мугоджарского антиклинория и в зонах сочленения с Западно-Мугод-

жарским и Иртышским синклизориями. Субмеридионально ориентированные массивы закономерно располагаются в виде трех поясов вдоль зон глубинных разломов: Борлинского (Западно-Мугоджарский), Кайрактинского (Центрально-Мугоджарский) и Восточно-Мугоджарского (Милацкий, 1966). Породы гранитовой формации подразделяются нами на две субформации: диоритовую (диориты, кварцевые диориты) и гранитовую (биотитовые, мусковит-биотитовые, реже амфиболовые, амфибол-биотитовые, рибакит-эгириновые граниты и гибридные гренодиориты). Среди дайковых образований выделяются пять разновозрастных групп.

С древними гранитоидными формациями связаны проявления мусковита, полевых шпатов, кианита, кварца и др.). С гранитовой формацией нижнего карбона связано редкометальное и золотое оруденение. В размещении этих полезных ископаемых наблюдается определенная закономерность: для гранитов Борлинского пояса характерны молибдено-вольфрамовое и кварцево-золотое типы оруденения, с породами Центрально-Мугоджарского пояса гранитных интрузивов связаны проявления редких земель и золота, к гранитам Восточно-Мугоджарского пояса приурочено танталов-ниобиевое и другое редкометальное оруденение.

О.Н. ДОГУНОВ

(Алтайская геофизическая экспедиция ВКГУ)

#### ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И МАГМАТИЗМ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО БЛОКА КАЛБА-НАРЫМСКОЙ ЗОНЫ

Северо-западный структурный блок Калба-Нарымской зоны приурочен к осевой части Зайсанской складчатой системы, ограничен с северо-востока Иртышским, с юго-запада Западно-Калбинским, с севера Семипалатинско-Ленингорским и с юга Кызыловско-Серебрянским глубинными разломами.

По геофизическим данным в составе структурного блока выделяется три подзоны в границах продольных линейных разломов внутри блока.

Западно-Калбинская подзона имеет "простое сложное" строение - четко выделяются граница Мохоровичича, Конрада, поверхность стокждествляемая с поверхностью додевонского фундамента. В целом подзоне характеризуется максимальной мощностью "базальтового" слоя, минимальной мощностью палеозойских отложений. Все границы раздела земной коры имеют антиклинальное воздымание в центре подзоны и ему отвечает положительный гравитационный максимум.



В центральной и северо-восточной подзонах земная кора имеет более сложное строение, чем в западно-кадбинской подзоне. Выделяются граница Мохоровичича и выше по разрезу фрагменты границ раздела внутри "базальтового" и "гранитно-метаморфического" слоев. Общей особенностью выделяемых границ раздела является уступообразное смещение их по Терактинскому разлому, прогнутая форма в центральной подзоне и последующее пологое воздымание к Иртышскому разлому.

Центральная подзона имеет максимальную мощность "гранитного" слоя при соответственно уменьшенной мощности "базальтового". Отсутствие уверенных границ обмена отраженных волн ниже "гранитно-метаморфического" слоя служит одним из признаков постепенного перехода от истинно "гранитного" к "базальтовому" через промежуточный слой. К северо-востоку происходит воздымание обобщенного "гранит-базальтового" слоя с постепенным возрастанием роли "базальта" и промежуточного слоя. Центральной подзоне отвечает гравитационный минимум, с последующим нарастанием значений силы тяжести к северо-востоку.

Воздействие потока тепла по фронту очаговой зоны на исходную толщу земной коры, распределенного по системе глубинных разломов, привело к образованию перемещающихся по вертикали магматических очагов, образующих, в зависимости от исходного состава горизонта, свой ряд магматических формаций.

Главные группы магматических формаций представлены:

- а) производными базальтоидной магмы - интрузиями габбро-плагиогранитной формации;
- б) производными магмы промежуточного слоя - интрузиями добабтолитовой гранодиорит-плагиогранитной формации;
- в) производными гранитной магмы - бабтолитовые интрузии гранитной формации.

Интрузии габбро-плагиогранитной и добабтолитовой формации размещены вдоль системы продольных глубинных разломов северо-западного простирания. Максимально они проявлены в северо-восточной подзоне с постепенным убыванием к юго-западу.

Интрузии гранитных бабтолитов максимально развиты в центральной подзоне. Корневые части их приурочены к узлам сочленения продольных и субширотных глубинных разломов.

Различные исходные условия возникновения магмы привели, в конечном счете, к резким различиям в вещественном составе, условиям размещения и к различной металлогенической специализации конечных продуктов тектоно-магматической деятельности. С интрузиями габбро-плагиогранитной формации генетически связано медно-пирротниновое, с формаци-

ей добатолитовых интрузий — золотое и с формацией гранитных батолитов — редкометальное оруденение.

А.Т.ТЕЛГУЗИЕВ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### ИНТРУЗИВНЫЙ МАГМАТИЗМ СИНКЛИНОРНЫХ ЗОН МУГОДЖАР

Синклинорные зоны Мугоджар (Сакмарская, Западно-Мугоджарская и Иргизская) характеризуются широким проявлением интрузивного магматизма преимущественно базальтоидного типа с подчиненным развитием гипербазитового и гранитоидного. Проявление интрузивного магматизма в указанных зонах имело четко направленный эволюционный характер: гипербазиты — габброиды, габбро-плагиогранитоиды, габбро-гранитоиды(?) — гранитоиды. Наряду с общностью в характере эволюции, интрузивный магматизм различных синклинорных структур Мугоджар имеет существенные отличия между собой, что выражено в проявлении разных ассоциаций магматических пород, а также в неодинаковых объемах и нередко в разновозрастности близких по составу плутонов. С запада на восток (от Сакмарской зоны к Иргизской), в направлении разрастания Уральской палеозойской геосинклинали, отмечается закономерное омоложение возраста ассоциаций интрузивных пород, увеличение роли габброидных (Западно-Мугоджарский синклинорий), а в более поздних ассоциациях — гранитоидных пород (Иргизский синклинорий).

Согласно классификациям ассоциаций магматических пород (Билибин, 1955; Кузнецов, 1964; Устиев, 1966; Шипулин, 1965) среди интрузивных образований зеленокаменных синклинориев Мугоджар выделяются разнообразные магматические формации с различной металлогенической специализацией. В Сакмарской синклинорной зоне, среди вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород ордовика и силура, залегают интрузивы гипербазитовой (З) и габбровой (аD<sub>Г</sub>) формаций. В южной и восточной частях синклинория породы указанных формаций прорываются небольшими интрузивами биотит-пироксеновых диоритов и гранодиоритов, входящими в состав девонской щелочной вулканоплутонической ассоциации. В зоне сочленения Сакмарской зоны и Орзь-Илекского антиклинория широко проявлены интрузивы нижнедевонской гипербазитовой формации. В Западно-Мугоджарской зоне широким распространением пользуются породы габбро-плагиогранитовой формации нижнего-среднего девона и значительно меньшим плагиогранит-порфиры-диабазы дайкообразной формы и штокообразные кварцевые диориты формации самостоятельных малых интрузивов.



зиков среднего девона. Интрузивы нижнекаменноугольной гранитовой формации проявлены в восточном борту Западно-Мугоджарского синклинория в зоне сочленения его с Восточно-Мугоджарским антиклинорием. В Иргизском синклинории нами выделяются следующие интрузивные формации: гипербазитовая  $D_1$ , габбро-плагитогранитовая  $D_1-D_2$ , гипербазитовая  $C_1$ , габбро-гранитовая  $C_{1-2}$ . В восточном борту Иргизского синклинория и смежной части Зауральского антиклинория проявлены интрузивы гранитовой формации  $Pz_3(C_3-P_1)$  восточной периферии Мугоджарского синклинория.

Каждая из выделенных формаций интрузивных пород сопоставляется с аналогичными образованиями Урала и обладает характерными геологическими особенностями. С гипербазитовыми формациями силуранского девона и нижнего карбона связаны хромитовый, сульфидно-никелевый, хризотил-асбестовый, силикатно-никелевый типы оруденения, имеющие промышленное значение. С габбровой формацией в Сакарской зоне ассоциирует титаномагнетитовое и медное оруденение. С плагитогранитами габбро-плагитогранитовой формации и плагитогранит-порфирами ( $D_1$ ) в Западно-Мугоджарском синклинории устанавливается парагенетическая связь части медноколчеданных месторождений. С кварцевыми диоритами формации СМ1 этой зоны генетически связано золотое оруденение промышленного типа (Юбилейное). Молибден-вольфрамовое и кварцево-золотое оруденение генетически связано с нижнекаменноугольными гранитоидами восточного борта Западно-Мугоджарского синклинория. Породы габбро-гранитовой формации Иргизской зоны сопровождаются скварцовомагнетитовыми и медными рудопроявлениями и месторождениями. Породы гранитовой формации ( $C_1$ ) зоны сочленения Иргизского синклинория и Восточно-Мугоджарского антиклинория характеризуются редкельной (янабий, тантал и др.) минерализацией.

Д.Н. ЛОГУНОВ

(Алтайская геофизическая экспедиция ВГУ)

#### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ РЯДЫ ДАЙКОВО-ЖИЛЬНЫХ ПОРОД, СВЯЗАННЫЕ С ГРАНИТАМИ КАЛБИНСКОГО ИНТРУЗИВНОГО КОМПЛЕКСА

С гранитами калбинского интрузивного комплекса широко ассоциируют дайковые и жильные проявления — пегматиты, аплит-пегматиты аплиты, кварцевые и кварцево-грейзеновые жилы. Они образуют широкие плотно насыщенные субпараллельными телами жильные зоны в эндэзоконтактных частях гранитных массивов. В большинстве это безар-

ные тела и лишь самая незначительная часть их несет оруденение олова, вольфрама, тантала и ниобия.

По генезису среди этого многообразия жильных лейкократовых пород различаются два основных ряда: а/ фациальных, б/ фазовых дайково-жильных пород.

Дайково-жильные породы фациального ряда образуются за счет эманаций, отделяющихся от магматического расплава, размещенного в камерном пространстве, в процессе его кристаллизации. Постепенное падение температуры вызывает пульсационную кристаллизацию магматического расплава каждой фазы внедрения, с образованием фациальных разновидностей гранитов от меланократовых гибридных в апикальной части, биотитовых порфиroidных в переходной зоне (главная фация), равномернозернистых мусковитовых, двуслюдяных гранитов в глубинных частях массивов.

Каждый этап кристаллизации сопровождается отделением собственных эманаций, приводящим к образованию дайково-жильных пород однотипных по генезису, но различающихся между собой по минералого-геохимическим признакам, характеру метасоматических изменений. Общей особенностью всего ряда фациальных дайково-жильных пород являются взаимопереходы от собственно гранитов к аплитам, аплит-пегматитам, пегматитам, кварцевым, кварцево-грейзеновым жилам. Наибольшее количество эманаций отделяется в процессе кристаллизации эндохонтактовой и главной фаций гранитов. Отдельные дайково-жильные тела этой группы имеют оловянную, оловянно-вольфрамовую минерализацию на уровне рудопроявлений, реже мелких месторождений и локализируются преимущественно в эндохонтакте массивов. Наименьшее количество дайково-жильных образований связано с фациями глубинных частей массивов. Но в случае кристаллизации в тектонически активный период фациальные разновидности гранитов могут находиться в субфазовых отношениях, и тогда значительное количество эманаций отделяется в каждый этап кристаллизации. В этом случае и с глубинными фациями гранитов связаны достаточно крупные жильные поля.

Ряд фазовых лейкократовых жильных пород образуется из специфических остаточных, после кристаллизации гранитов одной фазы, расплаво-растворов. Обладают присущей только им зональностью отдельных тел и жильных свит, парагенетической ассоциацией минералов, своеобразием процессов метасоматического замещения. Ассоциируют только со штокообразными гранитными массивами, сохраняющими постоянную связь с магматическим каналом; локализируются в своеобразных трещинных структурах, имеющих в некоторых случаях секущее положение по отношению к структу-



рам, контролирующим размещение дайково-жильных дериватов фашиального ряда. В пегматитах фазового ряда встречаются промышленные концентрации олова, тантала, ниобия и других.

Жильные дериваты одноименных рядов отличаются друг от друга масштабностью проявления, петрохимическими и минералого-геохимическими особенностями не только для каждой из трех интрузивных фаз калбинского интрузивного комплекса, но и для различных массивов одной фазы. В этом значительную роль играют морфология массивов, тектоническая активность периода их кристаллизации, положение по отношению к питающему магматическому каналу, состав вмещающих пород, наличие благоприятных структур, контролирующих размещение дайково-жильных дериватов.

Э.Ю.СЕЙТУРАТОВА

(Балхашская геолого-разведочная экспедиция ЦКГУ)

#### К ВОПРОСУ О РАСЧЛЕНЕНИИ ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД НА ПРИМЕРЕ СИДУРИЙСКОГО КОМПЛЕКСА ХРЕБТА ЧИНГИЗ

Необходимость разработки надежных схем расчленения интрузивных пород для различных регионов встает со всей остротой, в связи с изучением закономерностей размещения полезных ископаемых и составлением металлогенических карт.

Однако, наиболее детальные на сегодняшний день геологические исследования - крупномасштабные поисково-съёмочные работы, не всегда дают однозначное и окончательное решение многих геологических вопросов и, в частности, вопроса возрастного расчленения интрузивных образований. Примером может служить сидурийский комплекс хребта Чингиз.

Впервые комплекс выделен геологами ИГН АН КазССР (Борукаев, Ляпичев и др. 1956).

В процессе дальнейших исследований из состава пород комплекса стали выделяться: ранневерхнепалеозойский (Савригин, 1962), нижнекаменноугольный (Титов, 1966), постнижнесидурийский (Кееруп и др. 1963), верхнесидурийский (Оренбургский, 1965) и нижнесидурийский (Рянгель, и др., 1963).

Состав комплекса различными исследователями стал определяться по-разному. Так, О.В.Кеерупом (1963) в Сарыкольском массиве были выделены 3 фазы: гнейты и гранодиориты, мелкозернистые биотитовые граниты, лейкократовые граниты. По В.Н.Киньшакову формирование этого же плутона представляется несколько по-иному. Им выделяются: собственно интрузив-

живная и дополнительная фазы и фаза жильных пород.

Приведенное "обилие" вариантов по расчленению гранитоидов силурийского комплекса определяется сложным многофазным строением и крайней гетерогенностью слагающих его пород. В массивах это проявлено не только в частой смене фациальных и фазовых разновидностей, но и в различном сочетании их во всех интрузивах комплекса. Неоднородность проявления интрузивных образований может быть обусловлена многими причинами: различным эрозионным срезом, неоднозначным структурным положением интрузивов, различной удаленностью от магмоподводящих каналов, неоднородным составом вмещающих пород. Следовательно, для того, чтобы увидеть все проявления интрузивных пород комплекса, необходимы наблюдения по нескольким массивам.

Наиболее достоверные данные, характеризующие особенности становления комплекса, можно получить лишь при сравнительном изучении непосредственных взаимоотношений (контакты, пересечения, ксенолиты) гранодиоритов в нескольких интрузивах одновременно. Такая работа проводилась Н.В.Полянским в течение 1964-1965 гг., в результате чего им была предложена наиболее полная, на наш взгляд, схема расчленения пород комплекса. С некоторыми дополнениями эта схема принимается и нами. I фаза - габбродиориты, меланократовые диориты, нормальные диориты и сиенодиориты; II фаза - наиболее распространенная почти во всех массивах, представлена: кварцевыми диоритами, гранодиоритами, граносиенитами, сиенитами, монцититами; III фаза - биотит-роговообманковые граниты, адамеллиты; IV фаза - мелко-, среднезернистые биотитовые граниты, постепенно переходящие в дейократовые.

Необходимо также отметить значительное распространение и большое разнообразие жильных пород.

Анализируя материал по возрастному расчленению интрузивных пород силурийского комплекса, мы видим, что исследователи придерживаются двух противоположных позиций. Одни склоняются кдробному расчленению, придавая отдельным фазам формирования единого комплекса значение самостоятельных комплексов. Другие, наоборот, объединяют описываемые интрузивные породы в один крупный многофазный комплекс. Авторы разделяют вторую позицию и в доказательство однокомплексности рассматриваемых интрузивных образований приводят следующие факты.

1. Приуроченность массивов к одним и тем же глубинным разломам и структурам.

2. Довольно устойчивый "парагенезис" интрузивных пород, повторяющийся с небольшими отклонениями не только в массивах одной структур-



но-формационной зоны, но и в массивах различных структурно-формационных зон.

3. Тесная пространственная связь всех выделенных петрографических разновидностей.

4. Постоянство порядка внедрения пород - от основных к кислым, что характерно для подобных ассоциаций и в других районах (Б.К.Монич, 1957; Н.П.Васильковский, 1952).

5. Наличие, наряду с признаками типичных интрузивных контактов, случаев постепенного перехода одной петрографической разновидности в другую и отсутствие следов катаклаза во всех выделяемых фазах, что свидетельствует о близком становлении их во времени.

6. Общность для всех фаз дайковых и шильных образований.

7. Общность морфологических признаков для аналогичных фазовых разновидностей различных массивов.

8. Наличие "сквозных" акцессорных минералов и элементов-примесей, а также плавное (без скачков) изменение петрохимического состава пород от ранних фаз к поздним, говорящее о закономерной эволюции их.

9. Наконец, именно в такой ассоциации породы оказываются прямым интрузивным эквивалентом эффузивной андезито-базальтовой формации жумакской свиты. Связь же эффузивного и интрузивного магматизма позднекаледонского этапа хорошо увязывается с общей историей развития Чингизской мегантиклинорной зоны.

Утверждая принадлежность всех названных выше разновидностей пород к единому многофазному комплексу, возраст его мы считаем верхне-силурийским (лудловским). Нижняя возрастная граница комплекса устанавливается на основании прорывания им фаунистически охарактеризованных пород нижнего силура. Верхняя граница определяется перекрытием их породами кайдаульской свиты и фаунистически охарактеризованными отложениями фамена.

А.А.ТИНТЕРИС

(Алтайская ЦСЭ ВГУ)

О ГИПАБИССАЛЬНЫХ ПОРФИРОВЫХ ИНТРУЗИЯХ ЛЕНИНОГОРСКОГО РАЙОНА (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

1. Тесная ассоциация гипабиссальных порфировых интрузий с полиметаллическими рудами многих месторождений Рудного Алтая и, в частности, Лениногорского района в пространственном и возрастном отношении известна давно. Вероятно, в ряде случаев руды и порфиры имеют

общий магматический источник.

2. Гипабиссальные порфировые интрузии Лениногорского района подразделяются на: а) группу альбитизированных липаритовых и дацитовых порфиров среднедевонского возраста и б) группу трахилипаритовых и липаритовых порфиров нижнекаменноугольного (?) возраста.

3. Альбитизированные липаритовые и дацитовые порфиры локализованы исключительно в породах довернеживетского возраста. Они образуют протяженные (до 30-50 км) пояса северо-западного направления (Успенско-Сакмарихинский, Черноубинский) и отдельные тела, пространственно тяготеющие к центрам вулканизма верхнеэйфельского - нижнеживетского времени и зонам региональных разломов, заложенных или активизированных тогда же. Преобладают субсогласные пластовые и неправильные тела. Наблюдаются признаки складчатого внедрения.

По химическому и минеральному составу, характеру и степени метаморфизма, ряду структурных и текстурных особенностей и другим признакам альбитизированные порфиры подобны лавам успенской (таловской) свиты. Характерной чертой тех и других является преобладание натрия над калием ( $n \geq 50$ ) при общей умеренной щелочности ( $a=8-13$ ).

Содержание металлов в альбитизированных порфирах находится на уровне кларковых значений. Значительных рудных проявлений в связи с ними в районе не известно.

Внедрение альбитизированных порфиров происходило в интервале времени от нижнего эйфеля до нижнего живета включительно. Частью они являются собственно субвулканическими образованиями, формировавшимися в период активной вулканической деятельности, частью - более поздними гипабиссальными интрузиями, образовавшимися из остаточных очагов магмы на заключительном этапе среднедевонского вулканизма в условиях прогрессирующего сжатия и складкообразования.

4. Трахилипаритовые и липаритовые порфиры совместно с габброидами нижнекаменноугольного возраста образуют пояса даек, штоков и неправильной формы тел северо-западного (Белоубинский и Познопаловский пояса) и субширотного (Снегирихинско-Теремковский) направлений, фиксирующие послескладчатые зоны региональных разломов. Аналогов среди эффузивов среднего девона они не имеют и не обнаруживают с ними какой-либо пространственной и структурной связи. Отдельные тела трахилипаритовых порфиров прорывают складчатые отложения верхнего девона (Гуслияковская синклиналь, Шубинское месторождение, г. Коздушка). Этим определяется их нижнекаменноугольный (возможно и более молодой) возраст.



В отличие от альбитизированных среднедевонских порфиров и эффузивов трахилипаритовые и липаритовые порфиры, как правило, обогащены щелочами ( $a=I2-I6$ ;  $C < I$ ) и кремнеземом ( $Q \geq 30$ ). При этом калий обычно резко преобладает над натрием ( $p \leq 50$ ). Характерны повышенные содержания свинца, цинка, кадмия, серебра, висмута, фтора и бора. В эндо- и экзоконтактных зонах интрузий часто отмечаются вкрапленность и гнезда галенита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд. Типичными изменениями вмещающих пород являются сильное окварцевание и калишпатизация до образования вторичных кварцитов и кварц-калишпатовых метасоматитов в объемах соразмерных интрузивному телу.

Магматический очаг, производными которого являются описываемые порфиры, был перенасыщен кремнеземом, щелочами, летучими и в определенных условиях, по-видимому, мог генерировать рудоносные гидротермы.

5. Большинство тел гипабиссальных порфиров, ассоциирующих с рудами на ряде полиметаллических месторождений (Тишинском, Габриэлевском, Успенском, Шубинском, Снегирихинском) и рудопоявлениях (Гусляковском, Углоушинском, Абрамихинском и др.) Лениногорского района или развитых вблизи их, по совокупности признаков относятся в группу нижнекаменноугольных(?) трахилипаритовых и липаритовых порфиров. Связь промышленного полиметаллического оруденения с подобными субщелочными гипабиссальными интрузиями установлена также на ряде месторождений других районов (Забайкалье, Дальний Восток, Мексика).

6. В связи с этим трахилипаритовые и липаритовые гипабиссальные порфиры нижнекаменноугольного(?) возраста могут явиться важным критерием при крупномасштабном прогнозировании и поисках в Лениногорском районе.

Р.Г.ЖИЛИНСКИЙ, М.А.МУРАХОВСКИЙ  
(Алтайская ПСЭ ВГУ)

#### К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТНОЙ СИСТЕМАТИКЕ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ УЛЬБА-БУХТАРМИНСКОГО РАЙОНА

Тематические исследования и крупномасштабное картирование, проведенные в последние годы в Ульба-Бухтарминском районе, позволяют выделить здесь 3 возрастные группы малых интрузий: субвулканические верхнедевонские, гипабиссальные верхнедевонские-нижнекаменноугольные и верхнекаменноугольные-нижнепермские.

1. Субвулканические интрузии пространственно и генетически связаны с широко развитыми в полосе Феклистовке - Бородино вулканогенными породами, возраст которых на основании новых геологических данных и

многочисленной фауны определяется как фаменский. По простиранию эти интрузивы образуют прерывистую цепь выходов, протяженностью более 100 км, в пределах которой в центрах наиболее активного вулканизма они дают узловое скопления массивов на площади в 10-20 км<sup>2</sup>. Форма массивов изометрическая, размер их не превышает 4-5 км<sup>2</sup>. Морфологически преобладают силлы, встречаются штоки и реже лакколитообразные тела. Петрографически они представлены диабазовыми и андезитовыми порфиритами, дацитовыми и кварцевыми порфирами, кварцевыми альбитофирами. По текстурно-структурным особенностям выделяются "туфовидные" порфиры, отвечающие по составу кварцевым порфирам и кварцевым альбитофирам. Установлена закономерная временная последовательность формирования субвулканических интрузий, а именно: от более ранних основных к более поздним кислым. Исключение составляют лишь кварцевые порфиры, внедрение которых связано с последней вспышкой фаменского вулканизма. Верхнедевонский возраст этой группы интрузий кроме пространственной связи и близости петрографического состава с верхнедевонскими вулканогенными отложениями, подтверждается наличием во внутриформационных конгломератах пихтовской свиты (D<sub>3</sub>fm) и в базальных конгломератах тарханской свиты (C<sub>1</sub>t<sub>1</sub>) гальки и обломков порфиров и вторичных кварцитов по порфирам, а также порфиритов, аналогичных по составу и текстурно-структурным признакам субвулканическим образованиям.

2. Верхнедевонские-нижнекаменноугольные порфировые интрузии развиты в районе в пределах Северо-Восточной подзоны Иртышской зоны смятия. Они слагают дайкообразные и штокообразные тела мощностью 10-30 м и отдельные силлообразные залежи мощностью около 500 м. В возрастной последовательности выделяются две петрографические группы (от более ранних к более поздним): 1) кварц-полевошпатовые порфиры и альбитофиры и 2) кварцевые порфиры и кварцевые альбитофиры. Порфиры этой группы прорывают вулканогенные отложения и субвулканические интрузивы верхнего девона, а сами рассекаются габбро-диабазами нижнекаменноугольного комплекса.

3. Нижнекаменноугольные - нижнепермские интрузии порфиров-порфиритов слагают полосу шириной до 10 км и протяженностью около 60 км. Они образуют силлы, дайки, реже штоки. Представлены габбро-диабазами, диабазовыми и диоритовыми порфиритами, эгиллитовыми кварцевыми порфирами и кварцевыми альбитофирами. Кислые порфировые интрузии повсеместно прорывают основные и являются, таким образом, более поздними.

Возраст этой группы интрузий устанавливается на основании того,



что они прорывают ульбинскую свиту ( $C_1 V_1$ ) и гранитоиды змеиногорского комплекса ( $C_{2-3}$ ) и в свою очередь срезаются гранитоидами первой фазы пермского комплекса.

4. Указанные 3 возрастные группы малых интрузий четко отличаются друг от друга и от пород дайковых серий змеиногорского и пермского комплексов по петрохимическим и геохимическим особенностям.

5. С каждой из трех групп интрузий в районе ассоциируют рассеянная и прожилково-вкрапленная полиметаллическая и колчеданно-медно-полиметаллическая минерализация.

А.М.МАРЬИН, Г.Н.КУЗЬМИНА

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

### О НАЛИЧИИ "ПРОСВЕЧИВАЮЩИХ" СТРУКТУР В ПОРФИРАХ ЗЫРЯНОВСКОГО РАЙОНА (на примере западного борта Ревнюшинской горст-антиклинали)

1. Вопрос о происхождении порфировых пород, развитых в пределах Зырянского рудного района, до сего времени не имеет однозначного решения. Большинство исследователей относит породы порфировой группы к эффузивным и к субвулканическим образованиям и включает их большую (по объёму) часть в разрез среднедевонских отложений (С.М.Глебов, В.В.Груза, А.И.Духовской, А.К.Кажпов, М.А.Кузьменко, М.Г.Хисамутдинов и др.). П.В.Иншин, Е.А.Никитин и ряд других геологов склоняются к мысли об их общем интрузивном происхождении и нижнекаменноугольном возрасте.

В 1969 году одним из авторов настоящего сообщения было высказано положение о гетерогенности порфировой группы порд региона. Согласно этому положению, порфировый комплекс, развитый в пределах Ревнюшинской горст-антиклинали объединяет в своем составе четыре генетически различные по способу образования группы тел (и полей) порфировых пород: 1/ субинтрузивные, возникшие собственно интрузивным (насильственным) путём; 2/ магматически замещённые; 3/ реоморфические и 4/ метасоматические. Все указанные группы тел нередко проявляются совместно в пределах морфологически единых массивов (или полей) и, как правило, в тесном смешении с осадочно-туфогенными образованиями эйфельского возраста.

2. В течение 1969-70 гг. при проведении тематических работ на западном склоне Ревнюшинской горст-антиклинали нами совместно с М.Н. Кожемяко было установлено проявление здесь двух основных генетических групп порфиров. Породы I группы образуют штоко- и дайкообразные тела, имеющие все признаки, характерные для внедренных (интрузивных) массивов. Порфиры, участвующие в сложении этих

тел, имеют массивный облик и относительно однородное строение.

Породы II группы образуют силлообразные и неправильной формы тела самого различного размера. Обычно они тонко "переслаиваются" с нормально осадочными и осадочно-туфогенными образованиями или слагают в базисе последних линзо- и гнездообразные тела. Порфиры характеризуются резко неоднородным сложением, во многих местах они дают постепенные переходы к породам вмещающего комплекса. Как правило, такие переходы осуществляются через зону осадочных (или туфогенно-осадочных) пород, в которых содержится различное количество порфиробласт кварца и полевого шпата или одного из этих минералов. В таких зонах полностью сохраняются все структурно-текстурные особенности вмещающих порфиры пород. Нередко структурно-текстурный облик боковых пород "просвечивает" и в самих порфирах. Все эти признаки, как нам представляется, свидетельствуют о том, что порфиры данной группы сформировались скорее всего в результате процессов магматического замещения (порфиризации) вмещающих осадочно-туфогенных образований. С рассмотренной точки зрения находят удовлетворительное объяснение многие особенности геологического положения и строения массивов этих пород, не укладывающиеся в концепцию как об эффузивной, так и об интрузивной их природе.

3. Наличие в порфирах просвечивающих структур вмещающих пород позволяет в ряде случаев уверенно реставрировать в осадочных и осадочно-туфогенных толщах среднего девона тектонические формы. В свою очередь это может привести к более объективному и более целенаправленному проведению в районе поисково-разведочных работ, направленных на выявление скрытого полиметаллического оруденения.

Г.В. НАЗАРОВ, В.А. ШУЛИКА

(Алтайская ПСЭ ВКГУ, Алтайский отдел ИГН им. К.И. Сатпаева АН КазССР)

#### О ГЕНЕТИЧЕСКИХ ТИПАХ АМФИБОЛИТОВ КУРЧУМСКО-КАЛЬДЖИРСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ АЛТАЙ)

I. Курчумско-Кальджирский антиклинорий расположен в юго-восточной части Иртышской зоны смятия. Сложен осадочными отложениями нижнего палеозоя и девона. В осевой части антиклинория эти отложения под влиянием динамотермального регионального плутонического метаморфизма превращены в микрокристаллические, кристаллические сланцы и гнейсы, которые насыщены многочисленными телами амфиболитов и амфиболовых сланцев.



2. Предшествующими исследователями амфиболиты рассматривались как продукт регионального метаморфизма основных магматических пород (Б.Я.Хорвава, 1963; Р.К.Григайтис, 1963; М.Г.Хисамутдинов, 1956). Большинство исследователей сходятся во мнении, что амфиболиты сформировались за счет основных пород магматического происхождения и их туфов (Г.Г.Келль, В.Н.Лодочников, В.П.Нехорошев, Д.М.Шилин, Н.И.Бородавский и др.). А.А.Елисеев (1938) считал, что амфиболиты сформировались по осадочным породам. А.М.Марьин (1967) в пределах Иртышской зоны смятия выделил пять генетических типов амфиболитов: 1) автосоматические (апобазитовые), 2) магмогидрофильные, 3) метасоматические, 4) динамометаморфические и 5) аллометаморфические.

3. Авторами в пределах Курчумско-Кальджирского антиклинория выделяются два основных типа амфиболитов: 1) магмотогенные и 2) метасоматические. Обе генетические группы слагают единые тела, сконцентрированные в осевой части антиклинория. Своим распространением они фиксируют тектоническую зону глубокого заложения.

4. Магмотогенные амфиболиты имеют очень ограниченное распространение и слагают обычно небольшие линзовидные участки среди мощных пластовых тел метасоматических амфиболитов и амфиболовых сланцев. Реже они образуют самостоятельные штокоподобные и линейные тела. В ассоциации с ними встречаются линзы плагиоклазитов, серпентинитов и мелкие тела амфиболовых габбро.

5. Метасоматические амфиболиты и амфиболовые сланцы слагают мощные пластообразные тела, протягивающиеся на десятки километров согласно со структурами вмещающих метаморфических толщ. Обычно они насыщены скиалитами метаморфических пород, реже — линзами мраморов и сегрегациями гранобластового агрегата кварца.

6. Структурно-текстурные особенности двух выделяемых групп являются наиболее четким критерием их различия при полевом изучении. Если для магмотогенных амфиболитов характерны массивные, реже сланцеватые текстуры, то для метасоматических — полосчатые и сланцеватые. Микроструктуры обоих типов очень близки. В основном это нематобластовые, нематогранобластовые, гранобластовые и фибробластовые с участками габбровых и диабазовых структур в магмотогенных амфиболитах.

7. Петрографический состав магмотогенных амфиболитов представлен: плагиоклазом (30-45%), амфиболом (40-70%). Из вторичных присутствуют: пребит, эпидот, цоизит. Акцессорные минералы представлены ильменитом, анатазом, сфеном, редко цирконом и пиритом. Содержание

их невелико.

8. Петрографический состав метасоматических амфиболитов характеризуется резкими колебаниями содержаний составляющих их минералов: плагиоклаз 15-65%, амфибол 20-40%, пироксен 0-10%, эпидот с цоизитом 5-50%, пренит до 9%. Встречаются реликтовые минералы метаморфических пород, как биотит, турмалин, кварц. Комплекс акцессорных минералов более разнообразен: циркон, апатит, рутил, пирит, арсенопирит, сфен, магнетит. Содержание двух последних достигает 50-100 г/т.

9. Сравнительный анализ геохимических особенностей магматогенных и метасоматических амфиболитов показывает, что последние характеризуются повышенными содержаниями.

10. На петрохимической диаграмме по А.Н.Заварицкому фигуративные точки анализов магматогенных и метасоматических амфиболитов образуют два самостоятельных ряда. Наиболее компактный ряд образован фигуративными точками анализов магматогенных амфиболитов. На диаграмме он ограничен координатами 26-38 по оси "В" и 5-9 по оси "А", что соответствует области средних типов оливинового габбро, платобазальта и оливинового диабазы по Дэли. Фигуративные точки анализов метасоматических амфиболитов характеризуются большим разбросом по оси "В", что указывает на колебание в породах кремнекислоты.

11. Отличия магматогенных и метасоматических амфиболитов устанавливаются и при анализе магнитного поля. Резко расчлененный профиль магнитного поля со значениями  $\Delta Z$  от -200 до +10000 гамм соответствует участкам распространения метасоматических амфиболитов и амфиболовых сланцев.

Магматогенные амфиболиты характеризуются более спокойными магнитными полями интенсивностью от +400 до +800 гамм.

12. Узлы максимальных концентраций амфиболитов постоянно сопровождаются последующими габброидными интрузиями. Такие концентрации приурочены к местам пересечения полосы метаморфических пород поперечными глубинными разломами и вызывают локальные положительные аномалии в гравитационном поле.

Тесная пространственная связь, единство структур, контролирующая распространение габброидов и амфиболитов, а также близость их химического состава говорит о едином глубинном источнике этих образований.

13. Эксперименты Г.С.Иодера и К.З.Тилли (1965) доказали возможность кристаллизации амфиболитов из насыщенного водой базальтового расплава. Именно этот вывод объясняет появление магматогенных амфи-



болитов, которые кристаллизовались из небольших порций насыщенной водой магмы. Подъем последней происходил в ореоле фильтрация железомagneзиальных растворов. Метасоматоз, вызванный этими растворами, привел к образованию второго типа амфиболитов и амфиболовых сланцев.

Г.В. НАЗАРОВ, Н.Г. ХАЛИТОВ

(Алтайская ПСЭ ВГУ)

О МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ КУРЧУМСКО-КАЛЬДЖИРСКОГО  
АНТИКЛИНОРИЯ (ЮЖНЫЙ АЛТАЙ)

1. До настоящего времени вопрос о возрасте метаморфизма в пределах Курчумско-Кальджирского антиклинория однозначно не решен. В.Н. Лодчиковым (1929) высказывалась мысль о связи метаморфических процессов с интрузивной деятельностью. Результаты среднемасштабного геологического картирования и специализированных тематических исследований привели авторов к выводу о регионально-метаморфической природе гнейсо-амфиболитового комплекса. По вопросу о времени его проявления мнения исследователей разделились. Одни считали его докембрийским (Б.Я. Хорева, 1961-63, 1967, 1969; Р.К. Григэйтис, 1965; Б.Я. Хорева, В.И. Васильева, 1952), другие относили его к нижнему палеозою (В.П. Нехорошев, 1961, 1967; Р.К. Григэйтис, 1963; А.Х. Кагарманов, Р.К. Григэйтис, 1964; Н.П. Иванов, Э.Г. Моисеева, 1963). Г.Г. Ткаченко (1961-63) связывал метаморфизм с процессами формирования нижнепермского (калбинского) интрузивного комплекса.

2. На основе фактического материала, собранного за последние годы при производстве геолого-съёмочных и тематических работ, в общем полиметаморфическом процессе формирования кристаллических сланцев Курчумско-Кальджирского антиклинория выделяются два этапа: каледонский и герцинский.

3. Каледонский этап выразился в проявлении динамометаморфизма, в результате которого средне-верхнеордовикские и нижнедевонские отложения (Е.С. Муликов, 1969) были превращены в филлиты и зеленые сланцы. Метаморфизм этот проявился на широкой площади и связан, вероятно, с частичной консолидацией геосинклинали в предэйфельский период.

4. Герцинский этап выразился в проявлении двух стадий регионального плутонического метаморфизма. В результате проявления первой стадии были сформированы микрокристаллические, кристаллические сланцы и гнейсы. Анализ распространения характерных парагенетических ассоцие-

ций минералов и изменение их свойств доказывает наличие метаморфической зональности, которая выражается в закономерной смене составе метаморфических пород и их структурно-текстурных особенностей по мере удаления от очагов интрузивной деятельности. Эта смена происходит в следующей последовательности (от центра к периферии): а) биотит (зеленоватый) - плагиоклаз (38-52% анортита) - кордиеритовые гнейсы, б) биотит (зеленовато-коричневый) - плагиоклаз (20-35% анортита) - кордиерит - кварцевые кристаллические сланцы, в) биотит (коричневый) - плагиоклаз (до 20% анортита) - кварцевые кристаллические сланцы, г) биотит-хлорит-плагиоклаз (0-12% анортита) - кварцевые кристаллические сланцы, д) хлорит-серицит-плагиоклаз (альбит с реликтами первичного плагиоклаза) - кварцевые микрокристаллические сланцы.

5. Морфология, распространение выделенных зон зависят от конфигурации и эрозионного среза массивов. Гнейсы развиты только в надинтрузивной зоне, т.е. в местах, где по данным гравиметрии установлены не открытые массивы габброидов. Вокруг массивов на современном эрозионном срезе развиваются непосредственно породы зоны "б".

6. Б.А.Хоревой (1963) и Р.К.Григайтис (1967) метаморфическая зональность объясняется процессами полиметаморфизма с неоднократным проявлением репрессивного метаморфизма. Однако, зональное распространение кордиерита, постепенные переходы между зонами, наличие в зоне "г" реликтового углисто-глинистого материала и постепенный ее переход к филлитам и осадочным отложениям опровергает это положение.

7. Первая стадия регионального метаморфизма связана с началом проявления саурской фазы складчатости, обусловившей подъем базальтовой магмы и сопровождающих ее потоков тепла, растворов и газообразных продуктов.

8. Вторая стадия выразилась в проявлении диафтореза, окварцевания, калишпатизации, мигматизации, завершилась она формированием мелких тел и жил анатектических гранитоидов. Эта стадия создала свою микрizonaльность, наложившуюся на зональность предыдущей стадии. В периферии ореола метаморфического процесса этой стадии происходит хлоритизация биотита, граната, полная пинитизация кордиерита и соскритизация плагиоклаза. К центру диафториты подвергаются интенсивному окварцеванию, которое сменяют процессы калиевого метасоматоза и частичного анатексиса. Процессы этой стадии развиваются в основном в зоне "а", отходя от нее по разлому северо-западного направления.

9. Наблюдаемые нами совершенно аналогичные процессы в экзоконтакте массива Бес-Бугу позволяют связывать эту стадию с внедрением габброидных интрузий непосредственно в толщу метаморфизованных пород, и,



как следствие этого, процессами реоморфизма и частичного анатексиса.

Ю. Второй тип регрессивного метаморфизма развит в зонах тектонических контактов кристаллической полосы и связан с более поздними подвижками по этим разломам.

В.П. КОМПАНЕЦЕВ

(Алма-Атинская нерудная экспедиция ЮНУ)

### ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ЗАПАДНО-ТАЛАССКОЙ ПРОВИНЦИИ В СВЯЗИ С ПРОБЛЕМОЙ ИХ ГЕНЕЗИСА

1. В составе и расположении щелочных комплексов Западно-Таласской провинции впервые установлены сопряженные друг с другом петрохимическая и геохимическая зональности, выражающиеся в увеличении с юга на север провинции щелочности, меланократовости и недосыщенности пород кремнеземом и в закономерном изменении содержания малых элементов. Отмеченной петрохимической зональности соответствует смежность щелочных комплексов, относимых к разным формациям: от субщелочной трахивезизитовой (вулканыты бадамской ассоциации на юге провинции) через щелочно-базальтоидную (вулканыты даубебинской ассоциации) до щелочно-ультраосновной формации (интрузии Джиланды и Кулантау на севере провинции). Увеличение щелочности комплексов происходит в направлении от герцинского орогена Среднего Тянь-Шаня в сторону эпикаледонской платформы Северного Тянь-Шаня, т.е. в направлении все большей консолидации земной коры.

2. Для щелочных пород провинции характерны:

а) высокие (выше кларковых) содержания элементов магматических эманаций (R, F, Cl), а также Ca и Tr; б) умеренные (кларковые) содержания Li, Rb, Ba, Sr, Ba, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Sc, Cu, Zn, Pb; в) низкие (ниже кларковых) содержания Zr, Nb, Ga, Mo, Sn.

3. Геохимическая зональность в составе комплексов провинции выражается в закономерном увеличении с юга на север провинции, т.е. в направлении нарастания щелочности и меланократовости пород, содержания R, F, Cl, Ti, Cr, Ni, Co, Nb, Te и параллельном убывании содержания K, Li, Rb, Ba, Sr и Ba.

4. В соответствии с недавно проведенными экспериментами Р. Балтиуда и Д. Грина (Baltitude and Green, 1967) и с учетом высокого содержания в щелочных комплексах Западно-Таласской провинции элементов магматических эманаций, выдвинута новая точка зрения на генезис щелочных пород этой провинции, согласно которой магма генериро-



залась в глубоких частях верхней мантии и была изначально щелочной. Тем самым отрицается ее связь с щелочно-земельными магмами. Необходимыми условиями появления щелочной магмы были очень высокое общее давление, соответствующее глубине около 100 км, высокая концентрация летучих компонентов и низкая для этой глубины температура вещества мантии.

5. Смена состава щелочных комплексов провинции, т.е. петрохимическая зональность и связанная с ней геохимическая зональность, объясняется различными уровнями селективного плавления мантийного субстрата, состав которого, по-видимому, близок к кимберлиту. Полному плавлению последнего соответствуют пока не обнаруженные в Западно-Таласской провинции кимберлиты, частичному (в порядке снижения уровня селективного плавления) — породы щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтоидной и субщелочной трахиандезитовой формации. В указанной последовательности происходит закономерное изменение содержания малых элементов в породах перечисленных магматических формаций, образующих единый ряд, крайними членами которого являются, с одной стороны, породы трахиандезитовой формации, с другой — кимберлиты. При этом наиболее близкими к кимберлитам по содержанию малых элементов являются породы щелочно-ультраосновной формации.

Предложенная точка зрения позволяет по-новому оценить связь кимберлитового и щелочного магматизма.

6. Все разнообразие щелочных комплексов провинции объясняется разными уровнями селективного плавления вещества мантии, все разнообразие петрографического состава самих комплексов — гравитационной и кристаллизационной дифференцирующей родоначальных щелочных магм, отличающихся друг от друга по составу.

Э.А.РЕВЯКИНА

(Алтайская геофизическая экспедиция ВГУ)

КРЕМНИЕВО-ЩЕЛОЧНОЙ МЕТАСОМАТОЗ В ГРАНИТОИДАХ И ЕГО  
ВЛИЯНИЕ НА МАГНИТНЫЕ СВОЙСТВА ПОРОД (на примере  
северо-западной части Рудного Алтая)

Характерной особенностью магнитных полей, наблюдаемых над тектоническими зонами в гранитоидах змеиногорского комплекса, являются линейные зоны отрицательных аномалий. Примером таких зон является Шемонаихинско-Секисовская линейная магнитная структура. Протяженность её более 60 км при ширине до 1-2 км. Зона состоит из ряда па-



параллельных аномалий, с интенсивностью относительно магнитного поля над гранитоидами до -800 гамм.

В изученных разрезах от боковых частей аномальной зоны к центральной наблюдается следующая смена пород: 1 - неизменный плагиогранит, 2 - слабо калишпатизированный плагиогранит, 3 - калишпатизированный и умеренно окварцованный плагиогранит, 4 - интенсивно окварцованный и калишпатизированный лейкократовый плагиогранит (метогранит), 5 - то же с кварц-полевошпатовыми жилами и прожилками. Такой ряд пород, различающийся степенью метасоматических изменений, представляет собой одну метасоматическую колонку, характеризующуюся закономерным изменением плагиогранита под воздействием растворов ранней щелочной и кислотной стадий послемагматического процесса (Коржинский, 1955, 1966; Зариков, 1966). Для внешних зон колонки характерны относительно слабые изменения пород - калишпатизация, албитизация и мirmekитизация. Во внутренних зонах интенсивно проявляется процесс окварцевания и микроклинизации.

Для участков, характеризующих переход от внешних зон к внутренним характерны следующие минеральные парагенезисы: 1) кварц + калишпат + альбит + хлорит + серицит + биотит + магнетит; 2) кварц + калишпат + альбит + серицит + хлорит + магнетит + гематит I; 3) кварц + калишпат + мусковит + серицит + гематит I и II; 4) кварц + калишпат; 5) кварц. Мощность зон метасоматической колонки меняется от долей метра (внутренняя зона) до сотен метров (внешние). Диаграммы "привноса-выноса" компонентов, построенные по данным химических анализов, подтверждают привнос калия и кремнекислоты во внутренних зонах и вынос из пород феррических элементов.

В соответствии с описанным процессом в составе и количестве ферромагнитных минералов наблюдаются следующие изменения. Первичный магнетит (титаносодержащий) во внешних зонах корродируется, а во внутренних зонах сохраняется в виде редких зерен в наименее замещенных кристаллах плагиоклаза. Для переходных зон характерно появление тонкозернистого переотложенного магнетита, который также исчезает во внутренних зонах. Гематит I развивается по магнетиту ранних генераций, а в виде самостоятельных новообразований (гематит II) наблюдается на границах зон наиболее интенсивного выщелачивания. Во внутренней зоне гематит практически отсутствует.

На изменение магнитных параметров плагиогранитов описываемый процесс оказывает прямое влияние. Магнитная восприимчивость и остаточная намагниченность плагиогранитов от значений соответственно



802 · 10<sup>-6</sup> СГС и 876 · 10<sup>-6</sup> СГС, характерных для района в целом, уменьшается до (800-600) · 10<sup>-6</sup> СГС и (500-200) · 10<sup>-6</sup> СГС во внешних зонах и значений (450-100) · 10<sup>-6</sup> СГС и (200-50) · 10<sup>-6</sup> СГС для зон, граничащих с внутренними. Отличительной чертой пород является более быстрое убывание в них величины остаточной намагниченности, что объясняется полным выщелачиванием термонамагниченного первичного титанистого магнетита. Для внутренних зон значение магнитной восприимчивости не превышает (8-9) · 10<sup>-6</sup> СГС, а остаточной намагниченности - (12-18) · 10<sup>-6</sup> СГС. Большие значения остаточной намагниченности обусловлены преобладающей ролью высококоэрцитивного гематита.

Таким образом, появление линейных зон отрицательных магнитных аномалий над тектоническими зонами в гранитоидах объясняется изменениями состава пород и, в первую очередь, перераспределением ферромагнитных минералов под воздействием кислотно-щелочного метасоматоза.

Э.А. РЕВЯКИНА

(Алтайская геофизическая экспедиция ВГУ)

#### ИЗМЕНЕНИЕ МАГНИТНЫХ СВОЙСТВ ГАББРОИДНЫХ ПОРОД ПРИИРТЫШСКОГО РАЙОНА РУДНОГО АЛТАЯ ПРИ ИХ МАГМАТИЧЕСКОМ ЗАМЕЩЕНИИ И МЕТАСОМАТОЗЕ

Структура магнитного поля над габброидными интрузиями Прииртышья, расположенными в многофазных гранитоидных массивах змеиногорского комплекса, достаточно сложная. Размеры аномалий обычно значительно меньше соответствующих им габброидных тел, невысока и интенсивность поля. Имеются примеры, когда над сравнительно крупными телами (Горкуновская габброидная интрузия, интрузии Горшковского массива и др.) магнитные аномалии не наблюдаются совсем.

Изучение таких интрузий показало, что они в значительной мере метаморфизованы. Вслед за В.С. Кузевым и А.М. Марьиным (1965) нами выделяется следующий ряд гибридно-метасоматических габброидных пород: хлоритизированное роговообманково-пироксеновое габбро, диоритизированные габброидные породы, амфибол-биотитовые лампрофириды, биотитовые лампрофириды, метаграниты. Постепенное преобразование габброидных пород в метагранит сопровождается: 1) Изменением габбровой, габбро-диабазовой структуры на гипидиоморфнозернистую, перекристаллизованную, а затем на офитовую, метасоматическую. Своеобразная "просвечивающая" диабазовая (офитовая, пойкилоофитовая) структура сохраняется участками и в метагранитах. 2) Последовательным замещением темноцветных минералов: пироксен—амфибол—биотит—мусковит—



кварц; деаортизацией плагиоклаза от лабрадора-андезина до олигоклаза-альбита; увеличением роли кварца и калиевого полевого шпата в конечных членах ряда. 3) Появлением в лампрофиридах обильного апатита. 4) Сохранением четких границ габброид-гранитоид на всех стадиях изменения габброидов.

Диаграммы "привноса-выноса" компонентов, построенные по данным химических анализов, показывают увеличение содержания кремниевой кислоты, щелочей натрия и калия на ранних стадиях изменения (магматическое замещение) и калия на поздних (метасоматоз). При этом уменьшается содержание железа, магния, кальция и титана.

Изменения, подобные описанным, изучались Коржовским (1952), Ляхович (1952), Василенко (1963), Флеровой (1968) и др.

В соответствии с описанным процессом в составе и количестве ферромагнитных минералов и магнитных параметров габброидов наблюдаются следующие изменения.

