



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ
КАЗАХСКОЙ ССР

КАЗАХСКИЙ НАУЧНО-
ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ
И МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА

АЛМА-АТА 1970

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР.

Казахский научно-исследовательский институт
минерального сырья

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ,
И МИНЕРАЛОГИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА

1853

Алма-Ата 1976



А Н Н О Т А Ц И Я

Сборник содержит статьи, посвященные закономерностям размещения месторождений цветных металлов в отдельных районах Казахстана и их связи с тектоникой, магматизмом и литофациальными особенностями пород. Обсуждаются общие вопросы прогнозирования месторождений. Приводятся статистические данные о приуроченности полиметаллических месторождений к различным формациям в Центральном Казахстане. В ряде работ излагаются результаты исследования геохимических особенностей месторождений.

Сборник предназначен для широкого круга геологов, интересующихся месторождениями цветных металлов.

Редакционная коллегия:

Г.Р.Бекжанов (гл. редактор), Г.Х.Гильмутдинов (отв. за выпуск), В.Л.Лось (отв. редактор), З.М.Нурбаев, Е.В.Пучков

ЗАДАЧА ПРОГНОЗИРОВАНИЯ В ГЕОЛОГИИ

Общей целью многих геологических исследований является прогнозирование, т.е. выделение участков геологического пространства, содержащих те или иные полезные ископаемые. В определенном смысле прогнозирование является конечной целью науки и подтверждение прогноза — главный критерий правильности теорий и эффективности ее методов, так как известные явления всегда можно объяснить, но трудно получить при этом доказательства правильности и единственности этих объяснений.

Геология, как отмечает Л.Б.Розовский [22], тоже перестает быть лишь описательной наукой, и прогнозные построения играют в ней все большую роль. К сожалению, излишнее увлечение прогнозами приводит к появлению многочисленных малообоснованных, не базирующихся на достоверном фактическом материале прогнозных построений, которые создают лишь видимость успешного решения проблемы прогнозирования в геологии. В действительности же, несмотря на широкое применение математических методов и ЭВМ при прогнозировании, открытие месторождений в значительной мере продолжает быть делом случая или производится на основании прямых признаков при планомерном изучении территории.

Прогнозирование полезных ископаемых (месторождений) — это самостоятельная задача геологии, которая ставится и решается на основе общегеологической информации и теорий с привлечением целевого параметра (параметров), связанного с экономикой и возможностями технологии [15].

Несколько условно можно наметить три подхода к прогнозированию: интуитивный, эмпирический и теоретический. Все они связаны взаимными переходами, границы между ними подвижны и довольно неопределенны. Интуитивный подход, по сути дела, является предвечным. Это скорее искусство, чем научный метод, и его эффективность зависит от опыта и способностей проводящего прогнозирование субъекта. Эмпирическое прогнозирование обычно заключается в нахождении участков, геологическая ситуация в пределах которых близка таковой на некоторых эталонных участках (содержащих искомые объекты). В отличие от интуитивного прогнозирования здесь предполагается исполь-

зование относительно формализованных свойств геологического пространства и корректных методов определения сходства. В целом эмпирический подход базируется на исследовании и выявлении внешних связей прогнозируемых объектов, их отдельных отношений с другими объектами. Теоретическое прогнозирование в настоящее время не реализуется, так как пока геология в целом и теория рудообразования в частности находятся на эмпирическом уровне [18]. В принципе теоретическое прогнозирование должно базироваться на моделях, исследование которых давало бы нам такую новую информацию, которую можно было бы использовать для прогнозирования определенных объектов в различных геологических условиях. Например, исследование модели позволило бы ответить на вопрос, какие признаки необходимы и достаточны для выделения участков, содержащих искомый объект (или хотя бы содержащих искомый объект с вероятностью P). Как самостоятельное, имеющее принципиально другие методы по сравнению с "качественным", выделяется иногда количественное прогнозирование. Нам представляется, что ни в целях, ни в задачах, ни в методах между этими разновидностями прогнозирования различия нет. Разница заключается лишь в достоверности и точности наших знаний с целевым параметре. Когда возможная ошибка его определения слишком велика, то говорить о количественной оценке становится бессмысленным, хотя ее всегда легко получить. К тому же между количественной и качественной категориями нет резкой грани, а отождествлять точные методы с количественными нельзя, так как последние не гарантируют от ошибок [6].

Нами при проведении работ на Рудном Алтае, в Каратау и Центральном Казахстане применялся эмпирический подход к прогнозированию, однако с привлечением ряда интуитивных представлений, гипотез и эмпирических обобщений (сейчас они играют роль теорий). Эмпирическое прогнозирование можно отнести к задачам на нахождение, главными частями которых являются данные, неизвестные и условия, связывающие данные с неизвестными. По типу геологического пространства, в котором решается задача эмпирического прогнозирования, она относится к прямым геопризнаковым задачам, заключающимся в переходе из признакового пространства большей мерности в признаковое пространство меньшей мерности [25]: $R^n \cdot Q_1^{m_1} \rightarrow R^a \cdot Q_2^{m_2}$,

где $m_1 > m_2$,

R^n - n - мерное евклидово пространство,

Q^m - m - мерное геопризнаковое пространство.

При прогнозировании $Q_1^{m_1}$ - пространство прогнозных признаков (данные); $Q_2^{m_2}$ - пространство целевых параметров (неизвестные), а условия связывающие данные и неизвестные, есть некоторая функция $Q_2^{m_2} = f(Q_1^{m_1}; A)$;

A - неизвестные параметры,

m_2 - обычно 1.

Следовательно, задача прогнозирования заключается в определении по экспериментальным данным функции, связывающей целевой параметр и некоторые признаки геологического пространства. Формальная постановка задачи прогнозирования в геологии, когда в экспериментальном материале есть эталонные объекты, т.е. объекты, на которых известно значение целевого параметра, рассмотрена Ю.А.Ворониным [3,5]. Эмпирическое прогнозирование включает в себя несколько операций: выбор объекта прогнозирования (эталона), разделение изучаемой площади на элементарные участки (ячейки), формирование признакового пространства, выбор решающего алгоритма, оценка полученных результатов.

Как отмечалось выше, задачей прогнозирования является определение целевого параметра в точках заданной части геологического пространства. Однако целевой параметр связан с экономикой и технологией, а определение искомого параметра и исходной информации в разных средах приводит к их несопоставимости. Поэтому желательнее целевой параметр сопоставить с некоторыми геологическими телами (в зависимости от масштаба прогнозных работ они могут изменяться от "рудных узлов" до "рудных тел"). Вопросы сопоставления экономических понятий (руда, месторождение) с геологическими затронуты в ряде работ [13,19,20,24]. По мнению В.П.Ушакова [24], при прогнозировании разного масштаба объектами работ будут:

- при региональном и мелкомасштабном прогнозировании - области мобилизации и миграции рудного вещества (рудный узел);
- при среднемасштабном прогнозировании - области концентрации рудного вещества (рудные поля);
- при крупномасштабном прогнозировании - участки оптимальных условий рудоотложения (месторождения);
- при детальном прогнозировании - участки с определенными

характеристиками руд (рудные тела).

Формирование прогнозного образа должно проводиться на однородных эталонах, т.е. объектах, принадлежащих к одному классу эквивалентности по параметрическим признакам (под параметрическими признаками мы понимаем признаки, органически присущие самому объекту, а не описывающие его соотношение с другими объектами). Нам представляется полезным предложить понятие "прогнозное месторождение", понимая под ним часть геологического пространства, содержащую искомый объект и отделенную от окружающего геологического пространства зоной повышенных градиентов поля прогнозных признаков. Данное определение не формально. Это скорее интуитивная модель, которая может помочь при разделении исследуемой площади на элементарные участки (ячейки) и при формировании прогнозной системы признаков.

Наиболее важным и трудным моментом эмпирического прогнозирования является формирование признакового пространства. Сейчас не существует формальных правил выбора прогнозной системы признаков, и обычно он осуществляется на основе имеющегося практического опыта [8].