В джоритизированных габброидах вместо практически полностью выщелоченного первичного титаномагнетита I появляется относительно равномерно распределенный в породе титаномагнетит II. По сравнению с хлоритизированным габбро отмечается уменьшение магнитной восприимчивости от  $1400 \cdot 10^{-6} \text{CGS}$  до  $(900-800) \cdot 10^{-6} \text{CGS}$  и остаточной намагниченности от  $1600 \cdot 10^{-6} \text{CGS}$  до  $(300-100) \cdot 10^{-6} \text{CGS}$ . С усилением процесса натрового и калиевого метасоматоза (амфибол-биотитовые и биотитовые лампрофириды) титаномагнетит II постепенно выщелачивается и заметную роль на магнитные свойства породы начинает оказывать тонкозернистый пылевидный магнетит III, образующийся при разложении темноцветных. Процесс протекает на фоне общего уменьшения содержания железа в породе. При этом магнитная восприимчивость уменьшается до  $(600-100) \cdot 10^{-6} \text{CGS}$ , а остаточная намагниченность увеличивается до  $(500-3000) \cdot 10^{-6} \text{CGS}$ . Последнее объясняется как повышенной коэрцитивностью тонкозернистого и пылевидного магнетита, так и широким проявлением процесса гематитизации, особенно характерного для биотитовых лампрофиридов. Образование голубейкократовых разностей (эпидиовидных метатранзитов) сопровождается выщелачиванием магнетита и гематитизацией реликтовых зерен. Магнитная восприимчивость метатранзита не превышает  $(10-13) \cdot 10^{-6} \text{CGS}$ , а остаточная намагниченность  $(3-1) \cdot 10^{-6} \text{CGS}$ .

Рассмотренная нами зависимость изменения магнитных свойств габброидных пород при их магматическом замещении и метасоматозе полностью объясняет наблюдаемое над ними уменьшение интенсивности магнитного поля и учитывалась при количественных расчетах магнитных аномалий Прииртышского рудного района.



Е.Н.ТИМОФЕЕВА

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД ВЕРХНЕГО  
ПАЛЕОЗОЯ СЕВЕРНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

1. Вулканогенные породы верхнего палеозоя Северного Прибалхашья в совокупности образуют естественную ассоциацию, относящуюся к типу промежуточному между Лассен-Пик и Йеллоустонским парком. Наблюдается увеличение щелочности от более древних к более молодым комплексам, что говорит об эволюционной направленности магматического процесса в течение позднегерцинского тектоно-магматического цикла. На вариационной диаграмме для  $Na_2O + K_2O - Fe_2O_3 + FeO - MgO$  все вулканиды располагаются в поле пород гиперстеновой серии вулканов Изу и Хако-не (по Х.Куно). Из всей серии пород базальты и андезиты-базальты каркаралинской свиты располагаются ближе других к магниезиальному углу треугольной диаграммы, и, по-видимому, больше всего соответствуют составу родоначальной магмы.

2. Анализ поведения окислов в ходе магматической эволюции показал, что поведение калия характеризуется увеличением его содержания от начальной стадии вулканизма к конечной. Резкий скачок в изменении содержания калия произошел в начале среднего карбона.

3. Сравнение разновозрастных вулканидов, одинакового состава позволило выявить в них как черты сходства, так и различия. Наиболее отчетливо эти черты проявлены в группе пород основного и кислого состава.

Породы базальтового и андезиты-базальтового составе участвуют в строении трех свит: каркаралинской (нижнекаменноугольной), керегетасской (средне-верхнекаменноугольной) и кызылкиянской (пермской). Начиная с каркаралинского времени к керегетасскому в магме основного состава идет повышение кремнекислоты и щелочей. Вместе с тем уменьшается содержание кальция, закисного железа и магния. Такое закономерное изменение петрогенных окислов является, видимо, результатом дифференциации в магматическом очаге, который был единым для нижнего и средневерхнего карбона. В пермский период изливается базальты сходные по содержанию кремнекислоты с нижнекаменноугольными, но с более высоким содержанием щелочей, в особенности калия. Суммарная щелочность в них достигает в среднем 6-6,8% (калия - 2,3-2,6%), в то время как в каркаралинских сумма щелочей не превышает 4,0% при среднем содержании калия 0,68. Содержание титана для каркаралинских эффузивов очень постоянно и равно в среднем 0,80%, в пермских



колеблется от 1,12 до 1,19%. Различия пермских и нижнекаменноугольных базальтов подтверждают их разновозрастность. Повышенная щелочность пермских базальтов является следствием специфических условий их формирования.

Заметно различаются липариты кызылкинской свиты от кислых разновидностей калмакэмельской свиты Калмакэмельской зоны. Для первых характерно повышенное содержание кремнекислоты до 77% (среднее 73,5%), но небольшие количества окислов кальция, магния, железа (суммарное содержание их 4%). Сумма щелочей 8-9%, причем калий преобладает над натрием. Большая часть липаритов кызылкинской свиты пересыщена  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Кислые породы калмакэмельской свиты Калмакэмельской зоны представлены в основном дацитами и липарито-дацитами, с содержанием кремнекислоты в среднем - 70,5%. Содержание кальция, магния и железа выше, чем в кызылкинских липаритах (5,0-5,5% в среднем). Количество щелочей колеблется в пределах 8-9% с преобладанием натрия над калием. Среди кислых эффузивов калмакэмельской свиты почти отсутствуют разности, пересыщенные глиноземом. Различия в петрохимических свойствах липаритов обусловлены их генезисом: кислые породы калмакэмельской свиты Калмакэмельской зоны являются, по-видимому, продуктами дифференциации андезитовой магмы, а образование липаритов кызылкинской свиты связано с палингенным плавлением сиала.

С.Н. МИТРОФАНСКАЯ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### НЕКОТОРЫЕ ФИЗИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ГРАНИТОВ АКЧАТАУ

Плотность, пористость, магнитная восприимчивость, альфа-активность и термолуминесценция были изучены в 36 образцах, отобранных из различных частей массива Акчатау в Центральном Казахстане. С этим интрузивом генетически и пространственно связано редкометалльное месторождение.

Исследования физических свойств (табл. ) показали, что в ряду последовательных инъекций гранитной магмы от гранитов I фазы к гранитам III фазы наблюдается закономерное изменение их, выражающееся в увеличении значений альфа-активности и интенсивности термолуминесцентного свечения, при уменьшении объемного веса и магнитной восприимчивости. Крупнозернистые разности гранитов I и II фаз характеризуются повышением плотности и магнитной восприимчивости при уменьшении значений альфа-активности и пористости по сравнению с гранитами краевых фаций.

Таблица

## Некоторые физические свойства гранитов Акчатау

Фациальные разновидности	Число образ- цов	Объем- ный вес г/ см <sup>3</sup>	Порис- тость, %	Магнит- ная вос- приимчи- вость в ед. СГСМ	Альфа- актив- ность в % экв. Me	Термолюминесценция, усл.						
						J <sub>1</sub> *	t <sub>1</sub>	J <sub>2</sub>	t <sub>2</sub>	J <sub>3</sub>	t <sub>3</sub>	
Граниты I фазы												
Мелкозернистые	1	2,47	6,79	5-8	0,0330	612	250	261	325	12	70	
Крупнозернистые порфиоровидные	2	2,52	4,90	425	0,0036	233	260	120	330	9	65	
Резкопорфиоровидные	7	2,51	5,34	261	0,0040	360	250	140	330	14	70	
Граниты II фазы												
Тонкозернистые	2	2,54	3,43	50	0,0060	204	250	144	325	6	80	
Мелкозернистые биотитовые	2	2,50	4,94	127	0,0037	272	260	126	335	12	90	
Мелкозернистые двуслюдяные	4	2,48	5,70	21	0,0050	434	250	208	325	15	65	
Мелкозернистые грейзенизированные I	1	2,46	6,63	2	0,0041	480	250	264	320	12	70	
Мелкозернистые миароловые	1	2,35	10,65	-	0,0053	576	250	264	340	12	50	
Среднезернистые двуслюдяные	1	2,45	6,49	40	0,0048	460	250	200	330	20	100	
Крупнозернистые биотитсодерж.	2	2,52	4,18	215	0,0038	314	250	181	330	16	100	
Крупнозернистые двуслюдяные	1	2,47	6,08	3-5	0,0051	635	250	324	320	24	25	
Граниты III фазы												
Мелкозернистые	2	2,48	5,17	2	0,0072	318	250	208	325	14	65	

\* Примечание: J<sub>1,2,3</sub> - максимумы интенсивности свечения; t<sub>1,2,3</sub> - температура нагрева.



кристаллов и величины параметров элементарной ячейки. При общей тенденции усложнения морфологии кристаллов циркона ("цирконовый призматический" тип) от ранних фаз к поздним меняется и облик кристаллов от призматического к изометричному, появляются дополнительные морфологические типы, такие как "гиацинтовый призматический", копьевидный. Для интрузий жарминского комплекса и верхнепермского комплекса малых интрузий характерно наличие раннемагматического и позднемагматического циркона. Последний отличается наиболее простой морфологией и наиболее сложным составом.

б) От саурского комплекса к жарминскому закономерно возрастает размер кристаллов циркона, что может быть выражено следующим рядом условных единиц: I-I,5 - 3-4 - 6.

в) Цирконы саурского и салдырминского комплексов имеют устойчивые параметры элементарной ячейки, в цирконах алгабасского комплекса отмечается закономерное изменение параметров от ранних фаз к поздним, в цирконах жарминского комплекса это изменение имеет противоположный знак и выражено значительно резче.

г) Из элементов-примесей в цирконах наиболее выдержанной тенденцией к увеличению содержаний от ранних комплексов к поздним обладает Be. В цирконах саурского и салдырминского комплексов он отсутствует, в цирконах алгабасского комплекса содержание его составляет I-I,5 г/т, в цирконах жарминского комплекса оно увеличивается в 6-8 раз.

3. Состав элементов-примесей в магнетитах наиболее четко отражает состав и геохимическую специализацию исходных магм. Магнетиты саурского и аргимбайского комплексов (производные базальтовой магмы), специализированы в отношении Si, Zn, V, Ti, Ni, Zr, в магнетитах жарминского комплекса (гранитные магмы) отмечается преимущественно свинцово-цинковая и редкометальная ассоциации примесей, а в породах салдырминского и алгабасского комплексов выявлен магнетит, имеющий смешанную (сидерофильно-халькофильно-редкометальную) специализацию.

4. В сфенах постоянными элементами-примесями являются Si, Pb, V, Cr, Zr, Sn, Ni, Bi. Сфены жарминского комплекса, в отличие от других, содержат Zn, а в сфенах алгабасского и салдырминского содержания Zn в 5-12 раз выше, чем в остальных комплексах.

5. Детальное изучение аксессуаров в комплексе с другими методами несомненно дает ценные факты при изучении и расчленении магматических формаций, так как многие из аксессуаров являются чуткими индикаторами геохимической специализации магматических пород.

## ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

А. Д. КАИПОВ

(Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР)

### К ИЗУЧЕНИЮ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФОРМАЦИЙ

Большое теоретическое и практическое значение проблемы рудоносности вулканогенных формаций и приуроченных к ним вулканогенных месторождений, отличающихся целым рядом геологических признаков от плутон<sup>но</sup>огенных месторождений, в настоящее время становится почти общепризнанным. Об этом свидетельствует возрастающее внимание к этой проблеме как у нас в СССР, так и за рубежом, а также большое число месторождений, открываемых в вулканогенных формациях (провинциях).

Растет количество работ, где дается объяснение закономерной приуроченности различных месторождений к вулканогенным толщам и центрам вулканической активизации. Постепенно формируется теория образования месторождений этого типа, в создании которой ведущая роль принадлежит В. И. Смирнову, В. И. Дербикову, В. Н. Котляру, Н. С. Скрипченко, Г. Н. Щербе, С. Н. Иванову и другим.

Вместе с тем, при изучении вулканогенных месторождений появился ряд сложных фактов, плохо укладывающихся в рамки существующих гипотез и требующих иных решений.

К числу подобных фактов относятся:

1/ существование в природе промежуточных (близповерхностных) вулканогенно-гидротермальных месторождений с признаками проявления в них процессов эндогенного (плутоногенно-гидротермального) и экзогенного (вулканогенно-осадочного) рудообразования;

2/ проявление в рудоносных вулканогенно-интрузивных комплексах многоэтапной и растянутой во времени рудной минерализации;

3/ приуроченность месторождений многих полезных ископаемых к вулканическим постройкам;



4/ наличие в рудных полях подобных месторождений внутрирудных (межминерализованных) и пострудных даек;

5/ ярко выраженная синхронность некоторой части оруденения с вмещающими вулканогенно-обломочными и осадочными породами, наблюдаемая местами перемежаемость оруденения с продуктами вулканогенно-интрузивного магматизма;

6/ наличие в породах надрудных толщ некоторых месторождений рудных обломков-рудокластов, возникших при эксплозивном разрушении ранее сформированных рудных тел.

Указанные, а также другие факты, явно не укладывающиеся в рамки привычных гипотез, заставили многих исследователей, в том числе даже весьма крупных, заново пересмотреть прежние представления о вулканогенном рудообразовании и отнестись к последнему с доверием.

Стало фактом, что месторождения этой группы обладают чертами как плутогенно-гидротермального (жильобразная форма некоторой части руд, стадийность их образования, текстурные особенности, околорудные изменения), так и экзогенно-осадочного (осадочная вмещающая среда, наличие синхронных рудных залежей, пластообразная форма их, присутствие органических остатков) происхождения. Именно эти, казалось бы, противоположные особенности месторождений, явились причиной обоснования и высказывания двух крайних гипотез - "интрузивной" и "эффузивной", сосуществующих на протяжении почти десяти лет.

Исследования последних лет показывают, что нет основания для таких глубоких разногласий. Причиной этого явилось состояние нашей теории рудообразования; не было удовлетворительной гипотезы, объясняющей факт такого рода совмещения в пределах одного месторождения или рудного поля разнотипного оруденения.

В настоящее время, когда проблема рудоносности вулканогенных формаций по существу общепризнана и проверена практикой, когда в геологический обиход прочно вошли такие понятия как вулканогенные месторождения, эти т.н. противоречивые моменты могут быть удовлетворительно объяснены с точки зрения теории вулканогенного рудообразования. Представляется естественным, что между глубинными гидротермальными и близповерхностными вулканогенными месторождениями нет резкой границы. В ряде случаев, в особенности в областях неогенного и палеовулканизма, есть постепенные переходы и промежуточные звенья, представленные месторождениями сложного вулканогенно-гидротермально-осадочного генезиса. Специальное изучение месторождений этой группы безусловно даёт положительные практические результаты



и позволяет значительно приблизиться к решению ряда вопросов теории рудообразования вообще.

А.М.МАРЬИН

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

О МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ПРИИРТЫСКОЙ  
ИНТРУЗИВНОЙ СЕРИИ

1. Прииртысская интрузивная серия представляет собой ряд быстро сформировавшихся разнообразных по вещественному составу комплексов и групп изгматогенных (и сопутствующих им метаморфических) пород, обнаруживающих между собой теснейшие парагенетические и отчасти прямые генетические отношения. Производные серии сосредоточены, главным образом, в структурах Иртышской зоны смятия; единичные массивы серии встречаются также в пределах соседних структурно-формационных зон.

В составе серии выделяется семь последовательно образовавшихся комплексов пород: 1/ гипербазитовый, 2/ габбро-диабаз-амфиболитовый, 3/ габброидный, 4/ диоритовый, 5/ тоналит-плагногранитный, 6/ гранит-сиенитовый и 7/ комплекс поздних послегранитных дзек пёстрого состава. Габбро-диабаз-амфиболитовый, габброидный и тоналит-плагногранитный комплексы — по особенностям внутренней анатомии массивов и по специфике вещественного состава и генезиса слывающих их пород — подразделяются на ряд групп, имеющих ранг специфических субформаций или формаций. В составе габбро-диабаз-амфиболитового комплекса пород (габбро-диабаз-амфиболитовой формации) отчетливо устанавливается три группы тел: 1/ группа тел, сложенная разнообразными по составу и генезису амфиболитами (амфиболитовая субформация), 2/ группа (субформация) недифференцированных и слабо дифференцированных габбро-диабазовых интрузивов и 3/ группа (субформация) дифференцированных габбро-диабазовых интрузивов.

Габброидный комплекс четко разделяется на две группы: группу собственно габброидных пород (габбро-лабрадорит-диоритовая формация) и группу (субформацию) реоморфических гранитоидов и гранитоидных пород (энатектитов) карчигинского и чечекского типов.

Среди производных тоналит-плагногранитного комплекса пород выделяются две формации: формация нормальных интрузивно-магматических гранитоидов и формация метатектических (мигматических) гранитоидов.



2. Образование прииртышской интрузивной серии (или прииртышского гипербазит-габбро-диабаз-диорит-плагитогранитного формационного ряда пород) связано с прохождением в Иртышском секторе земной коры в турне-визейское время теплового интрателлурического потока, воздействие которого на породы региона привело к формированию (на различных уровнях глубинности) метаморфических пород и магматических масс разнообразного состава (и объема), которые в одних случаях - вследствие тектонических причин - получили возможность интродуцировать в более высокие горизонты литосферы, а в других - остались и затвердели на месте своего зарождения, осложняясь разнообразными петрогенетическими явлениями, главную роль среди которых, на наш взгляд, играли процессы кислотно-основного (осмотического) взаимодействия и ассимиляции, стимулировавшие различные виды дифференциации магматических масс.

3. С прииртышской интрузивной серией связан <sup>сложный</sup> многометалльный комплекс рудных формаций. С формированием пород гипербазитового комплекса возник следующий ряд формаций: 1/ графитовая, 2/ хромитовая, 3/ хризотил-асбестовая и 4/ тальковая и тальково-брейнеритовая. В процессе гипергенного изменения ультраосновных пород произошло образование гидросиликатной никелевой формации.

С массивами габбро-диабаз-амфиболитовой формации сопряжена сложная полигенетическая медно-пирротиновая формация, проявления которой устанавливаются: а/ в габброидных породах, б/ в роговиках и приконтактовых метасоматитах и в/ в зонах Ca-Fe-Mg-го метасоматоза (в зонах базификации осадочных пород). Кроме того, с производными габбро-диабаз-амфиболитового комплекса связаны также месторождения и рудопроявления нижеследующих рудных формаций: железо-титановой и взаний-железо-титановой (в габброидных породах и в кварц-плаггиоклазовых пегматидных сегрегациях и жилах), медной и цинково-медной (в зонах амфибол-эпидот-хлоритового замещения), кварцево-железистой (медной, медно-цинковой, кобальтово-медной и полиметаллической), кварцево-железорудной (деспидитовой), асбестовой, известковошпатовой, кианит-андалузитовой и гидросиликатной никелевой (в коре выветривания).

С породами собственно габброидного комплекса ассоциирует: графитовая (алмазодержащая?), железорудная (скарновая), медно-пирротиновая (а/ в роговиках и приконтактовых метасоматитах, б/ в габброидных породах, в/ в габбро-пегматитах и г/ в зонах железо-магнезиального замещения), железо-титановая (в габброидных породах), кобаль-



тово-никелевая (в оливиновых габбро- и диабаз-норитах), медно-никелевая (?), кварцевожильная (медная, кобальтово-медная и медно-цинковая), гидросиликатная кобальтово-никелевая (в коре выветривания) и ильменитовая (россыпная).

С субформацией реоморфических гранитоидов и гранитоподобных пород (анатектитов) карчигинского и чечекского типа устанавливаются рудопроявления графитовой, силлиманит-андалузитовой и кварцево-жильной медной (?) формаций.

С производными диоритового комплекса сопряжены графитовая, медно-пирротиновая (в роговиках и в диоритах), железо-титановая, апатитовая и кварцевожильная медная формации.

Образование пород формации нормальных интрузивно-магматических гранитоидов тоналит-плагиогранитного комплекса привело к возникновению графитовой, железорудной (в альбитизированных скарноидных роговиках), медно-цинковой (в телах магматогенно-гидротермальных брекчий), колчеданной мышьяково-медной (в зонах турмалинодержащих метасоматитов), кварцевожильной медной и медно-цинковой и кварцевожильной золотосносной (?) рудных формаций.

С формацией метатектических (мигматических) гранитоидов связан следующий ряд рудных формаций: железорудная (в скарноидных метасоматитах), кварцево-железорудная (джеспилитовая), лепидолитовая (в слабо замещённых пегматитах), золоторудная кварцевожильная (с зонами Au-носных березитов и лиственитов), кварцево-турмалиновая медно-золотосносная, кварцевожильная (медная, медно-цинковая и полиметаллическая) и кобальтово-никелевая (лиственитовая)?

С производными гранит-сиенитового комплекса ассоциируют кварцевожильная золотосносная (в сульфидизированных роговиках и в аплитах и гранитах), амфибол-асбестовая (в альбитизированных граносиенитах и сиенитах), редкометалльная (ниобий-танталовая) в альбитизированных граносиенитах и сиенитах и в альбититах, редкоэлементная в карбонатах (карбонатитовая) и в альбит-амфиболовых и др. метасоматитах, флюоритовая (в изменённых гранитах и сиенитах), редкоэлементная опал-халцедоновых породах и в альбитизированных сиенитах, кварцевожильная (медная и свинцовая) и вермикулитовая.

С комплексом поздних послегранитных даек сопряжены проявления колчеданной медно-цинковой, медной и полиметаллической рудной формации, а также промышленные месторождения и масса мелких рудопроявлений золоторудной формации, в составе которой выделяются кварцево-



хильный, березитовый и лиственитовый типы оруденения.

4. Имеющиеся данные позволяют констатировать, что в связи с формированием пород прииртышской интрузивной серии происходило накопление хрома, никеля, кобальта, меди, железа, титана, золота, цинка, углерода (в форме графита), а также группы редких элементов, ассоциирующих со щелочными породами и с карбонатитами. Профилирующими рудными компонентами, определяющими металлогеническую специализацию прииртышской интрузивной серии, являются золото, медь, цинк и в меньшей степени — хром, кобальт и железо, а из нерудных — графит, с которым в ряде мест, как это полагал в свое время И.А. Бок, действительно может ассоциировать тонкодисперсный алмаз.

Т.М. ЖАУТИКОВ

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### О ПЕРСПЕКТИВАХ ОБНАРУЖЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ В ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОГО МЕГАНТИКЛИНОРИЯ

Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий относится к типичным каледонским эвгеосинклиналильным зонам, в составе магматических образований которого преобладают слабо дифференцированные формации базальтоидного ряда. Особенности тектонического развития и магматизма предопределяют его металлогеническую специализацию, выраженную в преимущественном развитии халькофильной минерализации.

В пределах рассматриваемой части Чингиз-Тарбагатайской структуры нами выделено 7 металлогенических зон, перспективы которых ввиду различия их истории развития, степени интенсивности проявления тех или иных магматических комплексов, а также различия структурных условий локализации оруденения, оцениваются по разному.

1. Анчатауская металлогеническая зона наиболее перспективна на обнаружение вулканогенно-осадочных месторождений колчеданно-полиметаллической формации, ассоциирующих с кремнисто-терригенными толщами нижнего кембрия. Проявления их достигают значительных размеров и легко картируются по приуроченности их к тонкообломочным и хемогенным разностям пород, а также по наличию четко выраженных зон гидротермального изменения, комплексных ореолов меди, цинка, мышьяка, сурьмы и кобальта.

2. Центральная-Чингизская металлогеническая зона отличается наличием здесь колчеданно-полиметаллической минерализации простран-

ственно тесно ассоциирующей с породами кварц-квартофировой формации. Несмотря на наличие здесь руд с промышленными содержаниями, ввиду малочисленности их проявлений и малых размеров перспективы этого типа оруденения весьма ограничены.

3. Акбастауская металлогеническая зона характеризуется небольшими перспективами на выявление месторождений меди, полиметаллов и золота. Открытые здесь за последние годы промышленные месторождения Акбастау и Космурун, имеют тесную генетическую связь с дифференцированным комплексом магматических пород верхнего ордовика. Наличие здесь весьма солидных по размерам зон минерализации /Архарлы, Бастау, Кзыл-Сор, Карашоки и др./ объединяемых с месторождениями Акбастау и Космурун в единую колчеданно-медно-цинковую рудную формацию, значительно повышают перспективы данного типа оруденения.

Несмотря на компактность расположения проявлений колчеданно-медно-цинковой формации и значительную общность ряда структурно-литологических факторов контроля оруденения, изученность их в целом пока еще остается недостаточной. Крупномасштабная геологическая основа, составленная еще в 1957 году давно уже устарела. За последние годы, в процессе проведения детальных поисково-разведочных и тематических работ, в существующую схему стратиграфии и магнетизма внесено ряд принципиальных изменений. В пределах рудного поля месторождений Акбастау и Космурун проведены значительные объемы детальных геофизических работ, которые требуют обобщения и углубленного анализа.

Таким образом, для ускорения темпов геологического освоения этого района, необходима, прежде всего, пересъемка площади Акбастау-Космурунского рудного поля в масштабе 1:50000 с объемами горных, буровых и геофизических работ, увеличивающих глубинность картирования рудоконтролирующих структур. Помимо этого, необходимо продолжение детальных поисково-оценочных работ с достаточным комплексом геофизики на перспективных зонах минерализации, отрицательная оценка которых мало обоснована.

Наряду с колчеданно-медно-цинковой формацией, заслуживает внимания колчеданно-полиметаллические, золоторудные и медно-порфировые проявления Кусакской рудоносной зоны и вторичнокварцитовые полиметаллические рудопоявления /Тудлар, Саран/ юго-западного борта Акбастауской металлогенической зоны.



4. Перспективы Майбулакской зоны ограничены. Здесь некоторый интерес представляют площади распространения крупных слабо вскрытых эрозией или "слепых" плутонических тел, с которыми часто ассоциируются проявления кварцево-жильной и вторично-кварцевой золоторудной, кварц-барит-полиметаллической и медно-порфировой формаций.

5. Северо-Восточное Предчингизье /Тундык-Ачисуйская зона/ представляет собой область интенсивного развития герцинского гранитоидного магматизма, в тесной связи с которым здесь проявлены: кварц-шпелит-золоторудная, кварц-молибденовая, золото-полиметаллическая /барезитовая/, редкометалльная и другие рудные формации.

6. Для территории Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинария наряду с поясовой металлогенической зональностью характерно узловое размещение проявлений эндогенного оруденения, обусловленное сочленением зон глубинных разломов субширотного и субмеридионального направлений с северо-западными структурами. Узлами пересечения вышеуказанных глубинных структур определяется местоположение главных рудных полей и рудоносных площадей Чингиз-Тарбагатайского района. Эти особенности в локализации оруденения должны быть учтены при проведении поисково-оценочных работ.

Е.С. ШУЛИКОВ

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### ГЕОЛОГО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ИРТЫШСКО - МАРКАКУЛЬСКОГО ГЛУБИННОГО РАЗЛОМА

1. В структурном отношении юго-восточная часть зоны Иртышско-Маркакульского глубинного разлома представляет собой область сочленения Иртышской, Рудноалтайской и Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационных зон. В каждой из них устенавливаются свой набор осадочных или вулканогенно-осадочных формаций: а/ в Иртышской зоне: карбонатно-песчано-сланцевая среднего-верхнего ордовика - силура, известковисто-сланцево-песчаниковая нижнего девона, песчано-сланцевая (с рифовой субформацией) нижнего эйфеля, терригенно-известняковая верхнего эйфеля, известковисто-песчано-сланцевая (с рифовой субформацией) живета, глинисто-черносланцевая (аспидная) верхнего девона, кварцево-песчаная и молассоидная (прибрежно-морская) верхнего турне - нижнего визе, континентальная терригенная моласса верхнего намюра - среднего карбона; б/ в Рудноалтайской зоне: известняково-терригенно-вулканогенная (базальт-андезитовая) верхнего турне,

кремнисто-сланцево-песчаниковая (отдаленно-кремнистая) верхнего турне - нижнего визе, континентальная терригенная моласса среднего-верхнего карбона; в/ в Белоубинско-Южноалтайской зоне: известняково-терригенная нижнего девона, терригенно-вулканогенная (дипарито-дацитовая) нижнего девона - нижнего эйфеля, терригенно-вулканогенная (кварц-кератофировая с рифовой субформацией) верхнего эйфеля, прибрежно-морская известковисто-сланцево-песчаниковая живета, глинисто-черносланцевая (аспидная) верхнего девона; флишоподная и известковисто-терригенная фамена - турне, кремнисто-песчано-сланцевая (отдаленно кремнистая) верхнего турне - нижнего визе.

2. Магматогенные образования в зоне Иртышско-Маркакульского глубинного разлома сформировались в раннеорогенный и орогенный (постинверсионный) этапы геосинклинали развития. С ними устанавливаются различные генетические типы рудных формаций, обнаруживающие генетическую (Г), парагенетическую (ПГ) или пространственную (П) типы связей. Из них лишь незначительная часть имеет промышленное значение (ПЗ). Выделяются следующие магматические и связанные с ними рудные формации: а/ г а б б р о - д и а б а з о в а я (нижнекаменноугольная): хризотил-асбестовая (гидротермальный, <sup>х</sup> Г), халькопиритовая (позднемагматический, Г), гематитовая золотоносная вторичнокварцитовая (гидротермально-метасоматический, П); б/ г а б б р о - д и а б а з - а м ф и б о л и т о в а я (намюрская): магнетитовая (позднемагматический, Г); халькопирит-пиритовая (позднемагматический, Г); в/ г а б б р о и д н а я (намюрская): халькопирит-гарниеритовая (позднемагматический, Г), магнетит-ильменитовая (позднемагматический, Г); г/ т о н а л и т - п л а г и о г р а н и т н а я (намюрская): золоторудная кварцево-жильная (гидротермальный, ПГ, ПЗ), железослюдковая джеспитовая (П?ПГ?), магнетитовая скарноидная (контактово-метасоматический, ПГ), магнетитовая апатитосодержащая (метасоматический, ПГ, ПЗ), галенитовая в участках интенсивного проявления аутометасоматоза (позднемагматический, Г), халькопирит-сфалерит-пирротиновая в магматогенно-гидротермальных брекчиях (метасоматический, Г)<sup>xx</sup>, д/ г р а н и т н а я (намюрская): халькопирит-сфалеритовая (метасоматический, Г) редко-металлическая в пегматитах и пегматоидных гранитах (пневматолитовый, Г), золоторудная кварцево-жильная (гидротермальный, Г), шведитовая кварцево-жильная (гидротермальный, Г); е/ п о р ф и р о -

х) Здесь и ниже в скобках указан генетический тип.

xx) Здесь и ниже отмечены формации, при выделении которых использованы материалы А.М.Марфина.



в ы х и н т р у з и й (намурская): колчеданная в кварц-серицитовых зонах поздне- и раннемагматический, Г), полиметаллическая кварцево-жильная (гидротермальный, ПГ); ж/ г р а н и т - с и е - н и т о в а я (нижекаменноугольная): редкоэлементная (гидротермальный, Г),<sup>хх</sup>) редкометальная в карбонатах, альбит-амфиболовых и других метасоматитах<sup>хх</sup>) (гидротермально-метасоматический, Г), редкометальная ниобий-танталовая в альбитизированных сиенитах и граносиенитах<sup>хх</sup>) (метасоматический, Г), амфибол-асбестовая в альбитизированных сиенитах и граносиенитах<sup>хх</sup>) (гидротермально-метасоматический, Г), вермикулитовая (экзогенный - продукт гидратации слюд, ПГ)<sup>хх</sup>); з/ г а б б р о - д и о р и т - д и а б а з о в а я (средний карбон): хрусталеносная кварцево-жильная (гидротермальный, ПГ), и/ д а е к п е с т р о г о с о с т а в а (верхний карбон): колчеданно-полиметаллическая в кварц-серицитовых зонах (гидротермально-метасоматический, ПГ, ПЗ), золоторудная кварцево-жильная (гидротермальный, ПГ, ПЗ), золоторудная кварц-лиственитовая (гидротермально-метасоматический, ПГ, ПЗ); золоторудная березитовая (гидротермально-метасоматический, ПГ, ПЗ); к/ г р а н и т - н ы х б а т о л и т о в : вольфрамовая грейзеновая (гидротермально-пневматолитовый, Г), висмут-редкометальная кварцево-жильная (гидротермальный, Г).

Основное промышленное значение в юго-восточной части зоны Иртышско-Маркакульского глубинного разлома имеют магнетитовое метасоматическое, колчеданно-полиметаллическое, скарново медно-цинковое и золотое кварцево-жильное оруденение. Железное и полиметаллическое оруденения образуют металлогенические линии: известную Джалтырско-Александровскую (полиметаллическую) и вновь выделенную Маркакульскую (железородную), приуроченные непосредственно к Иртышско-Маркакульскому глубинному разлому. Золотое оруденение тяготеет к юго-западной периферии зоны Иртышско-Маркакульского глубинного разлома.

М.А.ОРЕНБУРГСКИЙ  
(Чингиз-Тарбагатайская ГРЭ ВКГУ)

НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОРУДЕНЕНИЯ  
В ПРЕДЕЛАХ ЧИНГИЗСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ

В размещении полезных ископаемых в пределах Чингизской антиклинорной зоны устанавливаются закономерности регионального и локального плана.

Одной из важных закономерностей металлогении регионального плана в районе является её связь с проявлением среднекембрийского тектоно-магматического комплекса. С данным комплексом связано задожение и обновление большинства разрывных нарушений и тектонических зон северо-западного, северо-восточного и субширотного направлений (зоны Главного Чингизского, Кан-Чингизского, Восточно-Чингизского, Аягузского разломов), вдоль которых произошло внедрение крупных магматических масс, сформировавших средне-кембрийский эффузивно-интрузивный комплекс. В этом комплексе тесно сочетаются комагматичные породы интрузивных, субинтрузивных, субвулканических и эффузивных фаций. Связь золото-медно-полиметаллического оруденения с выделяемым комплексом достаточно четко проявляется в пространственной приуроченности проявлений полезных ископаемых к различным его фациям и общем ходе рудообразования, рудокализации, а также структурно-текстурных особенностях руд и рудных тел.

Как правило, известные в районе месторождения Аягузское, Кан-Чингиз, Баритовое, рудопроявления Етыз-Кызыл, Коксу, Берлик, Карааул, Бозкой, Байгара, Абаевская группа рудопроявлений и другие, множество точек золотой, медной и полиметаллической минерализации, приурочены к зонам и узлам сочленения разрывных структур различных порядков с региональной зоной Главного Чингизского разлома. Эти пронизываемые структуры явились благоприятными для движения магмы и связанных с ней рудоносных растворов.

Вместе с тем крупные тектонические узлы, по-видимому, являлись высокопроницаемыми структурами, в пределах которых мало вероятно наличие крупных рудных тел. При таких условиях главную роль в концентрации полезных ископаемых приобретают более конкретные, локальные рудоконтролирующие факторы:

1. Генетическая связь оруденения с вулканическими процессами среднекембрийского времени и второй и третьей фазами среднекемб-



рийского интрузивного комплекса.

2. Приуроченность оруденения к определенным стратиграфическим уровням, литологическим разностям и условиям геохимической среды, в пределах кварц-квартофировой формации, отвечающей агырекской свите среднего кембрия.

3. Контроль оруденения сочетанием складчатых и разрывных структур высоких порядков.

4. Размещение оруденения в пределах зон локального метаморфизма гидротермально-метасоматического типа.

С.А.СОЛТАН

(Зырянская ГРЭ ВКГУ)

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ  
ОРУДЕНЕНИЯ В ЗЫРЯНОВСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ (РЕВНЮШИНСКАЯ  
ГОРСТ-АНТИКЛИНАЛЬ)

1. Рудный район имеет двухярусное строение. Нижний ярус (фундамент) сложен регионально метаморфизованными породами, условно относимыми к нижнему палеозою, верхний ярус включает вулканогенно-осадочные и осадочные образования средне-верхнедевонского возраста (отложения ревнюшинской, маслянской и камырской свит), а также гипабиссальные и субвулканические породы кислого, среднего и основного состава. Ревнюшинская свита представлена, главным образом, туфогенно-осадочными породами, в разрезе маслянской свиты преобладают нормально-осадочные отложения (преимущественно алевролиты и аргиллиты с известковистым цементом). Камырская свита характеризуется развитием флишеидного комплекса терригенных пород различного гранулометрического состава с примесью туфогенного материала.

2. Ревнюшинская горст-антиклиналь имеет блоковое строение. Она ограничена зонами региональных разломов, близширотного и север-северо-западного простирания, фиксируемых телами гранитоидов змеиногорского комплекса, поясами более поздних даек среднего и основного состава, зонами расщепления, брекчирования и отдельными разрывами. Разломы близширотного направления разбивают фундамент горст-антиклинали на ряд блоков.

Дифференцированные блоковые движения по различно ориентированным разломам предопределили форму и ориентировку складок П-го и более высоких порядков, осложняющих структуру горст-антиклинали.

На восточном и юго-восточном крыльях горст-антиклинали развиты ориентированные в близмеридиональном направлении узкие складки с крутыми крыльями и резко ундулирующими шарнирами. На остальной площади складки имеют разнообразную форму и ориентировку.

3. Породы, слагающие Ревнюшинскую горст-антиклиналь, изменены поствулканическими процессами, а также процессами дислокационного, контактового и наиболее позднего по времени проявления гидротермального метаморфизма. Рудные тела всех полиметаллических месторождений пространственно связаны с ореолами развития гидротермально измененных пород.

4. Основные рудные поля района - Зыряновское, Греховское, Богатыревско-Осочихинское и Малеевско-Путинцевское расположены в пределах складок II-го порядка на участках пересечения различно ориентированных региональных разломов или на участках, где эти разломы оперяются системами разрывных нарушений. Размещение полиметаллических месторождений обусловлено сочетанием дизъюнктивных и пликативных элементов тектонической структуры. Основная масса промышленного оруденения сконцентрирована в согласных по отношению к складчатости рудовмещающих структурах - зонах межпластового расщепления и дробления на крыльях, реже в сводах антиклинальных складок.

5. Полиметаллическое оруденение устанавливается по всему разрезу средне-верхнедевонских отложений, однако промышленные руды сконцентрированы в верхах разреза пород ревнюшинской и низах разреза маслянской свит. Благоприятной средой для формирования рудных тел служат толщи, состоящие из различных комбинации переслаивания нормально-осадочных отложений и вулканогенных пород кислого состава при незначительном содержании вулканогенных пород среднего и основного состава.

6. Магматический контроль оруденения выражается в тесной пространственно-структурной (парагенетической) связи промышленной полиметаллической минерализации с комплексом поздних ("постгранитных") даек змеиногорской интрузивной серии. Минерализация, связанная с породами других магматических комплексов, имеет промышленное значение, пока не известно.

7. По структурным особенностям, в зависимости от характера сочетания разрывных и пликативных рудовмещающих структур, все месторождения района можно подразделить на: I/ месторождения в зак-



рытых структурах (Зыряновское, Малеевское и др.); 2/ месторождения в "полузакрытых" структурах (Греховское 2-е, Снегиревское и др.); 3/ месторождения в открытых (сквозных) структурах (Богатыревское, "Бухтарминские зоны" и др.).

8. Первичная зональность оруденения, устанавливаемая на всех месторождениях района, выражается в постепенной смене на глубину цинково-свинцовых руд, свинцово-цинковыми и медно-цинковыми рудами. Эта зональность наиболее заметна в открытых (сквозных) структурах и наименее в месторождениях закрытого типа.

9. Исходя из вышеизложенного, намечаются перспективные площади на проведение глубинных поисков, в первую очередь месторождений "закрытого" типа.

Э.С. ПОНОМАРЕВ, И.И. ФИЛИППЕНКО

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР,  
Казгипроцветмет)

#### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ УСЛОВИЙ РУДОЛОКАЛИЗАЦИИ РУЛИХИНСКОГО И КАМЫШИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ НА РУДНОМ АЛТАЕ

Месторождения находятся в Прииртышском районе Рудного Алтая на юго-западном крыле Алейского антиклинория. Рудовмещающими свитами являются таловская (живет) и каменевская (гериховская подсвита - низы франа). Отложения таловской свиты представлены вулканогенными разностями кислого состава мощностью 700-800 м. На Рулихинском месторождении в разрезе отложений гериховской подсвиты нами выделено пять пачек пород: нижняя известняковая, конгломератовая, верхняя известняковая, алевропелитовая и углисто-алевропелитовая общей мощностью до 80 м. На Камышинском месторождении данные отложения представлены алевропелитами с маломощными прослоями полимиктовых песчаников мощностью около 100 м; они коррелируются с алевропелитовой пачкой Рулихинского месторождения. Интрузивные породы - мелкие тела кислого состава, близкие по химизму и времени образования вулканитам таловской свиты, и силлы порфириров. Мощность последних до 250 м. Наиболее поздними считаются дайки кислого и среднего составов.

Месторождения располагаются в брахисинклинальных прогибах высоких порядков, развитых на фоне Алейского антиклинория. Размер

их в плане относительно невелик, углы падения на крыльях пологие. Широко развиты дизъюнктивные нарушения нормального или секущего направления к осям брахисинклиналей с амплитудой до 100 м. С разрывными нарушениями сопряжены зоны трещиноватости и рассланцевания, вдоль которых развиты гидротермалиты. Наиболее ярко выражены трещинные структуры, генетически связанные со складчатыми дислокациями. Они представлены пологими зонами дробления, межпластовыми срывами, фиксируемыми сульфидной минерализацией.

Рудные тела на месторождениях представлены двумя морфологическими типами: а/ межпластовыми залежами близ контакта таловских и гериховских отложений; б/ штокверками и жилами в кварцевых альбитофирах. Межпластовые залежи, в которых сосредоточены основные запасы сульфидов, залегают в осадочных породах гериховской подсистемы. В их отложении существенную роль играли как тектонический, так и литологический факторы. Первый проявлен более на Камышинском, а второй - на Рудихинском месторождении, где 90% запасов руд локализовано в пачках известняков; эти руды как флюсы могут быть использованы в металлургическом переделе. Штокверковые и жилные рудные тела на Камышинском месторождении геометризуются в несколько крутопадающих зон, совпадающих с участками трещиноватости и рассланцевания.

Для Рудихинского месторождения характерна четкая дифференциация состава рудного вещества по восстанию, менее четко она выражена и на Камышинском месторождении. По составу руд Рудихинское месторождение полиметаллическое с соотношением меди, свинца и цинка  $1:1,4:8,3$ ; руды Камышинского - медноколчеданные, указанные соотношения для них таковы -  $1:0,02:0,1$ . Характерна вертикальная зональность минерального состава, обычная для алтайских месторождений. Ореол сульфидной минерализации во вмещающих породах значительный. В строении ореолов усматривается следующая закономерность: надрудные близки по составу и соотношению минералов промышленным рудам, в подрудных резко увеличивается роль меди.

Таким образом, комплекс структурных факторов, литологических особенностей отложений в сочетании с зональностью ореолов рассеяния рудной минерализации должны явиться основой поисков "слепых" месторождений в районе.



В.А. НАУМОВ

(Шемонаихинская ГРП ВГУ)

НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИ-  
ЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ НИКОЛАЕВСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕ-  
ТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

В настоящее время существуют различные представления о генезисе и закономерностях размещения оруденения Николаевского месторождения.

Новые данные, полученные нами при изучении действующего карьера и в результате бурения глубоких структурных скважин, позволяют уточнить геолого-структурные особенности месторождения и выявить новые закономерности локализации оруденения.

Месторождение располагается в грабен-синклинальном прогибе, сложенном дифференцированными вулканогенными толщами верхнедевонского возраста и имеет тесную пространственно-структурную связь с субвулканическими образованиями кварцевых альбитофиров. Грабен-синклиналь ограничена со всех сторон разломами и, вероятно, имеет вулканотектоническое происхождение.

Месторождение приурочено к северному борту грабен-синклинали, осложненному вулканотектоническими структурами, межформационными срывами, разрывными нарушениями и находится вблизи сопряжения с рудоконтролирующими разломами (Карьерный и сбросы №№ 1, 3).

В локализации и размещении оруденения важную роль играют субвулканические кварцевые альбитофировые тела. Главные рудные тела (Центральное Крещенское и Западное Крещенское) пространственно приурочены к контактовой зоне субвулканического тела кварцевых альбитофиров (так называемый "подрудный массив порфиров сопки Памятник") и располагаются в области их выклинивания.

Морфология рудных тел и условия их залегания определяются структурами и в значительной мере зависят от формы контактов субвулканического тела кварцевых альбитофиров.

Литолого-стратиграфический контроль оруденения проявляется в том, что все известные рудные тела находятся в одном стратиграфическом горизонте (в снегиревской свите франского яруса) и рудо-вещающими породами являются гидротермально-измененные кислые

вулканыты (эксплозивные брекчии, туфы кислого состава и субвулканические кварцевые альбитофиры). Избирательная приуроченность оруденения к кислым вулканогенным породам объясняется благоприятными физико-химическими свойствами их для развития процессов метасоматоза и рудоотложения.

Надрудная толща эффузивно-субвулканических порфиритов рассматривается как экранирующий горизонт, ограничивающий развитие оруденения вверх по стратиграфическому разрезу.

Геолого-структурные условия локализации рудных тел Николаевского месторождения определяются сочетанием комплекса благоприятных геологических факторов (структурных, магматических и литолого-стратиграфических), которые необходимо учитывать для эффективных поисков слепых рудных залежей в пределах рудного поля и для оценки перспективных площадей.

А.И.КАТАЛЕНЕЦ

(Ленингорский полиметаллический комбинат)

#### НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРУКТУРЕ ТИШИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

В процессе эксплуатационных работ и детальной разведки получены новые данные по структурно-тектоническим особенностям Тишинского месторождения, отличные от представлений предыдущих исследователей (Маньков, 1969). Установлен сложный изоклиальный тип складчатости на месторождении, с резкими изменениями простирания пород на сравнительно небольших расстояниях. Так, характерное для западной части месторождения субширотное простирание структур к востоку меняется сначала на северо-восточное, а затем на юго-восточное. В районе восточного окончания Главного рудного тела план структур снова становится северо-восточным. Выраженность и интенсивность складчатости возрастает с запада на восток.

Наряду с пликативными формами складок, развита отчетливо выраженная система разрывных нарушений северо-восточного и северо-западного простираний (Главный, Западный, I и II - Центральный, Восточный, I и II - Юго-восточный). Общий план их совпадает с простиранием пликативных структур, они чаще всего приурочены к их осевым частям. Такое сочетание разрывных и пликативных структур создает дополнительные осложнения тектоники месторождения в связи с развитием приразломной складчатости и зон смятия.



Отмеченные особенности определяют морфологию рудных тел Тишинского месторождения. Наиболее мощные рудные столбы контролируются участками резкого изгиба пластов и пересечением поперечных северо-восточных нарушений с северо-западными структурами. Так, Западный рудный столб с одной стороны приурочен к постепенному изгибу пластов, а с другой — к Западному и I-Центральному поперечным разломам. Центральный рудный столб — к западному крылу Центральной складки и к тектоническому узлу, представляющему собой пересечение субширотного разлома (Главный) с I и II-Центральными поперечными разломами. И, наконец, Восточный рудный столб приурочен к восточному крылу Центральной складки и тектоническому узлу, образованному Восточным, а также I, II — Юго-восточными поперечными нарушениями в сочетании с Главным разломом.

Таким образом, максимальная мощность и промышленная концентрация рудной минерализации на Тишинском месторождении определяются зонами сопряжения складчатых структур с разрывными нарушениями северо-западного и северо-восточного простираний.

В.В. ДВОЙНИН  
(Балхашская ГРЭ ЦКГУ)

#### УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ТЕСИКТАС (СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ)

Тесиктасское рудное поле расположено в Казыкской ветви Северо-Балхашского антиклинория, сложенной породами спилитовой формации верхнего протерозоя — кембрия. К низам разреза приурочены осадочные образования среднеитмурундинской подсветы, представленной кремнистыми алевролитами, мелкозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов. Наибольшее распространение на площади рудного поля имеют вулканогенно-осадочные образования верхнеитмурундинской подсветы, представленной спилитами, диабазами, лавобрекчиями и кремнистыми алевролитами с прослоями конгломератов и силлами диабазов, среди которых часто отмечаются миндалекаменные разности. Интрузивные породы представлены верхнепалеозойскими гранитами, которые обнажаются в южной части месторождения в виде полосы северо-западного простирания. Основной складчатой структурой месторождения является Тесиктасская синклираль, в пределах которой локализуется промышленное оруденение.

На месторождении выделяются четыре рудные зоны, вытянутые цепочкой в северо-западном направлении. Медное оруденение в первой, второй и третьей зонах приурочено к разлому северо-западного простирания. Оруденение в четвертой зоне приурочено к сопряженной тектонической зоне субмеридионального - северо-восточного простирания. Промышленное оруденение в настоящее время установлено в I-ой и II-ой рудных зонах, которые локализируются в тектонической зоне, образовавшейся на контакте алевролитов и спилито-диабазов, резко отличающихся по физическим свойствам. В процессе оруденения алевролитовая толща являлась экранирующей; локализация оруденения происходила в дробленных интенсивно хлоритизированных (иногда нацело превращенных в хлоритовую породу) спилитах. Оруденение представлено кварц-пирит-халькопиритовыми, кварц-халькопиритовыми и, значительно реже, кварц-пирит-халькопирит-борнитовыми прожилками, среди которых по морфологическим особенностям можно выделить два основных типа.

Первый тип представлен извилистыми, ветвящимися прожилками, локализующимися в зонах дробления и часто цементирующими отдельные обломки с образованием брекчиевых текстур.

Второй тип - представлен прожилками, локализующимися в сколовых трещинах, развитых в окварцованных плотных породах, которые не подвергались дроблению.

На месторождении установлены следующие стадии минералообразования:

1. Образование дорудного кварца массивной текстуры.
2. Образование кварца с гребенчатой текстурой, который откладывался на кварце первой генерации.
3. Выполнение трещин рудоносными растворами и образование прожилков кварц-пиритового, кварц-халькопирит-пиритового, кварц-пирит-халькопирит-борнитового состава, которые в указанной последовательности заполняли трещины, а также развивались метасоматическим путем.
4. Выполнение трещин пострудным кварцем и кальцитом.



М.Б. МЫЧНИК

(ККТУ)

ПРОЯВЛЕНИЯ МЕДИ В ВЕРХНЕЙ ПЕРМИ  
СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

1. Открытие в 1963-1965 гг. в Алакульском синклинории месторождения Ай и нескольких проявлений меди Караульской группы заставило начать планомерные поисково-съемочные работы масштаба 1:50000, при которых особое внимание было уделено вопросу о закономерностях проявления медной минерализации в данном районе. В 1966-70 гг. работы проводились в междуречье Ай-Аягуз на площади в 3200 км<sup>2</sup>, где помимо вышеупомянутого месторождения было установлено и изучено около 500 проявлений меди.

2. Все проявления меди приурочены к верхнепермской трахилипарит-трахибазальтовой формации, обнажающейся в центральной части Алакульского синклинория. Она занимает широкую мульду, осложненную системой пологих брахискладок и разрывными нарушениями. Данная формация состоит из курайдинской свиты (мощность до 2400 м), сложенной главным образом базальтовыми и трахибазальтовыми порфиритами, небольшого количества лав и туфов трахилипаритового состава и терригенных пород. Кроме того, здесь развиты многочисленные субвулканические и жерловые образования того же состава.