При формировании системы признаков мы руководствовались следующими:

1. Признаки (или их совокупности) должны иметь содержательный смысл, т.е. их привлечение для прогнозирования можно объяснить на основе представлений о закономерностях размещения и локализации прогнозируемого типа месторождений. Эти представления могут базироваться на чисто эмпирических наблюдениях или некоторых гипотезах.

2. Признаки должны быть объективно определяемыми (с достаточной воспроизводимостью могут быть получены любым экспериментатором и можно указывать рабочий прием их определения). И.А.Веронин считает, что одним из показателей объективности признаков является возможность их отнесения к вещественным или геометрическим [3].

3. Все признаки должны быть определены на всей площади, а их значение — минимально зависеть от степени изученности этой площади.

4. Должен соблюдаться принцип соразмерности признаков (в од-

ну систему не объединять признаки, характеризующие объекты разных уровней и масштабов).

5. В прогнозную систему не должны включаться признаки, которые делали бы эталонный объект уникальным.

6. Желательно, чтобы признаки не дублировали одну и ту же информацию.

7. Определение признака должно увязываться с практически выполнимой операцией.

Некоторого пояснения требует пункт 4. Понятие соразмерности возникло из представлений об иерархических уровнях организации вещества в геологии [11, 15, 16, 23], которые, с нашей точки зрения, полезны при установлении границ действия закономерностей, выделении систем для исследования и т.п. Но при этом не следует забывать, что конкретных доказательств существования геологических уровней пока не существует [7]. Таким образом, представление об уровнях следует рассматривать как удачный методический прием, помогающий разобраться в сложной картине взаимосвязей геологических объектов. Различие закономерностей и систем прогнозных признаков при разномасштабных работах связано не столько с различными уровнями, сколько с различием прогнозируемых объектов. Объединение в одну систему прогнозных признаков, связанных с разными объектами, может привести к нивелировке полученных результатов. Однако это не значит, что при прогнозных работах нельзя привлекать результаты более регионального прогнозирования. Наоборот, привлечение априорной информации позволит получить более точные результаты, так как при детальном исследовании не по сути дела ищешь лопушки оруденения, не учитывая потенциальную рудоносность района (выяснение потенциальной рудоносности возможно только при региональных прогнозных работах).

При начальном отборе признаков мы руководствовались общими соображениями о закономерностях размещения и локализации конкретного типа оруденения в заданном районе. Затем анализировалась связь признаков с целевыми параметрами, и в прогнозной системе оставлялись только информативные признаки. Часто на практике имеется всего один эталон искомого объекта. В этом случае мы лишены возможности определить информативность признаков на основе непосредственных экспериментальных данных и для отбора признаков

в прогнозную систему приходится привлекать аналогии и некоторые гипотезы. Наблюдавшееся ранее стремление к использованию при прогнозировании признакового пространства огромной мерности сейчас изживает себя. Как показал наш опыт, обычно бывает достаточным использование 10-40 признаков. Большое количество малоинформативных признаков приводит к внесению большого шума в систему и свидетельствует об отсутствии представлений о закономерностях размещения и образования искоемых объектов.

При проведении площадных прогнозных работ обычно территория разделяется на элементарные участки (ячейки), геологическая ситуация внутри которых условно считается однородной, а все свойства участка приписываются точке его центра. Опираясь на интуитивное определение "прогнозного месторождения", можно считать, что размер, форма и ориентировка элементарных участков в среднем должна соответствовать предполагаемому размеру, форме и ориентировке прогнозируемых на данной территории объектов. Именно при таких ячейках участки месторождений (или благоприятные для их локализации) будут максимально отличаться от участков безрудных. Вполне очевидно, что параметры ячеек зависят от выбранной системы прогнозных признаков, так как в полях значений разных признаков одни и те же прогнозируемые объекты будут отмечаться участками разных размеров. Отсюда вытекает желательность подбора в одну систему таких прогнозных признаков, в полях значения которых прогнозируемые объекты отмечались бы участками равных размеров. Надо отметить, что вопрос выбора параметров прогнозных ячеек сейчас совершенно не изучен. Мы использовали прямоугольные ячейки, соотношение длин сторон которых и ориентировка по возможности учитывали анизотропию свойств конкретных частей геологического пространства.

По выбору и практическому использованию алгоритмов для решения задач распознавания образов имеется обширная литература [1, 2, 5, 6, 9, 10, 12, 14, 17]. Выбор алгоритма в конкретной ситуации диктуется следующими факторами: возможностью создания альтернативных образов и наличием соответствующих эталонов, количеством эталонных объектов, количеством признаков и их метрикой, полнотой описания объектов.

Заметим, что применять процедуры распознавания в многомерном пространстве рационально только тогда, когда дальнейшее деление площади по 1-2 признакам на перспективные и неперспективные уже

невозможно. Например, при крупномасштабном прогнозировании полиметаллических месторождений на Рудном Алтае нет смысла проводить исследования на площади развития отложений карбона. Эти площади можно отнести к неперспективным по одному признаку — отсутствию отложений среднего девона.

Проверка работы тех или иных программ распознавания образов и полученных результатов прогнозирования проводится обычно по числу ошибок, обнаруженных на "экзамене" и по оценке прогнозной системы признаков и правил распознавания, используемых для отнесения объектов в класс перспективных или бесперспективных. Первый метод не всегда применим. Кроме того, он в значительной мере зависит от выборки, используемой на "экзамене" [26]. Сейчас нет таких критериев, позволяющих говорить, что та или иная программа распознавания образов "хороша" или "плоха". Единственная возможность судить о результатах прогнозирования (до проверки прогнозов прямым методом) — это оценка достоверности данных, положенных в основу определения прогнозной системы признаков и ее информативности. Выше мы рассмотрели эмпирический подход к прогнозированию, основанный на использовании принципа аналогии (сравнение с эталоном). Сейчас появились идеи об использовании при прогнозировании принципа аномальности, который заключается в выделении участков, максимально непохожих на другие объекты (А.И. Бугаец, 1972). Этот подход базируется на представлении об "аномальности" самих рудообразующих процессов. В настоящее время нельзя делать определенных выводов об эффективности такого подхода, однако ряд соображений, связанных с общими закономерностями концентрации элементов, дает надежду на успешное использование этого принципа.

Решению проблемы прогнозирования препятствует отсутствие удовлетворительных приемов и методов описания свойств геологического пространства, хотя задача описания является как бы нулевой подзадачей для всех остальных задач геологии [6]. Без резкого повышения точности и достоверности экспериментальных исходных данных, без создания универсальных методов описания свойств геологического пространства прогнозирование в геологии останется на прежнем уровне несмотря на применение любых математических методов и ЭВМ. Кроме того, надо отметить, что отсутствие удовлетворительных способов описания свойств геологического простран-

ва не дает возможности накапливать геологическую информацию.

И в заключение — о математических методах и ЭВМ при прогнозировании. Совершенно очевидно, что в настоящее время прогнозирование без применения математических методов невозможно. Однако надо признать, что пока нет доказательств успешного применения математических методов при прогнозировании (как и доказательств обратного). Скорее всего результаты, полученные с помощью математических методов и ЭВМ при прогнозировании, надо рассматривать как дополнительную информацию для решения вопроса о перспективности того или иного участка.

Для решения задачи прогнозирования необходимо обратить внимание на следующее:

1. Разработка методов описания свойств геологического пространства.
2. Изучение трансформации свойств в геологическом пространстве и выбор инвариантных относительно заданных преобразований систем признаков.
3. Разработка практических приемов представления геологических систем в виде многоуровневой иерархической модели.
4. Сопоставление целевых параметров с объектами геологического пространства.
5. Создание набора систем прогнозных признаков и библиотек "образов".
6. Изучение возможностей использования принципа подобия и аномальности при прогнозировании.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Б о р о в к о Н.Н. Применимость и эффективность различных схем распознавания в типичных геологических задачах. Количественные методы комплексной интерпретации в рудной геофизике. Л., "Недра", 1972.
2. Б у г а е ц А.П., М а ц а к А.И. Математические методы при поисках месторождений полезных ископаемых и прогнозно-металлогенических исследованиях. Сб. Мат.методы в геологии и геол.информация. М., "Наука", 1972.
3. В о р о н и н Ю.А. и др. Геология и математика. Новоси-

бирск, "Наука", 1968.

4. В о р о н и в Ю.А. и др. Программа "Голотип" для решения распознавания образов. Алма-Ата, 1968.

5. В о р о н и в Ю.А. и др. Геология и математика. Новосибирск, "Наука", 1970.

6. В о р о н и в Ю.А. Методические вопросы применения математических методов и ЭВМ в геологии. Новосибирск-Якутск, 1973.

7. В о р о н и в Ю.А., Е г а н о в И.А., Е г а н о в Э.А. Анализ концепции уровней организации в теоретической геологии. Новосибирск, 1975.

8. Г о л ь д ш м и д т В.И., Н е п о м н я щ и х и.А. Формирование пространства признаков при подготовке материала к решению задач распознавания образов на ЭВМ. Количественные методы комплексной интерпретации в геофизике. Л., "Недра", 1972.

9. Г у б е р м а н Ш.А. Новая область применения распознающих программ. "Природа", № 12, 1965.

10. Г у б е р м а н Ш.А., М а р и н о в Г.М. Оценка перспективности месторождения гидротермальных руд с применением распознавания. Тр. МИПХ и ГП, вып. 62, М., 1965.

11. Д р в г у н о в в.П. Геология и изучение элементов структуры и уровней организации вещества. "Общие закономерности геологического явления". Л., "Недра", 1965.

12. З е г о р у й к о М.Г., С а м о х в е л о в К.Д. Распознавание ситуаций по динамическим признакам (алгоритмы). Вычислительные системы. Вып. 37, Новосибирск, 1969.

13. и в а н к и н П.Ф. Морфология глубокозакрывающихся рудных полей. М., "Недра", 1970.

14. К о н с т а н т и н о в Р.М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М., "Наука", 1973.

15. К р у т ь И.В. Структурный подход к оценке целевых и прогнозных учений о полезных ископаемых. Осн. науч. прогноза месторождений рудных и нерудных полезных ископаемых. Мат. к совещанию 14-17 декабря 1971. л., "Недра", 1971.

16. К р у т ь И.В. Исследование оснований теоретической геологии. М., 1973.

17. Д о с ь В.Л. Выделение перспективных на полиметаллы площадей в Зырянском рудном районе. Тезисы семинара "Применение

математических методов и ЭВМ в геологии", Алма-Ата, ОНТИ КазНИИСА, 1974.

18. Н а з а р о в и. В. Методологические аспекты современного положения о геологии и ее будущего, Новосибирск, 1975.

19. Н а р о с о в е в В. А., Л е в и н Г. Б., Л о с ь В. Л. К определению понятия "рудный столб". Вопросы геологии месторождений золота, т. 239, Томск, 1970.

20. Н а р о с о в е в В. А., Л е в и н Г. Б., Л о с ь В. Л. Распределение содержания полезного компонента, уровни минерализации и рудные столбы. Проблемы образования рудных столбов, Новосибирск, "Наука", 1972.

21. О в е ч к и н В. В. Рудоконтролирующие факторы и перспективы Кокшатавского золоторудного поля. Автореф. канд. дисс., Ташкент, 1972.

22. Р о з о в с к и й Л. Б. Введение в теорию геологического подобия и моделирования. М., 1969.

23. Р у н д к в и с т Д. В. О принципах выделения и прогнозирования рудных формаций. Осн. науч. прогноза местор. рудн. и нерудн. полезных ископаемых. Л., 1971.

24. У ш а к о в В. Н. Оценка перспектив золоторудных и скварново-швелитовых месторождений Западного Узбекистана по комплексу геолого-геохимических признаков (с помощью ЭВМ). Автореф. канд. дисс., Новосибирск, 1973.

25. У с м а н о в Р. А. Типизация задач геологии на основе систематизации геологических пространств. Новосибирск, 1975.

26. Ф о т и а д в Э. Э. Опыт построения альбома алгоритмов и программы для обработки геологических данных. Геология и геофизика, № 12, 1966.

РУДОЛОКАЛИЗУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ
РУДНЫХ ТЕЛ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦЕНТРАЛЬНОГО КАЗАХСТАНА

Центральный Казахстан в последние годы превратился в главную базу свинцово-цинкового сырья для цветной металлургии республики. Полиметаллические месторождения этого горно-промышленного района многочисленны и разнообразны по размерам, условиям формирования, по связям с той или иной геологической формацией. Они объединяются в семь рудных формаций^{*}: кварцевую медно-свинцово-цинковую, березитовую медно-свинцово-цинковую, кварц-баритовую свинцово-цинковую, вторично-кварцевую медно-свинцово-цинковую, колчеданную медно-свинцово-цинковую, кремнисто-карбонатную свинцово-цинковую и кремнисто-карбонатно-баритовую медно-свинцово-цинковую.

Месторождения кремнисто-карбонатной свинцово-цинковой формаций сингенетичного оруденения без изложенного второго этапа, образовавшиеся синхронно с вмещающими породами, подчиняются общим законам седиментации осадков и их диagenетических преобразований. Поэтому структурный контроль оруденения для них не характерен. Для остальных свинцово-цинковых рудных формаций Центрального Казахстана решающую роль в рудолокализации сыграл структурный фактор, который также определил и морфологию рудных залежей.

Все разнообразие структур, вмещающих оруденение свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана, отражено в таблице I. В схематическом виде в ней отражена и роль каждого вида структур в локализации того или иного месторождения. Количественные соотношения рудолокализирующих структур приведены по трехбалльной системе: 0-1-2, или "нет" - "мало" - "много" руды в той или иной рудолокализирующей структуре.

^{*} В.Г. Ли. Рудные формации свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых месторождений Казахстана. Изв. АН КазССР, сер. геологич., № 3, 1973.

Максимально достоверно эта задача могла быть решена путем учета оруденения во всех месторождениях по каждой рудолокализующей структуре в отдельности с последующей группировкой полученных данных по типам структур, по рудным формациям и т.п. Однако известно, что такая работа крайне затруднена. Кроме того, есть основания полагать, что общие ее результаты не будут принципиально отличаться от изложенных выше, так как приведенное отношение 1:2 в приближенном виде отвечает известным соотношениям запасов во второстепенных и главных рудолокализирующих структурах месторождений, во второстепенных и главных рудных залежах.

В целом в наших расчетах выявляется статистический вес тех или иных структур в их общей рудолокализирующей роли, которая для статистических выборок (рудных формаций, определенных видов структур) принимается за 100%.

Анализ материалов, приведенных в табл. 1, позволяет сделать некоторые выводы относительно рудолокализирующей роли складчатых и разрывных структур в свинцово-цинковых месторождениях различных рудных формаций (табл. 2).

Т а б л и ц а 2

Рудолокализирующая роль складчатых и разрывных структур в свинцово-цинковых месторождениях различных рудных формаций

Рудные формации	Количество месторождений	Рудолокализирующие структуры, %	
		складчатые	разрывные
1	6	45	55
2	4	0	100
3	5	84	16
4	2	0	100
5	2	100	0
7	8	27	3
	27	60	40

Прямо все же в локализации оруденения четко вырисовывается преобладающая роль складчатых структур над разрывными: статистический вес рудолокализирующих складчатых структур в среднем для свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана в 1,5 ра-

за выше статистического веса разрывных (60 и 40% соответственно). Это соотношение еще более резко изменяется в сторону преобладания складчатых структур для свинцово-цинковых рудных формаций, парагенетически и генетически совмещающихся с осадочно-вулканогенными кремнисто-карбонатно-терригенными геологическими (рудные формации 3, 5, 7). Наоборот, для рудных формаций, совмещенных с существенно-вулканогенными геологическими, рудолокализирующая роль складчатых структур совершенно не характерна и рудолокализация на 100% определяется разрывными дислокациями.

В локализации оруденения различные элементы складчатых структур играют далеко не одинаковую роль (табл. 3 и рис. 1).