3. Все проявления имеют гидротермальное происхождение и принадлежат к группе низкотемпературных телетермальных рудопоявлений.

4. По характеру минерализации проявления меди можно разделить на два типа: вкрапленно-прожилковый и выполнения первичных пустот.

5. Прожилково-вкрапленный тип наиболее перспективен. В зависимости от вмещающих пород, характера залегания и формы рудных тел его можно разделить на два подтипа - айский (в дайках и силлах альбитизированных диоритовых порфиритов) и караульский (в базальтовых порфиритах, песчаниках и конгломератах).

6. Для обоих типов характерны монометальность и простота состава рудных минералов (халькозин, самородная медь), развитие низкотемпературных изменений вмещающих пород, структурный контроль, выраженный в наличии сигмоидальных изгибов складок типа горизонтальных флексур и приуроченных к ним поперечных разломов субмеридионального направления, сравнительно небольшие масштабы и неравномерность рудной минерализации.

7. В рудопоявлениях вкрапленно-прожилкового типа айского подтипа залегание рудных тел, соответственно с залеганием рудовмещающих

ших силлов и даек диоритовых порфиритов, пологое. Околорудные изменения выражены альбитизации вмещающих пород, вплоть до превращения их в альбитовые породы (Айское месторождение). В рудопроявлениях караульского подтипа рудные тела залегают круто; околорудные изменения выражены слабо и проявлены в виде незначительной хлоритизации и карбонатизации.

8. Рудопроявления типа выполнения первичных пустот обычно приурочены к верхним частям покровов базальтов, являющимися наиболее проницаемыми за счет наличия здесь ячеистых и обломочных текстур (миндалекаменные и брекчиевые лавы). Залегание, размеры и форма рудных тел определяются характером последних. Основными сопутствующими минералами являются пренит и эпидот, которые выполняют пустоты и нередко метаоматически замещают окружающие породы, превращая их в пренитовые породы и эпидозиты с богатой вкрапленностью самородной меди.



О.М.ЧИРКО  
(Алтайская ПСЭ ВГУ)

## О ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПИРИТОВ ПРИ ПОИСКАХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Одной из наиболее актуальных задач поисковой геохимии является разработка методики оценки геохимических аномалий. Работы последних лет, выполненные в Забайкалье, на Урале и Рудном Алтае позволяют предполагать, что решение этой задачи может быть облегчено путем параллельного изучения распределения элементов-спутников в коренных породах и пиритах, содержащихся в них.

В процессе изучения эндогенных геохимических ореолов Тишинского колчеданно-полиметаллического месторождения, а также нескольких более мелких объектов (Геофизическое, Потенциальное), нами были получены следующие результаты:

1. Рудные тела полиметаллических месторождений сопровождаются геохимическими ореолами основных компонентов и элементов-спутников в коренных породах и пиритах. Широкое распространение элементов-примесей в предрудных пиритах I генерации свидетельствует о том, что начало формирования геохимического ореола предшествует рудной стадии.

2. Масштаб оруденения не находит прямого отражения в масштабе ореолов: на основании проведенных работ установлено, что в случае массивных богатых руд продуктивность основных компонентов в рудах и ореолах находится в обратных соотношениях.

3. Формы нахождения цинка, меди, висмута и мышьяка в эндогенных геохимических ореолах не идентичны для различных частей рудной залежи. Судя по соотношению продуктивностей ореолов в коренных породах ( $R_{ор.кор.}$ ) и пиритах ( $R_{ор.пир.}$ ), ведущее место в локализации этих элементов на флангах месторождения принадлежит пириту. В центральных частях рудных залежей основными носителями цинка и меди являются сфалерит и халькопирит. Поэтому при изучении пространственного распределения параметра  $\frac{R_{ор.кор.}}{R_{ор.пир.}}$  можно получить дополнительную информацию о месте нахождения центральных частей рудоносной зоны.

4. Приведенные данные свидетельствуют о том, что сопоставление геохимических ореолов в коренных породах и пиритах может оказать значительную помощь при оценке геохимических аномалий в процессе проектирования и проведения поисково-разведочных работ.

В.Н.МАТВИЕНКО

(Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева АН КазССР)

К ВОПРОСУ ОБ ОЦЕНКЕ ПЕРВИЧНЫХ МЕДНОКОЛЧЕДАННЫХ РУД ПО ИХ ПОВЕРХНОСТНЫМ ВЫХОДАМ (на примере месторождений Западных Мугоджар)

В пределах Западных Мугоджар насчитывается большое количество медноколчеданных рудопоявлений и месторождений, на которых в той или иной степени проявлена зона окисления. Минерализация преимущественно локализуется в эффузивах силура и нижнего девона. Рудовмещающими структурами являются зоны повышенной трещиноватости или брекчирования. Рудные тела имеют линзообразную, реже столбовообразную форму. Размеры их по простиранию первые сотни м., при мощности 10-25 м. Падение рудных залежей обычно крутое (70-75°), реже пологое (Жиланды) или вертикальное (Кокжарлы, Аклик). Первичные руды вкрапленные или прожилково-вкрапленные (на большинстве месторождений) или сплошные и густовкрапленные с ореолом вкрапленных (Жиланда, Ю.Жамантау, Шекарбулак). Рудные минералы: пирит, халькопирит, пирротин, реже сфалерит, мерказит, галенит. Глубина зон окисления от 7-10 м до 25, реже до 50 м (Кокжарлы) и всегда на 5-10 м ниже современного уровня грунтовых вод.

Комплексные исследования зон окисления позволили выявить некоторые минералого-геохимические оценочные признаки первичных руд:

1. Для сплошных и густовкрапленных руд: а/ преобладание гидрогематита (гематита) над гидрогетитом (гетитом); б/ наличие в нижних горизонтах зоны окисления (сульфидной сыпучки) или в зоне дезинтегрированных первичных руд значительных скоплений самородной серы; в/ широкое развитие калиевых разновидностей минералов (ярозитов, алунинов и т.д.) при существенно натровом составе вмещающих пород; г/ наличие ясно выраженной вертикальной зональности в строении зоны окисления с четко проявленными горизонтами суль-



фидной и кремнистой сыпучек подзоны выщелачивания и горизонтов ярозитов, опалоярозитов и опалов подзоны окисленных пород и руд; д/ широкое развитие текстур заполнения бурых железняков; е/ присутствие значительных скоплений сливных гипергенных кварцитов; ж/ повышение концентраций рудных элементов в солевых ореолах в пределах развития бурожелезняковых образований.

2. Для вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд: а/ преобладание гидрогетита (гетита) над гидрогематитом (гематитом); б/ отсутствие четко выраженной вертикальной зональности зоны окисления, отсутствие или слабое развитие горизонта ярозитов, опалоярозитов и опалов, а также сульфидной и кремнистой сыпучек; в/ широкое развитие текстур замещения бурых железняков, особенно полосчатых, псевдоморфоз гидрогетита по пириту и сетчато-прожилковых; г/ отсутствие гипергенных кварцитов или наличие пористых их разновидностей; д/ расположение повышенных концентраций рудных элементов в солевых ореолах рассеяния за пределами развития бурожелезняковых образований.

Критериями оценки направления падения рудных залежей по характеру гипергенных продуктов могут служить: а/ развитие более мощных зон каолинизации висячем боку окисляющихся рудных тел по сравнению с лежащим; б/ присутствие гипергенных кварцитов в лежащем боку рудного тела при наклонном залегании или на "голове" залежей при вертикальном её падении; в/ обогащение гипергенных продуктов рудными элементами в висячем боку рудного тела.

Приведенные оценочные критерии необходимо учитывать при поисково-разведочных работах на колчеданные руды. В связи с этим следует произвести доразведку месторождений Кокжарлы и Южное Жамантау.

М.А.ТОЙБАЗАРОВ

(Восточно-Казахстанский медно-химический комбинат)

#### К ВОПРОСУ О ВОЗРАСТЕ ОРУДЕНЕНИЯ НИКОЛАЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Возраст оруденения Николаевского месторождения, так же как и большинства месторождений Рудного Алтая, до сих пор является дискуссионным.

По данным предыдущих исследователей наиболее ярко выражены следующие три гипотезы о времени формирования оруденения Николаевского месторождения. Иванкин П.Ф. связывает оруденение с поздним

комплексом малых интрузий, определяя возраст оруденения не позднее позднегерцинского. Вейц Б.И. считает, что оруденение генетически связано с девонским вулканизмом. Воронцов Н.И. относит месторождение к осадочному типу верхнедевонского возраста.

С 1964 года месторождение вскрывается карьером. К настоящему времени в результате детальной документации бортов карьера накоплен большой фактический материал, позволяющий в какой-то мере судить о возрасте оруденения.

Участок месторождения приурочен к юго-западному крылу Алейского антиклинория. Тектонический план месторождения предопределяют крупные тектонические нарушения — Карьерный и Долинный.

В геологическом строении месторождения принимают участие эффузивно-пирокластические и осадочные породы верхнего девона, разделённые на пихтовскую и снежирёвскую свиты. Ниже снежирёвской свиты выделяется опорный николаевский горизонт франского возраста.

Месторождение объединяет два рудных тела: Центральное и Западное. Рудные залежи приурочены к контакту кварцевых альбитофиров (лежащий бок) и туфов кислого состава (висячий бок). В лежащем боку развит мощный ореол вкрапленного оруденения. По своим флотационным свойствам и структурно-текстурным особенностям руды подразделяются на три технологических сорта: кристаллические, переходные и метаколлоидные. Установление генетической связи и пространственного размещения кристаллически-зернистых и метаколлоидных руд представляет чисто практический интерес, т.к. является основой для возможной селективной выемки сульфидных руд. Всеми исследователями признаётся стадийность в рудообразовании. Рудоотложение начинается с серно-колчеданных руд и заканчивается метаколлоидными.

Предположительно возраст серно-колчеданных руд нами определяется как франский, а метаколлоидных — верхневизейский. Такой вывод базируется на следующем:

1. Лавы кварцевых альбитофиров лежащего бока (низы снежирёвской свиты франского возраста) метасоматически замещаются серно-колчеданными рудами.

2. В висячем боку месторождения в прослоях осадочных пород и в туфах кислого состава встречены обломки сплошных пиритовых руд и обломки кварцевых альбитофиров (лежащего бока) с прожилками и вкрапленностью пирита.



3. В эруптивной брекчии (жерловая фация порфиров у сопки Памятник) также наблюдаются обломки сплошных серно-колчеданных руд.

О верхневизейском возрасте метаколлоидных руд позволяет судить следующее:

1. Метаколлоидные руды метасоматически замещают кристаллически-зернистые руды, образуя переходные руды.

2. Метаколлоидные руды секут дайку диабаз саурского комплекса визейского возраста.

3. К югу от месторождения в основании малоульбинской сгиты (в конгломератах) Н.Д.Бубличенко найдена галька метаколлоидных руд.

А.Д.КАИПОВ, А.Н.ТАРАН

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### О ВОЗРАСТЕ ЗОЛОТО-КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ СУВЕНИР

Золото-колчеданное месторождение Сувенир расположено в Павлодарской области. В строении месторождения участвуют в основном вулканы верхнего ордовика, в меньшей степени - терригенные осадки нижнего силура, слагающие небольшой (около 20 км<sup>2</sup>) тектонический блок среди верхнепалеозойских гранитов.

Вулканы ордовика слагают сложную вулканокупольную постройку трещинно-центрального (стремболианского) типа и представлены контрастно-дифференцированными продуктами (натровая липарито-базальтовая формация по Д.С. Штейнбергу, 1966) базальтоидного вулканизма. Выделяются породы эффузивной, жерловой, околожерловой, экструзивной и субвулканической фаций. Гипабиссальные разности слабо развиты и представлены мелкими штоко- и дайкообразными телами микродиоритов, аплитов и микроплагиогранит-порфиров. По составу вулканы преимущественно базальтовые и липарито-дацитовые, причем первые преобладают над последними, пирокласты слабо развиты.

Жерловина постройки фиксируется выжатым экструзивным куполом Сувенир, сложенным эксплозивными брекчиями флюидальных липарито-дацитовых порфиров. Околожерловые зоны (фации) сложены грубо- и гигантообломочными глыбовыми и глыбово-агломератовыми (бомбовыми) туфами. Экструзивные породы липарито-дацитового состава слагают выжатые эндогенные купола (Сувенир, Сары-Озек). Субвулканические породы представлены липарито-дацитовыми порфирами и базальтовыми

порфиритами и образуют различные по форме и размерам дайко-, штоко- и пластообразные тела. Базальтовые дайки и штоки фиксируют преимущественно радиальные, реже дугообразные трещины, а также места их пересечения. Липарито-дацитовые дайки и штоки обнажаются среди базальтовых лав и локализуются в дугообразных трещинах. В целом породы субвулканической фации, так же как и экструзивной, образуют цепочку субширотно-ориентированных тел, фиксируя зону древнего вулканоконтролирующего разрывного нарушения.

Оруденение локализуется в осложняющих постройку экструзивных куполах Сувенир, Сары-Озек и представлено крутопадающими телами сплошных и прожилково-вкрапленных золотоносных серноколчеданных руд. Контакты руд с породами рамы купола четкие и резкие, без каких-либо особо заметных метасоматических воздействий. Возраст оруденения датируется нами как ордовикский на основании нахождение галек оруденелых (пиритизированных) кварцитов в резко трансгрессивно перекрывающих рудовмещающую толщу базальных конгломератах силура.

Гальки оруденелых кварцитов имеют различные размеры (от 2 до 10 см в поперечнике) и интенсивно гематитизированы и пиритизированы. Вкрапленность пирита легко обнаруживается в свежих сколах кварцитовых галек. Внешне гальки имеют мясокрасную и темно-буроватую окраску и хорошо выделяются среди темноцветных галек. Микроскопическое и спектрометрическое изучение галек кварцитов из конгломератов и образцов кварцитов из купола Сары-Озек показали их идентичность.

Р.А. ДЕГТЯРЕВ  
(Джунгарская ГРЭ ЮГУ)

САМОСТОЯТЕЛЬНЫЕ "МАЛЫЕ ИНТРУЗИИ" И СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ  
ОРУДЕНЕНИЕ ТЕКЕЛИЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (Джунгарский  
Алатау)

В Текелийском рудном поле, объединяющем ряд стратифогмных колчеданных свинцово-цинковых месторождений, широко развиты каледонские самостоятельные "малые интрузии" кварцевых диоритов-габбро-диабазов. Они представлены дайками или телами размером до 0,2 x 0,8 км, имеющими близкое к вмещающим породам простирание и крутое падение. Интрузивы сложены кварцевыми диоритами,



диоритами, диоритовыми и диабазовыми порфиритами, диабазами и габбро-диабазами. В некоторых телах от контактов к центру отмечаются переходы от диоритовых порфиритов к габбро-диабазам.

Основные месторождения рудного поля локализируются в рудовмещающем горизонте текелийской свиты, в его углисто-кремнисто-карбонатных фациях и зонах фациальных переходов. Рудовмещающие породы интенсивно пиритизированы, вплоть до образования существенно серноколчеданных линз. Имеющиеся данные свидетельствуют об осадочном происхождении серноколчеданных руд. Свинцово-цинковое оруденение среди благоприятных фаций распространено не повсеместно. Оно проявлено там, где среди благоприятных для оруденения фаций залегают тела "малых интрузий". Чем разнообразнее петрографический состав этих тел, чем более раскристаллизованы породы, тем оруденение больше по масштабам, рудные тела компактнее, содержания свинца и цинка выше (месторождения Текели, Западное Текели, рудопоявление Чертобай). При залегании "малых интрузий" среди неблагоприятных для оруденения фациальных комплексов в их приконтактных частях отмечается или редкая вкрашенность галенита и сфалерита, или аномальные содержания свинца и цинка. Размещение "малых интрузий" и свинцово-цинкового оруденения контролируется одним и тем же планом тектонических структур. Содержание свинца и особенно цинка в породах "малых интрузий" превышают кларковые.

На месторождении Текели отмечается как пересечение рудных тел дайками этого комплекса, присутствие в них ксенолитов оруденелых пород, так и цементация обломков дайковых пород рудным материалом, пересечение даек рудными прожилками, значительные их гидротермальные изменения. Вблизи некоторых дайковых тел резко возрастают содержания рудных компонентов, особенно цинка. Контакты даек и руд обычно сорваны. Вдоль них развиваются карбонатно-кварцевые прожилки с галенитом, сфалеритом и пиритом, относящиеся к метаморфическому этапу рудообразования. Колчеданные свинцово-цинковые руды и контактирующие с ними тела "малых интрузий" имеют сходный тип диаграмм трещиноватости, одинаковое количество полюсов трещин и их интенсивность.

Приведенные данные свидетельствуют о пространственной (геолого-структурной) связи, временной и геохимической близости свинцово-цинкового оруденения и самостоятельных "малых интрузий".

Поиски слепых рудных тел следует проводить на тех участках, где среди рудовмещающих фаций залегают тела "малых интрузий". В этой связи наиболее перспективным является участок между месторождением Текели и рудопроявлением Чертобай.

Р.А.ДЕГТЯРЕВ  
(Джунгарская ГРЭ ЮГУ)

#### РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ФАЦИИ ТЕКЕЛИЙСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Представления о сингенетичной природе стратиформных свинцово-цинковых месторождений привлекают внимание к изучению рудовмещающих фаций. Стратиформные колчеданные свинцово-цинковые месторождения Текелийского рудного поля размещены в рудовмещающем горизонте нижнепалеозойской текелийской свиты. Горизонт по своему стратиграфическому положению отмечает резкую смену фациальной обстановки при накоплении пород. Углистые, углисто-глинистые сланцы нижней части разреза свиты сменяются песчаниками, конгломератами, доломитами, графито-кремнистыми и известковыми сланцами, известняками. Породы насыщены сернистыми соединениями железа и несколько обеднены С орг.

На востоке рудного поля горизонт сложен песчаниками, туфо-песчаниками, алевролитами, конгломератами, которые можно отнести к прибрежно-мелководным образованиям.

К западу происходит резкая смена фаций. Здесь в составе горизонта чередуются пелитоморфные доломиты, графито-кремнистые, углисто-глинистые сланцы, известняки, отмечаются углистые алевролиты. В составе пород постоянна примесь терригенного материала в виде глинистого вещества, кластических зерен кварца, турмалина, рутила, циркона. Отдельные литологические разности не выдержаны по простиранию и падению. Породы насыщены пиритом. Мощность горизонта значительно варьирует. Формирование пород, очевидно, происходило в лагунно-шельфовой зоне, изобилующей впадинами, ложбинами. В них, при наличии органики, ускоряющей сульфатредукцию, в обстановке сероводородного заражения и низкого окислительно-восстановительного потенциала происходило образование сернистых соединений железа, формирующих серноколчеданные линзы.

В западной части рудного поля рудовмещающий горизонт сложен пелитовыми глинистыми, углисто-глинистыми, известково-глинистыми



сланцами, известняками, пелитоморфными доломитами. Слои более выдержаны по мощности и простиранию. Примесь кластогенного материала незначительна. Степень пиритизации значительно ниже, чем в породах лагунно-шельфовой фациальной зоны. Это дает возможность полагать, что формирование пород происходило в условиях относительно глубоководного шельфа.

Выделенные фациальные комплексы имеют крутое восточное склонение, т.е. современное простирание свиты не совпадает с ориентировкой береговой линии палеобассейна.

Колчеданное свинцово-цинковое оруденение локализуется в отложениях лагунно-шельфовой фациальной зоны (месторождение Западное Текели), в зоне смены их прибрежно-мелководными (месторождения Текели, Жельжота, рудопроявление Чертобай) и отложениями относительно глубоководного шельфа (месторождение Яблоновое). В породах относительно глубоководной фациальной зоны встречается рассеянная вкрапленность галенита и сфалерита, небольшие пиритные линзы. Прибрежно-мелководные отложения не несут ни серноколчеданного, ни свинцово-цинкового оруденения.

Изучение петрографии, геохимии и условий залегания выделенных фациальных комплексов показало, что:

1. формирование пород рудовмещающего горизонта происходило под влиянием подводной газо-гидротермальной деятельности;
2. в отложениях лагунно-шельфовой фациальной зоны, по сравнению с отложениями других фациальных зон, повышены содержания свинца, цинка,  $S_{org.}$ , сульфидной серы, шире спектр постоянно встречаемых элементов.

П.В.ЕРМОЛОВ, Б.А.ДЬЯЧКОВ  
(Алтайская ПСЭ ВКГУ)

#### РУДОНОСНОСТЬ ГЕРЦИНСКИХ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЗАПАДНОГО БОРТА ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

1. Рассматриваемая территория охватывает Жарминскую и Кояндинско-Аркардинскую структурно-формационные зоны Зайсанской складчатой области. Интрузивные породы по времени проявления в тектоно-магматическом цикле разделяются на соскладчатые и послескладчатые. Первые выделяются в саурский комплекс намюрского возраста, вторые расчленяются на пять комплексов: среднекаменноугольный аргимбайский, средне-верхнекаменноугольный салдыринский, верхнека-

менноугольный алтабасский, пермский жарминский и верхнепермский постжарминский.

2. Саурский комплекс (габбро-диорит-гранодиоритовая формация) состоит из габбро-диоритовой, гранодиорит-плаггиогранитовой и жильной фаз. Намурский возраст его принимается на основании прорывания отложений нижнего визе и перекрытия Подгорненского массива отложениями среднего карбона. С интрузиями комплекса связаны хромитовая магматическая, скарново-шеелитовая, кварцево-жильная шеелитовая и кварцево-жильная золоторудная формации.

3. Аргимбайский комплекс (габбро-диабазовая формация) сложен габбро, габбро-диабазами, габбро-диоритами, жильными диабазовыми порфиридами и габбро-сиенитами. С габброидами комплекса генетически связаны проявления ильменитовой позднемагматической и скарновой формаций.

4. Салдырминский комплекс (формация субвулканических гранодиоритов-гранит-порфиров) сложен ортофирами, гранит-порфирами, гранодиоритами, гранодиорит-порфирами. Рудные проявления в связи с салдырминским комплексом не установлены.

5. Алтабасский комплекс (гранодиоритовая формация) состоит из сиенито-гранодиоритовой, гранодиоритовой, гранитовой и жильной фаз. Рудные формации комплекса обладают значительным разнообразием, однако практический интерес представляют лишь золото-молибденовая в зонах березитизации и медно-порфировая формации.

6. Жарминский комплекс (гранитовая формация) сложен биотит-амфиболовыми гранитами первой фазы, лейкократовыми гранитами и граносиенитами второй фазы, мелкозернистыми биотитовыми гранитами III фазы и жильными породами. С гранитами жарминского комплекса ассоциируют проявления редкометально-пегматитовой и редкометально-метасоматической формации.

7. Верхнепермский комплекс (формация постгранитных малых интрузий) представлен региональными дайковыми поясами северо-восточного простирания, сложенными нормальными и щелочными гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами, пироксеновыми сиенит-порфирами, микродиоритами. Из рудных проявлений известны единичные кварцевые прожилки с богатой серебро-полиметаллической минерализацией.

8. Проведенные исследования показали, что в развитии герциевского магматизма западного борта Зайсанской складчатой области отмечается закономерная смена во времени преимущественно основно-отмечается закономерная смена во времени преимущественно основно-го магматизма умеренно-кислым и затем ультракислым, что является



отражением поступательной миграции магматических очагов из нижних горизонтов земной коры в верхние. Причинно с этим связана эволюция рудного процесса, который может быть выражен в следующем виде: Au, W, Ti, Cr (саурский, аргимбайский комплексы), Cu, Au, Mo (алгабасский комплекс), Nb, Zr и др. (жарминский комплекс).

9. При анализе пространственного распределения оруденения выделяется четко выраженная региональная металлогеническая зональность, проявляющаяся в приуроченности медно-золото-титан-хромового оруденения к Кояндинско-Аркардинской, а золото-медно-редкометалльного — к Жарминской структурно-формационным зонам. Имеющиеся в настоящее время данные свидетельствуют, что такая зональность обусловлена закономерным проявлением в регионе двух качественно различных рядов магматических формаций: базальтоидного и смешанного, которые отражают характер тектонического развития и глубинного строения структурно-формационных зон и определяют их петро-металлогеническую сущность.

Г.С.БУКУРОВ  
(Балхашская ГРЭ ЦКГУ)

ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ОСОБЕННОСТЕЙ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ПОИСКОВЫХ РАБОТ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОМ ПРИБАЛХАШЬЕ

I. Развитие магматизма в Северо-западном Прибалхашье подчинено известной схеме разрастания магматического очага: инициальные гипербазиты — синорогенные гранитоиды — позднеорогенные гранитоиды — посторогенные аляскиты (Кузнецов, 1964). Закономерное изменение во времени состава магматитов сопровождается вполне определенной сменой метасоматических фаций. Оруденение, следуя за метасоматитами, накладывается на них. В зависимости от типа метасоматитов предопределяется тип рудных формаций (грейзеновый, скарновый, вторичнокварцитовый и т.п.). При этом в связи с изменением во времени состава магматитов закономерно сменяется их металлогеническая специализация. В результате, в районе проявляются характерные ассоциации магматитов, метасоматитов и оруденения — рудно-магматические системы (табл. ).

Основные рудно-магматические системы Тасарал-Кызылеспинского  
антиклинория и Токрауского синклинория

Рудно-магматические системы	Основные фации прерудных метасоматитов	Важнейшие рудные формации	Характерные рудные стадии
Средне-верхнекарбон- вая гипабиссальная (же- лезо-медно-полиметал- лическая)	Ороговикование, альбитизация, калишпатизация, скарнообразо- вание, амфиболитизация, хлорити- зация, эпидотизация и оквар- цевание	Скарновая  Гидротермально- метасоматиче- ская	Магнетитовая (магнетит-гематито- вая), пиритовая (пирит-арсенипи- ритовая, пирротин-магнетитовая), пирит-халькопиритовая, халькопи- рит-сфалеритовая (сфалеритовая), сфалерит-галенитовая (галенито- вая).
Средне-верхнекарбон- овая вулканоплутони- ческая (золото-медно- молибденово-полиме- таллическая)	Жидкомагматические фации:  оплавление зерен кварца, об- разование пертитов, замеще- ние биотита хлоритом и руд- ным минералом.	Кобальдовая	Пиритовая
	Автометаморфические измене- ния, образование вторичных кварцитов, ороговикование.	Медно-порфи- ровая Кварцево-жил- ная	пирит-халькопиритовая (с молибде- нитом), халькопирит-сфалерит-га- ленитовая, сфалерит-галенитовая, гематитовая, кварц-золоторудная
Верхнекарбонная (медно-молибденовая)	Альбитизация, калишпатиза- ция, грейзенизация и ок- варцевание	Гидротермаль- но-метасомати- ческая Медно-порфи- ровая	пиритовая, пирит-халькопирит-молиб- денитовая (вкрапленная), пирит- халькопирит-молибденитовая (прожилковая), кварц-молибдени- товая.
Нижнепермская (ком- плексная редкометал- ная)	Альбитизация, калишпатиза- ция, грейзенизация и оквар- цевание	Кварцевожилно- грейзеновая Гидротермально- метасоматиче- ская	пиритовая, кварц-молибденитовая, кварц-молибденит-халькопирито- вая, комплексная редкометал- ная (вольфрамит, висмутин и др.).



2. В Северо-Западном Прибалхашье промышленно-важные месторождения обнаруживаются в связи с поздне- и посторогенными интрузивными комплексами. Последние в складчатых образованиях района занимают определенную структурно-тектоническую позицию, благодаря чему представляется возможным выделять площади под постановку поисковых работ. Металлогеническая специализация интрузивных комплексов позволяет ориентировать поиски на тот или иной тип рудных месторождений.

3. Оруденение в объеме рудно-магматических систем формируется стадийно по определенной схеме. Обнаружение в пределах перспективных площадей признаков проявления продуктивных стадий представляет собой ценный поисковый критерий при разведке геофизических и геохимических аномалий.

В.В.КОРОБОВ, Г.И.МАРТЫНОВСКИЙ, С.ИБРАЕВ  
(Алтайская поисково-съёмочная экспедиция ВГУ)

#### ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВОРОШИЛОВСКОЙ И ВЫШЕ-ИВАНОВСКОЙ РУДОНОСНЫХ ЗОН (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

Нами, в процессе поисково-съёмочных работ масштаба 1:50000 (1970г), в высокогорной части Выше-Ивановского хребта были установлены, околонтурены и изучены с поверхности две новые рудоносные зоны: Выше-Ивановская и Ворошиловская. Обе зоны составляют единую сложную рудоносную структуру, пространственно тяготеющую к юго-восточной части Лениногорского рудного поля. В структурном отношении участок представляет собой периклинальное замыкание крупной Громотушинской брахиантиклинали, с падением пород на крыльях от 40 до 70°. Структура погружается в юго-восточном направлении.

В строении рассматриваемой брахиантиклинали принимают участие отложения ильинской и сокольной свит среднего девона и магматические образования среднего девона, нижнего карбона и перми. В составе ильинской свиты преобладают вулканогенно-осадочные образования среднего состава, среди которых значительная роль принадлежит грубообломочным прижерловым фациям. Сокольная свита представлена ритмично-слоистыми песчаниками и алевролитами, частью умеренно карбонатными.

Интрузии среднего девона широко развиты в ядерной части Громотушинской антиклинали. Среди них выделяются два генетических типа.

Первый тип представлен крупными сложнопостроенными телами роговообманковых гранитов, адамеллитов и платиогранитов, переходящих в гранит-порфиры и афировые порфиры в апикальных частях массивов. Гранитоиды сопровождаются жильной серией (кварцевые альбитофиры, диоритовые порфириты). Ко второму типу отнесены субвулканические тела кварцевых альбитофиров, дацитовых порфиров и порфиритов.

Нижекаменноугольные интрузии этилипаритовых и трахилипаритовых порфиров располагаются в зонах крутопадающих разломов.

Пермские интрузии являются пострудными. Они представлены лейкократовыми гранитами, гранит-аплитами, аплитами.

Ворошиловская зона серноколчеданного типа располагается в средней части ильинской свиты согласно со слоистостью пород в периклинальном замыкании Громотушинской брахиантиклинали. Рудная зона имеет мощность от пятидесяти до трехсот метров. Средние содержания свинца, меди и цинка по четырем профилям составляют в сумме от 0,002 до 0,05%. В кровле рудной зоны залегают андезитовые порфириты ильинской свиты, подстилают зону серицитизированные порфиры краевой фации среднедевонских гранитоидов.

Оруденение Выше-Ивановской полиметаллической зоны приурочено к краевым и апикальным частям нижекаменноугольных порфировых интрузий, которые залечивают зону разлома по контакту ильинской и сокольной свит. Рудные зоны в виде отдельных кулис встречаются в породах обеих свит. Мощность отдельных кулис от 10 до 50 метров. Средние содержания свинца, цинка и меди по четырем профилям от 0,2% до 1,18%.

Приведенные данные позволяют рассматривать Выше-Ивановский участок как весьма перспективную площадь на обнаружение медноколчеданных и медно-цинковых полугозалегающих (Ворошиловская зона) и полиметаллических крутопадающих (Выше-Ивановская зона) рудных тел и рекомендовать его в качестве первоочередного объекта для проведения глубинных поисков.



В.И.ФОМИЧЕВ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОИДНЫХ ИНТРУЗИЙ САЯКСКОЙ ГРАБЕН-СИН-  
КЛИНАЛИ (Северное Прибалхашье)

Саякская грабен-синклинали, выполненная туфогенно-осадочными отложениями нижнего-среднего карбона, включает многочисленные рудопроявления и ряд крупных золото-молибденово-медных скарновых месторождений, рассредоточенных на площади 700 км<sup>2</sup>.

В пределах рассматриваемой грабен-синклинали выделены разнообразные по составу и последовательности формирования магматические образования, которые по комплексу петролого-геохимических и структурных признаков объединены в единую вулканоплутоническую формацию. Последняя представлена тремя комплексами: 1/ вулканогенным андезит-базальтовым с субвулканическими интрузиями габбро-диорит-порфиритового состава, 2/ гранодиоритовым и 3/ завершающим гранитным. В составе двух последних комплексов широко развиты породы дайковой серии.

Результаты структурно-геологических, минералого-петрографических, геохимических и других видов исследований позволяют предполагать наличие тесной связи рудной минерализации с формированием указанных интрузивных комплексов Саякской грабен-синклинали. Об этой связи свидетельствуют следующие основные факторы.

1. Проявление в районе двух качественно различных типов оруденения и их тесная пространственная связь с разновозрастными интрузивными комплексами. Гранитоидные интрузивы гранодиоритового комплекса сопровождаются золото-молибденово-медным с кобальтом и никелем оруденением, а гранитного комплекса - вольфрам-молибденовой и слабо проявленной медной минерализацией.

2. Резко различный изотопный состав серы сульфидов двух вышеуказанных типов оруденения. Сульфидная минерализация, ассоциирующая с гранодиоритовым комплексом, имеет  $\delta S^{34}_{\text{ср.}} = -0,26 (-0,20 \pm -0,34)$ , а сопровождающая гранитный комплекс -  $\delta S^{34}_{\text{ср.}} = +0,22 (+0,10 \pm +0,42)$ .

3. Четко выраженная горизонтальная зональность в расположении рудно-метасоматических образований относительно гранодиоритовых массивов.

4. Тесная переметаемость золото-молибденово-медного и вольфрам-молибденового типов оруденения с породами дайковой серии.

5. Близость времени и глубины проявления оруденения и гранитоидных интрузивов. Формирование рудно-метасоматических образований и интрузивных массивов происходило в гипабиссальных условиях.

6. Локализация золото-молибденово-медной минерализации как в скарних и апоскарних, развитых в контактовом ореоле гранодиоритовых интрузивов, так и среди самих гранодиоритов в кварцево-турмалиновых жилах и зонах повышенной трещиноватости, на основании чего выделены три пространственно разобщенных типа оруденения: а/ скарново-рудный (Саяк I, Саяк III-Гастау, Саяк II, Саяк IV, Жамбас), б/ кварцево-турмалиново-хильный (Саяк V, Беркара), в/ вкрапленно-прожилковый в гранодиоритах (Жумбак, Саяк II-интрузивный). Эти типы оруденения являются синхронными и генетически тесно связанными образованиями (Фомичев, 1968).

7. Отсутствие рудопроявлений и металлометрических ореолов в слагающих Саякскую грабен-синкливаль туфогенно-осадочных породах вне контактового воздействия гранитоидных интрузий.

8. Геохимическое родство собственно интрузивных и хильных пород, а также связанных с ними руднометасоматических образований.

9. Сходный спектр элементов-примесей акцессорного магнетита в интрузивных породах и магнетита в магнетитовых рудах.

А.М.МАЙСУРАДЗЕ

(Центральная геохимическая партия ЦКРУ)

О ВУЛКАНОГЕННОЙ ПРИРОДЕ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ  
В БЕСШОКИНСКОЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ  
(Северное Прибалхашье)

1. Бесшокинская вулканоплутоническая структура позднепалеозойского возраста расположена в западной части Токрауского синклинория на границе с Северо-Балхашским антиклинорием.

2. В её строении участвуют следующие осадочно-эффузивные комплексы: а/ песчано-сланцевая толща турне-визейского возраста, составляющая северо-западное крыло Кусакской антиклинали; б/ осадочно-эффузивная (дацитовая) карайлинская свита визе-павловского возраста, которая несогласно перекрывает турнейские адевролиты и песчаники, слагающая южное крыло Бесшокинской синклинали;



в/ эффузивная (дацито-андезитовая) калмакемельская свита средне-карбонového возраста (несогласно лежит на каркаралинской свите и выполняет мульдовые части Бешокинской синклинали, северо-восточного простирания); г/ эффузивная (дацито-липаритовая) керегетасская свита средне-позднекарбонového возраста, представлена жерловинами и покровами, которые пятнами несогласно перекрывают все нижележащие карбонové образования.

3. Интрузии топарского среднекарбонového диорит-гранодиорит-сиенитового комплекса окаймляют Бешокинскую синклинали и отдельными пятнами выходят в её центральной части. Они перекрываются эффузивами керегетасской свиты и прорываются породами их жерловой фации.

Джаксытогалинский пермский комплекс малых интрузий и даек представлен сиенит-порфирами, гранит-порфирами, мелкозернистыми диоритами и кварц-диоритовыми порфиритами.

4. Предыдущими исследователями медно-порфировое оруденение в районе связывалось с гидротермальной деятельностью топарского интрузивного комплекса.

5. Нами, в процессе поисковых работ установлена генетическая связь этого оруденения со средне-позднекарбонovým вулканизмом керегетасской свиты на основании следующих фактов: а/ в пределах Бешокинской структуры широко проявлены процессы вторичного окварцевания пород, сингенетично связанные с разновозрастным вулканизмом; массивы вторичных кварцитов приурочены к остаткам вулканов, жерловинам и субвулканическим интрузиям; б/ вторичные кварциты по субвулканическим интрузиям керегетасской свиты гранодиорит-гранитного состава несут повышенную медно-молибденовую минерализацию; максимальная концентрация медно-порфирового оруденения наблюдается в эндоконтактных частях субвулканических интрузий.

В.И.ФОМИЧЕВ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### ЗОНАЛЬНОСТЬ ОРУДНЕНИЯ В СКАРНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ САЯКСКОЙ ГРУППЫ

Скарновые месторождения Саякской группы характеризуются комплексной рудной минерализацией. В них наряду с медью, молибденом и золотом, составляющими основную ценность руд района, присутствуют висмут, теллур, селен, серебро, кобальт, никель, мышьяк, сурьма, свинец и цинк. В процессе формирования руд выделяется четыре

последовательных парагенетических минеральных ассоциаций: золото-арсениpirit-кобальтиновая (с золотом I генерации), золото-висмутово-халькопирит-пирротиновая (с золотом II), золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовая (с золотом III) и галенит-сфалеритовая. Каждая из ассоциаций тесно связана и пространственно совмещена с определенными зонами метасоматически преобразованных пород.

В рудных полях месторождений выделяется четыре рудометасоматические зоны: внутренняя гранатовая с золото-виттихенит-молибденит-борнит-халькопиритовыми рудами, средняя эпидот-актинолитовая с золото-висмутово-халькопирит-пирротиновым оруденением, внешняя кварц-кальцит-хлоритовая с золото-герсдорфит-арсениpirit-кобальтиновой минерализацией и жильная кварц-кальцит-хлоритовая с галенит-сфалеритовой минерализацией.

Характерна резко выраженная дифференциация и качественное отличие руд в метасоматических зонах. Во внутренней скарновой зоне сконцентрирована основная масса медных руд с золотом, молибденом, висмутом и селеном. Средняя зона отличается значительно меньшими масштабами медного оруденения и несколько повышенной концентрацией золота, висмута и теллура. Внешняя зона по сравнению с двумя предыдущими обогащена кобальтом, мышьяком, никелем и особенно золотом. По содержанию и концентрации золота эта зона может быть названа золоторудной. В направлении от внутренней к внешней зоне отмечается повышение пробности золота и уменьшение размеров вкрапления от крупнокристаллически различных (золото III) до тонкораспыленных микровключений (золото I).

Приуроченность высоких концентраций золота к внешним метасоматическим зонам характерна и для других скарновых месторождений Казхстана, в связи с чем вполне возможен пропуск повышенных концентраций его во внешних зонах рудных полей, которые из-за отсутствия или слабого проявления в них профилирующего для месторождения оруденения, как правило, оказываются не оцененными на золото.



А. П. ГУЛЯЕВ <sup>АН</sup>  
(Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева КазССР)

## О ВОЗМОЖНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ ИЗВЕСТКОВЫХ СКАРНОВ В МАГМАТИЧЕСКИЙ ЭТАП

Известковые скарны считаются типичными постмагматическими образованиями (Коржинский, 1953; Жариков, 1968). При изучении месторождения скарново-грейзеновой формации в Казахстане, нами получены данные, свидетельствующие о возможности формирования известковых скарнов в магматический этап под воздействием растворов, отделившихся от жидкой магмы до ее кристаллизации.

Редкометальное оруденение (Sn, W и др.) и метасоматиты месторождения тесно ассоциируют с крупнопадающим дайкообразным телом мелкозернистых гранитов, интрузирующих по крупному разлому карбонатно-сланцевую толщу кембрия. Скарны, связанные с гранитами, относятся к контактово-инфильтрационному типу. Они слагают немногочисленные мелкие жильные и линзовидные тела, образованные по известнякам на контакте с гранитами, признаки скарнирования которых отсутствуют. Главными скарновыми минералами являются пироксены ряда диопсид-геденбергит (30-50% геденбергитовой молекулы), гранаты гроссуляр-андрадитового состава и везувиян. Взаимоотношения между гранитами и скарнами указывают на постскарновое формирование гранитов, что подтверждается: а/ резким "срезанием" скарновых тел гранитами при рвущем характере контакта, б/ пересечением скарнов мелкими апофизами гранитов, в/ отсутствием признаков скарнирования гранитов в контактах со скарнами, независимо от морфологии контакта, г/ пересечением скарнов ранними кварц-полевошпатовыми жилами, являющимися продолжением по восстанию апофиз гранитов и т.д. Эти факты, в совокупности с установленной парагенетической связью скарнов с гранитами, позволяют предполагать возможность формирования скарнов в магматический этап. Экспериментальные данные по растворимости летучих компонентов в силикатных расплавах гранитного состава при различных T и P, по условиям их отделения от некристаллизующейся системы (Хитаров и др., 1967 и др.) и геологическая интерпретация этих данных показывают теоретическую возможность образования известковых скарнов в магматический этап.

Ю.И.ВЕРЕНЦОВ, П.И.ПОЛТОРЫХИН

(Восточно-Казахстанское геологическое управление)

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНЕЗИСА ЖАНАНСКОЙ  
ЗОЛОТОНОСНОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ В КАЛБЕ

Жананская тектоническая зона - крупный (прослеживаемый на десятки км) еще слабо изученный разрывной элемент золоторудного пояса Калбы, проявившийся в верхних структурных этапах в виде узкого грабена. По размеру, строению, характеру проявления вулканоплутонического магматизма, гидротермального метаморфизма и связанного с ним сульфидно-вкрапленного оруденения Жананская зона сопоставима с Кызыловской - наиболее рудоносной и хорошо изученной и представлена серией северо-западных ( $320-340^{\circ}$ ), часто пересекающихся, крутопадающих ( $70-80^{\circ}$  на СЗ) разрывов, сопровождаемых расщеплением, будинанием, смятием вмещающих средне-верхнекарбонных эффузивно-осадочных пород. Амплитуды горизонтальных и вертикальных смещений по главным разрывам (обусловленные блоковыми перемещениями) составляют сотни метров. Зона контролирует проявление верхнепалеозойского (видимо нижнепермского) вулканоплутонического комплекса (субвулканические тела и дайки среднего, субщелочного и кислого состава), постмагматического гидротермального метаморфизма (окварцевание, карбонатизация, серицитизация, хлоритизация, альбитизация, графитизация) и связанного с ним сульфидного вкрапленного оруденения в эффузивно-осадочных породах (тончайшая вкрапленность пирита, арсенопирита, антимонита, реже золота и других минералов), в сумме обычно составляющих 4-5% от общей массы руды. Интенсивность оруденения эффузивно-осадочных пород всегда зависит от интенсивности их гидротермального изменения. Наблюдается четкая приуроченность рудных тел, а также магматических образований к главным разрывам, узлам пересечения разнонаправленных разломов, наиболее дислоцированным, а также благоприятным для гидротермального метасоматоза пачкам пород и тесная пространственная и, видимо, парагенетическая связь оруденения с верхнепалеозойским вулканоплутоническим комплексом. По геолого-геофизическим данным Жананская тектоническая зона на глубину прослеживается до 8-10 км, при этом с глубиной увеличивается насыщенность ее магматическими образованиями. Основная масса золота в виде субмикроскопической и дисперсной механической примеси находится в главных рудных минералах - пирите и арсенопирите, располагаясь в них (вместе с микровключениями бледных руд, галенита



и других) по зонам роста и микротрещинкам. В кварцевых прожилках, составляющих незначительную часть от общей массы руды, устанавливается свободное, более крупное золото. Выделяется несколько генераций кварца, а также сульфидов, свидетельствующих о многостадийном характере рудоносного гидротермального метаморфизма, сопровождавшего проявление вулканоплутонической формации и протекавшего на незначительной глубине, при температуре от 120–150° до 350–450°. Наиболее тесная корреляционная связь золота с мышьяком и серебром. На пирит-арсенопиритовые золотоносные руды наложено антимонитовое, менее золотоносное оруденение. Перспективное оруденение Жананской тектонической зоны, в генетическом и возрастном отношении увязывается с оруденением Кызыловской и Миялинской зон и заслуживает детального изучения и общей перспективной оценки. Заслуживает внимания и детального изучения связь оруденения с вулканоплутоническими формациями и наличие более интенсивной золотоносности (в сравнении с известными рудоносными зонами) сурьмяных руд. Жананская тектоническая зона это новый крупный объект для постановки поисково-съемочных, геофизических, геохимических и поисково-разведочных работ, которые следует проводить с учетом поисковых критериев, установленных в Кызыловской зоне смятия.

В.Н.МАТВИЕНКО, Ю.С.ПАРИЛОВ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### ОСОБЕННОСТИ НАКОПЛЕНИЯ ПРОМЫШЛЕННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА В ЗОНАХ ОКИСЛЕНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦЕНТРАЛЬНОГО И ЗАПАДНОГО КАЗАХСТАНА

1. Процессам миграции и концентрации золота и серебра в зонах окисления колчеданных месторождений посвящена обширная литература. Тем не менее, полученный по ряду месторождений (Майкаин С. в Центральном Казахстане, Жиланды, Аклюк и др. в Мугоджарах) материал позволяет высказать некоторые дополнительные сведения об условиях накопления промышленных концентраций указанных металлов в зонах окисления.

2. Вмещающими породами рудного тела Майкаин С. являются вторичные кварциты и кварц-серицитовые сланцы, а на месторождениях Мугоджар — зеленокаменно измененные базальты, андезитобазальты. Рудные тела сложены тонкозернистым пиритом (на 80%) с незначительным ю-

личеством халькопирита, борнита, марказита, арсенопирита, галенита и сфалерита. На Майкаине С. широко развиты кроме того кварц и барит. Первичные руды бедны благородными металлами: содержания золота — десятки доли г/т, серебра — не более 10-15 г/т. Мощность зон окисления различная: на Майкаине С. она составляет около 70 м, на месторождениях Мугоджар — не превышает 30 м.

Зона окисления Майкаина С. — датируется как триас-юрская с неоднократным подновлением в последующие периоды, на месторождениях Мугоджар — послеверхнеозоценовая. Кислотный режим, способствующий гипергенному изменению пород и руд, различный: на Майкаине величина pH ниже 2,0, на месторождениях Мугоджар — 3-3,5.

3. Физико-химические условия, характер вмещающих пород и многоэтапность формирования зоны окисления вызвали некоторую разницу в ее вертикальной зональности. На Майкаине С. она выражается сменой следующих образований (вверх от зоны вторичного сульфидного обогащения): горизонт колчеданной сыпучки — горизонт, обогащенный сапунитом — горизонт, обогащенный самородной серой — горизонт кварц-баритовой сыпучки — горизонт ярозитов — горизонт окислов и гидроокислов железа — горизонт поверхностного обрушения. На месторождениях Мугоджар выше зоны вторичного сульфидного обогащения располагаются горизонты: колчеданной сыпучки — кремнистой сыпучки — кремнистых "губок" — ярозитов-опалоярозитов — опалов-окислов и гидроокислов железа.

4. Распределение Au и Ag во всех горизонтах окисления колчеданных руд подчиняется логнормальному закону. В большинстве горизонтов относительные изменения концентраций обоих металлов ( $S^{21n}$ ) для Au и Ag неодинаковы. Выяснение связи между Ag и Au методом графической корреляции структуры двумерного распределения показало наличие весьма сложных зависимостей между ними, которые аппроксимируются параболой второго порядка. Их ветви чаще ориентированы в направлении увеличения концентраций обоих металлов, что объясняет двоякое распространение металлов в первичных рудах: в самородном виде и в качестве изоморфных примесей в сульфидах.

5. Миграция золота и серебра в начальные этапы развития зоны окисления происходила главным образом в виде сульфатов, а на современной стадии — в виде хлоридов. Сульфатная форма миграции Ag и Au объясняет скопление их больших концентраций только в нижних горизонтах зон окисления.



6. Анализ материала по мугоджарским месторождениям и Майкаину С. свидетельствует об общности процессов миграция и концентрации Au и Ag в зонах окисления независимо от состава вмещающих рудные тела пород. Промышленное значение гипергенных продуктов определяется, главным образом, содержанием благородных металлов в первичных рудах и длительностью формирования зон окисления.

Е.А.ГРЕДЮШКО, И.А.РОТАРАШ  
(Алтайская ПСЭ ВКГУ)

#### ВЛИЯНИЕ НЕОТЕКТОНИКИ НА ПОЛОЖЕНИЕ ЗОН ВТОРИЧНОГО ОБОГАЩЕНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛБЫ

1. В практике поисково-оценочных и эксплуатационных работ золоторудных месторождений Калбы укоренилось представление об отсутствии или очень незначительном проявлении вторичного обогащения золотом рудных тел под воздействием гипергенных процессов. Известно, что большинство золоторудных кварцевых жил района отличались высоким содержанием золота именно на верхнем горизонте (до 15-10 м от поверхности). Мало вероятно, что на современном эрозионном срезе одновременно вскрыты все первичные обогащенные участки, если учесть, что различные месторождения находятся в пределах участков с различным геоморфологическим строением и в тектонических блоках с неодинаковой амплитудой перемещения. Причины, приведшие к обогащению золотом верхних горизонтов, очевидно, следует искать в явлениях гипергенной миграции с образованием зон вторичного обогащения.

2. На основании статистической обработки многих тысяч проб и данных многолетней добычи руды и металла, и среднего содержания последнего по отдельным месторождениям предпринята попытка дать количественную оценку этого явления. С этой целью использован показатель интенсивности золотого оруденения ( $J$ ), представляющий собой "отношение среднего содержания металла по любому участку рудного тела (рудному столбу, блоку) к среднему валовому содержанию того же металла по рудному телу в целом". (Альбов, 1960).

3. В Северо-Западной Калбе развит мел-палеогеновый слабо расчлененный рельеф с остатками древней каолиновой коры выветривания, свидетельствующий о крайне слабой тектонической активнос-

ти в неоген-четвертичное время. На золоторудных месторождениях кварцево-жильного типа горизонтальный пояс вторичного обогащения начинается с дневной поверхности и прослеживается на глубину 15-20 м. Здесь  $J = 3,5-4$  (Казан-Чункурское месторождение). С глубиной  $J$  понижается до 0,3-0,5. На золоторудных месторождениях типа минерализованных зон (Миялы, Большевик, Бақырчик), ввиду высокой трещиноватости и разрыхленности рудных зон, широко развита ливневая кора выветривания. До глубины 10-15 м  $J = 0,1-0,2$  и меньше, что свидетельствует о выщелачивании золота с поверхности. Зона вторичного обогащения отмечается на глубине 30-60 м, где  $J = 1,4-1,6$ . Месторождения этого района подвергались незначительной денудации, горизонтальный пояс вторичного обогащения сохранился почти полностью. Россыльные месторождения золота отсутствуют.