Т а б л и ц а 3

Рудолокализирующая роль складчатых структур

Складчатые структуры	Рудные формации, %							всего
	1-7	1	2	3	4	5	7	
Замки антиклиналей	14	0	0	25	0	62	13	100
Замки синклиналей	18	5	0	32	0	0	63	100
Крылья складок	66	19	0	27	0	27	27	100
Флексуры	2	0	0	100	0	0	0	100
	100							

Наиболее важная рудолокализирующая роль принадлежит крыльям складок: статистический вес этого элемента в рудолокализации составляет 2/3 от общей рудолокализирующей роли складчатых структур; замковые же элементы складчатых форм в локализации оруденения менее значимы, причем роль как антиклинальных, так и синклинальных замков в этом контроле в целом одинакова (14 и 18 соответственно).

Характерно распределение локализирующих оруденение складчатых структур по рудным формациям: наиболее важный рудолокализирующий складчатый элемент — крылья складок — проявлен широко (исключая 2-ю и 4-ю формации, для которых контроль оруденения складчатыми структурами вообще не характерен), причем во всех рудных формаци-

их достаточно равнозначно (19, 27, 27 и 27%). Необорот, значительной неравномерностью, даже "избирательностью" распределения по формациям отличаются структуры, менее значимые в рудолокализации.



Рудные формации: 1, 2, 3, 4, 5, 7

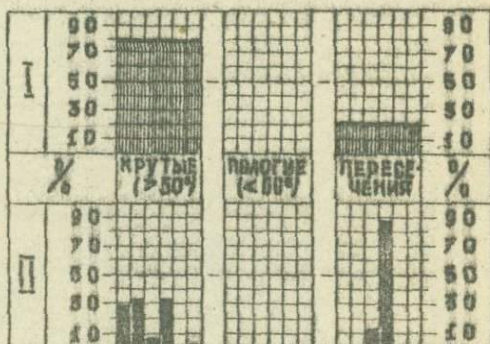
Р и с. 1. Распределение рудолокализирующих складчатых структур: I - по типам структур, II - по рудным формациям

Так, наиболее полно проявлена рудолокализирующая роль земков антиклиналей в месторождениях 5-ой, земков синклиналей - в месторождениях 6-ой и флексур - в месторождениях 3-ей рудных формаций.

Говоря о локализации оруденения разрывными структурами (табл. 4 и рис. 2), следует прежде всего отметить преобладающую роль в ней крутопадающих разрывов, статистический вес которых составляет 79%. Остальные (21%) приходится на структуры пересечения крутопадающих разрывов с пологими. Распределение рудолокализирующих разрывов по рудным формациям свидетельствует о важной роли крутопадающих разрывов в локализации оруденения 1-ой, 2-ой и 4-ой рудных формаций, а также о преимущественном проявлении структур пересечения в 4-й рудной формации.

Рудолокализирующая роль разрывных структур

Разрывные структуры	Рудные формации, %							
	I-7	I	2	3	4	5	7	всего
Крутые, > 50°	79	29	32	6	32	0	1	100
Пологие, < 50°	0	0	0	0	0	0	0	0
Пересечения	21	0	0	12	88	0	0	100
	100							



Рудные формации: 1, 2, 3, 4, 5, 7

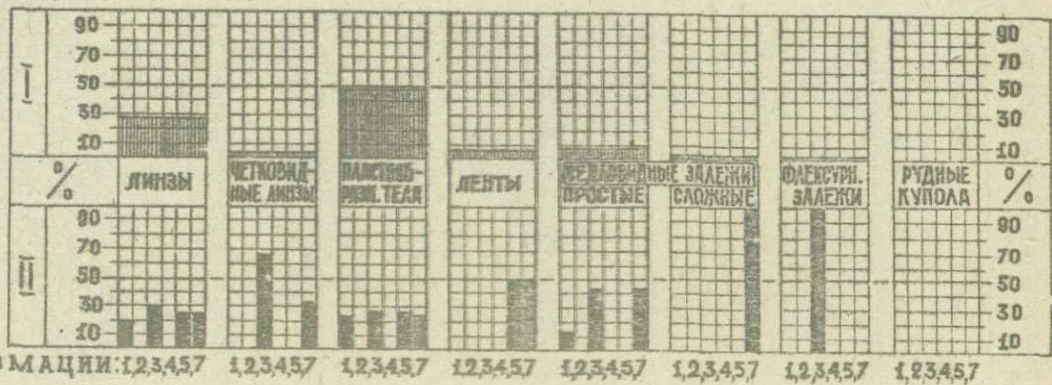
Р и с. 2. Распределение рудолокализирующих разрывных секущих структур:

I - по типам структур, II - по рудным формациям

Распределение морфологических типов рудных тел свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана по рудным формациям представлено в табл. 5 и 6, а также на рис. 3 и 4.

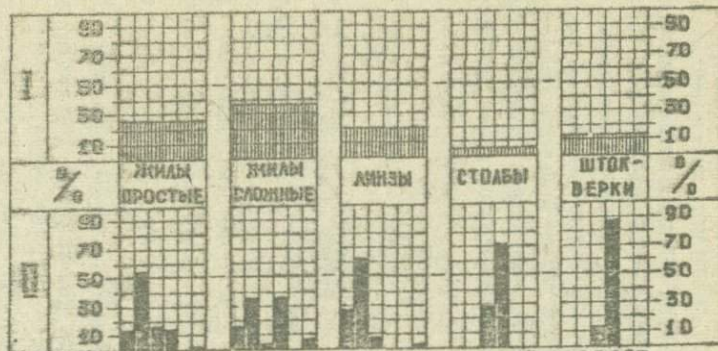
Из всего многообразия послонных рудных залежей наибольшее значение имеют пластообразные тела и линзы (статистический вес 49





Рудные формации: 1, 2, 3, 4, 5, 7

Р и с. 3. Распределение слоистых тел:
 I - по морфологическим типам их, II - по рудным формациям



Рудные формации: 1, 2, 3, 4, 5, 7

Р и с. 4. Распределение секущих рудных тел:

I - по морфологическим типам их, II - по рудным формациям

и 27% соответственно). Они проявлены широко и достаточно равномерно. По-видимому, в размещении структур, вмещающих пластообразные тела и линзы, решающей оказалась не разница в литологии вмещающих оруденение пород, а сама слоистость толщ, их поперечная к слоистости анизотропность (тогда получает объяснение в целом равное размещение пластообразных залежей и линз во всех рудовмещающих слоистых толщах). В этом случае основным процессом, сформировавшим вмещающие эти залежи структуры, явилось образование не структур отслоения, а послонных срывов - зон расчленения, дробления, брекчирования.

Т а б л и ц а 5

Морфологические типы рудных залежей	Рудные формации, %							всего
	1-7	1	2	3	4	5	7	
Линзы	27	20	0	30	0	25	25	100
Четковидные линзы	4	0	0	67	0	0	33	100
Пластообразные тела	49	23	0	26	0	26	25	100
Ленты	7	0	0	0	0	50	50	100
Седловидные залежи простые	9	14	0	43	0	0	43	100
Седловидные залежи сложные	3	0	0	0	0	0	100	100
Флексурные залежи	1	0	0	100	0	0	0	100
Рудные купола	0	0	0	0	0	0	0	0

100

Влияние высокой пластичности вмещающих оруденение пород, вероятно, в полной мере сказалось при формировании структур, вмещающих четковидные линзы и седловидные простые и сложные залежи. Эти рудные тела, по всем признакам связанные со структурами отслоения, характерны лишь для 3-й и 7-й рудных формаций, высокая пластичность рудовмещающих толщ которых хорошо известна. В этом

аспекте раскрывается и связь сложных седловидных залежей лишь с месторождениями 7-й рудной формации, вмещающие толщи которой отличаются наиболее высокой пластичностью и контрастностью физико-механических свойств слагающих их слоев, т.е. наибольшей способностью к формированию структур отслоения.

Т а б л и ц а 6

Распределение морфологических типов секущих рудных тел

Морфологические типы рудных залежей	Рудные формации, %							всего
	I-7	I	2	3	4	5	7	
Жилы простые	26	14	54	16	14	0	2	100
Жилы сложные	37	15	37	4	37	0	7	100
Линзы	20	28	62	7	0	0	3	100
Столбы	5	0	0	29	71	0	0	100
Штокверки	12	0	0	12	88	0	0	100
	100							

из структурно-морфологических типов рудных залежей, сочетающихся с разрывными нарушениями, наиболее распространены простые и сложные жилы, а также линзы (статистический вес их соответственно 26, 37 и 20%). Рудные тела этих форм встречаются во всех рудных формациях, однако следует отметить, что пики распределения этих резко линейных рудных тел приходятся на 2-ю и 4-ю рудные формации, для которых характерна 100%-ная рудопокализация разрывами. Столбы, штокверки и рудные тела, содержащие изометричные, нелинейные сечения, отмечаются преимущественно в месторождениях 4-й рудной формации.

Таким образом, выявляется структурная специфика различных свинцово-цинковых рудных формаций, уже в настоящее время играющая большую прогнозную роль. В структурных исследованиях рудного направления решающее значение, по-видимому, приобретает изучение физико-механических свойств пород, исчерпывающие сведения о которых сделают возможным научно обоснованный прогноз типов рудопокализуемых структур, морфологических типов рудных тел, а также размеров рудных залежей.

ОСОБЕННОСТИ ЭНДОГЕННОЙ МИГРАЦИИ И КОНЦЕНТРАЦИИ
 РУДНОГО ВЕЩЕСТВА ПОД ВЛИЯНИЕМ
 МАГНИТОГИДРОДИНАМИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ
 В ЗЕМНЫХ НЕДРАХ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Рудообразующие вещества в условиях земных недр (гидротермальные растворы, различные эманации магм), как обогащенные металлическими компонентами, электролитическими веществами (кислотами, основаниями) и парами воды, содержащие, очевидно, всегда катионы и анионы, являются электропроводящей средой.

Поскольку такие вещества мигрируют в магнитном поле Земли, то эти движения, естественно, находятся под влиянием магнитогидродинамических явлений и должны подчиняться законам последних.

Основными критериями, характеризующими магнитогидродинамические явления при условии пренебрежения индуцированным магнитным полем, что вполне допустимо в земных условиях, являются числа Гертмана и Рейнсольда [1-3]:

$$H = BL \sqrt{\frac{\sigma}{\rho \nu}}, \quad R = \frac{L \omega}{\nu}, \quad (1)$$

где B - индукция внешнего магнитного поля, L - характерная линейная величина полости, в которой происходит движение жидкости,

σ - электропроводимость жидкости, ω - скорость ее движения, ρ - ее плотность, ν - ее кинематическая вязкость, $\rho \nu$ - составляет динамическую вязкость.

Индукцию магнитного поля Земли в среднем можно принять как $B = 5 \cdot 10^{-5}$ тесла. Электропроводимость рудообразующих веществ в земной коре, судя по сопротивлениям самых богатых руд, по-видимому, составляет единицы-десятки, в лучшем случае - несколько сотен Ом.м. При этом, вероятно, динамическую их вязкость можно принять равной порядку известных подобных параметров жидких металлов, т.е. $\rho \nu = 10^{-3}$ ед. Сл. Характерные размеры полостей движения растворов в недрах Земли представляются равными не более нескольким десяткам метров. При этих условиях число Гертмана не превышает нескольких единиц (в основном, остается меньше единицы). В настоящее время электроразведочными методами на глубинах Земли

в 50-200 км устанавливается слой высокой электропроводности; это позволяет предполагать, что глубинные вещества в размягченном (раскаленном) виде имеют высокую проводимость. В данных условиях числа Гартмана для магм могут быть большими. Правда, теоретически проводимость и вязкость с глубиной по мере увеличения температуры растворов должны уменьшаться, но это, видимо, не приведет к резкому изменению дроби в формуле (1).

Таким образом, математический аппарат, разработанный [1] для определенных форм движения жидкостей в магнитном поле при малых числах Гартмана, позволяет более обоснованно учитывать магнитогидродинамические явления и их влияние на миграцию и концентрацию рудного вещества в земной коре.

Циркуляция гидротермальных растворов и других продуктов эманации магм в земной коре происходит по разломам. Последние на больших глубинах могут быть приняты как полости с плоскопараллельными стенками, но по мере приближения к поверхности Земли, в силу сферичности слоев, они, вероятно, расширяются и приобретают диффузорный характер. Поскольку рассматривается установившееся течение, то уподобление разломов полостям вполне оправдано (однако шероховатость стенок будет иметь определенное значение).

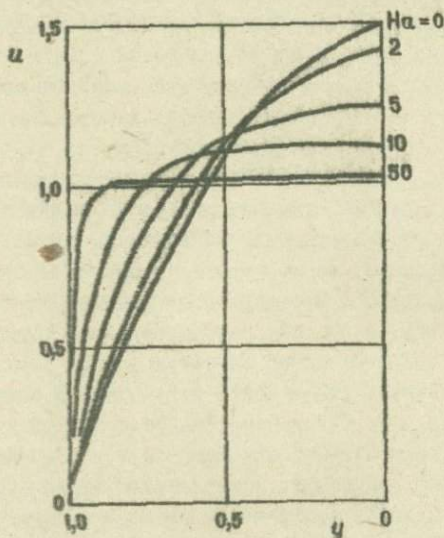
Ламинарное и турбулентное течения жидкости в плоскопараллельном слое (вертикальный или наклонный текучий слой и представляет собой линию разрывного нарушения) при различных направлениях магнитного поля теоретически и экспериментально изучены. Скорость ламинарного течения в таком разломе при поперечном магнитном поле в зависимости от координаты ψ , перпендикулярной к стенкам разлома, представляется формулой [1]:

$$u = \frac{KcH^2}{\eta\mu H - 5\eta^2} \left(1 - \frac{c^2 H^2 \psi^2}{c^2 H^2} \right). \quad (2)$$

При $\psi = 0$ (в центре полости разлома) $u = u^{\max}$, при $\psi = \pm 1$ (на стенках разлома) $u = 0$, т.е. скорость течения жидкости от центра к стенкам разлома гиперболически падает до нуля.

Изменение скорости при различных числах Гартмана показано для ламинарного течения на рис. 1 и для турбулентного - на рис. 2 [1]. Как видно из рисунков, при некотором различии общей закономерность изменения профиля скорости в обоих видах течения сохраняется: при малых числах Гартмана, соответствующих земным услови-

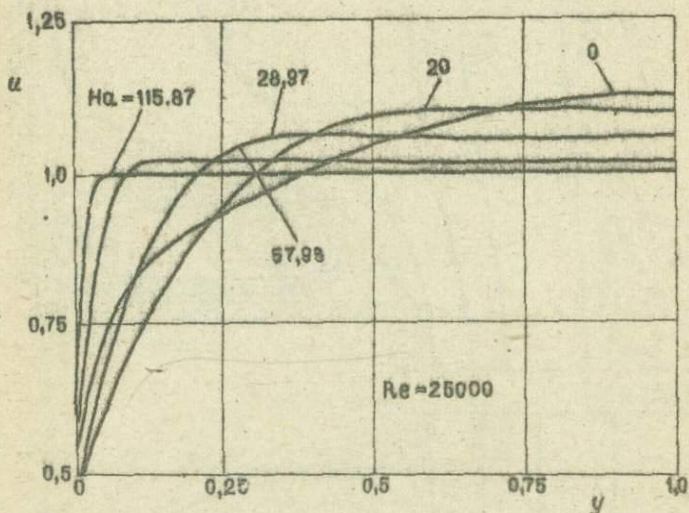
ям, скорость течения растворов падает от центра полости разлома к его стенкам. Это значит, что у стенок разломов создаются условия для кристаллизации рудообразующих веществ, а проникающая способность растворов в боковые породы по порам и мелким трещинам мала. Такой вывод вполне соответствует наблюдаемым геологическим фактам (например, нахождение высокотемпературных друз кварца, хрусталя по стенкам пустот).