4. Юго-Восточная часть территории Калбы (бассейн рек Сенташ, Даубай, Бол.Буконь, Кулуджуа) в неоген-четвертичное время претерпела значительные поднятия, рельеф сильно расчленен, древняя кора выветривания практически вся смыта. Золоторудные месторождения приурочены здесь к высоко поднятым блокам (Сенташское, Теректинское и др.) или непосредственно к тектоническим уступам (Баладжальское, Даубайское, Джумбинское и др.). Большая часть зоны вторичного обогащения, очевидно, разрушена. Показатель интенсивности оруденения не превышает 1,3 (Сенташское)-2 (Баладжальское); в опущенных блоках (Южное Ашалы) в зоне окисления минерализованных пород до глубины 20-30 м золото выщелочено ( $J = 0-0,2$ ). Пояс вторичного обогащения здесь отмечается на глубине 40-50 м ( $J = 2,1$ ).

5. Итак, зоны вторичного обогащения золоторудных месторождений находится в прямой зависимости от новейшей тектоники района, степени сохранности древней коры выветривания и относительного перемещения отдельных блоков. В этом отношении поисковый интерес представляют рудопроявления, расположенные в опущенных блоках, на площади которых сохранилась древняя кора выветривания. К последним относятся рудопроявления Четырехлетка, Кокжайдак, Томаши, Канайка, Чили, северо-западная часть Мананско-Чинраусской зоны разломов и другие участки. Здесь зону вторичного золотого обогащения можно ожидать на глубине 40-70 м.



А.М.МЫСНИК  
(Алтайская ПСЭ ВКГУ)

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНТНОГО АНАЛИЗА ДЛЯ  
ВЫЯВЛЕНИЯ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
КАЛБЫ

При исследовании месторождений Кулуджунского, Джумбинского и Лайлинского золоторудных узлов нами установлено, что наряду с выявлением зональности ассоциирующих минеральных комплексов, изменений типоморфных особенностей кварца, карбонатов, золотосодержащих сульфидов и других признаков, важное значение имеет установление зональности термолюминесцентных свойств руд и околорудно измененных пород.

Термолюминесцентные свойства обнаруживают жильный кварц, золотосодержащие кварциты, листвениты, березиты и неизмененные рудовмещающие породы. Указанные подразделения пород различаются формой кривых термосвечения, относительным температурным режимом, интенсивностью термолюминесценции и энергетическим уровнем активации дефектов в кристаллической решетке золотоносного кварца.

1. Характер кривых термосвечения. Образцы кварца месторождений разных глубин формирования имеют разное количество и относительную высоту максимумов термосвечения, соответствующих одному, двум и более уровням захвата электронов в дефектах кристаллических решеток рудных минералов. Наиболее сложная форма кривых термосвечения присуща кварцу из зон с совмещением ранних и поздних продуктивных ассоциаций. Основные отличия рудного кварца разных уровней глубинности формирования заключаются в наличии первого низкотемпературного ( $130-170^{\circ}\text{C}$ ) или высокотемпературного ( $250-310^{\circ}\text{C}$ ) максимума термосвечения. При этом высокотемпературный максимум термолюминесценции обнаруживается в кварце на нижних и средних уровнях рудной колонны в зоне золото-сульфидного оруденения (месторождения Бригаданное, Лайлы, Кулуджун, Занинское), а низкотемпературный первый максимум характерен для золотоносного кварца верхних горизонтов оруденелых прожилковых зон и рудных жил с наложенной полисульфидной и сурьмяной минерализацией (рудные поля Джумба, Теректы, Колчеданное и др.).

2. Энергия активации дефектов. Метасоматический кварц глубинных и средних уровней (200-400 м) отличается устойчивыми, низкими величинами энергии активации дефектов, не превышающими 1,51-1,92 э-в. В противоположность этому, для близповерхностного кварца прожилковых зон и жил с сурьмяной минерализацией характерна более высокая энергия ловушек, составляющая в среднем 2,46-3,70 э-в. Такие различия, очевидно, обусловлены условиями роста кристаллов. При кристаллизации кварца на нижних и средних горизонтах глубинности месторождений в процессе метасоматического замещения боковых пород и относительно стабилизированном температурном режиме возникают условия, благоприятные для отложения крупнокристаллического слабозолотоносного кварца с небольшим количеством дефектов в кристаллической решетке. В отличие от этого, при собственно гидротермальном рудообразовании на верхних горизонтах рудных залежей отлагается микрозернистый, халцедоновидный кварц с большим количеством дефектов и глубокими уровнями захвата электронов.

3. Интенсивность термолуминесценции. Различиями условий зарождения и роста кристаллов кварца обусловлена разная величина интенсивности термосвечения:

а/ золото-сульфидные жилы минерализованных зон, кварциты, листвениты в максимумах термолуминесценции обнаруживают наименьшую интенсивность термосвечения, не превышающую 26-37 условных единиц;

б/ гидротермально-метасоматический кварц средних уровней рудной колонны характеризуется интенсивностью свечения от 58 до 75 усл.ед.;

в/ кварц с полисульфидным и сурьмяным оруденением, сформированный в близповерхностных условиях, имеет интенсивность свечения 210-395 условных единиц.

Указанные признаки термолуминесценции золотоносного кварца могут применяться для суждения о величине эрозионного среза на изучаемых месторождениях и рудных полях.



А.М.МЫСНИК, Ю.И.ВЕРЕНЦОВ, А.Т.БРЮХАНОВ  
(Алтайская ПСЭ ВКГУ)

НОВЫЙ ТИП ЗОЛОТО-СУРЬМЯНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЖАНА-  
СЕМЕЙСКОМ РАЙОНЕ (Восточный Казахстан)

До недавнего времени считалось, что известные в нашей стране сурьмяные месторождения локализованы большей частью в осадочных и метаморфических породах палеозоя (кварц-флюорит-антимонитовая формация) или связаны с горячими минеральными источниками в областях молодой вулканической деятельности (сложные по минеральному составу феррарит-антимонитовые месторождения с теллуридами золота).

Геологическими исследованиями последних лет на территории Жана-Семейского района выявлены проявления золото-сульфидного и сурьмяного оруденения, тесно связанного с липарит-дацитовыми и дацит-андезитовыми формациями верхнего палеозоя (месторождения Жанан, Алимбет, рудопроявления Пикетное, Чинрауское и др.). Месторождения приурочены к разрывам оперения Жананского и Чинрауского региональных разломов и сосредоточены в пределах узкого (2-4 км) пояса золото-сурьмяной минерализации в осевой зоне Чинрауской грабен-синклинали и вдоль её юго-западного борта.

Основными структурными элементами, влияющими на размещение рудных полей, являются продольные по отношению к складчатым структурам разрывные нарушения северо-западного простирания и участки пересечения их широтными разрывами. В узлах таких пересечений широко развиты линейно вытянутые, плитовидные и штокообразные субвулканические тела дацитов и диоритовых порфиритов. Они тесно связаны с лавами и в ряде случаев наследуют подводящие каналы последних. С субинтрузивными образованиями пространственно ассоциируют почти все известные к настоящему времени рудные проявления, среди которых по возрастным соотношениям и минеральным особенностям выделяется два типа оруденения: золото-сульфидный и сурьмяный.

Золото-сульфидный тип минерализации проявлен на рудопроявлениях Пикетное, Чинрауское и на Южном участке месторождения Алимбет. Оруденение локализуется в субинтрузивных дацитах, андезитодацитах. Рудная минерализация сосредоточена в зонах тектонической

трещиноватости и дробления мощностью 0,1 - 0,3 км.

Боковые породы лиственитизированы, окварцованы и импрегнированы метакристаллами золотоносного пирита и арсенопирита в ассоциации с субмикроскопическим золотом. По морфологическим особенностям и текстурам руд минерализация сходна с широко известным на Калбе оруденением типа минерализованных зон.

Сурьмяный тип оруденения развит на месторождениях Жанан (Центральная зона) и Алимбет. На рудном поле Алимбет субинтрузивное тело дацитов на площади 0,2-0,3 x 1,2 км подвержено обшему катаклазу и штокверковому окварцеванию с прожилковой и вкрапленной минерализацией пирита и арсенопирита. Выделяется три субпараллельные зоны катаклаза и тектонического брекчирования мощностью 20-40 м, в которых заключена золото-сурьмяная и существенно сурьмяная минерализация. Рудные интервалы густо насыщены тонкими (1-2 мм) кварц-антимонитовыми прожилками или представляют собой оруденелую брекчию, в которой обломки нацело окварцованных дацитов сцементированы антимонитом.

Р.Г.ГЛУХОВ

(Мечетная ГРЭ СКГУ)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ, МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЙ СОСТАВ  
РУД И ГЕНЕЗИС АККАРГИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА

Аккаргинское месторождение золота находится на Южном Урале. В пределах рудного поля развиты углисто-глинистые сланцы нижнепалеозойского возраста и серпентиниты Восточно-Аккаргинского массива, в контактовой части которых проходит Дзетыгаринский глубинный разлом. Многократные тектонические подвижки способствовали внедрению даек габбро и диоритовых порфиритов, залегающих в эндоконтакте массива. Серпентиниты под воздействием гидротермальных растворов превращены в тальк-карбонатные породы и листвениты. Мощность зоны гидротермального изменения достигает 100-150 м. Дайки, как правило, разгнейсованы, широко проявлена альбитизация, хлоритизация, меньше окварцевание и карбонатизация с минерализацией пирита. Сланцы окварцованы, серицитизированы и карбонатизированы.

Оруденение развито в узкой приконтактной полосе углисто-глинистых сланцев и приурочено к зонам окварцевания. Последние



представляют собой совокупность маломощных кварцевых прожилков, развитых по системе трещин скальвания, совпадающих со слоистостью пород или секущих её под углами  $10-20^{\circ}$ , имеют мощность пять - тридцать метров. В разрезе зоны окварцевания являются оперяющими по отношению к основному разлому. Рудная минерализация представлена золотоносным пиритом (1-3%) и самородным золотом. Пробность золота 470-790. Размер золотинок 0,1-0,6 мм. Примеси представлены серебром (15-20%), никелем (5-9%), кобальтом (0,2-0,4%). Содержание золота в пирите 150-370 г/т. В виде примеси пирит содержит мышьяк, медь, цинк, свинец (0,3-1,0%), никель, кобальт, серебро (0,01-0,08%).

До глубины 50-70 м развита зона вторичного золотого обогащения. Оруденение пространственно связано с участками развития дайкового комплекса, сталькования и лиственизации серпентинитов. С последними процессами связан вынос никеля, кобальта, частично хрома, возможно, золота и перетложение их в рудосодержащие зоны окварцевания. Залегание рудных тел в оперяющих основной разлом зонах окварцевания, имеющих в плане согласное залегание с вмещающими сланцами, свидетельствует о сбросо-взбросовом характере тектонических движений в приконтактной зоне серпентинитов со сланцами, на основании чего делается вывод о кулисообразном залегании рудных тел в разрезе и о развитии оруденения на глубину.

В.С.АКСЕНОВ, С.А.СОЛТАН, В.А.БЫЧКОВ

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР,  
Зыряновская ГРЭ ВКТУ)

#### ЗОЛОТО В ЗЫРЯНОВСКОМ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

1. Золото обнаруживается во всех типах руд Зыряновского месторождения. Вместе со свинцом, цинком и медью оно определяет основную ценность руд.

2. По архивным данным самородное золото чаще встречалось в окисленных рудах в виде пластинок и зерен величиной с горошину. Более поздние данные подтверждают это мнение. В штуфах окисленных руд пятого горизонта часто отмечалось золото в форме угловатых зерен пластинок и корочек величиной до 5 мм, выполняющих межзерновое пространство в агрегате смитсонита, малахита и лимонита.

3. В первичных рудах золото - редкий минерал. Зерна величиной в десятки и сотни микрон наблюдаются в поле галенита, пирита или на границе сраставшихся сульфидов - галенита, халькопирита, блеклой руды, сфалерита, пирита. Значительно реже вкрапленники золота отмечаются в поле сфалерита, халькопирита и блеклой руды.

4. Руды образованы в две стадии: серноколчеданную, когда в зонах расланцевания отложилась подавляющая часть пирита, и полиметаллическую, ознаменованную отложением жильных тел сплошных мелкозернистых сульфидов и образованием обширных зон прожилково-вкрапленных руд. В завершение полиметаллической стадии образованы крупнокристаллические полиметаллические руды в виде кварц-кальцит-сульфидных жил.

5. Золото присутствует в рудных минералах всех указанных типов руд, что свидетельствует о привносе его в рудолокализирующую структуру в течение длительного времени.

6. Наиболее значительные концентрации золота сосредоточены в галенитах сплошных мелкозернистых руд, что предполагает максимум привноса золота во время формирования этих руд и отложение его в конце их кристаллизации вместе с галенитом.

7. Результаты количественного химического анализа 215 мономинеральных проб сульфидов на золото в виде средних содержаний (г/т) приводятся в таблице:

Минералы (в порядке их отложения)	Типы руд		
	Сплошные	Вкрапленные	Крупнокристаллические
П и р и т	3.6	3.7	1.2
Сфалерит	0.6	0.1	1.8
Халькопирит	0.7	0.5	1.5
Галенит	16.2	6.0	2.8

8. Более высокие содержания золота в пиритах, по сравнению с концентрациями его в халькопиритах и сфалеритах, объясняются тем, что часть пиритов кристаллизовалась (в виде метакристаллов) позже отложения сфалеритов, халькопиритов и даже галенитов. Поздние пириты согласно микроскопических исследований руд, значительно обогащены золотом, что существенно влияет на средние содержания элемента в пиритах в целом.



9. Большинство рентгеноспектрально (на микроанализаторе) проанализированных вкрапленников золота представляют собой естественный сплав золота с серебром.

10. Незначительная часть золота присутствует в "невидимой" форме, возможно в виде твердых растворов или ультрамикроскопически малых частиц, в блеклых рудах и гесситах.

11. Золото имеет преимущественно логнормальное распределение в рудах и минералах.

В.В. ДАНЧЕВ, В.Е. ФЛЕРОВ  
(Джунгарская ГРЭ ЮГУ)

#### КОРРЕЛЯЦИОННЫЙ АНАЛИЗ И ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ЕГО С ЦЕЛЬЮ ОПРЕДЕЛЕНИЯ УРОВНЯ ЭРОЗИОННОГО СРЕЗА ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРНОЙ ДЖУНГАРИИ

Месторождения и рудопроявления золота северной части Джунгарского Алатау в большинстве своем принадлежат к так называемой кварцево-золоторудной формации. Проведенными исследованиями выделено в этой формации два типа золотосодержащих кварцевых жил, различающихся по пространственному положению, минералогическому составу и характеру корреляционных связей элементов. К первому типу принадлежат кварцевые жилы субширотного, реже северо-восточного простирания, характеризующиеся довольно слабой сульфидной минерализацией и отсутствием прямой корреляционной связи между золотом и сульфидами. Кварцевые жилы второго типа ориентированы в близмеридиональном направлении, в значительной степени минерализованы и имеют прямую корреляционную связь золота с сульфидами.

Для изучения связи золота с элементами-спутниками были построены графики содержаний золота, серебра, свинца и меди по всем исследуемым объектам на разных гипсометрических уровнях и проведен корреляционный анализ.

По графикам установлена отчетливая синхронизация содержаний золота и элементов-спутников, что свидетельствует о явной их взаимосвязи.

Корреляционным анализом исследованы характер и сила связей между различными парами элементов: золото-серебро, золото-свинец, золото-медь, свинец-медь, свинец-серебро, серебро-медь. По величинам коэффициентов порядковой корреляции и критическим значениям

сумм квадратов разностей порядковых номеров установлено следующее:

а/ Для золотосодержащих жил первого типа:

1. Связь между тремя первыми парами элементов признана несущественной.

2. Несущественная корреляционная связь установлена между серебром и медью.

3. Значимая и существенно положительная связь признана между свинцом и медью.

б/ Для золотосодержащих жил второго типа:

1. Существенная положительная корреляционная связь между пятью парами элементов (золото-серебро, золото-свинец, золото-медь, свинец-медь, серебро-медь).

2. Изменение числовых значений коэффициентов корреляции с глубиной между золотом и элементами-спутниками, а также свинцом и медью.

На месторождении Турсун-Туре на горизонте 1400 м коэффициент корреляции для пары свинец-медь 0,60, а на горизонте 1360 м -0,30, на месторождении Тастыбиень на таком же перепаде высот по рудному телу он изменяется от 0,61 до 0,40.

Полагая, что для большинства детально изученных месторождений значения коэффициентов корреляции изменяются от близких к 1 в верхних частях рудных тел до 0 или минусовых значений в нижних частях, можно предположить, что месторождения Турсун-Туре и Тастыбиень (первый тип жил) вскрыты современным эрозионным срезом в средней части.

Золоторудные проявления второго типа (месторождения Кызыл и Яго-западное) вскрыты эрозией в верхней части - коэффициенты корреляции для пары золото-серебро с глубиной в 45 м изменяется от 0,85 до 0,72, для пары золото-свинец от 0,74 до 0,56.

Проведенный корреляционный анализ позволяет приблизительно устанавливать уровень эрозионного среза золоторудных тел и предварительно оценивать их перспективы, а также проводить поиски месторождений золота по элементам-спутникам.



Ф.Г.ГУБАЙДУЛИН, Э.А.БАЙЛИЛЬДИН

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

## О НОВОМ ТИПЕ БЕРИЛЛИЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В КАЗАХСТАНЕ

Известные бериллиевые рудопоявления Казахстана относятся к грейзеновой и кварцево-жильно-грейзеновой формациям и генетически связаны с пермскими гранитными интрузивами. Наряду с грейзеновыми месторождениями в одном из районов Казахстана встречаются бериллиевые рудопоявления, связанные с субвулканическими кварцевыми порфирами среднего девона. Последние приурочены к региональной зоне разломов северо-западного простирания. В восточной части рудного поля развиты биотитовые граниты нижнего-среднего девона (Михайлов, 1967), имеющие с эффузивами липарит-дацитового состава ( $D_2e$ ) тектонический контакт.

Рудовмещающие кварцевые порфиры слагают штокообразные и неправильной формы тела северо-западного простирания, четко выделяющиеся в рельефе в виде сопок. Пострудные образования представлены штоками эплитовидных гранитов, дайками диабазовых порфиритов и мьярогранит-порфиров.

Бериллиевое оруденение связано с кварцевыми жилами, приуроченными к выходам кварцевых порфиров. Последние имеют тонкозернистое строение основной массы, среди которой выделяются порфировые включения д и п и р а м и д а л ь н о г о кварца. Эффузивные липарит-дацитовые порфиры на контакте с кварцевыми порфирами подвергаются интенсивному окварцеванию, серицитизации и грейзенизации. Кварц-серицитовые метасоматиты и грейзены имеют крутые контакты и прослеживаются по простиранию до 250 м при мощности 60-75 м. В окварцованных кварцевых порфирах отмечается редкая тонкораспыленная вкрапленность берилла, андалузита и касситерита.

Основная масса бериллиевой минерализации сосредоточена в кварц-берилловых, реже в кварц-полевошпат-берилловых жилах и прожилках, располагающихся только в осветленных кварцевых порфирах. Мощность жил варьирует от 0,5 до 25 см при длине по простиранию 20-35, реже до 100 м. Выделяется два типа рудных жил и прожилков. Первый тип встречается среди окварцованных кварцевых порфиров и имеет существенно кварц-берилловый состав. Второй тип рудных жил

приурочен к грейзенизированным разностям кварцевых порфиров и имеет кварц-полевошпат-берилловый состав с редкой вкрапленностью флюорита. Мономинеральные берилловые жилы встречаются редко. В мощных жилах содержание берилла падает до 30-40% от объема общей массы. Берилл из рудных жил содержит  $\text{CaO}$ , 1,66%,  $\text{Li}_2\text{O}$ , 0,086% и  $\text{ZrO}_2$ , 0,003%, что позволяет отнести их к литиево-цезиевым разностям (Гинзбург, 1955).

Обнаружение подобного оруденения за пределами участка в аналогичных субвулканических порфирах позволяет рекомендовать район для детальных поисковых работ.

А.Е.ЕРМОЛЕНКО, М.С.КОЗЛОВ, В.И.ТИТОВ  
(Алтайская поисково-съёмочная экспедиция, ВКГУ)

#### ЕГИНДЫБУЛАКСКАЯ ШЕЕЛИТОНОСНАЯ ЗОНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

Егиндыбулакское рудопроявление шеелита, известное с 1947 года (И.М.Николаенко, 1947; К.М.Бетехтина, Н.Г.Гражданцев, 1950 и др.), расположено в центральной части Харминской структурно-формационной зоны Зайсанской геосинклинальной системы.

В 1968 году авторами в пределах Егиндыбулакской зоны проведены исследования, позволившие переоценить её перспективы. Геологическое строение зоны, с учетом материалов предыдущих геологов, представляется следующим образом.

Стратифицированные толщи сложены интенсивно метаморфизованными аргиллитами, алевролитами и песчаниками коконьской свиты нижнего карбона, превращенными в кристаллические сланцы (биотитовые, биотит-плагиоклаз-кварцевые, амфиболовые, иногда с гранатом и андалузитом). По ним часто образуются роговики, а по отдельным, очевидно, более известковистым горизонтам - скарниды.

Широко распространены интрузивные породы, представленные гранодиоритами, диоритами, габбро и пироксенитами средне-верхнекаменноугольного комплекса (нижнекаменноугольного по Б.А.Дьячкову и П.В.Ермолову) и многочисленными разновозрастными и разноориентированными дайками гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых порфиритов, кварцевых порфиров, фельзитов и микродиоритов. Многочисленны кварцевые жилы четырёх генераций. На юге зона прорвана пермскими лейкократовыми и щелочными гранитами массива Кандыгатай.



Стратифицированные палеозойские отложения секутся зоной смятия северо-западного простирания шириной 5 км. В центральной части участка проходит субмеридиональный разлом. На севере площади терригенная толща коконьской свиты смята в пологую брахиантиклинальную складку. В основном в её пределах было выявлено несколько кварцево-щелитовых жил мощностью 0,1-0,5 м и длиной сотня м, а также ряд эпидот-кварцевых щелитоносных тел мощностью от 0,02 до 1,5 метров. Авторами установлено, что "эпидот-кварцевые тела", ранее относившиеся к гидротермальным образованиям, являются скарновыми образованиями. Тела скарноидов, развитые на площади 2 км<sup>2</sup>, согласны с вмещающими породами.

В 5 км южнее известного рудопроявления Егиндыбулак, в экзоконтакте гранодиоритов авторами выявлено 4 участка щелитоносных скарноидов и роговиков. Они приурочены к району пересечения зоны субширотным поясом даек гранодиорит-порфиров. Скарноиды образованы как по горизонтам осадочных пород, так и по гранодиоритам. Наиболее часто в скарноидах и роговиках наблюдаются кварц (15-75%), олигоклаз (10-40%) и роговая обманка (5-50%), реже - гранат. Из вторичных процессов отмечаются серицитизация, мусковитизация, эпидотизация, хлоритизация, окварцевание и, реже, калишпатизация и цеолитизация. Акцессорные минералы: сфен, апатит и магнетит. Щелит наблюдается в виде зерен диаметром 0,05-0,3 мм, редко до 1 мм. Иногда он образует цепочковидные скопления и линзочки длиной до 10 см и мощностью 5 мм. Поисковые признаки скарноидов и роговиков с высокими содержаниями вольфрама: 1/ интенсивное окварцевание и эпидотизация; 2/ отсутствие больших количеств биотита; 3/ повышенный геохимический фон висмута, германия, фосфора, а иногда свинца и серебра.

Повышенные, но некондиционные содержания вольфрама (до 0,15%) установлены также в пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых метасоматитах.

Генетически вольфрамовое оруденение в зоне связано с гранодиоритами средне-верхнекаменноугольного комплекса.

Большая площадь развития щелитоносных скарноидов и роговиков с кондиционными содержаниями вольфрама, относящихся к перспективной рудной формации, позволяет рекомендовать Егиндыбулакскую зону как высокоперспективную для поисков промышленного вольфрамового оруденения.

Д.А.ЛИНЬВА, Е.П.ПУШКО, В.Т.ЕРМОЛИН  
(Усть-Каменогорский педагогический институт, Иртышская  
ГРП ВКГУ)

К МЕТОДИКЕ ИЗУЧЕНИЯ ЭКЗОГЕННОЙ РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРА-  
ЛИЗАЦИИ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ

Для выяснения благоприятных условий существования редкометалльной экзогенной минерализации района необходимо было установить: формационные типы коренных месторождений, палеогеографическую обстановку формирования коры выветривания, структурно-геоморфологическую ситуацию, характер и время неотектоники, значение связи россыпных проявлений с коренными источниками и прослеживание пути полезного ископаемого от коренного источника до определенного типа россыпи.

В условиях Северо-Западной Калбы эти задачи осуществлялись благодаря сочетанию комплекса геолого-геохимических и структурно-геоморфологических методов в следующей последовательности.

1. Изучение геологических условий размещения эндогенной минерализации, морфогенетических особенностей рудных объектов, их минералогического состава и продуктивности как источника экзогенной минерализации.

2. Выяснение эволюции коры выветривания и масштабности процессов россыпнеобразования путём фиксирования её на местности изученной её состава, морфологии, времени формирования.

3. Интерпретация разреза кайнозойских отложений с точки зрения возможности возникновения россыпей путем изучения обнажений, данных бурения, составления и анализа стратиграфической колонки, выделения фаз кайнозойского тектогенеза и благоприятных фаций.

4. Геохимическая характеристика штиховых ореолов рассеяния редких минералов, развития вторичных геохимических аномалий.

5. Структурно-геоморфологический анализ, установление этапов новейшей тектоники - источника изменения базиса эрозии и увеличение эрозионного среза с одновременным формированием коррелятных отложений.

Основные результаты исследований свелись к выделению следующих признаков россыпной металлоносности Северо-Западной Калбы:

1. Обязательное наличие глубоко эродированных массивов рудоносных гранитоидов калбинского комплекса.



2. Наличие реликтов площадных или линейных кор выветривания в рудных полях.

3. Развитие новейших локальных поднятий блокового характера на фоне медленного, но устойчивого сводового поднятия, что обеспечивает появление пограничных участков долговременного эрозионного среза и длительной аккумуляции.

4. Развитие благоприятных фаций кайнозоя: эдлювиальных, деллювиальных, деллювиально-пролювиальных, аллювиальных, обогащенных обломочным материалом и имеющих олигоценовый или четвертичный возраст.

5. Наличие геохимических полей вторичного рассеяния редких элементов и минералов, оконтуривающих перспективную территорию.

Установлено, что основными факторами, определяющими локальную концентрацию металлов в образованиях кайнозойского яруса района являются: эволюция коры выветривания в течение мед-эоцена и интенсивность эрозионно-денудационных процессов на периферии участков новейших поднятий.

Н.В.СТАСЕНКО, И.Е.КОСТИК, В.И.ФЕДОРОВ, В.Г.ЛОНЧАКОВ  
(Западно-Казахстанская комплексная ГРЭ)

#### БОРЛИНСКИЙ ГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС И СВЯЗЬ С НИМ МОЛИБДЕНОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В составе гранитной формации Мугоджар важное значение принадлежит интрузиям Борлинского комплекса, в связи с которыми в последние годы выявлено молибденовое оруденение. Гранитоидные интрузии этого комплекса располагаются по западной периферии Восточно-Уральского поднятия вдоль его границы с Тагил-Магнитогорским прогибом.

Размещение гранитных интрузий контролируется системой пограничных глубинных разломов длительного развития, что предопределило сложную историю становления борлинского комплекса (внутреннюю неоднородность состава и структур, гибридность и ассимиляцию, широкое развитие процессов альбитизации, калишпатизации, окварцевания и хлоритизации). В его составе отчетливо выделяются 2 фазы: а/ диориты, кварцевые диориты и гранодиориты и б/ амфи-

боловые, биотитовые и лейкократовые граниты, калишпатизированные гранодиориты, сиениты, кварцевые сиениты, гравосиениты и щелочные граниты.

Дайковая серия комплекса представлена гранит-аплитами, гранит-порфирами, сиенитами и сиенит-порфирами. В составе позднемагматических продуктов II фазы внедрения отмечаются пегматитовые и кварцевые жилы (золоторудные и молибденит-вольфрамитовые).

В ходе формирования комплекса состав петрогенных элементов изменялся в соответствии с характером эволюции магматического очага. Содержание кремния закономерно возрастает в породах II фазы, концентрация щелочей незначительно увеличивается, а глинозема-скачкообразно уменьшается в более поздних продуктах. Железо убывает от ранней фазы к поздней, а титан, магний и марганец ведут себя аналогично.

При изучении распределения элементов примесей обращает на себя внимание обогащение гранитоидов II фазы молибденом - 10 г/т, медью - 90 г/т, цинком - 60 г/т и ниобием - до 15 г/т, причем молибденовая специализация II фазы подчеркнута особенно резко (в 5-10 раз больше, чем в породах I фазы).

Все выявленные до сих пор рудопроявления молибдена тяготеют к участкам проявления гранитоидов II фазы, при постоянной пространственной ассоциации молибденового оруденения с участками гипабиссальных разностей гранитов - порфировидных, мелкозернистых гранитов, а также гранит-порфиров лейкократового облика. Для наиболее крупных участков характерно интенсивное проявление различных тектонитов гранитоидного состава (милонитов, катаклазитов, брекчий) с наложенными на них альбитизацией, микроклиннизацией, окварцеванием, хлоритизацией, изредка - флюоритизацией и рудной минерализацией в форме шприта, молибденита, халькопирита и других сульфидов.

Таким образом, для поисков молибдена, среди интрузий Борлинского комплекса представляют ценность лишь площади развития гранитоидов II фазы. Причем, наиболее первоочередное значение имеют участки развития гипабиссальных разностей (порфировидные и мелкозернистые граниты и плагиогранит-порфиры).



Ю.А.ОБОЛЕНСКИЙ, В.И.ФЕДОРОВ, И.Е.КОСТИК, Н.Н.ЦЕЛИКОВ  
(Западно-Казахстанская комплексная ГРЭ)

К ПРОБЛЕМЕ ПОИСКОВ РТУТНО-СУРЬЯНОГО  
ОРУДЕНЕНИЯ В МУГОДЖАРАХ

Проблема поисков месторождений сурьмы и ртути в Мугоджарах возникла в последние 5 лет, так как до этого перспективы региона в отношении ртути и сурьмы оценивались отрицательно.

С 1966 года в Мугоджарах по инициативе В.Э.Пояркова группой КАЗИМС"а (В.С.Розенков и др.) были выполнены металлогенические исследования на ртуть, в результате чего авторы этих исследований дали положительную оценку региона в рассматриваемом аспекте. Это послужило толчком к проведению специализированных поисковых работ, начатых в 1967 году силами Западно-Казахстанской комплексной ГРЭ, в результате чего за короткий срок здесь было обнаружено 5 рудопроявлений киновари и I ртутно-сурьяное, а также значительное количество шлиховых ореолов с весовыми содержаниями киновари. В свете этих фактов проблема выявления промышленных месторождений рассматриваемого сырья приобрела реальный смысл, но её практическое воплощение имеет огромные трудности, обусловленные спецификой геолого-структурных условий региона. Как известно, основными факторами, определяющими локализацию телетермальных руд являются: оптимальное сочетание пород-коллекторов и экранов, преобладание среди магматических продуктов эффузивных пород и ультрабазитов, отсутствие крупных гранитоидных интрузий, создающих в окружающем поле огромные тепловые потоки, препятствующие кристаллизации минералов ртути и сурьмы, а также наличие крупных тектонических нарушений. Если подходить с точки зрения проявления указанных факторов, то на территории Мугоджар возможно выделить 3 структуры II-го порядка, благоприятных для нахождения оруденения рассматриваемого типа:

I. Южная часть зоны Урал-Тау (Сакмарско-Аксуйский мегантиклинорий).

Для данного района характерно наличие терригено-осадочного и вулканогенного комплекса пород /O-S/ с мощными интрузиями ультрабазитов среднедевонского возраста, а также интенсивно проявленная дизъюнктивная тектоника. Карбонатные породы представлены слабо, в связи с чем как коллекторы здесь должны рассматриваться

туфогенные составляющие вулканитов или различные тектониты в зонах разломов, а также контакты ультраосновных интрузий (рудопоявления Араштыбе, Шолаксай, Орлиное); роль экранов играют массивные эффузивы основного состава. Кремнистые породы развиты здесь широко, они по возрасту, видимо, древнее оруденения. Отрицательным фактором для описываемой зоны следует считать чрезмерное проявление блоковой тектоники, приводящей к рассеиванию оруденения. Поэтому при поисках необходимо в первую очередь выбирать участки с невысокой плотностью сети разломов.

2. Южная часть Тагил-Магнитогорского прогиба (Кундуздинская зона).

В пределах данной структуры геологическая обстановка приближается к условиям, типичным для ртутно-сурьмяных провинций: широкое развитие вулканогенных формаций, наличие пород-экранов, переслаивание песчаников, алевролитов, известняков и глинисто-кремнистых сланцев, наличие крупных разломов при более спокойной обстановке в целом, чем в предыдущей зоне. Типоморфным рудопоявлением для нее является рудопоявление ртути Коктенколь.

3. Западно-Иргизская ртутно-сурьмяная зона пространственно отвечает западной периферии Иргизского зеленокаменного синклинали, в пределах которого для поисков ртутных и ртутно-сурьмяных руд благоприятна переслаивающаяся вулканогенно-осадочная толща основных и кислых эффузивов и их пирокластов, кремнистых сланцев, песчаников, известняков и алевролитов визе-намюрского возраста. Признаки низкотемпературных гидротермальных процессов установлены здесь в узкой полосе шириной 2-3 км, примыкающей к зоне восточно-Мугоджарских глубинных разломов, протяженность которой не менее 40-50 км (ртутно-сурьмяное рудопоявление Карасук, баритовое рудопоявление Уймола, флюоритовое рудопоявление Жана-Жол).

В.В.КУЛИНИЧ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### НЕКОТОРЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КВАРЦЕВЫХ ТЕЛ В АТАСУЙСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

I. В Атасуйском рудном районе широко распространены кварцево-жильные зоны, сложенные жилами молочно-белого метаморфогенного кварца, в котором иногда встречаются хрусталеносные разности. Значительно менее распространены жилы гидротермального кварца с золо-



том, полиметаллами и редкометальным оруденением.

2. Размещение жил метаморфогенного кварца подчинено литологическому и структурному контролю. Они встречаются в зонах расслаивания пород, отличающихся повышенной кремнистостью (кварцевые песчаники, кварциты, кремнистые сланцы, эффузивы дацит-липаритового состава). Видимой связи с интрузиями не наблюдается, в тоже время, они четко контролируются зонами тектонической активности.

3. Хрусталеносные кварцевые жилы залегают среди пород, наиболее богатых кремнеземом или в метаморфогенных кварцевых жилах. Их положение контролируется мелкими нарушениями и обусловленной ими трещиноватостью локального характера. Наиболее хрусталеносны секции жилы, связанные с трещинами растяжения, реже с трещинами скольжения (чаще в антиклинальных перегибах).

4. Гидротермальные кварцевые жилы характеризуются приуроченностью к тектоническим нарушениям. Отмечается пространственная связь с интрузиями гранитоидов и очагами девонской вулканоплутонической деятельности. Различают кварцевые жилы безрудные, золотосные и редкометальные. Жилы с золоторудной, полиметаллической и кварц-баритовой минерализацией относятся к единой кварцево-баритово-жильной меднорудной и полиметаллической формации (В.Г.Ли, Г.Н.Щерба, 1967). Вмещающими для них являются отложения ордовика и живет-франа.

5. Сходство минерального состава кварц-баритовых, кварц-барит-гематитовых и кварц-барит-полиметаллических жил с вещественным составом руд месторождений атасуйского типа, а также близость образования их во времени, позволяют предположить, что жильные тела этой формации, как и жилы гидротермального барита, по-видимому, представляют корневые части денудированных месторождений атасуйского типа. Формирование их связывается в основном с вулканоплутонической деятельностью девонских магматических очагов, генерировавших рудосные растворы. Роль рудоподводящих каналов выполняли трещины, сопряженные с разломами глубокого заложения.

6. Кварц, несущий редкометальную минерализацию, связывается с формированием аляскитовых гранитов пермского возраста и наиболее полно охарактеризован в работах Г.Н.Щербы, 1960; Н.П.Сенчило, 1962 и др.

7. Указанные закономерности вполне могут быть использованы для составления прогнозометаллогенических карт и проведения поис-

ково-разведочных работ в этом районе. Вместе с тем они отражают генетические особенности оруденения Атасу.

С.Х.ХАМЗИН

(Карагайлинская ГРЭ ЦКГУ)

ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
В КАРКАРАЛИНСКОМ РАЙОНЕ

Работами последних лет установлена определенная закономерность в размещении железорудных месторождений в разрезе девонских отложений. Подавляющее большинство железорудных объектов (85%) локализованы в вулканогенно-осадочных отложениях верхней толщи фаменского яруса, в разрезе которой установлено наличие двух рудоносных горизонтов. Нижний рудоносный горизонт расположен в низах разреза пород верхней толщи, к которым приурочены железные (Киргизаия, Торткуль, Атабай-Дугулы и др.) и железо-марганцевые (Максимовский, Киндыкты) руды. Верхний рудоносный горизонт расположен в верхней части разреза толщи и вмещает железные руды (преимущественно магнетитовые) месторождений Кенътобе, Тогай I, II, Батыртас и Сарыбулак.

Нижний рудоносный горизонт приурочен к участкам резкой смены туфопесчаников, конгломератов и алевролитов нижней толщи фамена туфогенными алевропелитами, туффитами и пепловыми туфами верхней толщи. На участках, где рудоносный горизонт непосредственно залегает на зеленоцветных известковистых алевролитах, преимущественным развитием пользуется железное оруденение (Торткуль и др.). Железо-марганцевое оруденение (Максимовский, Атабай-Дугулы) развито в местах тонкого переслаивания зеленых, вишневых туфоалевролитов, песчаников и конгломератов.

В случае тонкого чередования туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоалевропелитов с узловато-слоистой текстурой появляется полиметаллическое оруденение с баритом, которое тесно ассоциирует с джеспилитовидными роговиками.

Такая позиция месторождений, очевидно, указывает на то, что их формирование происходило на различных расстояниях от вулканического очага.

Верхний рудоносный горизонт располагается в зоне резкой смены вулканогенных пород осадочными. Данный горизонт имеет очень



ограниченное развитие, вероятно, в связи с денудированностью верхнего разреза фамена.

Ввиду дискуссионности возраста и генезиса железорудной и барит-полиметаллической минерализации района, заслуживает внимания следующие факты.

В районе месторождения Комсомольское рудовмещающие породы фаменского яруса несогласно перекрываются эффузивной толщей керететасской свиты. Основание керететасской свиты представлено лачкой туфобрекчий андезитовых порфиритов, в обломках которых отмечаются вулканогенные и осадочные породы фаменского яруса, в том числе кварциты, гематитовые руды и барит. Туфобрекчии андезитовых порфиритов прорываются диоритами и гранодиоритами топарского комплекса.

В месторождениях и рудопроявлениях, расположенных в экзоконтактовой зоне гранитоидных интрузий, руды богатые и представлены магнетитом, тесно ассоциирующим со скальями и свариванными породами.

Характерно, что по мере удаления от интрузивного контакта, магнетитовые руды постепенно сменяются гематитовыми (Тогай I, Торткуль).

Таким образом, поиски железорудных месторождений следует сосредоточить в первую очередь в пределах рудоносных горизонтов отложений фаменского яруса с учетом их степени метаморфизированности.

**В.И.АЛЕКСЕЕВ**

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### **ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ НА МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТУРГАЙ**

Магнетитовые месторождения Тургайского прогиба характеризуются довольно однородным вещественным составом руд. Главный рудный минерал—магнетит, значительно реже встречается гематит. Сульфидная минерализация представлена в основном пиритом (марказитом), реже пирротинном. Меньшее значение имеют халькопирит, галенит и сфалерит. Выделение сульфидных минералов в рудах происходило после отложения основной массы магнетита.

Структуры руд и оруденелых пород свидетельствуют об образовании минералов преимущественно метасоматическим путем. Более поздние минералы (гематит, сульфиды) обычно выделяются в контактах более ранних минералов. Пирит, сосредоточенный в подавляющем большинстве в рудной зоне, замещал в основном нерудные минералы в контакте с магнетитом; в сплошных магнетитовых рудах его гораздо меньше (Домоносовское месторождение). Пирротин часто развивался исключительно по магнетиту в контакте с пиритом (Талькульское месторождение). В образованных при разложении пирротина тонкопрорастающих агрегатах пирита и магнетита, последний часто замещен гематитом, в то время как пирит, а также реликты пирротина и более крупные выделения магнетита, изменениям не подвергались (Восточный Талькуль). Наиболее поздние халькопирит, галенит и сфалерит нередко замещали пирит или пирротин только в контакте с магнетитом.

Для выяснения характера распределения незначительных, плохо определяемых в шлифах скоплений халькопирита, галенита и сфалерита, нами из руд Домоносовского месторождения выделялись три фракции сульфидного, преимущественно пиритового, концентрата. В первую фракцию вошли сульфиды, тесно сросшиеся с магнетитом, во вторую — слабо контактирующие с ним, и в третью — вкрапленные в массу нерудных минералов и не соприкасающиеся с магнетитом. Спектральный и химический анализы выделенных фракций показали резкое (в десятки раз) уменьшение содержаний меди, свинца и цинка от первой ко второй и третьей пробе, что может быть только следствием размещения сульфидов этих металлов преимущественно на контактах выделений пирита и магнетита.

Указанные выше особенности образования сульфидных минералов и окисления магнетита по нашим представлениям более понятны при учёте сопровождающих метасоматические процессы электрохимических явлений. Последние хорошо изучены для случаев образования зоны окисления сульфидных месторождений (Свешников, 1956, 1963; Мокиевский и др. 1956; Эрлих, 1957, 1958 и т.д.). В условиях эндогенного метасоматического минералообразования электрохимические явления возникают при воздействии растворов электролитов на пегматитовые породы. В результате образования множества микрогальванических элементов в контактирующих выделениях разного состава резко изменяется растворимость и реакционная способность отдельных минералов. Те из них, которые служат анодами, много активнее реаги-



руют с растворами, а катодные участки электрических пар, наоборот, становятся более инертными.

А.А. КУЗЬ

(Северо-Казахстанское геологическое управление)

### АПАТИТОНОСНОСТЬ МАГНЕТИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ТУРГАЙ - СКОГО ПРОГИБА

Апатит является широко распространенным минералом в рудах и метасоматически измененных породах железорудных месторождений Тургайского прогиба. Здесь отмечается четыре генетических типа этого минерала. К первому типу мы отнесли апатит метасоматитов, где он служит одним из основных породообразующих минералов. Вкрапленный в магнетитовые руды апатит представляет второй тип, а прожилково-гидротермальный и зон цементации тектонической брекчии — соответственно третий и четвертый типы.

Апатит первого типа обычно ассоциирует с пироксеном, скаполитом, альбитом, выполняя межзерновые пространства этих минералов. Для апатита характерна мелкозернистая структура и ксеноморфизм. Локально апатит первого типа может формировать значительные концентрации. Повышенные количества апатита обнаружены нами в юго-восточной части Качарского железорудного месторождения, где выделяются зоны, содержащие свыше 10% апатита, прослеживавшиеся на сотни метров при мощности 20 метров.

Предварительные результаты обогащения апатитоносных метасоматитов путем флотации обнадеживающие. По заключению М.В. Сабуровой (ЦХЛ СКТУ) есть все основания полагать, что при тщательно подобранной схеме и режиме обогащения могут быть получены высокие технологические показатели.

Исследованный нами апатит железорудных месторождений разнообразен по форме, окраске, наличию элементов-примесей. Наибольшим разнообразием морфологических форм апатитов характеризуются прожилковые руды. Измеренные кристаллы имеют призматический габитус и образованы гранями форм  $\{10\bar{1}0\}$ ,  $\{1\bar{1}20\}$ ,  $\{10\bar{1}1\}$ ,  $\{1012\}$ . Пинакоид  $\{0001\}$  развит на различных кристаллах неравномерно, чаще отсутствует.

Поверхность кристаллов имеет разнообразный граничный микррельеф. Грани призмы обычно покрыты грубой штриховкой параллельной

6, кроме того часто отмечаются многочисленные бугорки роста, зали-  
вообразные углубления-борозды. Грани пирамиды иногда покрыты тон-  
ким микрорельефом в виде рыбьей чешуи. Метакристаллы апатита содер-  
жат включения механической примеси минералов, среди которых видное  
место занимает магнетит. Микровключения концентрируются вблизи гра-  
ней призмы, тогда как грани пирамиды остаются обычно чистыми. Это  
ещё раз подтверждает то, что в процессе роста грани призмы пассив-  
нее граней пирамиды.

В апатитах из зон метасоматитов прослеживаются различные типы  
дефектов в анионной части, связанные с внедрением кислорода в по-  
зиции фтора. Ик - спектрами отмечаются в области валентных колеба-  
ний OH несколько полос, свидетельствующих о том, что группы OH в  
структуре апатита занимают разные энергетические положения. Иногда  
отмечается максимум около  $3400 \text{ см}^{-1}$ , принадлежащий группам OH мо-  
лекулярных вод.

Из элементов-примесей в изученных нами апатитах видное место  
занимают редкие земли, входящие в кристаллическую решетку минерала  
как изоморфная примесь. Редкоземельные элементы отмечаются и в  
ряде других минералов, но апатит содержит их максимальные количе-  
ства.

Результаты наших работ не исключают возможности того, что  
apatит магнетитовых месторождений Тургайского прогиба из "вредной"  
примеси может превратиться в ценный источник фосфора и редкоземель-  
ных элементов.

Г. Д. ГАНЖЕНКО  
(Алтайская ПСЭ ВИГУ)

#### ОСОБЕННОСТИ ГИПЕРГЕНЕЗА МЕСТОРОЖДЕНИЯ КОСМУРУН В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Изучением гипергенеза полиметаллических и некоторых медно-  
колчеданных месторождений Центрального Казахстана занимались Ф. В.  
Чухров, И. И. Гинзбург, Л. И. Рукавишникова, И. В. Витовская, К. М. Муканов  
и другие. В работах этих исследователей отражены общие закономер-  
ности и особенности формирования зон окисления месторождений Цен-  
трального Казахстана. Все исследователи приходят к выводу о мезо-  
зойском возрасте зон окисления и их омоложении в кайнозойский пе-  
риод.



Изученное нами медноколчеданное месторождение Космурун располагается в восточной части Центрального Казахстана. Рудные залежи этого месторождения представлены колчеданными, медно-цинковыми и, в меньшей степени, полиметаллическими рудами. Для первичных руд месторождения установлена тенденция возрастания содержания цинка и особенно, свинца к верхним горизонтам в сторону висячего бока залежей. На месторождении четко проявлена зона вторичного сульфидного обогащения, зона выщелачивания и зона окисления. Последняя имеет мощность свыше 40 м и характеризуется большим разнообразием вторичных образований, из которых наибольшее распространение имеют сульфаты, окислы и гидроксиды железа и кремния. Последние представлены несколькими генерациями брекчий опалоярозитов, являющихся продуктами древних преобразований. Наличие в брекчиях галогенидов серебра, пироморфита, миметезита, вульфенита и других минералов может указывать на проявление в древней зоне окисления конечных стадий гипергенного процесса.

В местах проседаний "железной шляпы" над сплошными сульфидными рудами брекчия опалоярозитов перекрывается пестроцветной корой выветривания более молодого возраста.

Из поздних образований зоны окисления исключительно широкое развитие получили продукты ранней-сульфатной стадии, меньшее распространение имеют карбонаты, окислы и гидроксиды.

Особенностью зоны гипергенеза месторождения Космурун является контрастное проявление зоны восстановления, которая характеризуется широким развитием вторичных сульфидов, сульфосолей, сульфоарсенитов, интерметаллических соединений. Здесь встречены иорданит, ратит, идаит, штромейерит, прустит, аргентит, клаустанит, онофрит, берцелианит, серебросодержащая блеклая руда, медно-мышьяковые, ртутно-серебряные, медно-сурьмяные, молибденовые и другие минералы, ранее не отмечавшиеся в месторождениях Казахстана. Образование таких минералов, очевидно, объясняется наличием высококонцентрированных растворов, которые могли содержаться только в сильно кислой среде при pH близкой к 1. Свообразная минералогическая зональность обусловлена длительным развитием гипергенных процессов, протекавших в относительно спокойной тектонической обстановке. Это подтверждается незначительным выходом рудных залежей месторождения на эрозионный срез и сохранением древней зоны окисления, что отличает его от других месторождений Центрального Казахстана.

Е.Д. ТАПАЛОВ

(Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР)

### КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ МУГОДЖАР И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

На территории Мугоджар и их периферии известны локально-площадные и линейные коры химического выветривания. Литологически они представлены в основном окристо-глинистыми, иногда с включениями зерен и обломков кварца, образованиями, сохранившими реликтовую структуру материнских пород.

Состав и строение продуктов выветривания зависят от состава коренных пород. Для кор, развитых на породах складчатого фундамента и отличающихся большой мощностью (до 100 м), характерна более или менее ясно выраженная первичная или вторичная зональность, заключающаяся в определенной последовательной смене свежих пород (сверху по разрезу) все более химически разрушенными. Коры выветривания покровного чехла лишены зонального строения и выражены одним лишь эдвильным горизонтом, постепенно переходящим к низу в неизменные исходные породы. Мощность их 5-10 м, лишь в зонах обновленных разломов увеличивается до 40 м.

Коры выветривания формировались в различные эпохи мезозойско-кайнозойской континентальной истории: среднетриасово-юрскую, меловую и олигоценую. Домеловая погребенная кора известна в пределах Актыбнянской, Орской и Берчогурской депрессий, но в пределах возвышенностей она полностью размыта.

Меловая кора имеет большую мощность (до 80 м) и пользуется широким развитием как на Мугоджарах (Орь-Илзская и Орь-Иргизская возвышенности), так и за их пределами (Л.И. Киселев, 1963; Б.М. Михайлов, 1954, 1961 и др.).

Олигоценовая кора развита на Орь-Илзской возвышенности (В.Н. Разумова, 1963) и в области Восточных Мугоджар (В.А. Гуцаки, 1963 и др.) на ультрабазитах и габбро, а на периферии Мугоджар — на отложениях морского палеогена (Н.Г. Бар, 1954; Б.М. Михайлов, 1954).

Развитие кор выветривания сопровождалось образованием ряда полезных ископаемых. В этой связи выделяются три основные металлогенетические эпохи: домеловая, меловая и олигоценовая, соответствующие трем эпохам корообразования. Слабая изученность металлогении домеловой коры выветривания не позволяет привести полный пе-



речень связанных с ней полезных ископаемых; пока известны месторождения железных руд, латеритов и минеральных красок, а также ряд рудопроявлений бокситов и россыпей.