Р и с. I. Гартмановские профили скорости

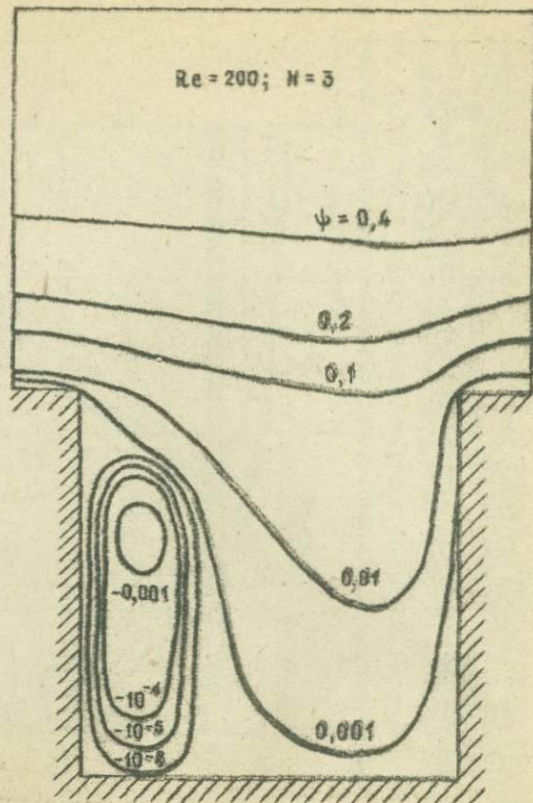
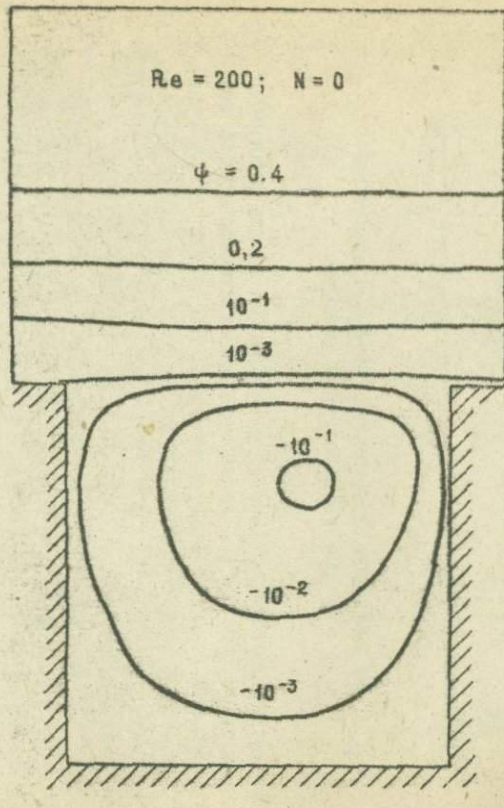
Решение дифференциальных уравнений течения при наличии шероховатости на стенках в присутствии поперечного магнитного поля осуществляется численным путем и в настоящее время известно [I-3] только для случаев движения жидких металлов в трубе прямоугольного сечения. Результаты вычислений иллюстрируют [I] рисунки 3,4. Первый рисунок подтверждает сделанный ранее вывод о том, что при малых числах Гартмана, т.е. в условиях земных недр, проникающая способность движущихся рудообразующих растворов в боковые трещины мала. По видимым на этих рисунках особенностям течений можно

сказать, что в боковых трещинах разломов и в полостях за выступами по ходу течения в связи с падением давления и скорости течения, имеются благоприятные условия для кристаллизации веществ.



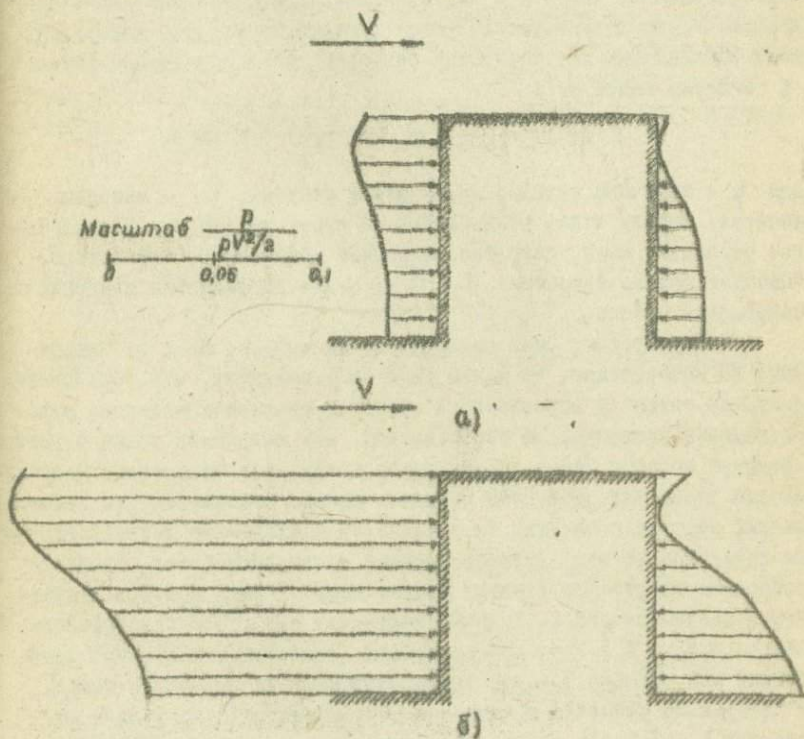
Р и с. 2. Расчетные профили скорости при турбулентном гартмановском течении

О закономерностях течений в расширяющихся кверху разломах можно судить по решению [1] задач магнитогидродинамического течения в диффузоре (течения Джеффри-Гемеля). При малых числах Гартмана и Рейнольдса решение уравнений сводится к стоксовому (решению без учета сил инерции), при этом устанавливается, что скорость течения уменьшается пропорционально углу раствора разлома, а у стенок его она уменьшается по экспоненциальному закону. Самое важное то, что для стоксовых течений характерно падение давления в направлении течения пропорционально квадрату числа Гартмана. Это значит, что если в условиях земной коры происходит падение давления по мере движения рудообразующих растворов вверх само



Р и с. 3. Картина линий тока при обтекании крупных выступов на стенке при $Re = 200$; а) $N = 0$, б) $N = 3$

по себе, то это падение давления усиливается еще и магнитогидро-динамическим эффектом. Следовательно, течение вверх быстро прекращается и создается условие полной кристаллизации всей массы растворов.



Р и с. 4. Распределение давления по поверхности выступа шероховатости: а) $N=0$, б) $N=9$

Наиболее важным в геологическом смысле магнитогидродинамическим эффектом является разделение по ходу течения различно заряженных частиц (атомов металлов и кислотных остатков). Поэтому представляется целесообразным рассмотреть примеры влияния магнитного поля, перпендикулярного к направлению течения. Вектор напряженности магнитного поля Земли занимает общее положение в системе координат. Однако известно, что если направление течения масс составляет угол α с направлением однородной магнитной индукции B , то катионы отклоняются в перпендикулярном магнитному полю направлении по траектории винтовой линии с радиусом витков r и шагом винта h :

$$r = \frac{m}{q} \frac{U \sin \alpha}{B}, \quad h = \frac{2 \pi m}{B q} U \cos \alpha, \quad (3)$$

где q — величина заряда, m — масса частицы, U — скорость течения. Анионы также отклоняются по этому же закону. Неоднородное магнитное поле, если оно не меняет общего своего направления, вызывает только изменение r и h , но не направление движения заряженных частиц.

Таким образом, если направление магнитного поля не изменилось бы исторически, то можно было бы утверждать, что руды локализуются только у определенных стенок и опережениях основных рудопродвигавших разломов. Но общеизвестно, что магнитное поле в геологическую историю Земли неоднократно меняло свое положение. Поэтому весьма важно для этой цели привлечь данные палеомагнитных исследований, которые позволили бы установить направления магнитного поля определенных эпох рудообразования и, следовательно, сделать возможным достаточно строгий научно обоснованный прогноз направления поисковых работ. Химическая сторона процессов рудообразования не входит в задачу данной работы. Совершенно ясно, что дальнейший ход событий всецело зависит от свойств вмещающих пород, в которых по разломам происходит циркуляция рудообразующих растворов и выделение из них полезных компонентов, при всем этом представляется возможным на основе законов магнитогидродинамики утверждать, что в положительно заряженной части разломов локализовались массы металлов аллохтонные, а в отрицательно заряженной — автохтонные. Другой путь рудообразования трудно предположить.