Металлогенической эпохе меловой коры выветривания принадлежат полезные ископаемые как остаточного, так и осадочного генезиса. Первые представлены никелевыми и природно-легированными железными рудами, маршалитом, первичным каолином, остаточными редкометалльными россыпями и др., а вторичные - бокситами, огнеупорными глинами, титано-циркониевыми россыпями, кварцевыми песками и другими полезными ископаемыми.

Олигоценовая металлогеническая эпоха отделена от меловой эпохой позднемеловой-палеогеновой морской трансгрессии, обусловившей консервацию мезозойских кор выветривания. Вследствие маломощности олигоценовой коры, обусловленной кратковременностью ее развития, с ней связаны небольшие месторождения и ряд рудопроявлений силикатного и вторичного сульфидного накла, а также гипергенного золота. Осадочные полезные ископаемые представлены титано-циркониевыми россыпями, огнеупорными глинами и кварцевыми песками.

Коры выветривания последующего неогенового времени представлены маломощными продуктами красноземного и физического выветривания и в практическом отношении малоинтересны.

В.И.ТИТОВ  
(Алтайская ПСЗ ВКГУ)

#### ХАЙРУЗОВСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ВОЛЛАСТОНИТА

Хайрузовское месторождение волластонита открыто в 1959 году С.Ибраевым, А.И.Осауленко и В.И.Титовым. Оно расположено в Рудно-Алтайской структурно-формационной зоне, на правом берегу реки Нарым, в 2 км севернее пристани Хайрузовка. В кровле Верхнечеремшанского массива гранитоидов змеингорского комплекса установлены многочисленные тела кальцит - волластонитовых роговиков, образованных по визейским известнякам. Наиболее крупные тела кальцит-волластонитовых роговиков расположены в субмеридиональной полосе размером 10 x 1,5 км. Чаще всего это линзовидные тела размером 20-75 x 40-200 м, реже - изометричные тела диаметром 40-80 м. Кальцит - волластонитовые роговики нередко замещаются мелкими телами гранат-диопсид-тремонит-эпидот-магнетит-кварцевых скарнов,

тяготеющих к контакту гранодиоритов. Текстура роговиков полосчатая. Волластонит в них обычно наблюдается в виде пологих линзочек мощностью 5-20 см. Изредка в кальцит-волластонитовых роговиках отмечается вращенность граната и диопсида. Волластонит образует светлые, реже зеленоватые или розоватые удлиненно-призматические кристаллы длиной от 3 мм до 2,5 см. Содержание его в роговиках от 20% до 60%. Прогнозные запасы волластонита до глубины 50 м составляют около 5 млн. тонн. Это самый крупный объект волластонита в Восточном Казахстане.

Химический состав кальцит-волластонитовых роговиков по данным анализа 5 проб (в %): кремнезем - 42,9-48,5, глинозем - 2,42-4,83, окислы железа - 1,61-2,94, окись кальция - 40,85-42,70, окись магния - 0,4-1,62, окись марганца - 0,04-0,09, п.л.п. - 4,04-9,32. По химическому составу они сходны с эксплуатируемым месторождением волластонита Уилсборо в США (Петров, 1955).

Хайрузовское месторождение рекомендуется для оценки как возможное сырье для производства электрокерамики, строительной керамики (заменитель асбеста в асбоцементных композициях и т.д.) и других целей (Петров, 1955; Антропов, 1959; Исмаилов, Эшпулатов, 1968 и др.).

Л.В.КАТОРЧА

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### О ВЛИЯНИИ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ СРЕДЫ НА КРИСТАЛЛОГРАФИЧЕСКИЕ ФОРМЫ СИНТЕТИЧЕСКИХ АЛУНИТОВ

Известно, что природные кристаллы алуниита чаще всего характеризуются ярко выраженной формой сдвинутого ромбоэдра с углом  $\alpha$  равным  $59^{\circ}14'$  (А.С.Поваренных, 1966). В то же время по данным А.А.Митчерлиха (1861), Г.Д.Пиатровского (1947), Е.И.Вульчина (1949) алунииты многих месторождений образуют две четких морфологических формы - пластинчатую и изометрическую. Искусственно полученные кристаллы алуниита (А.А.Митчерлих, 1861, Ч.М.Кашкай, 1967) имеют обычно кубический облик с углом  $\alpha$  равным  $89^{\circ}30'$ . Данное несоответствие объяснялось ранее формированием кристаллов изометрического облика в центральных частях зон алуниитизации, а пластинчатых - в их периферических областях (Е.К.Лазаренко и др., 1963). Определяющим фактором при этом считался химизм процесса.



Предварительное изучение форм природных алунитов различных генетических типов и искусственных кристаллов алунита, полученных гидротермальным способом, позволило прийти к выводу о четкой зависимости габитуса их от температур и давлений. Для определения этой зависимости мелкие кристаллы природного алунита, а также искусственного, полученного в различных термодинамических условиях, изучены методом микрогониометрии.

В результате установлено, что природные кристаллы из Береговского месторождения в Закарпатье характеризуются значительной вытянутостью в направлении (001), угол  $\alpha$ , вычисленный по результатам замеров, равен  $59^{\circ}40'$ . Искусственные кристаллы алунита, полученные в результате обработки природных образцов калиевого полевого шпата слабыми растворами серной кислоты при температурах  $250-270^{\circ}\text{C}$  и давлениях  $500-2500 \text{ кг/см}^2$  в условиях закрытой системы, имеют ярко выраженный изометрический облик с углами  $\alpha$  между ребрами  $84-89^{\circ}30'$ . Характерно, что с увеличением давления в момент синтеза (при постоянной температуре) вытянутость кристаллов в направлении (001) резко уменьшается. При давлении  $2500 \text{ кг/см}^2$  и температуре  $250^{\circ}\text{C}$  кристаллы приобретают почти кубический облик,  $\alpha$  равно  $89^{\circ}30'$ , а площадь единичной грани (III) становится наименьшей.

Таким образом, форма кристаллов алунита может характеризовать термодинамические условия их образования.

Р. И. ЛУКАШ

(Алтайский отдел ИГН им. К.И. Сатпаева АН КазССР)

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ГОРИЗОНТА АЛЛИТИЗАЦИИ УРОЧИЩА КЫЗЫЛ-КАК В ЗАЙСАНСКОЙ ВПАДИНЕ  
(электронномикроскопические исследования)

Горизонт аллитизации урочища Кызыл-Как имеет мощность порядка 5 м., сформирован на глинах кремнисто-гетитовой формации, являющихся по отношению к профилю выветривания "материнскими" породами. Нижние слои этого горизонта сложены серыми глинами минералогически представленными каолинитом и дикситом. Наряду с ними встречены обособленными "колониями" галлуазит, гидроокислы желе-

за, кварц, изредка отдельные минералы рутила. Каслинит — основной минерал "материнской" породы. В репликах со сколов образцов он представлен чешуйчатыми листовидными агрегатами, состоящими из пластинок часто псевдогексагональной формы, размеры которых меньше 1 м.

Выше, по профилю выветривания, в глине появляются отдельные пятна аллита, которым сложены верхи горизонта. Аллит представлен в основном алунитом и бёмитом с незначительной примесью минералов "материнской" основы. Кристаллы алунита хорошо ограненные, тригональной сингонии. Размеры кристаллов от 3 до 5 м., удельный вес порядка 2,6; цвет — белый. Большинство кристаллов алунита имеют пустоты в центре, что подтвердили данные просмотра обволакивавших реплик с отдельных частиц минерала.

Бёмит наблюдается гораздо реже алунита. Отдельные его кристаллы имеют размеры порядка 10 м со следами спайности на поверхности. Угол спайности порядка  $52^\circ$ .

Граница между аллитом и глиной в образцах видна благодаря большой разнице в окраске. При просмотре реплик с пограничных участков глины в массе кристаллов каолинита сначала появляются отдельные кристаллы алунита, число которых постепенно возрастает. Можно предполагать, что алунит и бёмит сформированы в процессе разрушения каолинита в зоне гипергенеза.

Ю.В. НОВИЦКИЙ

(Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева АН КазССР)

### СИНТЕЗ КРИСТАЛЛОВ КАССИТЕРИТА И АНАЛЬЦИМА В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ

Спонтанные искусственные кристаллы касситерита и анальцима были получены в гидротермальных условиях в растворах  $\text{NaHCO}_3$ ,  $\text{KOH}$ ,  $\text{NaOH}$  различной концентрации (5–20%). Кристаллы касситерита размером до 2 мм были синтезированы в интервале температур 250–450°C при давлении 1000–1500 атм.

Полученный касситерит имел формы: а/ искаженно октаэдрическую; б/ комбинации тетрагональной призмы с тетрагональной пирамидой. Переход от формы (а) к (б) происходил при замене раствора  $\text{LiOH}$  на  $\text{NaOH}$ , при прочих равных условиях. Параметры элементарной ячейки полученного касситерита:  $a = 4,722 \pm 0,0005 \text{ \AA}$   $c = 3,1850 \pm 0,0005 \text{ \AA}$ . Кристаллы анальцима были синтезированы в



в температурном интервале 120-400°C и при давлениях до 1000 атм. Кристаллизация анальцима в растворах  $\text{CaHCO}_3$  происходит более интенсивно, чем в растворах  $\text{NaOH}$ . Изменение концентрации раствора  $\text{CaHCO}_3$  от 15% до 10% приводит к изменению габитуса кристаллов от тригонтриоктаэдра к кубооктаэдру. Кристаллизация анальцима происходит при концентрации Al и Si в шихте не менее 0,3%. Синтезированный анальцим, кубической сингонии, с параметром кристаллической решетки  $a = 13,711 \pm 0,001 \text{ \AA}$ . Установлено, что присутствие олова в растворе оказывало каталическое действие на рост кристаллов анальцима. Наличие примеси железа отрицательно сказывалось как на кристаллизацию касситерита, так и на кристаллизацию анальцима. Наличие в растворе примеси алюминия и кремния (больше 0,3%) приводило к прекращению роста касситерита.

## ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ

М.Н. СЕРГИЕВА

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

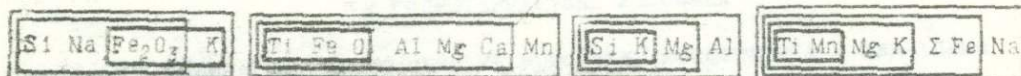
### ПАРАГЕНЕЗИС ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПЛАГИОГРАНИТАХ КАРАСУЙСКОГО КОМПЛЕКСА ПО ДАННЫМ КОРРЕЛЯЦИОННОГО АНАЛИЗА

Изучение петрохимических свойств плагиогранитов среднекембрийского интрузивного комплекса хр.Чингиз (Восточный Казахстан) проводилось с применением методики многократной статистической корреляции, предложенной Ю.К.Бурковым (1968), позволяющей устанавливать между элементами корреляционные связи разных порядков и общие ведущие ассоциации этих элементов.

При обработке на ЭВМ данных силикатных анализов плагиогранитов четырех интрузивных массивов комплекса выявлены следующие ассоциации, состоящие из двух полярных групп петрогенных элементов, связанных отрицательными корреляциями. Степень положительной корреляции между элементами внутри этих групп отражается толщиной линии.

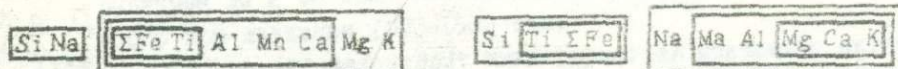
Карасуйский

Кан-Чингизский



Мукурский

Джолпак-Асуйский



Взаимосоотношения между элементами в ассоциациях Карасуйского и Мукурского массивов, несколько различающихся между собой по силе связей между Si и K, согласуются с представлениями В.В.Грузи (1967) о разделении элементов в однородных системах в соответствии



с их кислотно-основными свойствами. В плагиигранитах же Кан-Чингизского массива обнаруживается антагонизм Na по отношению к Si, напротив Mg попадает в одну ассоциацию с Si и K.

Для ассоциации элементов в плагиигранитах Джолпак-Асу характерна неустойчивая корреляция для большинства элементов, а также появление новых положительных связей между Si,  $\Sigma$  Fe и Ti. Такая структура корреляционных связей в последних двух массивах видимо обусловлена интенсивно проявленными здесь вторичными процессами.

Применяемый метод дает возможность надежно выделить ассоциации в пределах множества элементов и судить о причинах разнообразия этих ассоциаций для пород одинакового состава и формационной принадлежности.

Э.С. ФАЙЗУЛЛИН

(Центральная геохимическая партия ЦКГУ)

#### ВОЗМОЖНОСТИ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ СРЕДНИХ СОДЕРЖАНИЙ МИКРОЭЛЕМЕНТОВ ДЛЯ КОРРЕЛЯЦИИ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД

1. Исследовалось распределение содержаний микроэлементов в различных участках "однородных" геологических образований Баянаульского района (северо-восток Центрального Казахстана) для возможности использования средних содержаний микроэлементов при корреляции магматических пород. Опробованию подвергались миндалекаменные базальтовые порфириты нижнего ордовика, дайки в силурийских гранитах Александровского массива, верхнеордовикские гранодиориты и среднедевонские аляскиты Ачисуйского массива, субвулканические липаритовые порфиры девонского возраста, штокообразные тела граносиенитов среднедевонского возраста.

2. Опробование велось штудами, вес пробы 250-300 г. Площадь опробования составляла 25-30 м<sup>2</sup>. Опробовалось 2-4 участка, количество проб с каждого было не менее 15. Дайки опробовались по простиранию через 10 м. Расстояние между центрами опробованных участков составляло 170-200 м. Пробы сдавались в Центральную химлабораторию Центрально-Казахстанского Геологического управления на полный полуквантитативный спектральный анализ. Расшифровка спектрограмм велась одним интерпретатором.

3. Наибольшие значения коэффициентов вариации содержаний элементов характерны для пород эффузивной и субвулканической фаций и для штокообразных тел граносиенитов небольшого размера.

4. Для базальтовых порфиритов наиболее существенные различия средних содержаний элементов в выборках обнаруживаются у ванадия, меди, стронция и цинка.

5. В верхнеордовикских гранодиоритах нет различия средних содержаний элементов в различных выборках для галлия, никеля и хрома.

6. В фельзитовидных гранит-порфирах одинаковые средние содержания наблюдаются у титана, галлия и лантана.

7. Для субвулканических липаритовых порфиров характерно отсутствие различия средних содержаний для титана, циркония и бария; различие средних содержаний существенно для иттрия, иттербия и лантана.

8. В граносиенитах среднедевонского возраста наиболее существенные различия средних содержаний установлены для стронция, кобальта, цинка и циркония.

9. Проведенные исследования показали, что для некоторых элементов существуют значимые расхождения средних содержаний в выборках, отобранных из разных частей одного и того же геологического тела. Различия средних содержаний элементов в коррелирующих геологических телах одного состава не всегда могут свидетельствовать о различии генезиса и возраста этих тел.

В.Д.ИНИН, Ю.Б.ГЕНКИН

(Восточно-Казахстанское геологическое управление)

#### НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЧАРСКО-ГОРНОСТАВРОПОЛЬСКОГО ГИПЕРБАЗИТОВОГО ПОЯСА (В ЗАПАДНОЙ КАЛБЕ)

Разнообразный комплекс пород, слагающих территорию Западно-Калбинской структурно-формационной зоны, своеобразие магматизма, тектоники и интенсивная гидротермальная деятельность, обусловили сложную геохимическую специализацию района.

Каждая геологическая формация, образованная сложным сочетанием осадочных и вулканогенных пород и характеризующая определенный этап в развитии этой территории, отличается повышенными концентрациями ряда химических элементов, определяющих её геохимический фон.

По характеру распределения в породах, слагающих район, элементы, фиксируемые спектральными анализами, могут быть разделены на три группы: I/ элементы, повышенные концентрации которых в определенных разностях пород связаны с их привнесом в гидротермальную



стадию (ртуть, сурьма, мышьяк), распределение этих элементов в породах крайне неравномерное; 2/ элементы, накопление которых в породах происходило в основном в процессе формирования самих пород (никель, кобальт, хром), распределение их в породах равномерное; 3/ элементы, накопление которых в породах связано с действием обоих факторов: сингенетичное накопление и частичный привнос гидротермами (свинец, медь, цинк, олово), характер распределения их непостоянный.

На различных участках территории установлены первичные и вторичные ореолы ртути, сурьмы, мышьяка, золота, висмута, олова, вольфрама, хрома, никеля и кобальта, бария. Свинец, медь и цинк ореолов рассеяния не образуют. Спорадически на отдельных участках встречаются слабо повышенные содержания этих элементов. Анализируя характер и размещение ореолов рассеяния (элементов и минералов), частоту совместного нахождения минералов, величины содержания компонентов в ореолах, и в коренных породах, можно сделать вывод, что основными рудными компонентами для данной территории являются: ртуть, никель, кобальт, хром и золото; сопутствующими: вольфрам, олово, барий, мышьяк, сурьма.

В связи с тем, что район Чарско-Горностаевского гипербазитового пояса является единственным ртутнорудным районом в восточном Казахстане представляет интерес более подробное рассмотрение некоторых особенностей геохимии ртути на этой территории.

В пределах Чарско-Горностаевского пояса ртутная минерализация локализована на участках, отличающихся устойчивой тектонической активностью и характеризующихся интенсивным проявлением гидротермальной деятельности. Эти участки размещены на флангах пояса и в его центральной части. В породах, слагающих район, ртуть распределена крайне неравномерно. Наиболее высокие её концентрации характерны для гидротермально-метаморфических разностей пород (лиственитов). Повышенные содержания ртути отмечаются в известняках и углистых сланцах, диабазовых порфиритах и гипербазитах. В породах ртуть встречается в виде киновари или изоморфно входит в некоторые породообразующие и рудные минералы, реже представлена самородным минералом.

Нахождение ртути в породах связано с выпадением из гидротермальных растворов, с привнесом в газовой фазе (в виде паров) и с частичным переотложением в процессе гипергенного преобразования рудоносных пород. В породах и рудах ртуть ассоциирует с целым



рядом халькофильных элементов, распределение содержания которых существенно положительно коррелируется с концентрациями ртути. Ртуть образует контрастные первичные и вторичные ореолы, четко фиксирующие положение рудных залежей.

О. КОЖЕКЕЕВ

(Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР)  
ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-СПУТНИКОВ ЗОЛОТА НА  
ОДНОМ ИЗ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЛБЫ

В работе приводятся результаты обобщения материала спектральных и химических анализов по выявлению вероятностно-статистической характеристики элементов-спутников золота с применением ЭВМ. Выборка составлялась с учетом типов пород и разновидностей руд. Полученные характеристики сравнивались между собой и, на основе сходства или различия, сделан вывод о характере распределения элементов в пространстве.

Изученное месторождение является типичным представителем средне-температурных гидротермальных месторождений типа "минерализованных зон" с пирит-арсенопиритовой минерализацией, несущей тонкую вкрапленность золота. Оно приурочено к зоне смятия широтного простирания. Рудные тела сосредоточены в участках сочленения и расщепления секущих тектонических нарушений, имеют сложную форму и изменчивые элементы залегания. По падению рудные тела приобретают форму штокерковых зон с раздувами и пережимами в отдельных горизонтах. Рудовмещающие породы представлены песчано-сланцевой толщей, характеризующейся резко выраженной фациальной изменчивостью.

Установлено, что галлий и сурьма связаны между собой положительной связью в песчаниках ( $r=0,18$ ), углистых ( $r=0,14$ ) и глинистых сланцах ( $r=0,21$ ), а в песчано-глинистых разностях связь между ними близка к нулю ( $r=0,08$ ) и практически ей можно пренебречь. Это объясняется синхронной концентрацией определенной части элементов с литификацией осадков. Они сконцентрированы в тонкорассеянной углистой и глинистой массе. В рудах коэффициенты корреляции галлия и сурьмы с золотом близки к нулю или отрицательные ( $r=0,19$ ). Это позволяет считать, что концентрации галлия и сурьмы с золотом генетически не связаны.

Абсолютные содержания элементов в породах и коэффициенты корреляции растут с увеличением степени метаморфизма пород. Отмечаются следующие закономерности статистического распределения золота и элементов-спутников:

1. повышенная концентрация золота отмечается в интервале 50-100м от поверхности, выше и ниже которого содержание его в породах заметно беднее;
2. линейными корреляционными связями со свинцом обладают элемен-



ты полиметаллической группы (никель, кобальт, молибден, галлий, барий), величины коэффициента корреляции обычно высокие в породах зоны нарушения;

3. медь тесно связана с другими элементами на верхних горизонтах и больше всего она линейно связана с кобальтом, по мере движения на восток (по простиранию рудного тела) связь между ними заметно ослабевает;

4. молибден и барий тесно связаны со свинцом, особенно на нижних горизонтах месторождения.

Вышеизложенные закономерности распределения элементов связаны, вероятно, с зональностью их распределения.

Д.Н. БЕЛЯШОВ, В.П. ПРИЩЕПЧИК, В.И. СЕГАЛОВИЧ, В.Н. ШАБАЛДИН  
(Казахский филиал ВИРГА, Казахский институт минерального сырья)

#### ГЕОХИМИЧЕСКОЕ КАРТИРОВАНИЕ И ОЦЕНКА РУДНОСТИ ГИПЕРБАЗИТОВ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ КЕМПИРСАЙСКОГО МАССИВА ПО ДАННЫМ СПЕКТРАЛЬНОГО АНАЛИЗА

На основании математической обработки данных спектрального анализа металлометрических и штучных керновых проб, отобранных в южной части Кемпирсайского ультраосновного массива, получены следующие выводы.

1. Данные металлометрической съемки по вторичным ореолам рассеяния (Берчогурская экспедиция, 1959 г.) на участке, сложенном в основном перидотитами, позволяют картировать ксенолиты габброамфиболитов (повышенные содержания  $\text{Cu}$  - в 2-3 раза и пониженные  $\text{Ni}$  в 1,5-2 раза) и зоны развития кор выветривания (повышение содержаний  $\text{Cr}, \text{Ni}, \text{Co}$ ).

2. Расчитаны дискриминантные функции (по  $\text{Ti}, \text{V}, \text{Cr}, \text{Mn}, \text{Cu}, \text{Zn}$ ), позволяющие с ошибкой не более 18% диагностировать перидотиты и гарцбургиты, практически неотличимые при макроскопическом и трудно различимые при микроскопическом изучении.

3. Изучение распределений микроэлементов в разрезах ряда скважин, пробуренных на хромитовых месторождениях, показало, что в околорудных зонах (мощность до 300 м) наблюдаются четкие минимумы сглаженных кривых содержаний  $\text{V}, \text{Ti}, \text{Cr}, \text{Cu}, \text{Mn}$ . В то же время в рудах, наряду с хромом, наблюдается увеличение содержаний  $\text{V}$  и  $\text{Ti}$ .

Выявленные закономерности могут быть использованы при поисках скрытых хромитовых месторождений, поисках месторождений силикатного никеля и при картировании гипербазитов.

В.С.КУЗНЕЦОВ, В.И.ЛЕЗИН

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР,  
Алтайская ПСЭ ВКГУ)

#### К МЕТОДИКЕ ГЕОХИМИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ

В процессе геологического картирования ряда районов Восточного Казахстана авторами обобщено 20 случаев различия разновозрастных лав и субвулканических образований, а также разновозрастных близких по составу субвулканических пород между собой. Определение коэффициентов вариации распределения элементов проводилось с помощью вероятностного бланка и использованием табулированных значений вариаций при различных стандартных отклонениях. Во многих примерах наблюдается определенная закономерность в изменении вариации распределения химических элементов. В порядке постановки вопроса представлено три примера дискриминации вулканогенных образований.

Пример 1. Лавы альбитофиров и альбитофиры субвулканические среднедевонского возраста в районе периклиналильного замыкания Алейского антиклинория на Рудном Алтае.

Вариации содержаний всех элементов, за исключением титана и марганца, повышаются от лав и субвулканических образований. Титан и марганец имеют практически неизменные значения коэффициентов вариации. Выявленная отчетливая дискриминация близких по составу пород может служить определенным критерием при их картировании.

Наблюдаемая тенденция в повышении вариаций содержаний элементов в субвулканических породах может быть обусловлена следующими причинами: нестабильностью физико-химических условий и тектонических напряжений при становлении субвулканов и аутометаморфизмом порфировых интрузий.

Пример 2. Покровные и субвулканические порфириты ордовика в одном из районов Чингизского мегантиклинория.

Элементы группы железа (Ni, Co, Cr, Ti) и иттрий имеют заметное понижение коэффициентов вариации в субвулканических образованиях. Галлий, марганец и свинец практически не изменяют своих вариаций.

Литофильные элементы (Ba, Zr) и медь, напротив, повышают свои вариации распределения. Обратные тенденции изменения вариаций содержаний элементов группы железа по сравнению с лавами и субвулканическими образованиями кислото состава в первом приближении можно



объяснить принципиально разным составом магмы. В магме основного состава, заключенной в камеру и обладающей пластичностью и меньшей активностью при взаимодействии с вмещающими породами, по-видимому, тектонические напряжения не увеличивают неравномерность распределения основных компонентов (железа и элементов его группы), а, напротив, способствуют их более равномерному распределению. Незначительное повышение коэффициентов вариации меди и литофильных элементов, по всей вероятности, связано с проявлением слабого аутометаморфизма при становлении субвулканических тел основного состава.

Пример 3. Разновозрастные субвулканические порфиры (девонского и нижнекарбонového возраста) в районе периклинального замыкания Алейского антиклинория.

Относительное расчленение порфировых пород наблюдается по характеру изменения коэффициентов вариации свинца, меди, цинка, циркония, иттрия и иттербия. От древних к более молодым порфировым образованиям, как правило, вариации распределения для свинца, меди, цинка и циркония повышаются, а иттербия и иттрия понижаются.

Выявленные закономерности в распределении коэффициентов вариации могут быть использованы при расчленении вулканогенных образований.

Г. Д. ГАНЖЕНКО, Ю. Б. ГЕНКИН  
(Алтайская ПСЭ ВГУ)

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ И ВОЗМОЖНОСТИ ПРАКТИЧЕСКОГО ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ-СПУТНИКОВ, СОДЕРЖАЩИХСЯ В МЕС- ТОРОЖДЕНИЯХ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Месторождения полиметаллов, меди и золота в металлогенических зонах Восточного Казахстана отличаются повышенными содержаниями ряда элементов-спутников. При этом для разных типов месторождений концентрации и набор сопутствующих металлов неодинаковы. Так, полиметаллические месторождения имеют высокие концентрации золота, серебра, кадмия, сурьмы, ртути; медно-цинковые - кадмия, ртути, галлия; медно-колчеданные - селена, теллура, таллия, висмута, мышьяка, молибдена и кобальта. Месторождения благородных металлов из попутных компонентов содержат мышьяк, сурьму, ртуть, висмут, галлий,

селен, теллур, индий. Характер поведения и степень концентрации элементов-спутников зависит от геолого-геохимической специализации региона. Так, медно-колчеданные месторождения Чингиза (Акбастау, Космурун) по сравнению с месторождениями Рудного Алтая, имеют более высокие концентрации селена, теллура, молибдена, кобальта, ртути и пониженные содержания висмута. Даже в пределах одного региона степень концентрации элементов-спутников для одинаковых типов руд весьма различна. Например, Зиряновское месторождение в сравнении с другими рудноалтайскими месторождениями в значительной степени обогатено элементами-спутниками (за исключением серебра и кадмия). Во всех месторождениях средние содержания золота, таллия, индия, ртути колеблются преимущественно в пределах  $10^{-4}$  и  $10^{-4}\%$ , а серебра, селена, теллура, галлия, висмута, молибдена, мышьяка, сурьмы и кобальта - в  $10^{-2}$  и  $10^{-2}\%$ .

Степень накопления, распределение и вариации содержаний элементов-спутников в рудных телах и продуктах обогащения в основном зависят от распределения гипогенных минералов-концентраторов и минералов-носителей, в которых они сосредоточены, а также от форм нахождения их. Преимущественно в виде изоморфных примесей присутствуют кадмий, таллий, галлий, индий, селен, ртуть. Минеральная форма характерна для золота, серебра, теллура, молибдена, мышьяка, сурьмы и висмута. Подавляющее большинство элементов-примесей содержится в сульфидной части руд, которая в среднем включает до 100% запасов селена, теллура, мышьяка, кобальта, кадмия; 70-80% - ртути, таллия, молибдена, золота, серебра; 30-40% галлия, индия.

В общем балансе металлов в рудах полиметаллических и медноколчеданных месторождений на долю попутных компонентов приходится всего 0,4-0,9% запасов руды, что в пересчете на стоимость составит примерно 20-39% от её ценности в недрах.

Как относительные запасы элементов-спутников в рудах, так и их стоимость по отношению к основным компонентам (в товарной руде) увеличивается от полиметаллических к медно-колчеданным. Суммарная стоимость элементов-спутников для алтайских полиметаллических месторождений составляет примерно 20%, для месторождений Прииртышья - 24, 2-29, 8%, для месторождений Чингиза - 29,7-32,6%, а в зоне окисления последних она достигает 57% ценности руды.

При металлургическом переделе сырья достигнуто сравнительно высокое извлечение золота, серебра, кадмия из всех промышленных концентратов, а также ртути из свинцовых и цинковых продуктов (до 70%).



Остальные попутные компоненты при существующих технологических схемах выгодно извлекать только из отдельных концентратов и с определенной годовой мощностью основной продукции.

Ртуть, сурьма, мышьяк, золото, серебро, молибден и висмут образуют первичные и вторичные ореолы рассеяния в породах, вмещающих рассматриваемые месторождения. Характер эндогенных ореолов указанных металлов, их прямая связь с рудными залежами позволяют уверенно использовать их в качестве индикаторов полиметаллического, золотого и медного оруденения.

В.С.КУЗНЕЦОВ, В.С.АЗОВ

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР, Алтайская ПСЭ ВИГУ)

#### К ГЕОХИМИЧЕСКИМ КРИТЕРИЯМ ПОИСКОВ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЛЕНИНОГОРСКОГО РАЙОНА

Практическая ценность геохимической информации на стадии поисковых работ и предварительной оценки перспективных зон заключается в первую очередь в установлении количественно-морфологических признаков месторождений по их масштабности. Принятые нами исходные данные, основанные на личных наблюдениях и работах других исследователей (А.Н.Литвиновича, Х.А.Беспяева, М.А.Курбанаева, О.М.Чирко, А.И.Карцова и др.), позволяют в первом приближении осветить геохимические критерии применительно к поискам сульфидных месторождений, залегающих неглубоко в крутых открытых структурах или выходящих на современный эрозионный срез.

Количественно-морфологические признаки полей рассеяния элементов в связи с масштабностью оруденения выражены в следующем:

- крупные полиметаллические месторождения по наиболее информативному элементу - серебру - имеют размеры полей рассеяния с концентрацией низкого, высокого и высшего классов до 1000 x 400 м;

- мелкие полиметаллические месторождения и рудопроявления по первому классу имеют ширину полей рассеяния серебра до нескольких сотен (Кабинетское рудопроявление) и десятков (Черемшавское рудопроявление) метров; поля рассеяния серебра высшего класса достигают ширины 20 м (месторождение Шубинское), а в пределах мелких рудопроя-

явлений аномалий серебра высокого класса не обнаружено (рудопроявления Кабинетское и Черемшанское); поля рассеяния Pb, Cu, Zn, Ba имеют низкие количественно-морфологические характеристики;

- колчеданные медно-цинковые месторождения среднего (?) масштаба (месторождения Потенциальное и Юбилейное) отмечаются полями рассеяния серебра сравнительно невысокого класса концентрации ( $Ag_{I-2}$ ) шириной до 100-160 м; поля серебра с высшим классом содержаний ( $Ag_4$ ) иногда достигают ширины 20 м (Потенциальное); поля рассеяния редких элементов достигают ширины 100-200 м и высшей концентрации ( $Mo_{4-7}, Sn_{4-5}$ );

- колчеданные медно-цинковые месторождения мелкого масштаба по серебру низкого класса содержаний ( $Ag_2$ ) имеют разобренные поля рассеяния шириной до нескольких сотен метров (м-ния Габриэль) и иногда поля его полностью отсутствуют (С-З залежь Тихинского м-ния); концентрации серебра высокого класса ( $Ag_4$ ) имеют ширину полей до нескольких метров (4 м в пределах м-ния Габриэль); количественно-морфологические характеристики полей рассеяния всех остальных элементов также очень низкие;

- месторождения сходных типов, но разного генезиса различаются преимущественно по общим морфологическим признакам геохимических концентров; месторождения, предположительно связанные с базальтоидной магмой (м-ния Тихинское, Юбилейное, Потенциальное, Стрежанское и др.), как правило, имеют относительно ограниченные геохимические концентры и сравнительно четкие их границы (длиной до 1000 м и шириной до нескольких сотен метров); для этих объектов главной особенностью является доминирующее развитие халькофильной группы элементов при заметном распространении полей рассеяния редких металлов (Mo и Sn) вокруг колчеданных медно-цинковых месторождений, элементы группы железа не характерны; месторождения, предположительно связанные с глубинными очагами гранитной магмы (рудопроявления Пахотинское, Звездный II и ряд других рудопроявлений в Белоубинской зоне) имеют отчетливо выраженный дефицит халькофилов (Cu, Zn, Ag, Au), сидерофилов (Co, Ni, V, Cr) и редких элементов (Mo, Sn), геохимические концентры в этом случае сравнительно ограничены в размерах (до 1000 x 400 м); месторождениям, для которых можно предполагать генетическую связь с батолитами и крупными телами интрузивов, свойственно развитие геохимических концентров изометричной формы в диаметре до нескольких километров (до 6 км на участке рудопроявлений Алтайского и Владимирского).



Генетические и количественно-морфологические признаки полей рассеяния элементов при поисках глубоко залегающих сульфидных месторождений имеют слабую информативность. При глубоком залегании месторождений во внешних зонах возможно пространственное разобщение одновременных стадий оруденения, либо неполное их проявление. Исходя из этого, допустимо предположение о потенциальной рудоносности мелких месторождений и рудопроявлений (с благоприятными поисковыми признаками) на глубоких горизонтах (до I км) и флангах (участки месторождений Шубинского, Габриэль, Успенского, зону Кабинетского рудопроявления и другие).

В. С. АКСЕНОВ

(Алтайский отдел ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР)

ВЛИЯНИЕ ПРОНИЦАЕМОСТИ РУДОПОДВОДЯЩИХ И РУДОЛОКАЛИЗУЮЩИХ СТРУКТУР НА КОНЦЕНТРАЦИЮ СЕЛЕНА И ТЕЛЛУРА В ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗЫРЯНОВСКОГО РАЙОНА

Рассматриваются месторождения: Зырянское и Греховское-2 (свинцово-цинковые), Снегиревское (свинцово-медно-цинковое), Александровское (медное) и Богатыревское (цинково-свинцовое). Руды на всех месторождениях представлены пиритом, сфалеритом, халькопиритом и галенитом, с преимуществом какого-либо одного или двух минералов, и локализованы в крутопадающих зонах рассланцевания. Физико-химические условия процесса рудообразования (судя по тождественности околорудноизмененных пород и парагенезисов минералов) были близки. Существенное отличие месторождений выявляется в проницаемости рудоподводящих структур и, функционально отразивших их, текстурных типов руд. На Зырянском месторождении подавляющее развитие получили вкрапленные руды в "прикрытых" зонах рассланцевания. На греховской группе месторождений в период рудообразования зоны рассланцевания были "открыты" на большие глубины. Здесь максимально распространены линейно-прожилковый и жильный типы руд. В "приоткрытых" (сжатых) зонах рассланцевания Богатыревского месторождения отложились вкрапленно-пленочные руды.

Наибольшие концентрации селена и теллура отмечаются обычно в галенитах и пиритах. Сопоставим содержания (г/т) селена и теллура в пиритах и галенитах прожилково-вкрапленных руд указанных месторожде-

ний (в порядке увеличения проницаемости структур).

Месторождения	Пириты		Галъбиты	
	Селен	Теллур	Селен	Теллур
Богатыревское	10	0,9	190	19
Зыряновское	32	4,9	310	30
Греховское-2	43	4,2	513	83
Александровское	78	11	1500	19
Снегиревское	310	19	2300	56

Из таблицы видно, что увеличение концентрации селена и теллура в рудных минералах прямо пропорционально возрастанию проницаемости рудопоподводящих структур месторождений.

В то же время, в пределах одного месторождения распределение примесей в минералах неодинаково и зависит от типа руд и глубины. На Зыряновском месторождении с уменьшением глубины в сульфидных зонах зкрапленных руд количество селена и теллура заметно уменьшается. В трещинных же типах руд (сплошные мелкозернистые и крупнокристаллические), локализованных в зонах дизъюнктивов, картина распределения противоположная: количество селена и теллура в сульфидных зонах увеличивается в направлении верхних горизонтов.

При фильтрации растворов в "прикрытых", скатых зонах расслаивания происходит просачивание их через фильтр горных пород. Определяющим в таких условиях является фильтрационный эффект, который приводит к дифференцированной миграции компонентов, находящихся в гидросистеме. Л.Н.Овчинников рассматривает фильтрационный эффект как величину, обратную концентрации и подвижности химических элементов. С уменьшением концентрации вещества в растворе (а количества селена и теллура, судя по содержанию их в рудах, в растворе были весьма малы) фильтрационный эффект очень сильно возрастает, что приводит к малой подвижности элементов-примесей по сравнению с рудообразующими элементами (медь, свинец, цинк), имеющими значительные концентрации.

В условиях трещинной миграции происходит свободное течение растворов. При этом, более химически подвижные элементы (селен, теллур, сера), не угнетенные фильтрационным эффектом, опережают ведущие компоненты и накапливаются в верхних горизонтах рудолокализирующих структур, что и подтверждается выше указанными фактами.



В.С.АКСЕНОВ

(Алтайский отдел ИГи им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

К ГЕОХИМИИ ГИПОГЕННЫХ РУД ЗЫРЯНОВСКОГО ПОЛИ-  
МЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (РУДНЫЙ АЛТАЙ)

1. Первичные руды представлены сфалеритом, галенитом, пиритом и халькопиритом. Генеральная последовательность отложения сульфидов следующая: пирит-сфалерит-халькопирит-галенит. Вертикальная зональность проявлена слабо. Для верхних горизонтов месторождения соотношения "медь: свинец: цинк: железо: сера" в сульфидной составляющей руды пропорционально 2:16:27:18:37, для нижних - 3:16:28:17:36.

2. Химическими методами проанализированы сотни проб руд, минералов и продуктов обогащения на большой спектр элементов: медь, свинец, цинк, сера, барий, золото, серебро, кадмий, ртуть, селен, теллур, галлий, индий, таллий, германий, мышьяк, сурьма, висмут, молибден, кобальт и никель.

3. Путем вычисления кларков-концентрации и сравнения содержания элементов в руде и сульфидах с количеством их в околорудноизмененных и неизмененных породах и нерудных минералах определены степени накопления элементов в различные этапы гидротермального процесса.

4. Профилирующие элементы (медь, свинец, цинк, сера, барий) превышают кларки литосферы и содержания во вмещающих породах от десятков до тысяч раз, что не вызывает никаких сомнений в их привносе в рудный этап.

5. Элементы-спутники подразделены на три группы: 1/ элементы, привнесенные в рудный этап - молибден, золото, серебро, кадмий, селен, теллур, мышьяк, сурьма, висмут и ртуть; 2/ элементы, привнесенные, в предрудный этап калий-магнезиального метасоматоза - галлий, таллий, молибден; 3/ элементы, непривносимые в рудолокализирующую структуру, а лишь прошедшие избирательную перегруппировку в процессе отложения сульфидов и слоистых алюмосиликатов - кобальт, никель, германий, индий.

В первой группе выделяется небольшой круг типоморфных элементов (серебро, золото, кадмий, селен, теллур, сурьма, висмут), содержания которых в сотни и тысячи раз превышают кларки, а степени накопления (по отношению к кларкам) во много раз больше, чем главных

рудных компонентов. Например, теллур накапливался больше, чем сера в 20 раз, серебро больше меди в II раз, кадмий больше цинка в 3,5 раза и т.п. Остальные элементы, хотя и привнесены в рудный этап, типоморфными не являются, ввиду сравнительно малых кларков-концентрации.

Элементы второй группы в основном ассоциируют со слоистыми алюмосиликатами и, прежде всего, с хлоритом, в котором содержится до 70 г/т галлия, до 15 г/т таллия, до 130 г/т молибдена (представлен молибденитом). Они участвуют и в рудном этапе, где избирательно распределены в сульфидах: галлий и молибден (в виде молибденита) - в сфалерите, а таллий - в галените и пирите. Повышенные содержания галлия (до 58 г/т) отмечаются также в халькопирите, а молибдена - в пирите сплошных руд (230 г/т). Привнос элементов второй группы доказывается более значительным содержанием их в окружающих породах по сравнению с неизменными разностями.

Элементы третьей группы имеют нижекларковые содержания в руде, за исключением индия (немного выше) и, в этом отношении, сопоставимы с неизменными вмещающими породами. Они частично вовлечены в рудообразовательный процесс и избирательно распределялись в отлагающихся сульфидах. Кобальт и никель ассоциируются с железом в пирите, а индий незначительно концентрируется в сфалерите.

И.Е.ФИЛИМОНОВА

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### К ГЕОХИМИИ СЕЛЕНА И ТЕЛЛУРА НА МЕДНОМОЛИБДЕНОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ БОЩЕКУЛЬ

Данные о поведении селена и теллура в рудах медно-молибденового месторождения Бошкекуль до настоящего времени в литературе отсутствовали. Они получены нами попутно при минералого-геохимическом изучении элементов, характерных для этого месторождения (Pd, Pt, Re, Au, Ag).

I. Базальтоидные породы района месторождения наряду с Cu, Co, Ni, Pd, Pt, Re, Au, Ag содержат S и Se, что указывает на общий источник этих элементов, которым, вероятно, являлась базальтоидная магма.



2. Оруденение на месторождении Бошекуль приурочено к порфири-там бошекульской серии  $S_{1+2}$  и, прорывающему их, дайкообразному интрузиву диорит-порфиритов и плагиогранит-порфиров. Порфирит, по-видимому, является продуктом эволюции базальтоидной магмы. Содержание серы в оруденелых порфиритах месторождения, по сравнению с базальтоидами района, увеличено незначительно, в то время как содержание селена больше на один-два порядка. Количество теллура в порфиритах месторождения на три порядка больше кларка земной коры, т.е. накопление теллура было более интенсивно, чем селена. Оруденелые плагиогранит-порфиры содержат несколько меньшее количество селена и теллура, чем порфириты.

3. Процесс рудообразования на месторождении проходил в два этапа. В первый, пневмато-гидротермальный этап, кристаллизовались последовательно две парагенетические ассоциации минералов: гематит-кварцевая и биотит-магнетитовая с апатитом. Селен и теллур для них не характерны. Во второй, гидротермальный этап, руды формировались в две стадии (третья - пострудная). В первую, вкрапленно-прожилковую, молибденит-халькопиритовую стадию последовательно кристаллизовались ассоциации минералов: кварц-пирротин-халькопирит-пиритовая, линнеит-халькопиритовая с золотом, пирит-молибденит-халькопиритовая и гематит-молибденитовая. Во вторую, прожилковую, галенит-сфалеритовую стадию выделялись: халькопирит-пиритовая, халькопирит-сфалеритовая и пирит-галенитовая ассоциации минералов. Количество селена в минералах первой стадии превышает установленный В.В.Ивановым в 1969 г. минеральный кларк, причем происходит постепенное повышение содержаний от более ранних минералов к поздним. Минералом-концентратором его является молибденит. Содержание селена в минералах второй стадии (кроме галенита) ниже кларка для них. Количество теллура в минералах первой стадии резко увеличивается к поздней парагенетической ассоциации. Содержание теллура в минералах второй стадии выше кларка и превосходит содержание селена в них.

4. Большая часть селена и теллура в рудах заключена в пирите, как наиболее распространенном минерале. Доля этих элементов, приходящаяся на халькопирит и молибденит, значительно ниже.

5. Изучено содержание селена и теллура в продуктах обогащения руд. Выяснена хорошая сходимость расчетных и аналитических данных по распределению селена в рудных концентратах, что говорит об отсутствии его потерь при обогащении, вследствие преобладания изо-

морфной формы вхождения в сульфиды. Занижение аналитических данных по теллуру связано, вероятно, с потерями собственных минералов его при обогащении. На месторождении обнаружены микровключения следующих теллуридов: теллуровисмутид палладия, гессит, сильванит, алтаит и теллуровисмутит.

Полученные сведения указывают на возможную практическую ценность селена и теллура на месторождении, как попутных компонентов.

Э.Ф.КУЗНЕЦОВА

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### СОДЕРЖАНИЕ ВИСМУТА В РУДАХ НЕКОТОРЫХ МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Геохимическая связь висмута с медной минерализацией не вполне ясна. Между тем, известно несколько минералов, содержащих оба названных элемента. Задача наших исследований заключалась в определении количественных содержаний и изучении распределения висмута в рудах медных месторождений Казахстана.

Материалом для исследования служили руды, мономинеральные фракции главных рудообразующих сульфидов и промышленные концентраты (всего около 350 образцов). Определение висмута велось спектрографическим методом на дифракционном спектрографе ДФС-3 во втором порядке решетки 1200 штр/мм. Чувствительность анализа - 0,00001% (0,1 г/т). Средняя относительная квадратичная ошибка при четырехкратном фотографировании спектра каждой пробы составляла  $\pm 9,6\%$ .

Анализы показали, что медные руды Казахстана, несмотря на различие их типов, характеризуются сравнительно низкими содержаниями висмута: в медных концентратах Четыркуля - 1 г/т, Дзезказгана - 1-2 г/т, Бошекуля - 9 г/т, Коунрада - 26 г/т. Максимальные содержания висмута установлены в рудах скарново-магнетито-медного месторождения Саяк: в медном концентрате  $\sim 700$  г/т.

В минералах висмут распределен весьма неравномерно, от десятитысячных до десятых долей процента (максимально в халькопиритах Саяка  $\sim 0,7\%$ ).

В медьсодержащих полиметаллических месторождениях висмут, в основном, связан с галенитом. При обогащении таких руд в медный



концентрат переходит только несколько процентов висмута (по Зыряновскому месторождению ~ 2%) от его содержания в исходной пробе.

Основной формой нахождения висмута в исследуемых рудах являются субмикроскопические выделения собственных минералов, что подтверждается микроскопическими исследованиями и результатами локального спектрального анализа.

Наиболее высокие содержания висмута отмечены в медных концентратах, как правило, сложных полигенных месторождений (Саян).

В целом, распределение висмута в минералах определяется химической дифференциацией вещества в ходе рудообразующих процессов, кристаллохимическим отбором и исключительно резко выраженной способностью его к концентрации в виде самостоятельных минералов.

В.В.КУЛИНИЧ, С.С.СОЛНЦЕВ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ БАРИЯ В ПОРОДАХ РУДНОГО ПОЛЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖАЙРЕМ

1. Барит-полиметаллическое месторождение Жайрем приурочено к углисто-кремнисто-карбонатной толще фаменского возраста. В строении рудного поля принимают участие морские кремнисто-карбонатные породы турнейского возраста, трахитовые порфиры, образующие залежи неясной формы среди нижнефаменских отложений, дайкообразные тела эксплозивных брекчий, дайки диабазов и интрузии мовзонитов.

2. В пределах рудного поля отмечается присутствие рассеянной минерализации бария. Наблюдается определенная горизонтальная геохимическая зональность в распределении бария во вмещающих породах. Вблизи месторождений отмечаются повышенные содержания бария до 1% и более, понижающиеся прямо пропорционально удаленности от месторождения до 0,025% и ниже. Это обстоятельство указывает на наличие источника бария где-то вблизи месторождения.

3. Статистическая обработка данных результатов полукличесвенного спектрального анализа показала, что максимальное абсолютное содержание бария отмечается в трахитовых порфирах (0,06%) при максимальной дисперсии (5,76), хотя это составляет всего 0,4 кларка (Турикьян и Ведеполь). Все вулканогенно-осадочные образования характеризуются резко повышенным геохимическим фоном: в глинисто-

-карбонатных нижнефаменных породах 50 кларков (0,05%), в породах "продуктивной пачки" 40 кларков (0,04%), в сероцветных и красноцветных верхнефаменных известняках и кремнисто-карбонатных образованиях турнейского яруса по 25 кларков (0,025%).

Дайки диабазовых порфиритов являются последними производными базальтоидной магмы (Г.Н.Щерба, 1964), генерировавшей рудоносные растворы в виде избыточных продуктов, поэтому содержание бария в них (0,04%) близко к кларковым значениям.

4. Четкая тенденция к уменьшению содержаний и дисперсий бария от низов фамена к турне свидетельствует о времени максимального поступления бария из магматических очагов в морской бассейн в период образования глинисто-карбонатных и углисто-глинисто-карбонатных пород с сингенетичными свинцово-цинковыми рудами ( $D_{3fm_1} - D_{3fm_2}$ ).

5. Установленная последовательность изменения местного геотемического фона бария снизу вверх, возможно, характеризует вертикальную зональность в распределении данного элемента и выявляет пространственно-временную закономерность вулканогенно-осадочного литогенеза и синхронного с ним рудообразования.

6. Отсутствие приуроченности повышенных содержаний бария к терригенным осадкам дельтовых и прибрежных фаций, вместе с тем установленной приуроченности бария к морским осадкам отдельных горизонтов верхнего фамена, позволяет сделать вывод, что только фаменная эпоха характеризовалась теми специфическими условиями, при которых происходило накопление основных масс барита.

7. Приуроченность к узлам пересечения глубинных разломов примесь туфогенного и пеплового материала как в рудах, так и во вмещающих породах указывает на образование сингенетичных руд месторождения в процессе подводной вулканической деятельности.

М.И.КОВИН

(Казгеофизтрест)

#### ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОХИМИИ ЛАНДШАФТОВ ПРИ РАЗБРАКОВКЕ ГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ НА ПРИМЕРЕ ЮЖНЫХ МУГОДЖАР

В Южных Мугоджарах, как и в других районах Казахстана, выявлено большое количество геохимических аномалий. Трудности при геохимических поисках заключаются в разбровке этих аномалий и выборе конкретных объектов для последующих детализационных работ, в том числе: проходки канав, шурфов, бурения. При этом следует



учитывать один из основных принципов геохимических поисков, согласно которому наиболее интенсивная аномалия не всегда интересна в промышленном отношении.

На практике в большинстве случаев детализационно-оценочные работы ставятся на контрастных аномалиях, в то время как малококонтрастные аномалии остаются вне поля зрения поисковиков — не изучаются. Это неудивительно, так как оценка мало контрастных аномалий, переживших сложную историю своего развития, и их разбраковка от подобных безрудных аномалий, является очень сложной задачей.

Ландшафтно-геохимические исследования могут помочь в разбраковке подобных аномалий.

Значение геохимии ландшафта при оценке геохимической аномалии состоит в возможности восстановления истории её развития, в частности, в выявлении тех геохимических процессов, которые могли усилить аномалию или ослабить её.

Основным методом ландшафтно-геохимических исследований является специальное картирование: составление карт элементарных ландшафтов, карт неоген-четвертичных отложений и древней коры выветривания, на основе которых составляется карта районирования по условиям формирования геохимических аномалий. Первый тип карт служит основой для установления дифференцированных статистических параметров распределения элементов по элементарным ландшафтам. Третий тип карт служит основой для разделения геохимических аномалий на рудные и безрудные.

На основе ландшафтно-геохимических исследований проведена разбраковка аномалий района на рудные и безрудные.

Г.С.КАРЛОВА

(Алтайский отдел ИГН им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ВЕРХНЕМЕЛОВОЙ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ СЕМИПАЛАТИНСКОГО ПРИИРТЫШЬЯ

I. В Семипалатинском Прииртышье очень широко распространена верхнемеловая кора выветривания, сформированная главным образом по песчано-сланцевым породам карбона, а так же по кварц-полевошпатовым порфирам и кислым эффузивам семейтаусского вулканогенного комплекса.

2. По степени изменения исходных пород субстрата кора выветривания подразделяется на 2 зоны:

а/ зону начального выветривания (каменный элювий);

б/ зону глинистого элювия.

3. В горизонте собственно каменного элювия осуществляется интенсивный вынос легкоподвижных элементов — натрия, кальция, магния. Одновременно с этим наблюдается участками привнос легкоподвижных соединений из верхних горизонтов профиля в нижний (отмечается частичное повышение содержания кальция и магния и обогащение профиля окисным железом). Начивается миграция и вынос кремнезема. Алюминий практически остается на месте.

4. В вышележащем горизонте каменного осветленного элювия продолжается вынос кремнезема и вступает в миграцию алюминий. Довольно интенсивно выносятся железо.

5. В горизонте глинистого структурного элювия (глинистая фракция представлена гидрослюдами и каолинитом) происходит значительный вынос кремнезема и слабый — алюминия. Обесцвечивание пород осуществляется за счет выноса трехвалентного железа.

6. Геохимическая характеристика горизонта глинистого бесструктурного элювия (глинистая фракция представлена каолинитом) близка к таковой вышеописанного горизонта (глинистого структурного элювия).

7. Таким образом, в процессе формирования профиля коры выветривания по песчано-сланцевым породам карбона вступает в миграцию и в той или иной мере выносятся все типоморфные элементы: до 93% натрия, 50% магния, 70% кальция, 60% железа, 22-32% кремнезема. Калий испытывает тенденцию к накоплению в профиле коры выветривания в направлении снизу вверх. Происходит интенсивный вынос алюминия из профиля структурного элювия (от 3 до 20%).

8. По магматическим породам кислого и основного состава развиваются аналогичные вышеописанным гидрослюдисто-каолинитовые коры выветривания.



В.А.АЛЕКСЬЕНКО, Вл.А.АЛЕКСЕЕНКО  
(Карагандинский политехнический институт)

О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ МЕТОДОВ  
ПРИ ПРОВЕДЕНИИ ГЕОЛОГИЧЕСКО-СЪЕМОЧНЫХ РАБОТ

На возможность применения биогеохимических работ при геологической съемке закрытых площадей указывали ещё К. Ранкама (1954) и Г.В. Уоррен (1954). Однако, до последнего времени определить расположение перекрытого рыхлыми отложениями контакта различных пород по данным биогеохимических исследований не удавалось. Это объясняется тем, что по методике, предлагаемой этими авторами, контакты различных пород следовало отбивать по изменениям абсолютных содержаний в золе растений редких элементов, железа и марганца. Но как показывают данные биогеохимических исследований, проведенных авторами в Джунгарском Алатау, Центральном Казахстане и Каратау, а так же многочисленные данные других исследователей, колебания содержаний элементов в растениях над одними и теми же породами в одинаковых ландшафтно-геохимических условиях довольно большие. Максимальные содержания любого элемента над одними породами обычно выше минимальных над другими, даже, если степень концентрации элемента в растении во втором случае значительно выше.

Авторы для "отбития" контакта учли связь между металлами в растениях (Алексеевко, 1969) и по изменению отношения между определенными элементами в растениях, впервые четко смогли определить под наносами границу между различными породами. Для определения границы между эффузивно-туфогенными породами и гранитами, а так же известняками и диабазовыми порфиритами бралось изменение отношения содержаний меди к молибдену (оба элемента входят в состав многочисленной группы ферментов энергетического обмена клетки) в таволге (*Spiraea*) и зверобое (*Hypericum*). Среди метаморфических пород Центрального Казахстана по изменению отношения между Zr и Sr можно определять границу между сланцами и песчаниками.

С помощью биогеохимических методов можно определять и положение под наносами разрывных нарушений; особенно хорошо выделяются в рудных районах разломы, образовавшиеся или "подновлявшиеся" после процессов рудоотложения. Так, на участке Кусак, в Джунгарском Алатау, буровыми работами были подтверждены все разломы нанесенные по результатам биогеохимического опробования (по линейно вытянутым

аномалиям). Сдвиг аномалий в биогенном ореоле рассеяния относительно разломов не превышал 40 м при крутизне склонов до 50° и мощности рыхлых отложений до 20-30 м. Учитывая большие амплитуды смещения по этим разломам (до 150 м), выделение их в районах месторождений важно уже в первые стадии разведочных работ.

Приведенные выше данные показывают, что при учете особенностей связи между металлами в растениях профиль дорогостоящих горных или буровых выработок можно с успехом заменить биогеохимическим опробованием. Широкое применение биогеохимических методов при картировании закрытых площадей позволит при удешевлении съемочных работ сделать их более точными.

Вл. А. АЛЕКСЕЕНКО

(Карагандинский политехнический институт)

#### К ВОПРОСУ ОБ ОБРАЗОВАНИИ "ОТРИЦАТЕЛЬНЫХ" БИОГЕОХИМИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ И ВОЗМОЖНОСТИ ИХ ОЦЕНКИ

Итогом проведения биогеохимических поисков является составление карт изоконцентраций содержаний элементов в золе растений и выявление биогеохимических аномалий над рудными телами. При этом содержания элементов значительно меньше фоновых сравнительно равномерно распределяются по всей площади или совместно обособляются, образуя так называемые "отрицательные аномалии". До последнего времени механизм их образования не был объяснен, а сами аномалии считались бесперспективными для поисков месторождений. Установление закономерностей связи между металлами в растениях (Алексеевко, 1969) позволяет не только объяснить образование отрицательных аномалий, но и использовать их при поисках.

В одинаковых ландшафтно-геохимических условиях распределение элементов в коренных породах и почвах сравнительно равномерное, поэтому незначительное уменьшение содержания одного из элементов на небольшой площади не может вызвать образование отрицательных биогеохимических аномалий. Их возникновение можно объяснить изменениями ландшафтно-геохимических условий и в первую очередь увеличением содержаний в коренных породах и почвах элементов, связанных отрицательной корреляционной связью с определенными элементами растений. При таком объяснении образования аномалий, изучение связей между элементами в растениях позволяет не



только установить причину возникновения отрицательных аномалий, но и рекомендовать часть их для оценочной проверки.

Проведение биогеохимических исследований в Джунгарском Алатау и в Каратау подтвердило эти предположения. Было установлено, что сравнительно сильная положительная корреляционная связь между свинцом и медью (+0,65 -0,73), а также между свинцом и молибденом (до +0,60), существующая в растениях при невысоких содержаниях свинца и цинка, над месторождениями полиметаллов резко ослабевает, а между свинцом и молибденом становится отрицательной. Это привело к образованию над свинцово-цинковым месторождением Тельманским, в Южной Джунгарии, отрицательной молибденовой биогеохимической аномалии, более четко оконтуривающей месторождение даже, чем положительные свинцовая и цинковая аномалии. Таким образом, в рассматриваемых ландшафтно-геохимических условиях появление отрицательных молибденовых аномалий является одним из дополнительных факторов обоснования поисково-разведочных работ, а форма и размеры аномалии позволяют более правильно оконтурить перспективные площади. Ещё большее значение изучение связи между металлами и оценка отрицательных аномалий <sup>гео</sup>должны иметь при поисках легколетучих и трудноопределимых в биохимических пробах элементов (золото, сурьма, висмут, ртуть и др.).

## ВОПРОСЫ ГЕОФИЗИКИ

О.А. КОСМУХАМЕДОВ

(Институт геологических наук им.К.И. Сатпаева АН КзССР)

### НЕКОТОРЫЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ В САЯКСКОМ РУДНОМ РАЙОНЕ

В последние годы в Саякском рудном районе проведены большие объемы крупномасштабных геолого-геофизических исследований с целью изучения имеющихся и поисков новых перспективных площадей.

По данным геофизических работ уточнено геологическое строение Саякской структуры. По результатам гравиметрических съемок установлены основные черты глубинного строения Саякской грабен-синклинали, глубинной морфологии гранитоидных массивов, выявлены на глубине контакты карбонатных и интрузивных пород, где можно ожидать наличия "слепых" скарново-рудных тел.

Результаты магниторазведочных работ помогли определить не только выходы интрузивных пород, характер погружения их контактов, но и отметить участки интенсивной гидротермальной проработки, проследить пачки осадочных пород, содержащих линзы и прослои титано-магнетитовых песчаников.

Большую пользу для геологического картирования и поисков оруденения в районе оказали методы электроразведки.

По данным геохимических съемок получена четкая картина зонального распределения металлов и выявлен ряд линейно-вытянутых зон, к которым тяготеет медное оруденение.

Наиболее крупной рудной зоной района следует считать Умитскую зону, фиксирующуюся интенсивными ореолами рассеяния металлов и геофизическими аномалиями, вытянутую в северо-восточном направлении. На северо-востоке она пересекается с другой подобной ей зоной - Лебайской, имеющей северо-западное простирание. В месте пересечения этих структур находится самое крупное месторождение Саяк-1.



Выделен еще целый ряд аналогичных, но меньших по масштабам зон, сопровождаемых четкими ореолами рассеяния металлов, пониженными магнитными полями, местами максимумами поля силы тяжести, аномалиями поляризации и понижениями сопротивления пород, имеющих важное значение для направления дальнейших поисковых работ.

Все эти аномальные зоны, скорее всего трассируют скрытые разломы. На поверхности они проявлены участками повышенной трещиноватости пород, цепочками интрузивных тел, полями гидротермально измененных пород.

Наиболее перспективными для поисков оруденения следует считать участки, расположенные в местах сопряжения отмеченных зон.

К настоящему моменту по результатам комплексной интерпретации геофизических и геохимических материалов в районе Саяка выделено значительное количество участков, перспективных для поисков оруденения как скарнового, так и прожилково-вкрапленного типа.

В.Д.ГУЗЕЕВ

(Алтайская геофизическая экспедиция ВКГУ)

#### ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ МЕТОДОВ ПРИ КРУПНОМАСШТАБНОМ ПРОГНОЗИРОВАНИИ НА БЕРЕЗОВСКО-БЕЛОУСОВСКОМ РУДНОМ ПОЛЕ

Березовско-Белюсовское рудное поле расположено в пределах Иртышской зоны смятия Рудного Алтая. Здесь, на площади около 100 кв.км известны 7 полиметаллических месторождений и большое количество зон сульфидной минерализации. На рудном поле широко развиты зеленокаменные и графитизированные сланцы, порфиroidы и порфиритоиды. Интрузивные породы представлены тремя массивами порфиридных гранодиоритов змеиногорского комплекса и многочисленными дайками порфиров и порфиритов. Все известные рудные залежи имеют лентовидную форму и располагаются в зонах рыва, дробления и рассланцевания пород, образовавшихся в результате повторных подвижек в период рудообразования.

На рудном поле геофизические методы ставились с начала 30-х годов. Применялись методы изодиний, естественного электрического поля, позднее - методы КП, заряда, АФИ, вертикального поля, радионий, градиентометрии, магниторазведки и др. Все эти работы были

направлены на непосредственные поиски рудных тел, но из-за недостаточного учета влияния рыхлых отложений и других поверхностных неоднородностей они особых успехов не имели. Поставленный на ряде участков метод ВП, как и метод ЕП, также оказался малоэффективным, из-за наличия сильных промышленных помех, графитизированных углистых сланцев и низкоомных рыхлых отложений большой мощности.

В результате обобщения геофизических материалов установлено, что рудные зоны всех известных полиметаллических месторождений картируются отрицательными магнитными аномалиями интенсивностью от 40 (Карьерное) до 400 гамм (Березовское). Аналогичный характер магнитного поля имеют некоторые из известных зон гидротермального метаморфизма, которые могут рассматриваться как перспективные на промышленное полиметаллическое оруденение.

Методом комбинированного электропрофилирования рудные тела даже крупных месторождений не отмечаются. Однако он, как и метод заряда, хорошо картирует аномалиями проводимости зоны срыва, дробления и обречивания пород вмещающих рудные тела. Но, при интерпретации их необходимо учесть влияние рыхлых отложений и ввести соответствующие поправки. Практика показывает, что из-за влияния низкоомных кайнозойских пород, оси проводимости КП могут смещаться в сторону до 200-300 м от действительного месторасположения зон минерализаций.

Метод КП позволяет также картировать некоторые минерализованные дайки кислого и основного составов, зоны окварцевания.

При изучении физических свойств горных пород, отобранных висячем боку рудных зон Иртышского и Карьерного месторождений установлено, что плотность порфиритоидов и гидротермально измененных пиритизированных пород повышается до  $2,8 - 3,0 \text{ г/см}^3$ . Такие зоны отмечаются положительными аномалиями силы тяжести с амплитудой до 0,7 мгл. По комплексу геофизических методов выявляются также разрывные нарушения субмеридионального и субширотного направлений, которые затухеваны более интенсивными тектоническими подвижками северо-западного простирания и потому по геологическим данным практически не выделяются. Отмеченные разрывные нарушения имеют важное значение для локализации полиметаллического оруденения.

Таким образом, с помощью геофизических материалов представилось возможным разделить по степени перспективности зоны гидротермального метаморфизма пород, выявить новые зоны и выделить



участки, перспективные для поисков глубокозалегающих полиметаллических месторождений.

Т.А.ГУРЕВИЧ  
(Казахский филиал ВИРГА)

#### КРУПНОМАСШТАБНАЯ ГРАВИРАЗВЕДКА ПРИ ИЗУЧЕНИИ СТРУКТУР ДЖАЙРЕМСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

Джайремское барит-полиметаллическое месторождение находится в западной части Атасуйского рудного поля. Рудовмещающими толщами являются глинисто-карбонатные породы верхнефаменского возраста.

Рудообразование протекало в два этапа. Первый - седиментационный, во время которого сформировались пластовые железные, железомарганцевые и сфалерит-мельниквит-пиритовые руды, а второй - гидротермально-метасоматический. Во время последнего образовались баритовые и свинцово-цинково-баритовые руды.

Для всех месторождений и рудопроявлений Атасуйского района характерно пространственное совмещение оруденения обоих этапов.

На рудном поле, на площади 20 кв.км была проведена высокоточная крупномасштабная гравirazведка, которая четко фиксирует блоковое строение фундамента нижнедевонских пород с амплитудами смещения 200-300 м. Рудные залежи выделяются локальными положительными аномалиями интенсивностью более 1 мгл.

Основная масса рудных тел тяготеет к границам блоков и находится на пересечении зон разломов северо-западного и северо-восточного простираний. Последние наиболее четко выделяются на трансформированной карте  $\Delta g$  (функция Саксова-Нигарда)  $R_1 = 200$  м  $R_2 = 400$  м).

В.И.ШАДХИН  
(Казахский филиал ВИРГА)

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ПРИМЕНЕНИЯ ПОДЗЕМНОЙ ГРАВИМЕТРИИ НА ПРОЖИЛКОВО-ВКРАПЛЕННЫХ МЕДНО-ЦИНКОВЫХ РУДАХ

С 1968 года в лаборатории скважинной и шахтной геофизики Казахского филиала ВИРГ разрабатывается методика подземных геофизических исследований на вкрапленных полиметаллических рудах месторождений Рудного Алтая. В комплексе с электроразведкой применялась

гравиметрия с гравиметрами и градиентометрами.

В 1969 г. производились подземные геофизические исследования на одном из рудников Рудного Алтая на прожилково-вкрапленных сульфидных медно-цинковых рудах. Измерения с гравиметрами и градиентометрами производились в горизонтальных горных выработках с шагом 5-10 м при среднеквадратической погрешности измерений с гравиметрами  $\pm 0,02$  мгл и градиентометрами  $\pm 7-8$  Е.

Результатами гравиметрической съемки были подтверждены данные геологов о погружении и падении разведываемой рудной залежи. По векторам горизонтального градиента силы тяжести уточнены очертания нескольких рудных тел. При подборе кривых  $\Delta g$  в нескольких случаях выявилось несоответствие геологических данных по отдельным геологическим разрезам.

Результаты подземных гравиметрических работ показали что, несмотря на малую избыточную плотность рудных тел, имеется возможность применения подземной гравиразведки на прожилково-вкрапленных рудах для уточнения морфологии рудных тел и их поисков в межвыработочном пространстве в комплексе с электроразведкой.

Л.А.ГУБАНОВ, Д.Ш.САДЫКОВ  
(Казахский филиал ВИРТа)

#### ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ДАННЫХ МЕТОДА ПЕРЕХОДНЫХ ПРОЦЕССОВ ДЛЯ УЧЕТА ГРАВИТАЦИОННОГО ВЛИЯНИЯ ПОГРЕБЕННОГО РЕЛЬЕФА В ГРА- ВИРАЗВЕДКЕ

Выявление и учет влияния погребенного рельефа при крупномасштабной гравиразведке является трудоемкой задачей. Электроразведочные работы методом сопротивлений (ВЭЗ, электропрофилирование) требуют значительных затрат труда и не обеспечивают требуемую точность выявления погребенного рельефа.

Значительно более быстрое затухание магнитного поля вихревых токов в низкосимных рыхлых отложениях, чем поля от токов в хорошо проводящих объектах позволяет при изучении ранних стадий переходного процесса (время регистрации менее 10 мсек) определять мощность низкосимных рыхлых отложений.

На месторождении Узун-Жал проведены опытные работы методами переходных процессов (МПП) и крупномасштабной гравиразведки, где мощность рыхлых отложений в "карманах" достигает 50-70 м.



Данные МПП использованы для установления корреляционной зависимости между электродвижущей силой МПП и поправкой за гравитационное влияние погребенного рельефа с погрешностью  $\pm 0,03$  мгл.

Установленная зависимость позволила значительно упростить учет гравитационного влияния погребенного рельефа, достигающее величины  $\Gamma$  мгл.

А.В. МАТУСЕВИЧ

(Гурьевская геофизическая экспедиция)

ПРИРОДА ЛОКАЛЬНЫХ АНОМАЛИЙ СИЛЫ ТЯЖЕСТИ НА УСТЮРТЕ  
И МАНГЫШЛАКЕ

Основной задачей геофизических исследований в Западном Казахстане являются поиски и детальное изучение замкнутых антиклинальных структур, которые представляют значительный интерес с точки зрения поисков залежей нефти и газа. Результаты гравиметрических полумиллигальных съемок, а также съемок повышенной ( $20,10$  мгл) и высокой точности ( $\pm 0,06$  мгл) показали, что гравиразведка в решении этой задачи может сыграть существенную роль.

Примером могут служить локальные аномалии выделенные над Южно-Аксуиской, Шанжолской, Акбасской, Киндерлинской, Тенгинской и другими структурами Мангышлака, над Ирдалинской, Токубайской, Бесбулакской, Арстановской, Каменной и другими структурами Северного Устюрта. Интересные результаты получены на площадях Бесбулак и Токубай. Они иллюстрируются чертежами сопоставления материалов гравиразведки и сейсморазведки.

Изучение корреляционных связей между интенсивностью остаточных гравитационных аномалий и глубиной залегания отражающего горизонта III позволило установить коэффициент регрессии, который для площади Бесбулак составляет примерно 100 метров на I миллигал. Поднятиям амплитудой 25-50 метров соответствуют аномалии 0,25-0,50 миллигал.

Существующие сведения о плотностях пород Устюрта и Мангышлака не позволяют объяснить наблюдаемые аномалии над мезозойскими структурами поведением известных плотностных границ. По новым данным не подтверждается существование плотностной границы юра - пермотриас. Плотностная граница палеоген - мел не может явиться причиной наблюдаемых аномалий, так как она обычно образует плавные структурные формы. Примером могут служить Сямбинская и Арстановская структуры.

Сделано предположение, что аномалии обусловлены не поведением плотностных границ внутри осадочного комплекса, а непостоянством плотности пород этого комплекса в целом на участках с различным структурным строением. Изменение плотности всего осадочного комплекса на  $0,005-0,008 \text{ г/см}^3$  может объяснить наблюдаемые остаточные аномалии интенсивностью  $0,25-0,60$  миллигал.

Выдвинута гипотеза о формировании антиклинальных мезозойских структур. Они образуются под действием вертикальных сил, которые передаются на мезозойские отложения в результате поднятия пород фундамента и пермотриаса. На первом этапе поднятия пермотриаса кровля меловых отложений находится в состоянии покоя - происходит уплотнение пород юрско-мелового комплекса. Второй этап образования структур протекает без существенного изменения плотности пород - одновременно с поднятием пермотриаса поднимается кровля мела. На третьем этапе в сводовой части поднятий образуются сбросы - происходит разуплотнение пород. Не все структуры претерпели три этапа формирования, на структурах с небольшими амплитудами третий этап не проходил.

На основании наблюдаемого гравитационного эффекта над мезозойскими структурами можно предполагать, что величина поднятия пермотриаса на первом этапе формирования мезозойских структур составляет 6-8 метров. Другими словами, если произойдет поднятие кровли пермотриаса на 6-8 метров и при этом кровля мела не испытает поднятия (мощность юрско-мелового комплекса 2,0-2,5 км), то возникнет локальная гравитационная аномалия интенсивностью  $0,25-0,50$  миллигал.

С.А. АҚЫЛБЕКОВ

(Агадырская группа геофизических партий ЦКГУ)

ПРИНЦИПЫ РАЗБРАКОВКИ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ АНОМАЛИЙ ПРИ  
ПОИСКАХ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В АТАСУЙСКОМ  
РУДНОМ РАЙОНЕ

Все известные месторождения Атасуйского рудного района сконцентрированы в контуре крупной Жайльминской синклинальной структуры, сложенной осадками вулканогенно-кремнисто-карбонатной формации верхнего фанена. Среди них промышленную ценность представляет только Каражальская группа железо-марганцевых месторождений, являющаяся основной сырьевой базой Карагандинского металлургического комбината.



Задача поисков железорудных месторождений в Атасуйском районе усложняется наличием межпластовых интрузий основного состава, залегающих согласно с рудовмещающими породами.

В случае залегания магнитоактивных объектов до глубины 100-150 м в комплексе исследования помимо магниторазведки и гравиразведки привлекаются работы методом вызванной поляризации. Применение электроразведки позволит не только разделить аномалии на рудные и безрудные, но и определить общую морфологию объектов возмущения. Особенно необходимо включение в комплекс исследования электроразведочных работ при оценке гравиметрических аномалий, которые могут быть обусловлены существенно марганцевыми телами или же антиклинальными структурами. Опытные работы указывают, что зона окисления марганцевых руд, пользуясь повсеместным развитием на железо-марганцевых месторождениях, фиксируется интенсивными аномалиями поляризуемости.

Более трудоемкая задача разделения геофизических аномалий в случае оценки глубокозалегающих объектов возмущения. В указанном случае более надежным является трансформация потенциальных полей в нижнее полупространство по программе ПОI - M и по известной формуле В.Н.Страхова до изменения градиента поля 20 гамм на 1 м.

Критический анализ данных трансформированного поля и результатов решения прямых задач на известных месторождениях позволит решить вопросы разделения аномалий, на рудные и безрудные.

Применение указанного комплекса методов значительно повысит эффективность работ, направленных на поиски железных и железо-марганцевых руд в Атасуйском районе.

Ю.В.ГРИШИН, В.А.ШИМАНСКИЙ

(Зырянский свинцовый комбинат)

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГОРНЫХ ВЫРАБОТОК ДЛЯ ПОИСКОВ СЛЕПЫХ  
РУДНЫХ ТЕЛ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМИ МЕТОДАМИ НА СНЕГИРЕВСКОМ  
МЕСТОРОЖДЕНИИ РУДНОГО АЛТАЯ

Горные выработки эксплуатируемых месторождений до настоящего времени еще редко используется для проведения геофизических работ. Встает задача более полного их использования, что позволит полу-

чить дополнительную информацию и выявить новые рудные тела вблизи горных выработок.

На примере Снегиревского месторождения показаны перспективы использования горных выработок для поисков слепых рудных тел электромагнитными методами.

Рудное поле Снегиревского месторождения сложено породами среднего и верхнего девона. Среднедевонские отложения расчленены на две свиты - ревнигинскую, сложенную осадочно-туфогенными образованиями и маслянской, представленную известковистыми алевролитами. Стратиграфически оруденение приурочено к верхам ревнигинской и низам маслянской свит, локализуясь, в основном, в горизонте пятнистых кварцево-серицитовых сланцев. Основные рудные минералы - халькопирит, малахит, азурит, галенит, сфалерит и др. Морфология рудных тел сложная. Это - линзы, жилы и рудные столбы, размещенные кулисообразно по отношению друг к другу, с выклиниваниями и пережимами по простиранию и падению. Электрические сопротивления руд и вмещающих пород резко отличны, что создает предпосылки для проведения электроразведочных работ.

Для изучения околовыработочного пространства штольни был проведен следующий комплекс электроразведочных работ: 1/ электромагнитное профилирование, на частотах 2048 и 512 кгц, с различными установками; 2/ метод амплитудных полярных диаграмм на этих же частотах; 3/ радиоволновое просвечивание на частоте 3,5 мгц.

В результате проведенных работ в штольне севернее I-го рудного тела была выявлена локальная аномалия, которая не вскрыта горными работами и требует проверки бурением.

Л.Н.МОРОЗОВ

(Казахский филиал ВИРГа)

#### СОВМЕСТНОЕ ИСТОЛКОВАНИЕ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ПО СКВАЖИНАМ ВНЕ И ВНУТРИ НАМАГНИЧЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

При поисках и разведке глубоко залегающих месторождений магнетитовых руд широко используется скважинная магниторазведка. Решение многих геологических задач с помощью небольшого объема информации, получаемой из измерений магнитного поля вне тел, может быть неоднозначна. В частности, этот факт убедительно проиллюстрировала Л.С.Константиновой (1968).



В последние годы доказана эффективность использования для геологических целей измерений магнитного поля по скважинам в намагниченных телах. Однако для интерпретации поля в подсечении необходим значительный объем исходной информации, получение которой может представлять самостоятельную задачу.

С целью уменьшения неоднозначности получаемых геологических выводов предлагается совместная интерпретация магнитного поля по скважинам вне и внутри тел. Целесообразность такой интерпретации можно проиллюстрировать на примере шаровой модели, определение размеров которой по внешнему полю невозможно без дополнительных данных о её намагниченности. Последнюю несложно вычислить по полю в подсечении и, таким образом, решить поставленную задачу.

Один из возможных алгоритмов совместного истолкования магнитного поля вне тел и внутри них (по скважинам) построен на направленном переборе моделей изучаемого разреза. За искомую принимается модель с минимальной разницей значений намагниченности вычисленных для каждого из объектов по полю вне и внутри него раздельно. Опробование алгоритма выполнено на материалах по трем разрезам месторождения магнетитовых руд в Центральном Казахстане и дало положительные результаты.

Ш.Б.БЕРМУХАНОВ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

#### ОПТИМАЛЬНЫЕ ПАРАМЕТРЫ МЕТОДА ДЭЗ ПРИ ПРЯМЫХ ПОИСКАХ НЕФТИ В УСЛОВИЯХ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР

1. Если в однородной среде создать постоянный электрический ток, то распределение потенциала во внутренней части тела изменяется по отношению к внешней и это изменение тем больше, чем больше неоднородность среды. Поэтому при прочих равных условиях влияние неоднородности тем заметнее, чем больший объем занимает неоднородность и больше разница удельного электрического сопротивления неоднородности от удельного сопротивления вмещающей среды. Эти особенности электрического тока с учетом пластообразного залегания, большого сопротивления и мощных нефтеносных горизонтов в среде надсолевых отложений были заложены в основу применения метода дипольного электрического зондирования (ДЭЗ) при прямых поисках нефти в условиях месторождения Кенкияк.

2. ДЗЗ осуществлялось электроразведочной станцией ЛРСУ-60 и генераторной группой ЭРТГ-60.

Опытным путем были установлены нижеследующие параметры: разносы питающей линии 0,4-4,0 км, приемной 0,04-0,3 км. Расстояние между генераторной группой и полевой лабораторией 0,2-8 км. Количество питающих железных электродов 60-75 шт. в группе. Сеть наблюдения над сводовой частью купола 1000 x 500 и по периферии купола 2000 x 500 м.

3. Изучалось направление прохождения тока по величине кажущихся сопротивлений по простиранию (продольное сопротивление) и вкрест простирания (поперечное сопротивление) осадочных толщ. Определялось среднее квадратическое сопротивление и коэффициенты анизотропии сред, численное значение которых колеблется в пределах 1,03-1,25.

4. В большинстве случаев над куполом получены геоэлектрические разрезы КОН, ООН, КН, хорошо согласующиеся с геологическими данными. Сопротивление нефтеносного горизонта на разрезах ООН или КН колеблется в пределах 25-30 ом.м, по данным измерений в скважинах 80-120 ом.м. Характерно, что с приближением приемной линии к крутым склонам куполов сопротивления кривых  $R_k$  увеличивается.

Нефтеносные горизонты отмечаются особыми "выскоками" в интервале разносов  $2R=1500-2000$  м.

Нефтеносные геоэлектрические горизонты повсеместно связаны разрезами типа Сн или Н, которые для метода ДЗЗ являются прямыми поисковыми признаками на нефть. Причем, в отдельных случаях на разрезе Н нефтеносный горизонт прослеживается визуально.

5. Количественная интерпретация осуществлялась по палеткам М.Пылаева. При этом сопротивление нефтеносного горизонта определялось по данным каротажа скважин. Расхождение между расчетными и скважинными глубинами залегания нефтеносного горизонта от нуля до 10 метров, а в отдельных случаях, когда кривые  $R_k$  значительно искажены - до 20 м.

6. На разносах  $2R=16$  км кривые ДЗЗ в большинстве случаев не выходят на асимптоту, поэтому определение подошвы соляного купола не представляется возможным, хотя кровля соли прослеживается четко; в работе имеются соответствующие разрезы.

7. Вышеуказанные параметры для месторождений нефти Прикаспийской впадины, приуроченных к солянокупольным структурам, следует считать рациональными при прямых поисках.



А. В. МИЛЛЕР

(Казахский филиал ВИРТа)

### ОСОБЕННОСТИ ПРОВЕДЕНИЯ МЕЖСКВАЖИННОЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ КОРРЕЛЯЦИИ В СЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

На участках развития сланцевых толщ проведение межскважинной электрической корреляции сопряжено с рядом специфических трудностей. Во-первых, сланцевые образования обычно обладают резко выраженной электрической анизотропией. Анизотропность среды вызывает сдвиг минимума потенциала с проекции точки заряда на линию или поверхность наблюдения. Во-вторых, во скважине зачастую встречается зона с высокой проводимостью, что вызывает появление кратных максимумов потенциала. Необходимы особые приёмы интерпретации для выделения отдельных объектов повышенной проводимости в данных условиях.

Автором выполнялись работы на участке развития нижнепалеозойских сланцевых образований. Метод электрической корреляции проводился с целью увязки между скважинами межпластовых зон дробления и пологих надвиговых структур, обладающих резко пониженным сопротивлением на фоне вмещающих пород. По данным электрического каротажа скважин рассчитывалось продольное и поперечное сопротивление, коэффициент макроанизотропии по отдельным литологическим горизонтам и по всей скважине в целом. Среднее значение коэффициента анизотропии колеблется от 1,2 для филлитовидных сланцев и до 3-4 для углеродисто-кремнистых сланцев. В теории электроразведки известны формулы, позволяющие определить положение точки максимума потенциала на линии наблюдений для случая однородной среды с известным коэффициентом анизотропии.

Расчеты показывают, что при коэффициенте анизотропии 3 угол между линией наблюдений и корреляционной осью может уменьшаться до 40 градусов. В однородной анизотропной среде угол наклона корреляционных осей при перемещении зарядного электрода по скважине сохраняется постоянным, и в случае наблюдений по параллельным скважинам амплитуда максимумов кривых потенциала также постоянна. При заряде в зону с высокой проводимостью или в резко анизотропный пласт с высокой суммарной продольной проводимостью амплитуда максимума резко повышается. Кроме того, в этом случае за счет эффекта натекания тока максимум потенциала остаётся неподвижным при пе-

перемещении заряда в некоторых пределах выше и ниже изучаемой зоны. Амплитуда максимума убывает соответственно удалению от проводника. Указанные признаки предлагается использовать для увязки проводящих объектов в анизотропной среде.

Кривые МЭК в сланцевых толщах часто осложнены хорошо проявленными кратными максимумами. За счет натекания тока максимумами потенциала отмечаются не только заряженный, но и соседние хороших проводящие горизонты и пласты. В этом случае полезно проводить наблюдения с дипольными установками или строить кривые дипольной корреляции по наблюдаемым кривым МЭК. Основным критерием для корреляции исследуемой проводящей зоны во всех случаях предлагается считать получение при заряде в неё такой кривой потенциала, которая бы резко отличалась от кривых при заряде выше и ниже этой зоны, то-есть имела бы заметно большую амплитуду максимума.

Если в скважине устанавливать только один заряд, то выполнить уверенную корреляцию невозможно.

А.В.МИЛЛЕР

(Казахский филиал ВИРГа)

#### МЕТОДИКА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО КАРОТАЖА СУХИХ СКВАЖИН

В районах с низким уровнем грунтовых вод при наличии по скважине зон высоко\* трещиноватости при бурении наблюдается интенсивное поглощение промывочной жидкости. Поэтому в момент проведения каротажа в скважинах полностью или частично отсутствует оуровсд раствор, а сама постановка каротажа методом кажущегося сопротивления (КС) по общепринятой методике становится невозможной. Индукционный каротаж применим лишь при низкоомном разрезе.

Для проведения каротажа КС сухих скважин предлагается следующее. Зонд изготавливается в виде системы из трёх стальных щёток, независимо друг от друга укрепленных на кабеле. Диаметр щёток должен быть больше диаметра скважины. Для исключения резких изменений коэффициента зонда при его перемещении по кавернозной скважине расстояние между щётками должно быть более 10-кратным диаметра щёток. Так, для каротажа КС скважин диаметра 100-180 мм целесообразно использовать потенциал-зонд длиной  $AM=1$  м при диаметре щёток 200 мм.



По данным токового каротажа, переходные сопротивления электродов-щётки в сухой скважине весьма велики — до нескольких тысяч ом и резко меняются при перемещении зонда. Это нарушает нормальную работу регистрирующего прибора, а также приводит к резким броскам тока в цепи АВ.

Высокое сопротивление измерительной цепи влияет на работу автоматического потенциометра аналогично включению чрезмерно большого демфирующего сопротивления, то-есть вызывает "затягивание" пера. Для исключения указанных помех предлагается на вход каротажного потенциометра включить согласующую ячейку. Если сопротивление измерительной цепи имеет величину до первых тысяч ом, в качестве согласующей ячейки следует использовать делитель с коэффициентом деления 1:10 или 1:25. При этом вход потенциометра нагружен на постоянное небольшое сопротивление (порядка 1 ком), а входное сопротивление всего измерительного устройства остается достаточно высоким. Если сопротивление измерительной цепи ещё выше — до 5-10 тысяч ом, то следует применять катодный повторитель, включаемый перед пульсатором. Катодный повторитель обладает весьма высоким сопротивлением, однако при его применении измерительная система работает устойчиво только при большой постоянной реохорда, и запись КС можно производить лишь в грубых масштабах.

Для устранения колебаний тока в питающую цепь вводится электронный стабилизатор тока. Предлагаемый стабилизатор тока выполнен на одной лампе-пентоде, работающей в режиме насыщения по анодному току при постоянном опорном напряжении на экранной сетке. Данная схема обеспечивает стабилизацию тока в чрезвычайно широком диапазоне изменений сопротивления нагрузки при весьма малом времени срабатывания. Например, при использовании лампы 6Д4 поддерживается стабилизированный ток 10 ма  $\pm$  5% при практически мгновенных изменениях сопротивления токовой цепи от 0 до 15 тысяч ом.

Описанная методика электрического каротажа сухих скважин прошла широкое опробование и в настоящее время внедряется в практику работ производственной организации.

С.Г.ДАУМОВ, А.В.ШИПЛЕВОЙ

(Уральская нефтеразведочная экспедиция, Уральская районная ГТИ)

ИЗУЧЕНИЕ КОЛЛЕКТОРСКИХ СВОЙСТВ ПОРОД МЕЖДУРЕЧЬЯ  
УРАЛ-ВОЛГА МЕТОДАМИ ПРОМЫСЛОВОЙ ГЕОФИЗИКИ

Надсолевой разрез солянокупольных структур междуручья Урал-Волга представлен песчано-глинистыми (нижний мел, средняя яра, верхний триас, ветлужский ярус нижнего триаса) и карбонатными (верхний мел, верхняя яра, баскунчакский ярус нижнего триаса) отложениями.

В изученном разрезе, по комплексу промыслово-геофизических и лабораторных данных, выделяется четыре типа коллекторов: гранулярный, пользующийся преимущественным развитием; трещинный; кавернозный и смешанный, образованный различным сочетанием вышеперечисленных видов пустотного пространства пород.

Как установлено, к гранулярному типу относятся пески, песчаники, алевролиты, которые имеют высокие показатели пористости (20-30 и более процентов) и проницаемости (100-1000 миллдарси). К трещинным коллекторам относятся известняки верхнего мела и иногда верхней яры. Проницаемость их достигает до 16 миллдарси.

Кавернозные коллектора встречаются только в известняках и доломитах нижнего триаса.

Из промыслово-геофизических методов при изучении пластов-коллекторов наиболее эффективными оказались: ст.каротаж, ПС, БКЗ, МКЗ, РК и кавернометрия; вспомогательными методами являлись акустический каротаж, индукционный и боковой каротаж.

Наиболее надежным методом определения коэффициента пористости оказался метод сопротивлений по зависимости  $K_p = f(R)$ , где  $R$  - параметр пористости, определенный по соотношению удельных сопротивлений пласта и пластовой жидкости.

Лабораторным путем было установлено наличие корреляционной связи между пористостью и плотностью образцов. Плотность пород приблизительно определялась по данным радиоактивных методов. Важное значение имеет определение глинистости по материалам промысловой геофизики, что связано с большим влиянием её на проницаемость пластов - чем больше глинистость, тем хуже проницаемость.

Оценка глинистости осуществлялась по зависимости приращения ПС и ГК:  $S_{ГД} = f(\Delta ПС)$  или  $S_{ГД} = f(\Delta ГК)$ .



На основании соотношений удельных сопротивлений пласта и зоны проликования, а также данных НК и ГК сделаны попытки оценки характера насыщения пласта флюидами.

А.Е.ДАУЫЛБАЕВ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

### ВЛИЯНИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ НА ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТЬ ГОРНЫХ ПОРОД И МИНЕРАЛОВ

Интерпретация геофизических полей и изучение структуры земной коры основаны на использовании физических свойств горных пород и минералов. Однако, определение физических свойств горных пород и минералов при нормальных условиях для изучения глубинного строения земной коры становятся недостаточными. Несоизмеримы экспериментальные лабораторные исследования, позволяющие изучать физические свойства горных пород в термодинамических условиях близких к тем, которые существуют в недрах Земли.

Нами, совместно с Э.И.Пархоменко (Институт физики Земли), изучалось влияние высокой температуры и давления на электропроводность горных пород и минералов. Образцы горных пород были представлены, в основном, интрузивными разновидностями от кислого до ультраосновного состава. Из метаморфических пород изучались эклогиты, сланцы и гнейсы; исследовались также породообразующие минералы: кварц, поговая обманка, полевые шпаты, известняк.

Образцы горных пород и минералов, имеющие форму цилиндра или диска, исследовались на специальной установке, где давление поднималось до  $20\ 000\ \text{кг/см}^2$  и температура до  $1100^\circ\text{C}$ . Измерение электропроводности проводилось как на постоянном, так и на переменном токе (частота менялась от 0 до  $10^5$  гц). Ниже приводятся данные полученные при измерении на постоянном токе.

Исследования показали, что на электропроводность горных пород и минералов наибольшее влияние оказывает температура. С повышением температуры проводимость пород растет, увеличение это составляет 4-5 порядков на  $600-700^\circ\text{C}$ .

Электропроводность горных пород растет по мере увеличения их основности. Это различие сохраняется до температуры  $750-800^\circ\text{C}$ , при дальнейшем увеличении температуры различие в электропроводности разных по составу горных пород становится трудноуловимым.

Так например, при температуре  $200^{\circ}\text{C}$  гранит имеет электрспроводность  $10^{-10} - 10^{-11} \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ , габбро -  $10^{-9} \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ , пироксенит -  $10^{-7} \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ , а при температуре  $1050^{\circ}\text{C}$  соответственно -  $1,4 \cdot 10^{-5} \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ ,  $9,5 \cdot 10^{-5} \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ ,  $5,6 \cdot 10^{-4} \text{ ом}^{-1} \cdot \text{см}^{-1}$ .

Электропроводность кварца растет с увеличением температуры до точки  $550^{\circ}\text{C}$ , а потом уменьшается до температуры  $600^{\circ}\text{C}$ , далее вновь растет. Такой аномальный ход связан с переходом  $\alpha$ -кварца в  $\beta$ -кварц при температуре  $573^{\circ}\text{C}$ .

Аномальный ход графика зависимости электропроводности ( $\sigma$ ) от температуры ( $T$ ) характерен и для роговой обманки, но здесь это явление связано с отделением структурной воды.

График зависимости  $\sigma = f(T)$  для всех горных пород и минералов имеет сложный характер. Вычисленные энергии активации ( $E_0$ ) на отдельных прямолинейных участках графиков показывают, что по мере нагревания образца тип токоносителей меняется: от электронного ( $200-350^{\circ}$ ) примесного ( $350-650^{\circ}$ ) до ионного ( $700^{\circ}$  и выше). переходы отмечаются перегибом на графиках  $\sigma = f(T)$

Отмечено, что поровая влага оказывает большое влияние на величину электропроводности. Увеличение влажности на 1-2% при температуре  $150-200^{\circ}$  увеличивает электропроводность на 2-3 порядка.

А. П. ЗАРУБИН

(Зыряновский свинцовый комбинат)

#### РАДИОМЕТРИЧЕСКОЕ ОПРОБОВАНИЕ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД ЗЫРЯНОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Основным видом опробования рудных месторождений является химическое. Во всех случаях его применения обязательны три стадии: отбор, обработка, и химический анализ проб. Производительность такого опробования низкая, т.к. применяется в основном ручной труд.

В 1964 году на Зыряновском свинцовом комбинате организована радиометрическая лаборатория для разработки и внедрения ядерно-физических способов опробования. Они основаны на взаимодействии ядерного излучения с веществом. При этом отпадает необходимость массового отбора, обработки и химического анализа проб, т.к. процесс опробования сводится к измерению интенсивности ядерного излучения, испускаемого искусственным радиоактивным изотопом, после прохождения его через исследуемую пробу.



В настоящее время на рудниках комбината применяется одна из разновидностей ядерно-физического опробования — радиометрическое, которое даёт возможность определять в полиметаллических рудах только свинец, а поэтому не может полностью заменить химическое опробование на всех стадиях разведки рудных тел.

Так радиометрическое опробование стенок горных выработок и керна позволило сократить бороздовое и керновое опробование на 60%, что даёт экономический эффект свыше 30 тыс. рублей в год. При этом используется серийный радиометр СРП-2 и радиоактивные зонды.

Гамма-гамма каротаж взрывных скважин позволяет оперативно и более точно, по сравнению с другими видами опробования, определять контуры рудных тел и значительно сократить потери и разубоживание при отбойке руд глубокими скважинами.

Радиометрическое опробование руды в навале осуществляется зондом для опробования стенок горных выработок. Такое опробование позволяет оперативно управлять процессом выпуска руды из блоков и производить шихтовку руд на карьере.

Экспрессное радиометрическое опробование шлама взрывных скважин на карьере осуществляется при помощи радиоактивного зонда.

Краткая характеристика зондов и радиометрических методов опробования приведена в таблице.

Таблица I

Назначение прибора	:Для опробования стенок горных выработок и отбит. руды:	Для опробования керна	:Для каротажа скважин:	:Для опробования шлама и отбитой руды в пробах
Порог чувствительности на свинец, %	0,2+12	0,2+12	0,2+12	0,2+12
Точность опробования, относительных %	25	20	20	20
Радиоактивный источник	селен-75	селен-75	цезий-137	барий-133
Активность источника, мг экв. радия	3	3	3	3
Количество операторов для обслуживания прибора	2	1	2	1
Производительность труда одного оператора	60 пог.м	100 пог.м	60 пог.м	200 проб
Стоимость определения в одной пробе	0,12 руб. 1 пог.м. выработки	0,20 руб.	0,12 руб. 1 пог.м скважины	0.20 руб.

1	2	3	4	5
Стоимость прибора с радиоактивным источником, руб.	200	200	250	800

В настоящее время на Зыряновском свинцовом комбинате разработаны конструкции зондов для опробования руд в вагонах УВГ-4, кузовах автосамосвалов и ковше экскаватора. Некоторые из них готовятся к производственным испытаниям. Ожидаемый экономический эффект от внедрения радиометрических методов опробования руд составит 37,4 тыс. рублей в год.



## ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

З.К.БАЙМЕНОВ

(Гидрогеологическое управление)

### ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ЗАУРАЛЬСКИХ СЫРТОВ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ, УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ

Рассматриваемая территория занимает северо-восточную часть Уральской области, междуречье рек Урала и Утвы. В геологическом строении принимают участие четвертичные, верхнеплиоценовые, палеогеновые, меловые, юрские, триасовые и пермские отложения.

Большая часть территории перекрыта плиоцен-четвертичными отложениями. В сводах соляных куполов выходят на дневную поверхность верхнетриасовые, юрские и нижнемеловые породы. Выходы последних на возвышенностях неблагоприятно влияют на пополнение запасов подземных вод этих отложений, так как основная часть атмосферных осадков, выпадающих в виде дождя, стекает со склонов, а в виде снега - сносится ветром в балки. Сток воды происходит в пониженные места, которые обычно представляют грабены, мулдьды, сложенные с поверхности плиоцен-четвертичными маастрихтскими и палеогеновыми отложениями. Поэтому наиболее перспективными и имеющими народно-хозяйственное значение являются подземные воды четвертичных, верхне-плиоценовых и маастрихтских отложений.

Подземные воды четвертичных отложений получили большое распространение в долинах рек Урала, Кушум, Утвы и Илека.

Водовмещающими породами являются разно- и мелкозернистые пески с прослоями гравия и гальки. Глубина залегания уровня грунтовых вод колеблется от 0,5-3 до 4-5 м в поймах рек и от 5-8 до 20 м на высоких террасах. Мощность четвертичного водоносного горизонта колеблется от 3-5 до 10-30 м.

Воды как правило пресные гидрокарбонатные с величиной минерализации до 1.0 г/л. Дебиты скважин, вскрывавших этот водоносный горизонт колеблются в широких пределах. Наибольшая водообильность отмечается в долине р.Урал, в среднем ее течении. Здесь дебиты отдель-

ных скважин изменяются от 5-12 л/сек до 25-50 л/сек. В других долинах расходы скважин значительно меньше и изменяются от 0,5 до 3-5 л/сек.

По данным последних лет на описываемой территории наиболее перспективными из верхнеплиоценовых отложений являются воды подсыртовых песков.

Глубина залегания изменяется от 7-10 м до 25-35 м. Мощность подсыртовых песков 3-6 до 10-25 м.

Воды, в основном, пресные, реже слабосоленоватые с величиной минерализации 1-3 г/л. Гидрокарбонатно-кальциевого, сульфатно-хлоридно-натриевого состава. Дебиты скважин изменяются от 0,5-1 л/сек до 3-5 л/сек. Водоносный комплекс маастрихт-датских отложений верхнего мела развит на рассматриваемой территории почти повсеместно.

Воды приурочены к трещиноватым мелям и датским известнякам. Глубина залегания кровли <sup>водо</sup>вмещающих пород от 10-25 до 40-50 м на севере, от 80-90 до 125-150 м на юге. Пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются на глубинах 2-25 м ниже поверхности земли. Воды пресные с минерализацией до 1 г/л. По химическому составу воды относятся, в основном, к гидрокарбонатному или хлоридно-гидрокарбонатному, кальциево-натриевому типам. Нарастание минерализации вод маастрихтских отложений прослеживается с глубиной и в сторону погружения структур, что в обоих случаях обуславливается ухудшением их циркуляции и замедленностью водообмена. Воды от гидрокарбонатно- и сульфатно-кальциевых изменяются до хлоридно-натриевых. Величина минерализации соответственно увеличивается от 0,5-1,5 г/л до 5-10 г/л и более. Дебиты скважин, вскрывших маастрихт-датский водоносный комплекс, варьируют от 0,5-3,0 л/сек до 15 л/сек.

Формирование подземных вод Зауральских Сыртов происходит за счет инфильтрации атмосферных осадков холодного года (эффективные осадки) составляющие 50-90 мм в год и поверхностных вод рек, особенно в период весенних паводков. Кроме этого немаловажное значение в формировании подземных вод имеет сток трещинных вод верхнетриасовых и верхнемеловых пород проникающих по глубоким тектоническим трещинам и зонам разломов с приподнятых участков Общих Сыртов, расположенных севернее за пределами описываемой площади. Приподнятость рельефа основной части Зауральских Сыртов над поверхностью Прикаспийской низменности, относительно большая расчлененность рельефа гидрографической сетью, создают благоприятные условия для формирования здесь пресных вод с минерализацией до 1 г/л, пригодных для хозяйственно-питьевого водоснабжения.



Широкое развитие подсыртовых песков, палеогеновых и маастрихтских отложений в междупольных пространствах и хорошая их обнаженность обусловила в них формирование пресных подземных вод трещинного типа.

Воды аллювиальных отложений, подсыртовых песков и мелмергельных пород маастрихта могут быть использованы как основной источник водоснабжения промышленных предприятий Уральской области с потребностью 25-50 л/сек сельскохозяйственного водоснабжения, обводнения и орошения.

В.К.ДЕЙНЕКА

(Северо-Казахстанское геологическое управление)

#### НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД В РЕЧНЫХ ДОЛИНАХ ТУРГАЯ И ВЫБОР ПЕРСПЕКТИВНЫХ ИСТОЧНИКОВ ВОДОСНАБЖЕНИЯ

До последнего времени перспективы выявления сколько-нибудь крупных ресурсов пресных подземных вод в долинах рек системы Тургая оценивались невысоко. Речной сток в этой полупустынной зоне очень кратковременный и ограничен скудными запасами снеготалой влаги. Роль подземного питания в расходной части баланса этих равнинных рек также незначительна. Долины выполнены преимущественно слабо фильтрующими суглинками и супесями. Затрудненный водообмен и неглубокое залегание подземных вод в условиях энергично протекающих процессов испарительной концентрации способствуют формированию здесь преимущественно соленых вод и рассолов.