На основе вышеизложенного можно сделать вывод: поскольку проникающая способность рудообразующих растворов в боковые породы в условиях земной коры всюду незначительна, а на больших глубинах, где господствует высокое давление и температура, наличие боковых трещин значительного размера маловероятно. Поэтому глубины более 10 км рудообразования не благоприятны.

Таким образом, использование имеющегося математического аппарата магнитогидродинамики и дальнейшее их развитие применительно к протекающим в земной коре процессам рудообразования позволяет более объективно рассматривать вопросы эндогенной миграции и концентрации рудообразующих элементов и на этой основе целенаправленно вести поиски рудных месторождений.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б р а н о в е р Г.Г., Ц и н о б е р А.Б. Магнитная гидродинамика несжимаемых сред, М., "Наука", 1970.
2. К а у л и н г Т. Магнитная гидродинамика. ИЛ, 1959.
3. К о д Т., Э л ь в а с с е р В.М. Магнитная гидродинамика. Физматгиз, 1959.

Г.Р.Бекжанов, К.И.Марицев, И.К.Джукбаев

ПЕРСПЕКТИВЫ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ САРЫСУ- ТЕНИЗСКОГО ПОДНЯТИЯ НА СВИНЦОВО-ЦИНКОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ И ЗАДАЧИ КОМПЛЕКСИРОВАНИЯ ПОИСКОВЫХ РАБОТ

В Центральном Казахстане в последние два десятилетия в фаменических отложениях выявлены крупные месторождения свинца и цинка, из которых наиболее изучены Карагайлы, Джайрам и Бестобе, расположенные в крайних частях девонского вулканического пояса (рис.1). Сарысу-Тенизское поднятие в этом отношении изучено гораздо слабее, перспективы фамена этого района на промышленное свинцово-цинковое

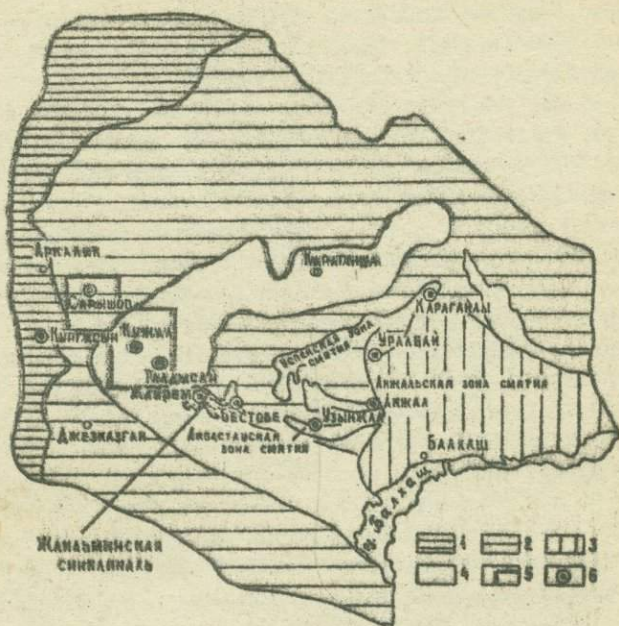
оруденение не ясны. Работы по определению перспектив фаменских отложений Сарысу-Тенизского поднятия на свинцово-цинковое оруденение ведутся в Казахском научно-исследовательском институте минерального сырья.

В настоящей статье рассматриваются предварительные результаты этих исследований и задачи комплексирования поисковых работ.

Район исследования расположен в области неполной каледонской стабилизации в северо-западном сегменте девонского краевого вулканического пояса [1]. Своеобразие геологического строения Сарысу-Тенизского поднятия заключается в развитии здесь глыбовых складок субширотного простирания: горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. В их строении привлекает участие палеозойские вулканогенные, терригенные, карбонатные отложения, группирующиеся в ряд естественно-исторических комплексов или формаций. Интрузивные образования представлены в основном гранитоидными массивами. Формирование глыбовых складок и крупных разрывов запад-северо-западного направления продолжалось с начала девона до конца палеозоя; в верхнем палеозое произошло поднятие всей территории и обособление граничных Тенизской и Жезказганской внутренних впадин.

Карбонатная формация ($D_3, f_m + C, t$), участвующая в строении верхнего структурного этажа района в пределах синклинальных структур, характеризуется региональными повышенными кларками свинца, бария, марганца, цинка и серебра. В отложениях этой формации на Сарысу-Тенизском поднятии известны многочисленные свинцоворудные проявления, зафиксированы высокопродуктивные ореолы рассеяния свинца, цинка, марганца, бария, меди и других химических элементов. Поэтому обнаружение промышленно интересных полиметаллических объектов в данном районе связывается в первую очередь с отложениями карбонатной верхнедевонской-нижнекаменноугольной формации.

Рассмотрим последовательно характерные свинцовые рудопроявления Сарысу-Тенизского поднятия от Атасуйского района и окрестности девонского краевого вулканического пояса на юго-востоке, по направлению к структурам Улутауской зоны поднятия, на северо-западе (рудопроявления Талдысай и Кужал в центральной части поднятия и Сарышол в его северо-западной части).



Р и с. I. Обзорная карта района исследований.

Области: 1 - полной каледоновой стабилизации,
 2 - неполной каледонской стабилизации,
 3 - герцинской стабилизации,
 4 - девонский краевой вулканический пояс,
 5 - контур изученной территории Сарысу-Тенизского поднятия,
 6 - свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления

Рудопроявление Талдысай расположено в пределах южного крыла одноименной синклинали, сложенной отложениями фаменского и турнейского ярусов. Фаменский ярус представлен тремя пачками. Нижняя (D_3fm^a) сложена темно-серыми и черными углисто-кремнистыми известняками, тонкослоистыми, волокнистослоистыми, с прослойками (1-3 мм) углистого вещества; отмечаются прожилки кальцита и барита; с последним ассоциирует галенит. Мощность нижней пачки около 200 м. Средняя пачка (D_3fm^b) представлена пятнистыми, светло-серыми и розовыми перекристаллизованными, мраморизованными известняками, а также пелитоморфными и кристаллическими известняками. В известняках отмечается пелитоморфное глинистое вещество, а также прожилки кальцита и барита. С баритом иногда ассоциирует галенит; рудный минерал присутствует в виде редкой рассеянной вкрапленности. Мощность средней пачки 250-300 м. Верхняя пачка (D_3fm^c) сложена красноцветными комковатыми известняками с прослоями красноцветных и серых алевролитов, мощность ее около 80 м. Фаменские отложения Талдысайской синклинали принадлежат фациальным комплексам до н о в о т е ч е н и е - в о г о п о я с а т р о г о в ы х п р о г и б о в (Т.Г.Каймирасова, 1972). Свинцовое оруденение связано с зоной гидротермально измененных известняков; текстура руд вкрапленная, массивная, гнездовидная; минеральный состав - преимущественно галенит, церуссит и лимонит. Содержания свинца в главном рудном теле, круто падающем под углом 80° и секущем известняки, составляют от 1-7 до 29, меди и цинка - до 0,05, серебра - до 0,0025%.

Оруденелые зоны сопровождаются широкими, интенсивными вторичными ореолами рассеяния свинца (площадная продуктивность P от десятков тысяч до $113\ 000\ м^2\ %\ Pb$), бария (0,1-2,5%), меди (0,01-0,03%), цинка (0,15-0,25%) и других химических элементов.

Между свинцом-барием и серебром-молибденом отмечается положительная корреляция.