Однако некоторые долины рек-притоков Тургая (Дамды, Карынсалды, Тасты и др.) отличаются от других долин как характером агградационного материала, так и более живым режимом водотоков. Это благоприятствует формированию в них значительных запасов пресных подземных вод.

Примером может служить долина р.Дамды, гидрогеологические особенности которой по предварительным данным представляются в следующем виде. Ширина долины в средней части течения (на ширине пос.Жаланаш) 4-5 км, продольный уклон 0,001-0,003. Относительно крутые (20-30°) склоны возвышаются над дном на 40-60 м и сложены песками олигоцена и эоцен-олигоценными глинами (чеганская свита).

Пойма ровная, луговая. Современное русло приурочено к осевой части долины. Постоянного водотока нет. В межень речка распадается на плесы длиной до 0,5-2 км и глубиной 5-7 м. Дно долины сложено современными русловыми старично-речными песчано-иловатыми осадками

до 2-3 м, ново-современными суглинками и супесями (5-10м) и поздне-четвертичными(?) песчано-гравийными отложениями. Мощность последних местами достигает 42 м. Ложе и борта долины представлены водоупорными глинами чеганской свиты.

Довольно пестрый состав отложений долины предопределяет наличие многослойной фильтрационной среды. Русловые песчано-илистые новообразования приурочены к узкому руслу. Грунтовые воды в них тесно связаны с речными и статичными отложениями. Верхняя часть поймы сложена слабо-водопроницаемыми суглинками и супесями. В ней содержатся линзообразные скопления подземных вод с минерализацией 1,5-3 г/л. Нижнюю часть разреза представляет горизонт разнозернистых и гравийных кварцевых песков с коэффициентом фильтрации от 30 до 120 м/сут. Подземные воды вскрываются на глубине 5-15 м и обладают небольшим напором (3-12м). Мощность водоносных песков в верховье долины 5-10 м, в устье - до 40м. Водообильность пород высокая но неравномерная по площади и, вероятно, в разрезе. Удельные дебиты скважин, оборудованные сетчатыми фильтрами достигают 5 л/сек. Для грунтового потока характерна прямая продольная и поперечная гидрохимическая зональность, которая заключается в постепенном возрастании минерализации и температуры воды от верховья долины к устью и от русла к бортам. Восполнение ресурсов подземных вод осуществляется за счет инфильтрации речных вод и перехвата части подруслового стока. Дополнительным источником питания является родниковый сток со склонов и снеготалые воды, инфильтрующиеся на поверхности поймы. При среднем уклоне 0,001 скорость потока составляет около 100 м/год, а общий расход его достигает 10000 м<sup>3</sup>/сутки. Происхождение значительного напора подземных вод (до 12м) нами объясняется барражным влиянием суглинистых пород, встречающихся на пути потока в устье долины. По прогнозной балансовой оценке эксплуатационные запасы на площади водозабора около 100 км<sup>2</sup> составляют около 200 л/сек. Запасы подземных вод с минерализацией до 2 г/л оцениваются в 400 л/сек.

По классификации Н.И.Плотникова (1965) Дамдинское месторождение может быть отнесено к первой группе подтипу "в" - месторождения в погребенных долинах Казахстанского типа с благоприятными условиями возобновления запасов.

Таким образом, основные черты рассмотренного месторождения подземных вод заключаются прежде всего в глубоком врезе долины и накоплении сравнительно мощных грубозернистых аллювиальных отложений-коллекторов подземных вод и в тесной связи подземных вод с речными. Решающая роль в формировании таких отложений принадлежит режиму водо-



тока и характеру твердого стока, в свою очередь обусловленному составом размываемых пород.

Следовательно, при изучении общих гидрогеологических условий и выборе источников централизованного водоснабжения бассейна Тургая следует иметь в виду все основные черты охарактеризованного выше типа месторождения. Следует учитывать также, что долины более позднего заложения с относительно высокой базисной поверхностью и значительными уклонами дна при наличии водотока или крупных плесов характеризуются более благоприятными гидрогеологическими условиями по сравнению с древними долинами. В процессе разведки и оценки месторождений этого типа главное внимание должно быть уделено изучению фильтрационной неоднородности водоносных пород, определению степени взаимосвязи подземных вод с поверхностными. Этим работам должны сопутствовать балансово-гидрометрические наблюдения и расчеты с целью определения максимально возможной величины питания и степени обеспеченности запасов. Остальные параметры необходимы для выбора типов, конструкций водозаборов и расчета их производительности.

М.К.КАЛТАЕВ, В.Д.МАЛАХОВ

(Гидрогеологическое управление)

#### ПОДЗЕМНЫЕ ВОДЫ ВОСТОЧНО-ИЛИЙСКОГО АРТЕЗИАНСКОГО БАСЕЙНА И ПЕРСПЕКТИВЫ ИХ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ В НАРОДНОМ ХОЗЯЙСТВЕ

Огромные пространства плодородных земель, заключенных между хребтами Джунгарского Ала-Тау и Кетмень, благодаря избытку тепла и света могут быть использованы для выращивания и получения высоких урожаев таких ценнейших культур, как пшеница, рис, кукуруза, просо и т.д.

Однако, широкому освоению этих земель препятствует недостаточность вод для целей орошения. Поверхностные воды, являющиеся основным источником орошения в этом районе, обеспечивают небольшие площади у подножья гор и прибрежной полосе реки Ичи.

Остальная часть территории лишена открытых водных источников. Имеющиеся немногочисленные поверхностные водостоки сосредоточены главным образом в горных и предгорных районах и в засушливые периоды мелеют или высыхают полностью.

Таким образом, единственным источником для целей орошения, водоснабжения на большей части территории в этом районе являются подземные воды.

Ранее считавшиеся совершенно безводными и бедными пресной водой громадные территории под названием "Карадала", что в переводе означает "злая черная степь", теперь по данным гидрогеологических исследований, проводимых Алма-Атинской гидрогеологической экспедицией, оказались богатыми подземными водами.

Большие запасы подземных вод заключены в отложениях четвертичного, палеоген-неогенового и мелового возраста.

Наиболее перспективным является меловой водоносный горизонт.

Верхнемеловые водоносные пески вскрываются скважинами в пределах участка разведочных работ на глубинах 430-760 м. Водоносный горизонт отличается выдержанным простиранием и высокой водообильностью. Пьезометрические уровни в скважинах устанавливаются на 40,15-130 м выше поверхности земли, дебиты скважин достигают 140-191 л/сек. на самосизливе. Качество воды хорошее, минерализация не превышает 0,5 г/л, по типу воды гидрокарбонатные натриевые.

Прогнозные эксплуатационные ресурсы подземных вод меловых отложений только в пределах разведанной площади составляют около 4-5 м<sup>3</sup>/сек.

Успешные результаты гидрогеологических работ позволяют рекомендовать подземные воды меловых отложений использовать для орошения земель в широких масштабах.

В.А.ОСИПЕНКО, Л.Е.ГУБА

(Институт гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР)

#### ВЛИЯНИЕ АТМОСФЕРНЫХ ОСАДКОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ЮГО-ЗАПАДНЫХ ОТРОГАХ КАЛЫН-СКОГО ХРЕБТА (г.ОРТЫНТАУ)

Рассматриваемая территория ограничивает с северо-западной стороны обширную Зайсанскую впадину, являясь областью питания Зайсанского артезианского бассейна.

Общие закономерности формирования подземных вод определяются сочетанием климатических особенностей, рельефа местности, геологических структур района и коллекторских свойств слагающих их пород, почвообразовательных и биохимических процессов, развитием гидрографической сети и строением речных долин.

Геоморфологически рассматриваемый район представляет собой низкороме, переходящее в юго-восточном направлении в мелкосопочник с широкими выположенными межсочными понижениями. Низкоромные и мелкосочные участки сложены отложениями нижнего и среднего карбона, представленными в северной части осадочными образованиями, к югу сменяя -



щимися эффузивными породами, прорванными верхнепалеозойскими кислыми и основными интрузиями.

К. верхней трещиноватой зоне коренных отложений приурочены подземные воды.

На формирование химического состава подземных вод зоны открытой трещиноватости существенное влияние оказывает состав приземного воздуха и атмосферных осадков, соли почвенного покрова, а также состав водовмещающих пород.

Из компонентов приземного воздуха важное значение имеют кислород и углекислота, которые активно участвуют в биохимических процессах, в свою очередь влияющих на химический состав подземных вод. По результатам анализа проб дождевой воды, собранной в различных частях района (низкогорной, мелкосопочной и равнинной) наблюдается закономерность в изменении, в сторону увеличения, растворенных солей от низкогорья к равнинам. Содержание солей изменяется от 34,88 мг/л до 79,86 мг/л. Концентрация водородных ионов 6,4-6,5, т.е. воды кислые, что способствует растворению солей как в покровных образованиях, так и выщелачиванию ионов из водовмещающих отложений. По составу воды гидрокарбонатные кальциевые.

Изменение минерализации атмосферных осадков наблюдается также и в течение года. Осадки периода затяжных ливневых дождей имеют меньшую минерализацию 38,35 мг/л, по сравнению с осадками длительного бездождевого периода - 65,88 мг/л.

Подземные воды зоны открытой трещиноватости, в питании которых активное участие принимают атмосферные осадки, имеют преимущественно слабую минерализацию до 500 мг/л. По составу воды близки к атмосферным осадкам, т.е. гидрокарбонатные кальциевые.

В подземных водах наблюдается увеличение концентрации водородных ионов до 7,3-8,1. Наименьшая минерализация в родниках, приуроченных к отложениям ниже- среднего карбона, отмечается в период интенсивного снеготаяния и затяжных ливневых дождей (200-300 мг/л). К концу лета отмечается увеличение минерализации с 200 до 500 мг/л и изменение состава на гидрокарбонатно-сульфатный кальциево-натриевый, т.е. постепенно увеличивается роль сульфат-иона и иона натрия. Здесь сказываются уже процессы выщелачивания ионов из водовмещающих отложений. С удалением водопунктов от области питания, увеличивается минерализация и изменяется химический состав подземных вод.

## Г. Г. ОМЛАКОВ

(Институт гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР)

### ВЗАИМООТНОШЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНЫХ И ПОДЗЕМНЫХ ВОД В ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЮЖНОГО ПРИБАЛХАШЬЯ

Восточная часть южного Прибалхашья наиболее богата поверхностными водами по сравнению с Западной. Здесь протекают такие реки как Лепсы со среднемноголетним расходом  $25,7 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , Баскан ( $10,5 \text{ м}^3/\text{сек.}$ ), Сарканд ( $6,5 \text{ м}^3/\text{сек.}$ ), Аксу ( $11,7 \text{ м}^3/\text{сек.}$ ), Биен ( $7,0 \text{ м}^3/\text{сек.}$ ), Кызылагаш ( $2,6 \text{ м}^3/\text{сек.}$ ), Акишке ( $0,5 \text{ м}^3/\text{сек.}$ ). Все они стекают с северных склонов Джунгарского Алатау и принадлежат бассейну оз. Балхаш.

Между подземными и поверхностными водами существует тесная взаимосвязь, выражающаяся в том, что на некоторых участках реки теряют значительную часть своего расхода и пополняют запасы подземных вод, в других местах, наоборот, подземные воды дренируются долинами рек. Так, в горной части все реки питаются за счет подземных вод, а также таяния ледников и атмосферных осадков. Модуль подземного стока в реки по отдельным рекам следующий: ( $\text{л}/\text{сек. км}^2$ ) Лепсы - 5,0; р. Баскан - 7,9; р. Арганаты - 8,9; р. Сарканд - 6,75; р. Аксу - 4,9; р. Теректы - 5,4; р. Биен - 7,5.

При выходе из гор на равнину реки теряют свои воды в грубообломочных и хорошо фильтрующих отложениях конусов выноса и пополняют запасы подземных вод. Подземные воды на этих участках залегают на глубине до 100 м в верхней части конусов выноса. На периферии последних они выклиниваются в виде родников, образуя реки типа "Карасу". Уровень поверхностных вод в конусах выноса оторван от зеркала грунтовых вод и как бы "подвешен" над ним. У периферии конусов выноса уровни сливаются. Среднемноголетние потери поверхностного стока в конусах выноса уменьшаются с востока на запад и составляют: р. Лепсы -  $5,9 \text{ м}^3/\text{сек}$  (или 22,9% поверхностного стока); р. Баскан -  $3,14 \text{ м}^3/\text{сек}$  (30,0%); Сарканд -  $2,6 \text{ м}^3/\text{сек}$  (40%); р. Аксу -  $3,86 \text{ м}^3/\text{сек}$  (33%); р. Биен -  $2,95 \text{ м}^3/\text{сек}$  (41%); р. Кызылагаш -  $0,75 \text{ м}^3/\text{сек}$  (29%); Акишке -  $0,1 \text{ м}^3/\text{сек}$  (20%). Минимальные уровни подземных вод в конусах выноса наблюдаются в апреле, максимальные в сентябре, амплитуда колебания 6-8 м, запаздывание пика уровня подземных вод по сравнению с пиком поверхностных вод составляет 1,5-2 месяца. При выходе на аллювиально-продувальную равнину, начиная от периферии конусов выноса, реки начинают получать питание за счет выклинивания подземных вод. Всего по периферии конусов выноса по нашим подсчетам



выклинивается  $19,5 \text{ м}^3/\text{сек}$ . Реки приобретают несколько другую форму: берега более крутые, долина прорезает покровные суглинки и покоится на гравийно-галечниках, сменяющихся песчаным материалом.

Река Лепсы вблизи конусов выноса получает питание до  $133 \text{ л/сек}$  на I пог.км., далее эта величина в песчаных массивах уменьшается до  $36 \text{ л/сек}$  и ниже пос.М.Горький до пос.Сангории величина питания составляет  $20 \text{ л/сек}$  на I пог.км. Ниже пос.Сангории и до устья река теряет свои воды в размере  $55 \text{ л/сек}$  на I пог.км.

Река Аксу от периферии конусов выноса до базы свх.Кызылтан по зимним среднегодовым замерам получает питание за счет подземных вод в количестве  $1,4 \text{ м}^3/\text{сек}$  или  $8,0 \text{ л/сек}$  на I пог.км. Далее от базы свх.Кызылтан до устья река теряет воды на пополнение запасов подземных вод и на испарение с поверхности многочисленных водоемов в количестве  $2,25 \text{ м}^3/\text{сек}$  (1955г). В разрезе года река на этом участке имеет сложное взаимоотношение с подземными водами, получая временное питание в декабре.

Остальные реки не доносят свои воды до озера Балхаш, теряя их в аллювиально-пролювиальной равнине. Как видно из вышеизложенного для Южного Прибалхашья характерно сложное взаимоотношение поверхностных и подземных вод по отдельным участкам.

Н.А.СЕРИКБАЕВА

(Институт гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР)

#### МЕЛИОРАТИВНО-ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ТАЛДЫ-КУРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ

С целью увеличения плодородия орошаемых земель, в соответствии с правительственными решениями намечаются значительные мероприятия по переустройству ирригационных систем, в том числе и в Талды-Курганской впадине, где предполагается довести орошаемые площади до  $45 \text{ тыс.га}$  вместо  $28 \text{ тыс.га}$  орошаемых в настоящее время.

Талды-Курганская впадина расположена у западных отрогов Джунгарского Алатау и окаймлена с трех сторон горными высотами до  $3 \text{ тыс. м}$  и открыта в сторону оз.Балхаш. Впадина вытянута в широтном направлении на  $100 \text{ км.}$ , а меридиональным  $-40 \text{ км.}$  Её пересекают реки Каратал, Коксу и Бижэ соответственно со среднегодовыми расходами по многолетним подсчетам  $71 \text{ м}^3/\text{сек.}$ ,  $52 \text{ м}^3/\text{сек.}$

Основные орошаемые массивы расположены на конусах выноса и в периферических ее частях. Во впадине орошение осуществляется отводами из рек, каналами неинженерного типа. Наиболее крупными из них являются

ся: Талды-Курганский объединительный канал с расходом в среднем -  $3,5 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , левобережный Коксуйский -  $13,5 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , Кок-Арык-Бижэ -  $2,4 \text{ м}^3/\text{сек.}$

По мелиоративно-гидрогеологическим условиям во впадине проведено районирование в соответствии с существующими положениями (Крылов, 1959). Всего выделено три мелиоративно-гидрогеологических района:

I. Район устойчиво-глубокого залегания грунтовых вод. Наклонная равнина, сложенная покровными супесями и суглинками мощностью до 0,5 м, подстилаемая водоносными валунисто-галечными отложениями. Мощность водоносного горизонта 40-250 м, коэффициент фильтрации до  $30-260 \text{ м}^3/\text{сек.}$ , глубина залегания 10-50 м, углов уровня подземных вод 0,005-0,008 на северо-запад, расход естественного потока  $252000-946 \text{ м}^3/\text{сут.}$ , минерализация до 0,5 г/л, тип вод гидрокарбонатный кальциевый. Мелиоративно-гидрогеологические условия благоприятны, подземные воды залегают на большой глубине, имеют свободный отток, на почвенные процессы не оказывают влияния.

II. Район устойчиво-неглубокого залегания грунтовых вод. Долины рек Каратай, Коксу и Бижэ. В геоморфологическом отношении это надпойменные, низкие и высокие террасы, сложенные покровными суглинками мощностью 0,5-3,5 м,  $K_f=0,3 \text{ м/сут.}$ , подстилаемые галечниками, мощность 150-250 м,  $K_f=50-150 \text{ м/сут.}$ , глубина залегания грунтовых вод 0,5-7 м, расход естественного потока -  $1125000 \text{ м}^3/\text{сут.}$  Мелиоративно-гидрогеологические условия благоприятны, грунтовые воды имеют обеспеченный отток и не оказывают влияния на почвенные процессы.

III. Район неустойчиво-неглубокого залегания грунтовых вод. Представляет собой наклонную равнину на левобережье реки Коксу. Равнина сложена отложениями периферической части конуса выноса реки Коксу, галечниками. Покровные отложения представлены лессовидными суглинками, в которых ниже 0,5-1,0 м в вертикальном разрезе профиля содержатся плотные известково-железистые прослойки. Коэффициент фильтрации покровных отложений  $0,4 \text{ м/сут.}$  Представляет собой участок вторичного погружения грунтовых вод, грунтовые воды залегают на глубине 1-3 м. Расход естественного потока  $26 \text{ м}^3/\text{сут.}$

Мелиоративно-гидрогеологические условия участка неблагоприятны, грунтовые воды оказывают активное влияние на почвенные процессы, имеет место вторичное засоление. Необходимо заложение дренажных систем.

В целом мелиоративно-гидрогеологические условия впадины, вследствие близости региональной области питания подземных вод и интенсивного стока их, благоприятны за исключением участка левобережья реки Коксу, где наблюдается вторичное засоление.



А.И. ГИГОРЬЕВ

(Карагандинская гидрогеологическая экспедиция ЦКГУ)

К МЕТОДИКЕ ОЦЕНКИ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ЗАПАСОВ ЖОСАЛИНСКОГО  
МЕСТОРОЖДЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ ЖЕЛЕЗИСТЫХ ВОД

Месторождение минеральных железистых вод Жосалы приурочено к туфогенно-осадочным и эффузивным породам декона и имеет локальное распространение на площади всего 2 км<sup>2</sup>. Бальнеологическую ценность оно приобретает за счет высокого содержания двухвалентного железа (50-100 мг/л), марганца (1-2 мг/л) и кремниевой кислоты (50-100 мг/л).

По типу коллекторов Жосалинское месторождение относится к трещинно-жильному, осложненному тектоническими нарушениями. Гидрогеологические условия месторождений подобного типа сложные, так как они обычно характеризуются большой анизотропностью по трещиноватости и по фильтрационным свойствам пород. Поэтому совершенной методики подсчета эксплуатационных запасов минеральных вод трещинного типа до настоящего времени нет. Обычно оценка эксплуатационных запасов в таких случаях проводится гидравлическим методом по данным длительных опытно-эксплуатационных откачек, в процессе которых обязательным условием является постоянство дебита, понижения и химического состава минеральных вод.

На Жосалинском месторождении была проведена спаренная откачка в течение пяти месяцев из двух наиболее результативных скважин 2 и 3 в зимне-весенний период с расходами соответственно 1,5 и 1,4 л/сек. Однако, вышеуказанная методика оценки эксплуатационных запасов в этом случае оказалась неприемлемой по следующей причине. В процессе откачки в скважине № 2 не была достигнута стабилизация уровня - до конца опробования при постоянном расходе и химическом составе наблюдалось снижение уровня, составляющее 0,01 м в сутки.

За величину эксплуатационных запасов в скважине 2 нами был принят расход в количестве 0,8 л/сек, полученный во время опытной одиночной откачки, в процессе которой полностью сохранились вышеуказанные условия.

По скважине 3 эксплуатационные запасы равны 1,4 л/сек - расходу, полученному в процессе опытно-эксплуатационной откачки при постоянных значениях трех основных критериев.

По этим двум скважинам на утверждение ГКЗ были представлены запасы минеральных вод в количестве 2,2 л/сек. Для проверки оценки эксплуатационных запасов по опытным данным расчетным путем была определена их обеспеченность. В основу обеспеченности принима-

лись только естественные ресурсы, выражающие питание водоносного горизонта. Естественные запасы не учитывались, так как сработка их может повлечь за собой изменение химического состава минеральных вод.

В питании водоносного горизонта основное участие принимают атмосферные осадки в виде снеготалых вод и весенних дождей.

Естественные ресурсы определены балансовым путем двумя методами: а) по расходу потока; б) по родниковому стоку и величине испарения с водной поверхности заболоченностей, где происходит естественная разгрузка минеральных вод.

Определение естественных ресурсов по расходу потока проведено по формуле Дарси:

$$Q_{\text{э}} = k_{\text{в}} L j$$

где:  $Q_{\text{э}}$  - естественные ресурсы, м<sup>3</sup>/сутки;  $k_{\text{в}}$  - водопроницаемость пород, равная в среднем 20 м<sup>2</sup>/сут.;  $L$  - ширина фронта потока, м;  $j$  - гидравлический уклон потока по расчетному сечению. В связи с тем, что подсчетный профиль расположен не нормально к уклону потока, при оценке естественных ресурсов был принят поправочный коэффициент на  $\cos \alpha$ .

Величина водопроницаемости пород определялась графоаналитическим методом (Биндеман, 1963) по результатам откачек и восстановления уровней. Ширина и направление потока определены по картам гидроизогипс и линий равного содержания двухвалентного железа. Естественные ресурсы в расчетном сечении, вычисленные по трем блокам, составили 4,4 л/сек.

При определении естественных ресурсов по родниковому стоку и величине испарения с водной поверхности заболоченностей было принято во внимание, что минеральные воды частично разгружаются на дневную поверхность двумя родниками и одной мочажиной. По данным режимных наблюдений в течение 1963-65 гг. было установлено, что минимальный родниковый сток по двум источникам составляет 0,2 л/сек. Кроме разгрузки минеральных вод родниками, значительная часть минеральных вод дренируется на дневную поверхность заболоченностями, вода в которых наблюдается в течение всего теплого периода года. Зимой вода промерзает только сверху, летом вода расходуется, в основном, на испарение. По данным Каркаралинской метеостанции, испарение с водной поверхности малых водоемов за апрель-ноябрь месяцы составляет 726 мм/год. Общая площадь заболоченностей составляет 100000 м<sup>2</sup>. Таким образом, количество естественных ресурсов минеральных вод, расходуемых на испарение с водной поверхности заболоченностей, составляет 2,3 л/сек.

Суммарные естественные ресурсы, найденные по величине роднико-



вого стока и испарения с водной поверхности заболоченностей, составляет 2,5 л/сек. К северу от области разгрузки еще существует поток минеральных вод. Так, скважина 15, расположенная в 750 м к северу от расчетного профиля, вскрывшая минеральные воды, показала максимальный расход 1,4 л/сек. при понижении уровня на 28 м.

Приведенные выше расчеты свидетельствуют о том, что эксплуатационные запасы Жосалинского месторождения минеральных вод в количестве 2,2 л/сек с надежной гарантией обеспечиваются естественными ресурсами.

Применение рассмотренной выше методики позволило успешно утвердить в РКЗ эксплуатационные запасы минеральных вод по промышленным категориям в количестве 2,2 л/сек ( $189 \text{ м}^3/\text{сутки}$ ).

В.В.КРЫЛОВ

( Институт гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР)

ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОТРАБОТКИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
"СЕВЕРНОЕ" И ВОПРОСЫ ВОДОСНАБЖЕНИЯ БУДУЩЕГО РУДНИКА

Месторождение расположено в 90 км на ЮВ от города Караганды. Участок месторождения характерен наличием большого количества трещин и разломов различной ориентации.

Для изучения гидрогеологических условий месторождения и прогнозирования водопритоков в горные выработки на участке рудного поля пробурен ряд скважин и проведены опытные гидрогеологические и гидрохимические исследования. В результате исследований выявлено, что месторождение в целом является слабообводненным. Дебиты скважин не превышают 0,14-0,3 л/сек, увеличиваясь в зонах дробления до 0,6-0,8 л/сек, что связано, по-видимому, с разгрузкой нижележащих водоносных горизонтов по тектоническим зонам.

По химическому составу воды повсеместно пресные с сухим остатком 200-400 мг/л и общей жесткостью 5-8 мг-экв. Кроме того, они не обладают агрессивностью как к бетону, так и к металлическим конструкциям, что очень важно при строительстве подземных сооружений.

Прогноз водопритоков в горные выработки производился по различным методикам: аналитическим методом (с помощью формул гидродинамики), а также методом аналогии. Расчеты показали, что водопритоки в шахту, при максимальной ее глубине 400 м, не превысят  $120 \text{ м}^3/\text{час}$ , что не может служить помехой для отработки месторождения подземным способом.

Применение указанных методик дает наиболее правильные результаты, т.к. учитываются все основные гидрогеологические параметры.

При проходке шахт, особенно в зонах тектонических нарушений, тем необходимо вести наблюдения за водопритоками в горные выработки, а также за изменением химического состава подземных вод, а при проходке зон дробления - бурить опережающие скважины, что поможет предотвратить возможные прорывы рудничных вод в шахтные выработки.

Водоснабжение будущего рудника решено положительно. На расстоянии 3-8 км от месторождения разведан участок долины р. Шерубей-Нуры. Запасы подземных вод здесь полностью удовлетворяют потребность будущего рудника как в питьевой, так и в технической воде.

Т.Т. МАХМУТОВ

(Институт гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР)

#### ГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЯ АКТАС В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАЗАХСТАНЕ

Месторождение Актас приурочено в основном к гранитным интрузиям. На них залегает эффузивная красноцветная толща, представленная измененными туфами, туфогенными песчаниками, конгломератами и алеврититами. Пески и глины четвертичного и неогенового возрастов развиты главным образом в долине р. Актас. В непосредственной близости от карьера встречаются известняки кассинского горизонта.

В районе месторождения распространены трещинные, трещинно-карстовые и поровые воды, циркулирующие в различных литологических разностях.

Гранитные интрузии содержат трещинные воды, глубина залегания которых колеблется от 10 до 25 м. Обводненными являются лишь самые верхние трещиноватые зоны до глубины 40-60 м. Несколько повышенной обводненностью обладают зоны тектонических нарушений. Родники приуроченные к ним имеют расходы до 2-3 л/сек., иногда 5-7 л/сек. Возможные пределы производительности скважин определяются в 1-5 л/сек. Минерализация воды менее 1 г/л.

Эффузивная красноцветная толща пород франского яруса по водовмещающим свойствам относится к категории слабообводненных. Несколько повышенной водобильностью отличаются лишь прослой трещиноватых конгломератов и мощные пакки песчаников. Коэффициент водоотдачи этой толщи до глубины 100 м изменяется от 0,001 до 0,003. Исключение составляют зоны тектонических нарушений, где родники дают расходы до



1 л/сек реже, 2 л/сек. Величина сухого остатка в воде до 0,3 г/л.

Водоносный комплекс отложений чаграйской свиты и четвертичных аллювиальных образований (поровые воды) имеет спорадическое распространение. Скважинами, пройденными в чаграйских песках, вскрываются пресные воды, обладающие напором почти до самоизлива. Минерализация воды - 0,4-0,7 г/л.

Трещинно-карстовый тип вод широко распространен в известняках кассинского горизонта, которые вскрываются выработками в 700-800 м к западу от основного карьера.

В формировании подземных вод участвуют главным образом эффективные атмосферные осадки, величина которых в районе месторождения равна 130 мм в год.

Величина коэффициента просачивания и модуль подземного стока для гранитных массивов равна 0,17 и 1,0, а для песчаников, конгломератов и эффузивов соответственно 0,22 и 0,3. Среднегодовая величина максимальных запасов воды в снеге к моменту таяния составляет 90 мм. Максимальные прогнозные водопитоки, рассчитанные аналитическим и балансовым способами, а также методом аналогии составляют: для жилы I - 70-80 м<sup>3</sup>/час, жилы II - 100-140 м<sup>3</sup>/час и жилы III - 80 м<sup>3</sup>/час. Хозяйственно-питьевое водоснабжение рудника в настоящее время осуществляется за счет эксплуатации водоносного горизонта аллювиальных отложений долины р.Актас. В дальнейшем необходимо провести гидрогеологические исследования песков чаграйской свиты и известняков кассинского горизонта.

В.И.ПОРЯДИН

(Институт гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР)

#### ГИДРОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ЮЖНОЙ ДЖУНГАРИИ

Обследованные площади, находящиеся в пределах гор Архалы (месторождение Архалы) и гор Дигерес (руднопроявление Иглик), расположенны в Южно-Джунгарской структурно-фациальной зоне, для которой характерно преобладающее развитие эффузивно-пирокластических образований верхнего палеозоя. Гидротермальное изменение пород проявляется в широком развитии вторичных кварцитов, зон пропилитизации и окварцевания по эффузивно-пирокластическим породам, вмещающим кварцевые золоторосные жилы.

В ряде мест по всей массе измененных пород, особенно

в зонах окварцевания и развития жильного кварца наблюдается вкрапленное, вкрапленно-гнездовое и прожилково-гнездовое оруденение пирита, галенита, сфалерита, халькопирита, гематита, борнита, молибденита, кераргирита, пираргирита, аргентита, бромирита и золота.

Спектральным анализом сухих остатков в подземных водах обследованных площадей обнаружены свинец, цинк, медь, серебро, молибден, никель, олово, хром, мышьяк, сурьма, галлий, марганец, фтор.

Оценка содержаний (весовые %) серебра и полиметаллов в рудах проводилась по методике, опробованной ранее по району Северного Тянь-Шаня (В.И.Порядин и др.1968). По результатам спектрального анализа 247 проб воды рассчитаны концентрации серебра, свинца, цинка и меди, отвечающие нормальному гидрогеохимическому фону (НГФ) подземных вод эффузивно-пирокластической толщи верхнего палеозоя Южной Джунгарии. Расчеты проводились в предположении распределения концентраций по логнормальному закону (табл. I).

По результатам сопоставления кларков концентраций каждого элемента в подземных водах и таковых в магнитических сульфидах (А.П.Виноградов, 1962; Jand W Noddack, 1930) сделаны оценки возможных концентраций серебра и полиметаллов в рудах изученных площадей по данным гидрохимического опробования (табл. I).

Таблица I

Элементы	НГФ (весовые%)	Месторождение Архалы		Рудопроявление Иглик	
		Расчетные концентрации (вес%)	Результаты геологического опробования (вес.%)	Расчеты концентрации (вес.%)	Результаты геологического опробования (вес%)
Ag	$6,8 \cdot 10^{-6}$ $\sigma = 1,8$	29,6-800 г/т	1-600 г/т (среднее 64г/т)	сл.-587 г/т	сл.-181 г/т
Pb	$1,2 \cdot 10^{-4}$ $\sigma = 2,2$	0,03-0,052	0,01-0,15	0,01-1,4	0,005-16,0 среднее 0,91
Zn	$5 \cdot 7 \cdot 10^{-5}$ $\sigma = 2,3$	0,24-1,64	0,1-0,15	0,02-0,57	0,06-16,0 среднее 0,46
Cu	$2,0 \cdot 10^{-4}$ $\sigma = 2,1$	0,02-0,1	0,03	0,005-0,09	0,01-3,0 среднее 0,40

Точность оценки концентраций элементов в рудах по гидрохимическим данным определяется параметром логнормального распределения " $\sigma$ ", значения которого довольно стабильны и составляют 1,8-2,3 (табл. I).

Результаты гидрохимического опробования и последующая оценка концентраций элементов в рудах показывают, что руды месторождения Архалы более богаты серебром и бедны полиметаллами в сравнении с рудопроявлением Иглик, что соответствует геологическим данным. Сопоставимость результатов геологического опробования и расчетных данных по порядку величин достаточно хорошая, что указывает на правильность методики оценки.



Л.Н.ФИЛАТОВА

(Институт гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР)

СПОСОБЫ РАСЧЕТА МЕСЯЧНЫХ ВЕЛИЧИН ИСПАРЕНИЯ В  
МАЛОИЗУЧЕННЫХ ГОРНЫХ РАЙОНАХ

Испарение - одна из важнейших и наименее изученных составляющих водного баланса, исследованию которой в последнее время уделяется все большее внимание.

В докладе рассматриваются возможные при современной изученности гор способы косвенного определения потерь влаги на испарение с детальной до месячных интервалов времени. В основе лежат данные 7-летних наблюдений Института гидрогеологии и гидрофизики АН КазССР, полученные гравиметрическим методом, для склонов южной и северной экспозиции, в диапазоне высот 1600-3340 м в центральной части северного склона Зайлийского Алатау.

Для расчета испарения за период залегания снежного покрова рекомендуется зависимость  $E_{сн} = 7,8 (e_0 - e_{200})K v$  мм/мес,.....(1) где  $e_0$  - влажность насыщения по температуре испаряющей поверхности (мб),  $e_{200}$  - абсолютная влажность воздуха (мб),  $K v$  - ветровой коэффициент, определенный по среднемесячной скорости ветра. Параметр  $e_0$  определяется по найденной зависимости его от среднемесячной температуры воздуха и экспозиции склонов, которая косвенно отражает эффект солнечной радиации. Средняя погрешность расчета месячных величин испарения составляет 20%, при суммировании испарения за весь зимний период она уменьшается до 10%.

Склоны южной четверти в горах зачастую не имеют постоянного снежного покрова из-за воздействия солнечной радиации. Испарение с оголенных склонов в холодный период (X-II) более интенсивное, чем со снега; оно может быть оценено по соотношению  $E_{сн} = K_{п} \cdot i_{сн} \cdot T$  мм,....(2) где  $i_{сн}$  - среднемесячная интенсивность испарения со снега,  $T$  - продолжительность периода в сутках,  $K_{п}$  - коэффициент, зависящий от  $i_{сн}$ , который меняется в пределах от 1,10 до 2,00.

Для летнего суммарного испарения в условиях преимущественного достаточного увлажнения наиболее приемлемыми оказались зависимости с показателями теплового режима - среднемесячной температурой воздуха в 13 ч. среднесолнечного времени ( $\theta^\circ$ ) и продолжительности солнечного сияния  $T_r$ . В практическом отношении важно, что эти аргументы легко наблюдаются и достаточно надежно интерполируются по территории.

Зависимости имеют криволинейный характер, они четко дифференцируются по экспозиции и высоте местности, а также различаются по частям теплого периода в зависимости от степени увлажненности почвы и фаз развития растительного покрова. Аналитически зависимости выражаются системами уравнений вида

$$i = \frac{I}{a\theta^b + b} \quad \text{и} \quad i = cT_r + d \quad (3,4)$$

Значения параметров находятся по связям от высоты и ориентации. Средняя погрешность определения месячных величин летнего испарения по уравнению (3,4) колеблется в пределах от 10 до 20%.

Приведенные рекомендации позволяют оценить величину испарения для конкретных участков, с учетом их экспозиций. Испарение с бассейна может быть рассчитано по обычной формуле осреднения, как среднее взвешенное из величин испарения участков определенной высоты и экспозиции с учетом их доли в общей площади бассейна

$$E = \frac{E_1 F_1 + E_2 F_2 + \dots + E_n F_n}{\Sigma F} \quad \text{мм,.....} \quad (5)$$

где  $E_1$  - испарения с участка (склона),  $F_1$  - площадь участка.



## ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ НЕФТИ И ГАЗА

У. АКЧУЛАКОВ, С. Е. КАБДОЛОВ, Т. Н. ДЖУМАГАЛИЕВ

(Гурьевская укрупненная территориальная  
нефтегазозведочная экспедиция)

### К ВОПРОСУ ФОРМИРОВАНИЯ ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУР И НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮЖНО-ЭМБЕНСКОГО ПОДНЯТИЯ

В настоящей работе путем построения серии палеоструктурных карт прослежена история формирования ряда локальных структур верхнего мезокайнозойского этажа Южно-Эмбенского палеозойского поднятия. Для построения карт проведена детальная корреляция мезокайнозойских разрезов на основе сопоставления каротажных диаграмм в комплексе с данными микрофаунистических и петрографо-минералогических исследований, и установлена достаточная надежность реперов, к которым относятся келловейский продуктивный горизонт, безкая граница при переходе от терригенных осадков оксфордского яруса к карбонатной толще волжского яруса, базальная пачка в подошве аптских отложений, смена песчано-глинистых осадков сеномана с мергелями туронского яруса и другие.

На фоне региональной геологической характеристики Южно-Эмбенского погребенного палеозойского поднятия приводятся общие и отличительные черты локальных структур Прорвинской группы, Актыбе и Буранкуль, история их формирования, закономерность распространения залежей нефти и газа, их стратиграфическая приуроченность, характеристика коллекторов и т.д.

В результате изложенного даны следующие выводы.

I. На Южно-Эмбенском поднятии в формировании локальных структур и их развитии намечается некоторая этапность. I-й этап, охватывающий весь юрский период, характеризуется зарождением антиклинальных структур, замкнутые - Буранкуль и Прорва Восточная, не замкнутые - Актыбе и Прорва Центральная. II-й этап соответствует верхнемеловому периоду, в котором продолжался рост антиклинальных структур и их окончательное формирование к началу палеогенового времени.

2. Для локальных структур является характерным смещение сводов снизу вверх в северо-восточном направлении.

3. Активность роста локальных структур и их амплитуда растет в направлении общего погружения погребенного палеозойского поднятия.

4. Региональная нефтегазоносность мезозойских отложений, в особенности среднеюрских келловейских, и их высокая перспективность является несомненной.

5. В районе Южно-Эмбенского поднятия необходимо продолжить детальные сейсмические и поисково-разведочные работы, направив их преимущественно к юго-западу от известных нефтяных месторождений Прорва, Актюбе и др.

С. Г. ДАУМОВ, В. Х. КИМ, А. Б. БАКТИГУЛОВ

(Уральская укрупненная территориальная нефтегазознательная экспедиция; Уральский педагогический институт)

#### ПЕРСПЕКТИВЫ ПОИСКОВ ЗАЛЕЖЕЙ НЕФТИ И ГАЗА НА ЛОКАЛЬНЫХ СТРУКТУРАХ ЛЕВОБЕРЕЖЬЯ р. УРАЛ

До недавнего времени локальные структуры левобережья р. Урал были одними из наименее изученных структур Прикаспийской впадины. К настоящему времени, в результате проведенных сейсморазведочных работ, а также структурно-поискового и глубокого поискового бурения, получен новый фактический материал, позволяющий уточнить перспективы нефтегазоносности этого района.

Здесь основные перспективы нефтегазоносности связываются в первую очередь с отложениями пермотриаса. В разрезе триасовых отложений на солянокупольных структурах Чингиз, Кубасай и Бекет установлены нефтяные залежи. Так, в скв. Г-8 Чингиз, Г-1 Кубасай, Г-1 Бекет получены промышленные притоки нефти.

Кроме того, на исследуемой территории установлены признаки нефтегазоносности отложений кунгура, юры и нижнего мела в виде газирования глинистого раствора в процессе бурения, выбросов газа и пропитанности нефтью трещин ангидритов (скв. К-16, Г-10 Чингиз; К-1, К-2, Г-3 Телсу и др.).

Как известно, для формирования залежей нефти необходимо наличие следующих факторов: источников нефти, структурных условий, пород-коллекторов и пород-покрышек, благоприятных гидрогеологических условий и благоприятной истории геологического развития структур.

Мы считаем, что источником нефти, выявленной в подсолевых отложениях служили подсолевые палеозойские породы, т.е. нефть в красно-



цветах триаса является вторичной, мигрировавшей сюда по тектоническим нарушениям, разломам вблизи поверхности соляных штоков из подсолевых палеозойских отложений. При бурении скважины Г-10 в сводовой части купола Чингиз в соленосных отложениях кунгура (872-1150м) наблюдались нефтегазопроявления.

Анализ геолого-геофизических материалов по условиям залегания кунгурских и триасовых отложений на исследуемой территории показывает, что залежи нефти на локальных солянокупольных структурах приурочены к природным резервуарам пластовой формы, т.е. встречаются пластовые залежи нефти экранированные тектоническими нарушениями и склоном соляного ядра.

Продуктивные горизонты в триасовых отложениях представлены гранулярными коллекторами-песчаниками и алевритами (пестроцветы). Средне- и мелкозернистые песчаники обладают открытой пористостью II, 8-20% и проницаемостью от 150 до 400 мд. Породы-покрышки в разрезе триаса представлены аргиллитами и глинами.

Гидрохимическая характеристика рассматриваемых отложений свидетельствует о существовании благоприятных условий для сохранения залежей нефти. Воды триасовых отложений относятся к хлоркальциевому типу с минерализацией до 277 г/л.

Изучение истории геологического развития локальных структур левобережья р.Урал показывает, что на данной территории купола являются наиболее перспективными по сравнению с другими районами центральной части Прикаспийской впадины.

Получение промышленных притоков нефти, наличие фонда подготовленных структур (Бесоба, Акмечеть, Кокте, Сабини и др.) позволяют отнести район левобережья р.Урал к числу одного из наиболее перспективных районов для поисков крупных нефтяных и газовых месторождений Прикаспийской впадины.

Т.Н.ДЖУМАГАЛИЕВ, У.АКЧУЛАКОВ, С.Е.КАБДОЛОВ, А.Е.ИСКАЛИЕВ

(Гурьевская укрупненная территориальная нефтегазозведочная экспедиция)

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ СОЛЯНОКУПОЛЬНЫХ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ МЕЖДУРЕЧЬЯ УРАЛ-ВОЛГА И ИХ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ

Региональная нефтегазоносность нижнемеловых и юрских отложений в Прикаспийской впадине была доказана открытием десятков месторождений в Южно-Эмбенском промысловом районе. Промышленные запасы нефти

и газа на структурах Мартини и Юго-Западный Камышитовы, свидетельствуют о высоких перспективах этих отложений и в юго-восточной части междуречья Урал-Волга.

Как показывают результаты геолого-геофизических исследований и бурение, на юго-восточной части междуречья Урал-Волга широко распространены локальные положительные структуры, которые характеризуются многими сходными чертами, обусловленными соляной тектоникой. Наряду с этим они имеют много отличительных черт.

К числу важнейших особенностей солянокупольных структур междуречья относятся: глубина залегания свода соляного ядра, глубина прорыва соляным ядром надсолевых пород, морфология соляного ядра, стратиграфические и угловые несогласия, количество и характер разрывных нарушений и т.д.

Все эти вопросы рассматриваются на примере анализа геологического строения сложностроенной обширной солянокупольной структуры Жанаталап и Восточный Жанаталап.

На трех крыльях этой структуры получены фонтаны нефти из аптнеокомского и среднерурского горизонтов в скважинах, расположенных в приграбенной части. Однако, несмотря на то, что пробурено около 20 глубоких скважин, перспективы этой структуры еще далеко не полностью раскрыты.

В результате обработки первичных материалов геолого-поисковых и разведочных работ по данной структуре и сравнения их с известными месторождениями междуречья Урал-Волга получены следующие выводы, имеющие определенные практические значения:

1. Промышленную залежь нефти в апт-неокомском горизонте и, возможно, в юрских отложениях следует ожидать на южном крыле Восточного Жанаталапа, где по меловым отложениям намечается сводовое поднятие, осложненное сбросом, который, вероятно, вызван крутым уступом соляного ядра.

2. Наиболее перспективной в отношении нефтегазоносности является периферийная часть северо-восточного крыла Восточного Жанаталапа, где следует ожидать в пермотриасовых отложениях залежи, экранированные сбросами и крутым уступом соляного ядра. Об этом свидетельствуют данные скважины Г-4, в разрезе которой имеются 7 пластов коллекторов с благоприятной характеристикой, выраженной насыщенностью кернового материала и высокими электрическими сопротивлениями на кривых КС (от 3,5 до 8,0 ом) с общей мощностью свыше 100 метров.



3. На прорванных соляных куполах типа Канаталац и Восточный Канаталац не менее 1/3 объема структурно-поисковых скважин необходимо углубить до 1000 - 1100 метров, что значительно повысило бы эффективность геолого-разведочных работ и экономного расходования метража глубокого бурения.

С. Ш. ОЗДОВ

(Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР)

#### О ВРЕМЕНИ ФОРМИРОВАНИЯ АРСТАНОВСКОЙ ГРУППЫ СТРУКТУР

Рассматриваемые структуры относятся к так называемой Арстановской зоне поднятий, расположенной между Южно-Бусачинским прогибом и Култукской депрессией на Северо-Устьуртской впадине.

Многими исследователями большое значение придается времени формирования структур и возрасту самой ловушки, играющих важную роль для промышленного накопления углеородов. Проведенным палеоструктурным анализом Кара-Кудукской, Арстановской и Каменной поднятий установлено, что они являются структурами древнего заложения с унаследованным конседиментационным характером развития. Во время заложения свод Арстановской структуры гипсометрически находился выше Кара-Кудукской на 35-40 м и Каменной - 75-80 м. Это превышение Арстановская структура сохранила за собой на всем протяжении своего развития. Время наибольшего прироста амплитуды приходится на палеоген-меловое время.

Следует полагать, что превышение свода Арстановской структуры над Кара-Кудукской и Каменной соответственно (если измерение вести по отметке между байосом и батом) шло в следующем порядке: к концу верхней юры 55 м и 80 м; нижнего мела - 120 м и 290 м; верхнего мела - 135 м и 300 м; палеогена - 155 м и 480 м. Последние цифры подтверждаются по отметкам III отражающего горизонта.

Эти данные позволяют предполагать, что латеральная миграция углеводородов в районе Арстановской группы структур Северо-Устьуртского прогиба происходила с востока на запад из опущенной в гипсометрически приподнятую зону. Подтверждением этому является открытие месторождения нефти на Арстановской площади и выявленные признаки на структуре Каменной.

## Х.Х.ПАРАГУЛЬГОВ

(Институт геологических наук им.К.И.Сатпаева АН КазССР)

### НОВАЯ ЗОНА НЕФТЕГАЗОНАКОПЛЕНИЯ ВОСТОЧНОГО БОРТА ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

За последние годы в пределах восточного борта Прикаспийской впадины, исключая старые промыслы, были открыты промышленные залежи нефти в юрско-меловых комплексах отложений на площади Копя, Кенкияк, Акжар, Каратыбе и др. Кроме того, на площадях Кенкияк и Каратыбе выявлена промышленная нефтеносность верхнепермских и триасовых отложений. А в результате проведения поисково-разведочных работ на подсолевые комплексы образований были отмечены нефтепроявления на площадях Кумсай и Кенкияк.

До последнего времени южные группы структур восточного борта Прикаспийской впадины, исключая Тускум, Каратыбе и Северный Киндысай, не вовлекались в разведку.

Наиболее благоприятной для постановки поисково-разведочных работ является Санкубайская группа структур, оконтуривающих Санкубай-Чикембайскую мульду. И таковыми являются солянокупольные структуры Акбута, Санкубай, Алашаказган, Ащисай, Амангельды и Чикембай. Данная мульда является наиболее погруженной в пределах восточного борта Прикаспийской впадины. По первому (P<sub>1</sub>) подсолевому отражающему горизонту нижнепермские отложения Санкубай-Чикембайской мульды погружаются с 4400 м до 5800 м от бортовых частей к центру мульды. Кроме того, данная зона особенно благоприятна тем, что при проведении поисково-съемочных работ отмечались целые закированные участки песков и песчаников. А при бурении структурно-поисковых скважин наблюдались нефтепроявления из альбонских песков и песчаников на Санкубайской структуре. Небольшие закированные участки при проведении поисково-съемочных работ отмечены и на Каскыртауской площади.

Большинство известных нефтегазопроявлений и закированных участков Санкубайской группы тяготеет к структурам, обрамляющим западный борт Санкубай-Чикембайской межкупольной мульды. Из структур данной группы наиболее перспективной в отношении нефтегазоносности является - Санкубайская. Все эти данные и явились обоснованием для постановки глубокого разведочного бурения на Санкубайской площади. На данной структуре и были пробурены две глубокие разведочные скважины. Они заложены почти в сводовой части структуры: на юго-восточном блоке, имеющем небольшие размеры. В результате глубокого бурения в юрс-



ких отложениях была выявлена небольшая залежь нефти, не имеющая промышленного значения. Верхнепермские и триасовые комплексы отложений, с которыми связывались основные перспективы в отношении нефтегазности, остались не изученными. На наш взгляд, глубокое бурение на крутых склонах и уступах соляных масс, для изучения верхнепермских и триасовых комплексов образований, дало бы более весомые результаты. Исследование структур, окаймляющих западную часть Санкубай - Чикембайской мульды, является самой насущной проблемой.

## ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ

Ш.А.БАЙЖЕНЕВ

(Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева АН КазССР)

### ОСОБЕННОСТИ КАРТИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ТОЛЩ В УСЛОВИЯХ СИЛЬНО РАСЧЛЕНЕННОГО РЕЛЬЕФА

Между структурными линиями, контурами выхода пород на дневную поверхность и элементами залегания пород существует определенная зависимость. В совокупности они дают представление о строении толщ, характере складок и их пространственной ориентации. Однако в условиях сильно расчлененного рельефа взаимоотношения между ними порой могут быть противоречивыми. При построении крупномасштабных геологических карт наблюдается случай несоответствия между элементами залегания пород и структурными линиями, между структурными линиями и контурами выхода пород на поверхность и др. Величина несоответствия зависит от сложности строения толщ, типа и степени расчленения рельефа. Рассмотрим некоторые варианты этих взаимоотношений, встречающиеся при картировании складчатых комплексов в Джунгарском Алатау и хребте Каратау:

1. Если поверхность денудации горизонтальная, то каким бы сложным ни было строение толщ, линии простирания пород всегда совпадают со структурными линиями, конфигурация которых соответствует контурам выхода пластов.

2. Рельефом можно пренебречь, каким бы он сложным ни был, если породы падают вертикально.

3. Чем более расчленен рельеф, тем более сложны контуры выходов пластов и тем чаще элементы залегания пород не совпадают со структурными линиями. Иногда это несовпадение может достигать угла в  $90^\circ$ .

4. При сложном складчатом строении толщ и углах падения пород, равных или близких крутизне склонов, структурные линии одной из согласно залегающих толщ могут "срезаться" контурами выхода пластов



другой.

5. На участках периклинального и центриклинального замыкания складок и при крутых углах погружения их шерниров, простирание пород является секущим как к структурным линиям, так и к контурам выходов пластов.

Учет влияния рельефа является также необходимым условием применимости методики расшифровки складчатых структур по рисункам складок волочения.

С.К.КАЖГАЛИЕВА, О.Т.ТОКМУРЗИН, Н.И.ЗАХАРОВ

(Усть-Каменогорский строительно-дорожный институт)

#### МЕТОДИКА ОБРАБОТКИ ТРЕЩИН СПОСОБОМ ПАРАЛЛЕЛЬНЫХ СЕЧЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ АЛТАЙСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

С целью получения математической модели распределения трещин произведена обработка замеров съёмки трещин способом параллельных сечений с применением методов математической статистики и геометрии недр. Для решения этой задачи полевые замеры съёмки (реализации) наносятся в виде точек на прямоугольную квадратную сетку. Поле сетки разбивается через  $10^0$  на параллельные профильные линии, которые совпадают с направлениями азимутов линий падения трещин. На вертикальных профилях способом "скользящего окна" строятся эмпирические кривые, называемые скользящими средними. Способ обработки сводится к построению и анализу полученных поверхностей.

Произведено графо-аналитическое обоснование выбора числа сглаживаний, ширины окна сглаживания по углу наклона и азимуту линии падения.

Изучено теоретическое распределение интенсивности и представительности каждой случайной реализации при различных значениях угла наклона и азимута линии падения.

Характерно, что при обработке замеров трещин методом параллельных сечений, независимо от размера окна сглаживания по азимуту падения, наиболее развитой системой постоянно остается одна и та же система, а при обработке реализации другими известными методами, например, методом математической статистики, или на полярной ортографической сетке максимумы концентрации наиболее развитых систем трещин меняются.

Рекомендуемый геометрический способ обработки замеров съёмки трещин достаточно точно и полно отражает весьма сложные закономерности их распределения.

Н. П. КИСЕЛЕВ

(Алтайская ПСЭ ВКГУ)

К МЕТОДИКЕ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ МОНОТОННЫХ  
ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТЫХ РАЗРЕЗОВ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА  
(НА ПРИМЕРЕ КАЛБИНСКОГО СИНКЛИНОРИЯ)

Песчано-глинистые отложения Калбинского синклинория трудно поддаются стратификации, вследствие монотонности их разрезов, отсутствия маркирующих горизонтов и широко развитой мелкой складчатости, часто с региональным запрокидыванием.

Методические приемы расчленения флишевых и флишеподобных разрезов предложенные Н.Б.Вассоевичем (1948), Б.М.Келларом (1949), М.Г.Домизе (1963), М.В.Рац (1963) оказались весьма трудоемкими и в условиях Калбы мало эффективными. В результате проведенных исследований автором совместно с другими геологами Калбинского района разработана комплексная методика расчленения и корреляции песчано-глинистых разрезов, которая заключается в следующем:

1. Полевые работы проводятся только на крупномасштабных аэрофотоснимках и фотопланах с последующей выноской всего фактического материала на топооснову.

2. Первоначально район работ покрывается редкой сетью маршрутов с целью предварительного литологического расчленения отложений и выявления основных структурных элементов. Далее, путем сгущения маршрутов осуществляется более детальное литолого-структурное картирование; особое внимание при этом должно уделяться прослеживанию по простиранию характерных горизонтов, например, песчаников среди алевролитов или алевролитов среди песчаников, поскольку последние наиболее четко маркируют складчатые структуры.

3. Послойные разрезы составляются только на откартированных толщах и структурах в их наиболее обнаженных частях. Перед началом составления разреза проводится детальный маршрут для выделения естественных единиц разреза - слоев, горизонтов, пачек. При составлении послойных разрезов детально изучается литология, характер и масштабность ритмики, количественное соотношение различных типов пород в разрезе, внутренняя текстура слоев: микрослоистость, косая слоистость, волноприбойная рябь, насыщенность пород карбонатным и углистым материалом, а также расшифровывается мелкая складчатость с максимально возможной (в м-бе разреза) дробностью и тщательностью.

4. Опробование разрезов производится для целей изучения веществ-



венного состава отложений, их расчленения и корреляции. Виды опробования и количество проб необходимых для одной подсвиты иллюстрируется нижеследующей таблицей.

Виды анализа	Литологический (минералогический)	Силикатный (химический)	Геохимический (спектральный)
Тип пород	К-во проб	К-во проб	К-во проб
Песчаники	12 - 15	6 - 8	50
Алевролиты	12 - 15	6 - 8	50
Алевропелиты (аргиллиты)	-	7 - 10	50

Если свита состоит из двух или трех подсвит, то суммарное количество проб соответственно удваивается или утраивается. От каждой литологической и силикатной пробы отбирается шлиф для точного петрографического определения породы и подсчета терригенных компонентов легкой фракции. Тяжелая фракция изучается в иммерсионных препаратах.

5. Результаты всех видов анализов подвергаются статистической обработке по типам пород. Полученные осредненные результаты выносятся на графики, по оси абсцисс которых отлагается время (толщи в стратиграфической последовательности), а по оси ординат средние содержания компонентов в процентах или граммах на тонну. Графики строятся для каждого типа пород, каждого вида анализа, поскольку сопоставление и корреляция разрезов осуществляется по однотипным средам (породам).

6. Комплексная методика изучения вещественного состава отложений позволяет вскрывать циклический характер распределения по разрезу терригенных компонентов и химических элементов. Каждый такой цикл (макроритм) характеризуется своеобразным набором минералого-геохимических признаков, позволяющих обособлять его осадки в определенные стратиграфические единицы.

7. Каменноугольные отложения Калбинского синклинали, изучавшиеся в соответствии с изложенной методикой, расчленены на четыре цикла (макроритма) по объёму отвечающие свитам нижнего визе, верхнего визе, нижнего намюра и верхнего палебёжы.

Каждая из выделенных свит характеризуется:

- определенными морфогенетическими особенностями циркона;
- определенным содержанием терригенных компонентов легкой и

тяжелой фракций, породообразующих и акцессорных элементов;

в) широким развитием в низах разреза каждой отдельной свиты группы неустойчивых минералов, глинозема, окислов магния, кальция, натрия, закисного железа, а также крайне низкими концентрациями устойчивых компонентов, кремнезема, окислов железа и калия, количественные соотношения которых вверх по разрезу закономерно изменяются;

г) сильной корреляционной зависимостью акцессорных элементов сидерофильной группы, связи которых вверх по разрезу циклов постепенно ослабевают, а в самых верхних горизонтах сменяются обратной зависимостью.

8. Комплексная методика позволяет коррелировать разрезы не только внутри одной структурно-формационной зоны, но и фациально различные образования развитые в различных зонах и подзонах.

А.В.ЛАКОМОВА, Л.Н.КЛЕНИНА

(Алтайская ПСЭ ВКГУ)

#### ПЕРФОКАРТЫ-ОПРЕДЕЛИТЕЛИ КАМЕННОУГОЛЬНЫХ ПЕЛЛИПОД И ОРДОВИКСКИХ БРАХИПОД

Авторами впервые на перфокартных массивах составлены справочники-определители камменноугольных двусторчатых моллюсков и ордовикских брахипод, имеющие несомненные преимущества по сравнению с традиционными карточками. Применены перфокарты с двухрядной краевой перфорацией типа К-5.

Справочник-определитель плеченогих, включающий значительное число информационных признаков, осуществлен на трех типах основных и дополнительных кодовых карт. Именчивость виде кодируется на дополнительных перфокартах, отвечающих каждому типу основных.

На всех типах карт общими являются обозначения нового вида, знаков открытой номенклатуры (закодированы прямым кодом) и систематики (зашифрованы тройным ключом), родового и видового названия (для кодирования первой буквы использован координатный треугольный ключ, последующих двух гласных букв - прямой код).

На основной карте типа I (внешнее строение) помещается фотография и прямым кодом зафиксированы размер раковины, характер синуса и возвышения, брюшной и спинной створок, форма и степень загнуто-сти макушки. Тройным ключом обозначены формы, выпуклость раковины,



характер замочного и переднего края, ушек, макроскульптура, микро-скульптура, арей обеих створок.

Тип 2 содержит в основном признаки внутреннего строения (зубы, зубные пластины, форма мускульного поля, мантийные сосуды, отпечатки открывателей, брюшных и спинных закрывателей и т.д.), зашифрованные тройным ключом.

На типе 3 основной кодовой карты брахиопод прямым кодом обозначены литологический состав вмещающих пород, стратиграфическое и географическое распространение таксона.

В справочнике - определителе каменноугольных пелеципод каждому виду соответствует два типа основных перфокарт и дополнительные (при наличии индивидуальной и возрастной изменчивости). Кодирование родового, видового названия, систематики, знаков открытой номенклатуры соответствует справочнику-определителю плечистых. На основной кодовой карте типа I помещена фотография и зашифрованы прямым кодом размер раковины, выпуклость, характер макушки, замочного края, кля, мантийной линии, связки, лунки, щитка, принадлежностей данного вида к морским или пресным водоемам. Основные признаки внешнего (форма раковины, очертание переднего, заднего и брюшного краев, скульптура) и внутреннего строения (мускульные отпечатки, замок) закодированы при помощи тройного ключа.

На основной кодовой карте типа 2 обозначены прямым ключом информационные группы, аналогичные типу 3 основной карты брахиопод.

Перфокартотеки характеризуются многоаспектностью и быстротой поиска информации, сокращая почти в 10 раз время, необходимое для решения различных вопросов, возникающих при проведении палеонтологических и стратиграфических исследований.

Д.Н. БЕЛЯШОВ

(Казахский филиал ВИРТа)

#### К ВОПРОСУ РАЗГРАНИЧЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО УПОРЯДОЧЕННЫХ СОВОКУПНОСТЕЙ СЛУЧАЙНЫХ ВЕЛИЧИН

Особенности геологического строения того или иного района выясняются в процессе изучения закономерностей пространственного изменения некоторых величин (признаков). Будем называть их пространственными переменными. Простое статистическое описание не позволяет оценить такие структурные характеристики пространственных пере-

менных, как непрерывность их изменения (Матерон, 1968). В частности, с помощью обычных статистических методов невозможно разграничение последовательностей типа 6-5-4-3-2-1-6-5-4-3-2-1-6-5-4-3-1-2.

Распределение некоторой  $K$ -мерной величины в 2-мерном пространстве будем рассматривать как реализацию нестационарного случайного процесса. Задача разграничения этого пространства сводится к выделению участков, в пределах которых поведение признака можно описать моделью стационарного случайного процесса или случайного процесса со стационарными приращениями.

Введем меру различия  $\Delta$  между  $k$ -мерными величинами  $\xi_i$  и  $\xi_{i+h}$ , по смыслу близкую обобщенному расстоянию Махалонобиса (Миллер, Кан, 1965; Ван 1952) и дистанционному коэффициенту (Шоу, 1966).

$$\Delta = \frac{1}{k|R|} \sum_{p=1}^k \sum_{j=1}^k R_{pj} \frac{|\xi_{ip} - \xi_{(i+h)p}|}{\xi_{pmax} - \xi_{pmin}} \cdot \frac{|\xi_{ij} - \xi_{(i+h)j}|}{\xi_{jmax} - \xi_{jmin}},$$

где  $\xi_{ik}$  - значение  $k$ -того признака случайной величины в точке  $i$ ,  
 $h$  - расстояние между соседними точками.

Деление разностей  $\xi_{ik} - \xi_{(i+h)k}$  на  $\xi_{kmax} - \xi_{kmin}$  необходимо для того, чтобы сделать признаки соизмеримыми. Для устранения влияния статистической связи между признаками в формулу меры различия введены величины

$$R = \begin{vmatrix} 1 & r_{12} & \dots & r_{1p} & \dots & r_{1j} & \dots & r_{1k} \\ r_{21} & 1 & \dots & r_{2p} & \dots & r_{2j} & \dots & r_{2k} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{p1} & r_{p2} & \dots & 1 & \dots & r_{pj} & \dots & r_{pk} \\ \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots & \dots \\ r_{k1} & r_{k2} & \dots & r_{kp} & \dots & r_{kj} & \dots & 1 \end{vmatrix} -$$

матрица, образованная оценками коэффициентов корреляции и  $R_{pj}$  - алгебраическое дополнение элемента, стоящего на пересечении  $p$ -той строки и  $j$ -го столбца. Признаки обозначены через 1, 2, ...,  $p$ , ...,  $j$ , ...,  $k$ .

Если все признаки независимы то  $|R| = 1$ , а величины  $R_{pj} = 1$  при  $p = j$  и равны 0 во всех остальных случаях, (Миллер, Кан, 1965), так что меру различия можно будет записать так:

$$\sum_{p=1}^k \left[ \sum_{j=1}^k \frac{(\xi_{ij} - \xi_{(i+h)j})^2}{(\xi_{jmax} - \xi_{jmin})^2} \right].$$

Процесс отыскания границ между непрерывными структурно однородными участками сводится к оценке величин  $\Delta \xi_i, (i+h)$ .

Границы следует проводить между такими точками на разрезе, для которых величина  $\Delta \xi_i, (i+h)$  значительно отличается от среднего значения величины меры различия.

Данный способ может найти широкое применение в практике геологических работ.



С.В.ВАСИЛЬЕВ

(Казахский филиал ВИРТа)

РУДОПОДВОДЯЩАЯ И РУДОЛОКАЛИЗУЮЩАЯ РОЛЬ  
ОБЛАСТЕЙ ВЫСОКОЙ ТРЕЩИННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ

На примере ряда редкометальных низкотемпературных гидротермальных месторождений Центрального Казахстана приводится количественная характеристика трещинной проницаемости в единицах миллиарди.

Трещина рассматривается, с одной стороны, как путь миграции раствора, с другой, как фактор обуславливающий возникновение на фоне интенсивной инфильтрации раствора резких градиентов давления. Это, вероятно, приводило к физико-химическим преобразованиям в растворе и выпадению рудного вещества.

Расчет суммарной трещинной проницаемости ( $K_T$ ) производился при условии вертикального направления фильтрации раствора по формуле:

$$K = 8,45 \cdot 10^6 \sum_{i=1}^n b_i^3 \Gamma_i \sin^2 \alpha_i$$
 где  $\Gamma_i$  - густота трещин. Это число трещин одной  $i$ -ой системы приходящихся на расстояние одного метра в направлении перпендикулярном простиранию системы;

$\alpha_i$  - угол падения трещин данной системы;

$b_i$  - раскрытость трещины.

Установлено, что за пределами рудных участков величина  $K_T$  редко превышает 1 мд. На площадях рудопроявлений максимальное значение  $K_T$  достигает 7 мд, на месторождениях эта величина возрастает до 15 мд.

Кроме того, устанавливается зависимость масштаба оруденения от общего объема проницаемого столба пород. Размещение рудных концентраций внутри проницаемого столба связано с распределением в нем градиентов давлений. Их возникновение, вероятно, обусловлено наличием сжимающих и растягивающих усилий при общей деформации участка месторождения.

Косвенную количественную характеристику описанной закономерности дает параметр  $\lambda K_T$ , характеризующий анизотропию трещинной проницаемости, которая отражает план внутренней деформации каждого блока. Для выделения разноанизотропных блоков обычно достаточно рассчитать отношение суммарной проницаемости по системам трещин северо-восточного сектора к этой же величине, подсчитанной по системам северо-западного простирания.

$$\lambda K_T = \frac{\sum_{i=1}^n K_{Ti}}{\sum_{i=1}^n K_{Ti}}$$

Получена значимая корреляционная зависимость рудности блоков от пространственной ориентировки длинной оси эллипсоида анизотропии трещинной проницаемости.

Изложенные факты указывают на пространственную и генетическую связь гидротермального оруденения с тектонической трещиноватостью.

С.З.ВАСИЛЬЕВ

(Казахский филиал ВИРГа)

### ВЛИЯНИЕ ДЕФОРМАЦИИ ПОРОД НА ПРОСТРАНСТВЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ПРЕДЕЛАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Трещинная проницаемость определяет пути миграции гидротермального раствора и существенно влияет на распределение в пространстве рудных концентраций<sup>х)</sup>.

Трещина рассматривается как функция двух основных аргументов:

- а) палеотектонических напряжений,
- б) собственных физико-механических свойств.

В настоящее время мы имеем возможность оценить количественно лишь два типа деформации в горных породах: сколовую и илэстическую.

Оценкой интенсивности сколовой деформации является плотность развития трещин ( $P_i$ ).

Представление о суммарной пластической деформации в породе дают природные датчики: сферолиты, изометричные обломки, будинал и др. Они позволяют оценить тензорную (имеющую пространственную и количественную характеристики) величину названного типа деформации по отдельным осям её эллипсоида.

Анализ распределения плотности трещин показал, что наиболее интенсивное проявление сколовой деформации характерно именно для рудных полей.

В распределении величины суммарной пластической деформации относительно рудных участков выявилась обратная закономерность.

Её наибольшая осредненная величина  $\xi = \begin{vmatrix} \xi_a \\ \xi_b \\ \xi_c \end{vmatrix} = \begin{vmatrix} +75\% \\ -11\% \\ -39\% \end{vmatrix}$ , соответствующая а, б, с осям эллипсоида деформации отмечается за пределами рудных полей.

---

х) См. статью С.З.Васильева в настоящем сборнике.



С приближением к рудному узлу величина тензора палеотектонической деформации, фиксируемая по тензородатчикам, падает. В этом же направлении отмечается и её тенденция к дифференциации. Непосредственно на рудных участках выявлены блоки с нулевой пластической деформацией.

Такое выборочное распределение названных типов деформации обусловлено как сложным распределением плана деформации в пределах рудных узлов, так и собственными физико-механическими свойствами пород. Рудомещающие фельзиты и игнимбриты имеют наименьшее значение коэффициента Пуассона ( $\mu = 0,19-0,21$ ). В них энергетически более выгоден сколовый тип деформации. В слабопроницаемых разностях величина  $\mu$  увеличивается до  $0,25-0,31$ . По значению модуля линейного удлинения породы отличаются слабо. Наиболее интенсивное развитие трещинная тектоника получила в областях с нулевой суммарной пластической деформацией среди пород с низкими значениями  $\mu$ . Это области, где в чистом виде проявлен сколовый тип деформации.

Таким образом, на фоне региональных тектонических усилий возможно возникновение аномально проницаемых областей преимущественного развития сколового типа деформации, которые являются наиболее перспективными для оруденения.

В.А.ГОГАНОВ, Г.С.ЗУЕВ

(Центральная геохимическая партия ЦКГУ)

К ВОПРОСУ ОПРЕДЕЛЕНИЯ РАССТОЯНИЙ МЕЖДУ ПУНКТАМИ  
ОПРОБОВАНИЯ ПРИ РАЗВЕДКЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

1. В геолого-разведочной практике при последовательном сгущении сети наблюдений известны факты стабилизации статистических параметров изучаемого признака, свидетельствующие о резком уменьшении информативности одного наблюдения с ростом плотности наблюдений.

2. Для ряда месторождений различных генетических типов нами установлена узкополосность спектров разведочных кривых. Основные характеристики спектра в пределах одного месторождения имеют незначительную изменчивость. Узкополосность и устойчивость спектров разведочных кривых положены в основу  $\theta$ -критерия-показателя избыточности информации, определяющего оптимальный шаг опробования в лит.

3. При выводе  $\theta$ -критерия приняты следующие условные обозначе-

ния:  $X(t)$  - переменная величина (например, содержание полезного компонента в горной выработке, буровой скважине и т.д.). Аргумент меняется через равные промежутки.  $\hat{X}(t)$  - детерминированная составляющая  $X(t)$ , допускающая аналитическое представление;  $\hat{X}_k(t)$  - детерминированная составляющая, соответствующая  $k$ -ому разрежению исходных данных;  $m(t)$  - случайная составляющая  $X(t)$ ;  $m_k(t)$  - случайная составляющая, соответствующая  $k$ -ому разрежению;  $r(t)$  - корреляционная функция  $X(t)$ ;  $r$  - коэффициент корреляции;  $\Delta t$  - расстояние между пунктами опробования;  $S(\omega)$  - спектральная плотность процесса  $X(t)$ ;  $\Delta t_0$  - оптимальный интервал между пунктами опробования;  $\omega_0$  - граничная частота в спектре  $S(\omega)$  (в герцах);

$S_x^k$  - количество информации, содержащееся в  $\hat{X}_k(t)$  об  $X(t)$ ;

$S_m^k$  - количество информации, содержащееся в  $m_k(t)$  об  $\hat{X}_k(t)$ .

Допускается, что  $X(t) = \hat{X}(t) + m(t)$ , (1)

где  $m(t)$  - нормальный случайный процесс, некоррелированный с  $\hat{X}(t)$ .

Узкополосность  $S(\omega)$  исходного  $X(t)$  позволяет осуществить фильтрацию  $X(t)$  с помощью рядов Котельникова В.А. (Левин, 1960). Интерполяционный полином В.А. Котельникова имеет вид:

$$\hat{X}(t) = \sum_{n=-\infty}^{+\infty} X\left(\frac{\pi n}{\omega_0}\right) \cdot \frac{\sin(\omega_0 t - \pi n)}{\omega_0 t - \pi n} \quad (2)$$

Равенство (2) означает, что исходный процесс  $X(t)$  полностью определяется множеством координат  $X_n = X\left(\frac{\pi n}{\omega_0}\right)$ , отстоящими друг от друга на величину  $\Delta t_0 = \frac{1}{2\omega_0}$ .

4. Строится процесс последовательного разрежения исходного графика  $X(t)$ . На  $k$ -ом этапе разрежения ставятся в соответствие:

$$S_x^k = -\frac{1}{2} \ln \{1 - r^2[\hat{X}_k(t), X(t)]\},$$

$$S_m^k = \frac{1}{2} \ln \{1 - r^2[\hat{X}_k(t), m_k(t)]\},$$

$$\theta_k = \frac{S_x^k}{S_x^k + S_m^k}$$

Критерий  $\theta_k$  показывает долю полезной информации, содержащейся в  $\hat{X}_k(t)$  об  $X(t)$  при  $k$ -ом разрежении. Формируется правило выбора оптимального  $\theta_k$ , определяющее  $\Delta t_0$ . На примерах ряда месторождений иллюстрируется методика расчета  $\theta$  - критерия по основным направлениям залежи, исследуется поведение энтропии признака, рекомендуется оптимальная сеть опробования.



Н.В.ЛОПАТКО, Ю.П.ГЛАДКИХ

(Казакский институт минерального сырья)

МЕТОДИКА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ  
ГОРНЫХ ПОРОД ДЛЯ КОМПЛЕКСНОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ  
ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Обобщение геологического порядка, или вывод общих формул связи, по уравнениям регрессий проводилось по плотности ( $\rho$ ), пористости ( $\Pi$ ), скорости продольных волн ( $V_p$ ), удельному сопротивлению ( $\rho_{\Sigma}$ ) и модулю Юнга ( $E$ ), которые с геологической и физической точек зрения оказываются однозначно или определенно связаны между собой и имеют прямые причинные связи. В этом отношении они должны иметь близкую по форме и содержанию геолого-математическую формулу. Этому способствует известное положение о влиянии пористости, состава и структуры минерального скелета на указанные параметры горных пород. При этом наиболее однозначная и устойчивая связь на примере Прикаспия и прилегающих к нему площадей отмечается между  $\Pi$ ,  $\rho$ ,  $\rho_{\Sigma}$  и  $V_p$  менее четкая, но определенная, между  $\rho$ ,  $V_p$  и  $E$ .

Сравнение уравнений регрессий по  $\rho$ ,  $\Pi$  и  $V_p$  показывает, что несмотря на территориальность и различие состава пород между ними существует определенная общность тесноты связи как по коэффициенту корреляции ( $r$ ), так и по результативности определения одного параметра по значениям другого. В связи с этим выяснилось два вопроса. Первый вопрос сводился к оценке  $F$  в генеральной совокупности на основании критериев Фишера и Пирсона.

Одновременно проводилась проверка на однородность с помощью критериев Стьюдента и Фишера. Второй вопрос изучался с позиции сравнительной оценки уравнений регрессий по их результативности и проведению повторной корреляции. Необходимо отметить, что с уменьшением однозначности связей соответственно уменьшается возможность обобщения.

Получены следующие устойчивые корреляционные уравнения по некоторым параметрам горных пород между:

а) общей пористостью (%) и плотностью ( $\text{г/см}^3$ )

$$\bar{\Pi}_{\rho} = 92,0 - 34,2 \rho$$

$$\bar{\rho}_{\Pi} = 2,72 - 0,00295 \Pi$$

б) плотностью и скоростью продольных волн (км/сек)

$$\bar{V}_p = 1,68 + 0,185 \rho$$

$$(\bar{V}_p)_{\rho} = 5,426 - 9,1$$

в) пористость и удельным сопротивлением (в электрокаротаже)

$$\Pi = 0,9 \sqrt{\frac{1}{\rho_k}}$$

г) плотность, скоростью продольных волн и модулем Юнга

$$\bar{E}_c = 44,4 - \frac{146,6I}{\delta} + \frac{122,44}{\delta^2} \cdot (10^{-5} \text{ кг/см}^2)$$

$$E = 0,79 \cdot v_p^2 \cdot \delta \cdot 10^{-5} \text{ кг/см}^2 \text{ (для карбонатных пород)}$$

$$E = 0,86 \cdot v_p^2 \cdot \delta \cdot 10^{-5} \text{ кг/см}^2 \text{ (для песчано-глинистых отложений)}$$

Обобщенные формулы связи позволяют расширить границы применимости пересчета одного параметра по значению другого на гораздо большие области, исходя из условий однозначности. Это в свою очередь позволяет схематизировать наиболее существенные и в то же время наиболее простые закономерности, которые можно использовать для дальнейшего прогнозирования и геологической интерпретации геофизических данных.

В.Л.ХАУСТОВ

(Казанский институт минерального сырья)

ЭКОНОМИКО-МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ  
БУРЕНИЯ СКВАЖИН

Процесс проходки скважины характеризуется наличием конечного множества вариантов функционирования системы на равнозначных по конечным результатам. Для эффективного управления процессом требуется целенаправленное воздействие на параметры системы и выработка управляющих команд в соответствии с принятым законом управления — алгоритмом.

При бурении скважин различаются параметры технологического управления, а так же параметры условий, в которых функционирует система. Величины параметров являются независимыми переменными и имеют несопоставимую размерность. Следовательно, необходимо построение формализованной математической модели и использование промежуточных переменных, устанавливающих связь между параметрами управления и критерием оптимальности.

Искомые параметры управления процессом обозначаются вектором

$$\bar{H} = (X_1, X_2, \dots, X_n - 1, X_n) \quad (I)$$

В этом случае состояние системы изображается графом, состоящим из  $n$  подмножеств вершин  $X_i$ . Дугами соединяются только вершины соседних подмножеств (рис. I).



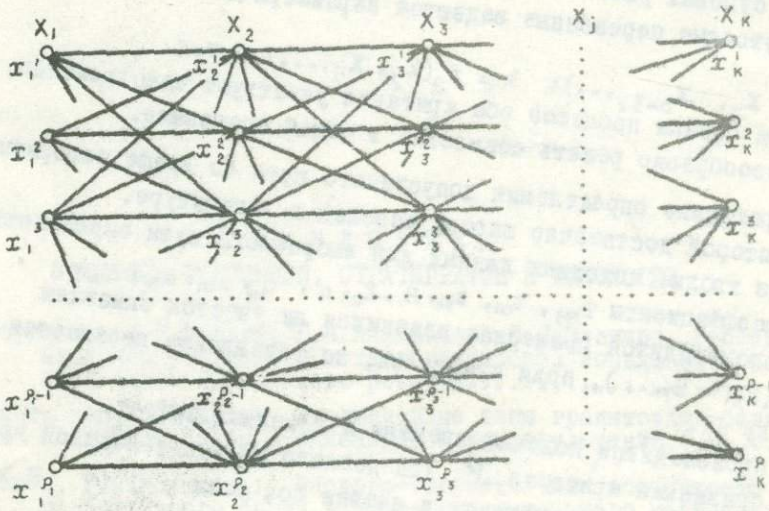


Рис. I

В качестве подмножеств  $X_j$  графа состояний принимаются факторы управления, а в качестве вершины  $x_i^j$  - элементы этих факторов (переменные). Например,  $x_1$  - тип бурового станка, тогда вершина графа  $x_1^j$  - представляет конкретную марку станка.

Математическая модель представляет конечное множество  $M(G)$  функций цели, связывающих промежуточные переменные с искомыми.

Функция цели по критерию  $J$  - суммарные затраты времени на бурение всей скважины запишется:

$$J = \min_{\mu_i} \sum_i^m \frac{H_i}{H^e} (t_s^e + t_{cn}^e + t_{bc}^e) K a^e + T M g^e \quad (2)$$

Функция цели по критерию  $J$  - суммарные затраты денежных средств на проходку всей скважины имеет вид:

$$J = \min_{\mu_i} \sum_i^m \frac{H_i}{H^a} (t_s^a d_s^a + t_{cn}^a d_{cn}^a + t_{bc}^a d_{bc}^a + d^a) K a^a + C M g^a \quad (3)$$

Величина  $H$  представляет мощность разбуриваемого горизонта, а  $h$  - величину проходки за рейс.  $t_s, t_{cn}, t_{bc}, d_s, d_{cn}, d_{bc}$  - величины элементарных операций по времени и стоимости,  $d$  - стоимость породоразрушающего наконечника,  $K a$  - увеличение затрат критерия на

аварийность буровых работ.

Промежуточные переменные задаются параметрически, например,

$$t_{cn} = f_1(X_1, X_2, X_{n-3}, \dots); \quad h = f_2(X_2, X_5, \dots) \text{ и т.д.}$$

Так при оценке процесса оба критерия участвуют одновременно, задачу целесообразно решать совместно в общей программе.

- 1 блок - программа определения допустимого пути на графе, алгоритм которой достаточно широко освещен в литературе.
- 2 блок - из таблиц исходных данных для выбранного пути определяются коэффициенты  $T_{mq}, t_{cn}, t_{ge}, H, K_a, h; C_{mq}, d_{cn}, d_b, d_{ge}, d$ .
- 3 блок - производится проверка, изменился ли участок скважины ( $N_{mi} = N_{mi-i}$ ), если изменился, то управление передается блоку II.
- 4 блок - производится подсчет времени и денежных затрат.
- 5 блок - сравнения критерия  $J^j$  для данного пути с величиной временных затрат, хранящихся в ячейке  $M_0$ , если  $J^j << M_0$ , то работает блок 6.
- 6 блок - значения критерия  $J^j$  засылает в ячейку  $M_0$ , значение денежных затрат  $J^j$  в ячейку  $M$ , а путь - рабочие ячейки  $P$ .
- 7 блок - сравнивается значение  $J^j$  со значениям ячейки  $\langle N_1 \rangle$ , если  $J^j << N_1$ , то работает блок 8.
- 8 блок - значения  $J^j$  засылается в  $N_1$ ,  $J^j$  в  $M_0$ , а путь - ячейки  $P$ .
- 9 блок - если просмотрены все пути, то управление передается на блок 10, в противном случае на блок 1.
- 10 блок - останов.
- II блок - печать минимального значения временного критерия  $M_0$ , соответствующих им денежных затрат  $M_1$  и путь  $\mu$ , а так же минимального значения стоимости  $N_1$ , соответствующих затрат времени  $N_0$  и путь.

С целью отработки программы были рассчитаны на ЭВМ "Минск-22" три скважины, ранее пробуренные при хронометражных наблюдениях. При этом выявились резервы снижения стоимости бурения от 8 до 17% и снижения времени от 9 до 21 процента.



**О Г Л А В Л Е Н И Е**  
**ВОПРОСЫ ТЕКТОНИКИ, СТРАТИГРАФИИ И ЛИТОЛОГИИ**

	стр.
Т.М. Жаутиков, А.М.Марьян, Г.П.Нахтигаль, Е.С.Шуликов. Геотектоническое развитие и металлогеническая зональность палеозойд Алтае-Чингизского региона.....	4
В.В.Лопатников, Е.П.Пушко. Эволюционные типы гранитоидов редкометальной Калбы и связанное с ним оруденение.....	15
М.С.Козлов, Г.П.Нахтигаль. Геолого-геофизические особенности северо-восточного борта Чингиз-Тарбогатайского мегаантиклинория.....	17
Е.С.Шуликов, Н.И.Стучевский. О причинах продольной тектонической неоднородности зоны Иртышского глубинного разлома.....	18
В.А.Шулика. О геолого-структурных особенностях западного фланга Зырянского месторождения.....	20
И.И.Никитченко, В.И.Никитченко. Главные разломы Текелийской структурно-металлогенической зоны и их рудоконтролирующее значение (Джунгарский Алатау).....	21
Н.А.Азербайев. Ассоциация граувакковых песчаников нижнего-среднего ордовика Байконурского синклиория.....	23
А.Н.Кленина. Стратиграфическое значение средне-позднеордовикских брахиопод Чингиза (центральный Казахстан).....	24
А.Г.Шуликова. Возраст и стратиграфическое расчленение пугачевской свиты на Южном Алтае.....	25
В.А.Шелудько, Ю.В.Кузьмин. О внутреннем строении и характере взаимоотношений кыстау-курчумской и тақырской свит в пределах юго-западного крыла Курчумско-Кальджирского антиклинория.....	27
В.А.Шулика, А.Г.Шуликова. Корреляция нижнекаменноугольных отложений Зырянского района и Нарымского хребта.....	28
Т.С. Гришина. Палинологическая характеристика тарханской свиты (Рудный Алтай).....	29
Т.С. Гришина, Н.И.Михайлова. Палинологическая основа стратификации отложений палеозоя Иртыш-Зайсанской геосинклинальной области.....	31

Ш.К.Мергенев. К вопросу о возрасте вулканогенно-осадочных пород Иртышского рудного поля на Алтае.....	32
С.А.Кусаинов. Проявления новейшей тектоники в Чуйской впадине.....	33
Н.П.Киселев. О минералого-геохимических особенностях отложений стратотипического разреза такырской свиты (Алтай).....	34
Б.Ж.Аубекеров, О.Н.Кондрашкина, А.В.Лосева, Э.В.Чальхьян. О палеогеографии позднего антропогена бассейна р.Шидерты.....	35

#### ВОПРОСЫ МАГМАТИЗМА И МЕТАМОРФИЗМА

А.М.Марьин. О магматических колониях интрузивных комплексов.....	37
Б.А.Дьячков. К вопросу о механизме образования гранитоидов (на примере Калба-Нарымского плутона).....	39
А.И.Русин. Процессы ультраметаморфизма в докембрии Восточно-Мугоджарского антиклинория.....	41
А.И.Русин, А.Т.Тельгузиев. Петрология гранитоидных формаций Восточно-Мугоджарского антиклинория.....	43
Ю.Н.Логунов. Глубинное строение и магматизм северо-западного блока калба-нарымской зоны.....	44
А.Т.Тельгузиев. Интрузивный магматизм синклинорных зон Мугоджар.....	46
Ю.Н.Логунов. Генетические ряды дайково-жильных пород, связанные с гранитами калбинского интрузивного комплекса.....	47
Э.Ю.Сейтмуратова. К вопросу о расчленении интрузивных пород на примере силурийского комплекса хребта Чингиз.....	49
А.А.Тинтерис. О гипабиссальных порфирных интрузиях ленинбургского района (Рудный Алтай).....	51
Р.Г.Жилинский, М.А.Мураховский. К вопросу о возрастной систематике малых интрузий Ульба-Бухтарминского района.....	53
А.М.Марьин, Г.Н.Кузьмина. О наличии "просвечивающих" структур в порфирах Зыряновского района (на примере западного борта Ревнюшинской горст-антиклинали).....	55



Г.В.Назаров, В.А.Шулика. О генетических типах амфиболитов Курчумско-Кальджирского антиклинория (Южный Алтай).....	56
Г.В.Назаров, Н.Г.Халитов. О метаморфической зональности Курчумско-Кальджирского антиклинория (Южный Алтай).....	59
В.И.Компанейцев. Петрохимические и геохимические особенности щелочных пород Западно-Таласской провинции в связи с проблемой их генезиса.....	61
С.А.Резякина. Кремниевое-щелочной метасоматоз в гранитоидах и его влияние на магнитные свойства пород (на примере северо-западной части Рудного Алтая).....	62
С.А.Резякина. Изменение магнитных свойств габброидных пород Прииртышского района Рудного Алтая при их магматическом замещении и метасоматозе.....	64
Е.Н.Тимофеева. Петрохимические особенности вулканогенных пород верхнего палеозоя Северного Прибалхашья....	66
С.Н.Митрофанская. Некоторые физические свойства гранитов Акчатау.....	67
П.В.Ермолов, В.Д.Тян. Акцессорные минералы интрузивных комплексов западного борта Зайсанской складчатой области.....	65

#### ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

А.Д.Каипов. К изучению рудоносных вулканогенных формаций.....	71
А.И.Марьян. О металлогенической специализации прииртышской интрузивной серии.....	73
Т.М.Жаутиков. О перспективах обнаружения полезных ископаемых в центральной части Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория.....	76
В.С.Шуликов. Геолого-металлогенический анализ юго-восточной части Иртышско-Маркакульского глубинного разлома.....	78
М.А.Оренбургский. Некоторые закономерности размещения оруденения в пределах Чингизского антиклинория.....	81
С.А.Солтан. Основные закономерности пространственного размещения оруденения в Зыряновском рудном районе (Ревняшинская горст-антиклиналь).....	82

Э.С.Пономарев, И.И.Филиппенко. Сравнительный анализ условий рудолокализации Рулихинского и Камышинского месторождений на Рудном Алтае .....	84
В.А.Наумов. Некоторые геолого-структурные особенности локализации оруденения Николаевского колчеданно-полиметаллического месторождений (Рудный Алтай).....	86
А.И.Каталенец.Новые данные по структуре Тимшинского месторождения.....	87
В.В. Двойнин. Условия локализации медного оруденения на месторождении Тесиктас (Северное Прибалхашье).....	88
М.Б.Мычник. Проявления меди в верхней перми Северо-Восточного Прибалхашья.....	90
О.М. Чирко. О возможности использования пиритов при поисках полиметаллических месторождений.....	92
В.Н.Матвиенко. К вопросу об оценке первичных медноколчеданных руд по их поверхностным выходам (на примере месторождений Западных Мугодзар).....	93
М.А.Тойбазаров. К вопросу о возрасте оруденения Николаевского месторождения.....	94
А.Д.Каишов, А.Н.Таран. О возрасте золото-колчеданного оруденения месторождения Сувенир.....	96
Р.А.Дегтярев. Самостоятельные "малые интрузии" и свинцово-цинковое оруденение Текелийского рудного поля (Джунгарский Алатау).....	97
Р.А.Дегтярев. Рудовмещающие фации Текелийского рудного поля.	99
П.В.Ермолов,Б.А.Дьячков. Рудоносность герцинских интрузивных комплексов западного борта Зайсанской складчатой области.....	100
Г.С.Букуров. Об использовании особенностей формирования рудномагматических систем при проведении поисковых работ в Северо-Западном Прибалхашье.....	102
В.В.Коробов,Г.И.Мартыновский, С.Ибраев. Геолого-структурные особенности Ворошиловской и Выше-Ивановской рудоносных зон (Рудный Алтай).....	104
В.И.Фомичев.Рудоносность гранитоидных интрузий Саякской грабен-синклинали (Северное Прибалхашье).....	106
А.М.Майсурадзе. О вулканогенной природе медно-порфирового оруденения в Бешокинской вулcano-плутонической структуре (Северное Прибалхашье).....	107
В.И.Фомичев.Зональность оруденения в скарновых месторождениях Саякской группы.....	108
А.П.Гуляев. О возможности образования известковых скарнов в магматический этап.....	110
Ю.В.Веренцов, П.И.Полторыхин. Некоторые вопросы металлогении Жананской золотоносной тектонической зоны в Калбе.	111



В. И. Матвиенко, М. С. Париков. Особенности накопления промышленных концентраций золота и серебра в зонах окисления колчеданных месторождений Центрального и Западного Казахстана.....	112
Б. А. Гредюшко, И. А. Ротараш. Влияние неотектоники на положение зон вторичного обогащения золоторудных месторождений Калбы.....	114
А. М. Мысник. Использование термоллюминесцентного анализа для выявления зональности золоторудных месторождений Калбы.....	116
А. М. Мысник, Ю. И. Веренцов, А. Т. Брюханов. Новый тип золотосурьмяного оруденения в Жана-Семейском районе (Восточный Казахстан).....	118
Р. Г. Глухов. Геологическое строение, минералогический состав руд и генезис Аккаргинского месторождения золота....	119
В. С. Аксёнов, С. А. Солтан, В. А. Бычков. Золото в Зыряновском полиметаллическом месторождении (Рудный Алтай).....	120
В. В. Данчев, В. Е. Флеров. Корреляционный анализ и использование его с целью определения уровня эрозионного среза золоторудных месторождений Северной Джунгарии.....	122
Ф. Г. Губайдулин, Э. А. Байдильдин. О новом типе бериллиевого оруденения в Казахстане.....	124
А. В. Ермоленко, М. С. Козлов, В. И. Титов. Егиндыбулакская шеелитоносная зона (Восточный Казахстан).....	125
Л. А. Линева, Е. П. Пушко, В. Т. Ермолин. К методике изучения экзогенной минерализации Северо-Западной Калбы.....	127
Н. В. Стасенко, И. Е. Костик, В. И. Федоров, В. Г. Дончаков. Борлинский гранитный комплекс и связь с ним молибденового оруденения.....	128
Н. А. Оболенский, В. И. Федоров, И. Е. Костик, Н. Н. Целиков. К проблеме поисков ртутно-сурьмяного оруденения в Мугоджарах..	130
В. В. Кулинич. Некоторые закономерности размещения кварцевых тел в Алтасуиском рудном районе.....	131
С. Х. Хамзин. Особенности размещения железорудных месторождений в каркаралинском районе.....	131
В. И. Алексеев. Особенности минералообразования на магнетитовых месторождениях Тургай.....	134
А. А. Кузь. Апатитоносность магнетитовых месторождений Тургайского прогиба.....	136

Г.Д.Ганженко. Особенности гипергенеза месторождения Космурун в Центральном Казахстане.....	137
Е.Д.Талалов. Коры выветривания Мугоджар и их металлогения..	139
В.И.Титов. Хайрузовское месторождение волластонита.....	140
Л.В.Каторча. О влиянии термодинамических условий среды на кристаллографические формы синтетических алузитов.....	141
Р.И.Лукаш. Минералогические особенности пород горизонта аллитизации урочища Кызыл-Как и Зайсанской впадине (электронномикроскопические исследования).....	142
Ю.В.Новицкий. Синтез кристаллов касситерита и анальцима в гидротермальных условиях.....	143

#### ВОПРОСЫ ГЕОХИМИИ

М.Н.Сергиева. Парагенезис петрогенных элементов в плагиогранитах карасуйского комплекса по данным корреляционного анализа.....	145
Э.С.Файзуллина. Возможности использования средних содержания микроэлементов для корреляции магматических пород.....	146
В.Д.Инин, Ю.Б.Генкин. Некоторые геохимические особенности Чарско-Горностаевского гипербазитового пояса....	147
О.Кожекеев. Закономерности распределения элементов-спутников золота на одном из золоторудных месторождений Калбы.....	149
Д.Н.Беляшов, В.П.Прищепчик, В.И.Сегалович, В.Н.Шабалдин. Геохимическое картирование и оценка рудоносности гипербазитов юго-восточной части Кемпирсайского массива по данным спектрального анализа.....	150
В.С.Кузнецов, В.И.Лезин. К методике геохимического картирования вулканогенных образований.....	151
Г.Д.Ганженко, Ю.Б.Генкин. Особенности распределения и возможности практического использования элементов-спутников, содержащихся в месторождениях цветных и благородных металлов Восточного Казахстана.....	152
В.С.Кузнецов, В.С.Азов. К геохимическим критериям поисков полиметаллических месторождений Ленингорского района.....	154
В.С.Аксёнов. Влияние проницаемости рудоподводящих и рудолокализирующих структур на концентрацию селена и теллура в полиметаллических месторождениях Зыряновского района.....	156
В.С.Аксёнов. К геохимии гипогенных руд Зыряновского полиметаллического месторождения (Рудный Алтай).....	158



Л.Е.Филимонова. К геохимии селена и теллура на медно-молибденном месторождении Боцекуль.....	159
Э.Ф.Кузнецова. Содержания висмута в рудах некоторых медных месторождений Казахстана.....	161
В.В.Кулинич, С.С.Солнцев. Особенности распределения бария в породах рудного поля месторождения Жайрем.....	162
М.И.Ковин. Использование геохимии ландшафтов при разбраковке геохимических аномалий на примере Южных Мугоджар.....	163
Л.С.Карлова. Вещественный состав и геохимические особенности верхнемеловой коры выветривания Семипалатинского Прииртышья.....	164
В.А.Алексеевко, Вл.А.Алексеевко. О возможности применения биогеохимических методов при проведении геологосъемочных работ.....	166
Вл.А.Алексеевко. К вопросу об образовании "отрицательных" биогеохимических аномалий и возможности их оценки.....	167

#### ВОПРОСЫ ГЕОФИЗИКИ

О.А.Космухамедов. Некоторые геологические результаты применения геофизических методов в Саянском рудном районе.....	169
В.Д.Гузев. Опыт применения геофизических методов при крупномасштабном прогнозировании на Березовско-Белусовском рудном поле.....	170
Т.А.Гуревич. Крупномасштабная гравиразведка при изучении структур Джайремского рудного поля.....	172
В.И.Мадхин. Результаты применения подземной гравиметрии на прожилково-вкрапленных медно-цинковых рудах.....	172
Л.А.Губанов, Д.Ш.Садыков. Опыт использования данных метода переходных процессов для учета гравитационного влияния потребленного рельефа в гравиразведке.....	173
А.В.Матусевич. Природа локальных аномалий силы тяжести на Устарте и Мангышлаке.....	174
С.А.Акылбеков. Принципы разбраковки геофизических аномалий при поисках железорудных месторождений в Атасуйском рудном районе.....	175
Ю.В.Гришин, В.А.Шиманский. Опыт использования горных выработок для поисков слепых рудных тел электромагнитными методами на Снегиревском месторождении Рудного Алтая.....	176

Л.Н.Морозов. Совместное использование магнитного поля по скважинам вне и внутри намагниченных объектов.....	177
Ш.Б.Бермуханов. Оптимальные параметры метода ДЗЗ при прямых поисках нефти в условиях солянокупольных структур.....	178
А.В.Миллер. Особенности проведения межскважинной электрической корреляции в сланцевых толщах.....	180
А.В.Миллер. Методика электрического каротажа сухих скважин.....	181
С.Г.Даумов, А.В.Шидевой. Изучение коллекторских свойств пород между речья Урал-Волга методами промышленной геофизики.....	183
А.Е.Дауылбаев. Влияние температуры на электропроводность горных пород и минералов.....	184
А.П.Зарубин. Радиометрическое опробование полиметаллических руд Зырянского месторождения.....	185

#### ВОПРОСЫ ГИДРОГЕОЛОГИИ

З.К.Байменов. Подземные воды Зауральских сыртов Прикаспийской впадины, условия формирования и перспективы их использования.....	188
В.К.Дейнека. Некоторые особенности формирования подземных вод в речных долинах Туртая и выбор перспективных источников водоснабжения.....	190
М.К.Калтаев, В.Д.Малахов. Подземные воды Восточно-Илийского артезианского бассейна и перспективы их использования в народном хозяйстве.....	192
В.А.Осипенко, Л.Е.Губа. Влияние атмосферных осадков на формирование химического состава подземных вод в юго-западных отрогах Калбинского хребта (г.Ортынтау).....	193
Г.Г.Ошлаков. Взаимоотношение поверхностных и подземных вод в восточной части Южного Прибалхашья.....	195
Н.А.Серикбаева. Мелиоративно-гидрогеологические условия Талды-Курганской впадины.....	196
А.И.Григорьев. К методике оценки эксплуатационных запасов Жосалинского месторождения минеральных железистых вод.....	198
В.В.Крылов. Гидрогеологические условия отработки месторождения "Северное" и вопросы водоснабжения будущего рудника.....	200



Т.Т.Махмутов. Гидрогеологические условия месторождения Акмас в Центральном Казахстане.....	201
В.И.Порядин. Гидрохимические условия золоторудных площадей Южной Джунгарии.....	202
Л.Н.Филатова. Способы расчета месячных величин испарения в малоизученных горных районах.....	204

#### ВОПРОСЫ ГЕОЛОГИИ НЕФТИ И ГАЗА

У.Акчулаков, С.Е.Кабдолов, Т.Н.Джумагалиев. К вопросу форми- рования локальных структур и нефтегазоснос- ность Южно-эмбенского поднятия.....	206
С.Г.Даумов, В.Х.Ким, А.Б.Бактигулов. Перспективы поисков залежей нефти и газа на локальных структурах левобережья р.Урал.....	207
Т.Н.Джумагалиев, У.Акчулаков, С.Е.Кабдолов, А.Е.Искалиев. Особенности геологического строения соляно- купольных структур вго-восточной части между- речья Урал-Волга и их нефтегазосносность.....	208
С.Ш.Оздоев. О времени формирования Арстановской группы структур.....	210
Х.Х.Шарагульгов. Новая зона нефтегазонакопления восточного борта Прикаспийской впадины.....	211

#### ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ

Ш.А.Байкенов. Особенности картирования складчатых толщ в условиях сильно расчлененного рельефа.....	213
С.К.Кажгалиева, О.Т.Токмурзин, Н.И.Захаров. Методика обра- ботки трещин способом параллельных сечений на примере алтайских месторождений.....	214
Н.П.Киселев. К методике расчленения и корреляции монотонных песчано-глинистых разрезов геосинклинального типа.....	215
Л.Н.Кленина, А.В.Лаконова. Перфокартотехни-определители каменугольных палеозой и ордовикских брахи- под.....	215
Д.Н.Беляшов. К вопросу разграничения пространственно упо- рядоченных совокупностей случайных величин.....	216

С.В.Васильев. Рудоподводящая и рудолокализирующая роль областей высокой трещинной проницаемости.....	220
С.В.Васильев. Влияние деформации пород на пространст- венное распределение гидротермального редко- металльного оруденения в пределах Центральне- го Казахстана.....	221
В.А.Гоганов, Г.С.Зуев. К вопросу определения расстояний между пунктами опробования при разведке место- рождений.....	222
Н.В.Допатко, В.П.Гладких. Методика прогнозирования физико- механических свойств горных пород для комплекс- ной интерпретации геолого-геофизических данных.....	224
В.Д.Хаустов. Экономико-математическое моделирование буре- ния скважин.....	225



5730

Цена 0-83 коп.

---

ВК Областат КМІ зак. № 17 тир. 750.  
УС № 02443