Рудопроявление Кужал расположено в пределах неосложной синклинальной складки, осложняющей Шуоаркульскую грабен-синклиналь в ее южной приразломной части. Свинцовое оруденение приурочено к области контакта фаменских известняков и песчаников с кислыми эффузивами кайдаульской свиты ($D_{r_2}kd$) и локализуется в кровле темно-серых мелкозернистых песчаников на карбонатном цементе

(уйтасская свита - D_2fm, ul) и в подошве известняков сульфидеро-вых слоев (D_2fm, sl). Известняки темно-серые пелитоморфные с пиритом и кристаллические доломитистые, "комковатые", наезерные, с прожилками кальцита и барита. В барите отмечаются зернистые агрегаты пирита и убогая вкрапленность галенита. Мощность песчаников уйтасской свиты на рудопроизведении Кужал составляет около 20 м, известняков сульфидеро-вых слоев - до 90 м. Отложения фаменского яруса Шубаркульской грабен-синклинали (в том числе участка Кужал) можно отнести, согласно классификации Т.Г.Каймирасовой, к во-д-но-п-ри-б-о-й-н-о-м-у-ф-а-ц-и-о-н-а-л-ь-н-о-м-у-п-о-я-с-у (мелководный фациальный комплекс).

Оруденение прожилково-вкрапленное (галенит и церуссит), об-з-а-н-н-о-е, предположительно, гидротермальному процессу в тектоничес-ки ослабленной зоне. В зоне гипергенеза отмечаются также лимонит, псиломелан, англевит (?) и малахит. Мощность оруденелого гори-з-о-н-т-а до 10 м, средние содержания свинца в керновых и бороздовых пробах составляют 0,2-0,6%, максимум - 1,5%.

В полосе развития фаменских отложений зафиксированы вторич-ные ореолы рассеяния свинца (P от первых тысяч до 25 000 м² Pb), меди (до 0,01%), бария (до 0,5%), серебра (до 0,0001%), цинка (до 0,3%), молибдена (до 0,001%) и других элементов. Ореолы свин-ца большей частью слабоконтрастны; коэффициент контрастности ($\gamma = \frac{C_{max} - C_{ф}}{C_{ф} - C_{ф}}$) редко достигает 5. Между свинцом-барием и свин-цом-серебром отмечается слабая положительная корреляция ($r \leq 0,5-0,3$).

Рудопроизведение Сарышол расположено на северо-западе Сарысу-Тенизского поднятия, в пределах одноименной синклинали второго по-рядка, осложняющей восточное крыло Теровкянской синклинали. Сарышолокая синклинали выполнена карбонатными и терригенными от-ложениями фаменского яруса, залегающими на песчано-конгломерато-вой толще дайриновой свиты (D_2fs) и биотит-роговообманковых гра-нитях (γ, D_2). Нижнефаменский подъяру сложен желтовато-серыми кварцевыми и арковыми мелкозернистыми песчаниками, гравелитами и алевролитами уйтасской свиты (D_2fm, ul); мощность свиты-до 30 м. Верхнефаменский подъяру представлен известняками, сульфидеро-вых слоев (D_2fm, sl). Известняки темно-серые, мелкокристаллические,

кивернозные, с углистыми прослоями, содержит линзы серых органических известняков, темно-серых глинистых и доломитистых известняков. Мощность подъяруса в Сарышопской синклинали - до 180 м; севернее, в Теровкканской синклинали, мощность подъяруса возрастает до 220 м. Отложения фаменского яруса на рудопроявлении Сарышоп принадлежит также мелководному фацциальному комплексу.

Особенности свинцового оруденения обусловлены своеобразием ландшафтно-геохимических и структурных условий, имеющие повышенный местный геохимический фон свинца фаменские отложения участка ($C_{\text{св}} = 0,0045\%$) выходят на дневную поверхность в очень пологом залегании (углы падения пород от первых градусов до $10-15^\circ$, реже более крутые). Здесь в высокой степени проявлены эпигенетические процессы, характерные для карбонатных осадков зоны сухих степей, выразившиеся в осаждении на испарительном барьере в щелочной и слабощелочной среде оторвцин, молибдена, свинца и др. Не широко распространенных в зоне гипергенеза марганцевых "шляпах" аккумулируются кобальт, медь, свинец и др. Тесную связь этих элементов в зоне гипергенеза подтверждают вычисленные значения коэффициентов корреляции r , равные для пары $Mn - Co$ 0,74, $Pb - Mn$ 0,68, $Pb - Mo$ 0,86, $Mo - Cu$ 0,71, $Mn - Cu$ 0,62. Такие особенности геохимического ландшафта обусловили широкое развитие здесь интенсивных геохимических аномалий свинца, марганца, молибдена и меди. Ортолы свинца имеют размеры до 1×2 км при $130\ 000\ \text{м}^2/Pb$. Содержания свинца в пробах аллювио-делювия составляют от 0,02-0,1 до первых процентов марганца 0,1-1, молибдена 0,005-0,01%. Коэффициенты контрастности γ для свинца зачастую превышают 10. При значительных содержаниях в канавах свинца ($\geq 10\%$) и марганца (до 10%) в окважинах ниже коры выветривания не наблюдается их резкое разубоживание: содержания свинца редко повышаются до 0,5-1,5, марганца - до 0,3-0,5%.

Таким образом, свинцовое оруденение рудопроявления Сарышоп связано преимущественно с зоной гипергенеза и достигает в марганцево-свинцовых телах процентов - первых десятков процентов. Минеральный состав оруденения - церуссит, псиломелан, лимонит, аллюмофосфаты свинца (?) и малахит. В неизмененных известняках отмечается убогая вкрапленность галенита, ковеллина, а также в значительной степени - пиритизация. Для коренного оруденения ус-

тановлена положительная корреляция между $Pb - Ag$ ($r = 0,74$).

В связи с тем, что особенности геологического строения и металлогении полиметаллических стратифицированных месторождений атакситского типа достаточно широко освещены в различных публикациях^{*)}, остановимся коротко только на тех особенностях Жайремского месторождения, которые понадобятся для сопоставления его с рудопроявлениями Сарысу-Тенизского поднятия.

Как известно, месторождение Жайрем (участки Восточный, Западный и Дальний Западный) находится в пределах Жайремской брахиантиклинали второго порядка, осложняющей среднюю часть Кавльминской синклинальной структуры, выполненной отложениями фаменского яруса. Породы нижнефаменского подъяруса ($D_3 fm_1$) составляют ядро жайремской брахиантиклинали и представлены углистыми глинисто-карбонатными породами и кремнистыми породами (силицитами) темно-серого цвета; мощность подъяруса — более 150 м. В составе верхнефаменского подъяруса выделяются три пачки: продуктивная, промежуточная и красноцветная.

Продуктивная пачка ($D_3 fm_1^1$) заключает все известные на месторождении тела железо-марганцевых и свинцово-цинковых руд. Характерной особенностью ее является наличие ритмов (в разрезе Восточного участка их насчитывают до 5). Нижняя половина каждого ритма сложена темными углистыми кремнисто-мергелистыми породами с прослоями пиритового и пирит-сфалеритового состава, а верхняя половина представлена светлоокрашенными кремнистыми известняками с прослоями железистых яшм, магнетитовых и гематитовых руд. Мощность пачки — до 450 м.

Промежуточная пачка ($D_3 fm_1^2$) сложена монотонными слоистыми или волнисто-слоистыми известняками серой и темно-серой окраски с прослоями и линзами опилитов, диабазовых порфиритов и их туфов; мощность — 20-150 м.

^{*)} Эти особенности сводятся в общих чертах к следующему:

1. Приуроченность полиметаллического оруденения к отложениям углисто-глинисто-кремнисто-карбонатных пород фаменского возраста.
2. Приуроченность оруденения к областям сопряжения разноглубинных фаций; при этом, обычно, свинцово-цинковое оруденение тяготеет к фациям иловых впадин.
3. Совмещение в пределах одного рудного поля пластовых железо-марганцевых и цинковых руд с вложенным барит-цинково-свинцовым оруденением.
4. Сопровождение оруденения ореолами рассеяния свинца, цинка, марганца, бария, а также серебра, молибдена, меди, кадмия, кобальта, мышьяка и др. [2].

Верхняя, красноцветная пачка (D_2/m_2^1), сложена красноцветными волнистослоистыми "известняками" (глинисто-кремнисто-карбонатные породы) и кремнистыми породами с пластами железных и марганцевых руд. Мощность пачки 80-100 м.

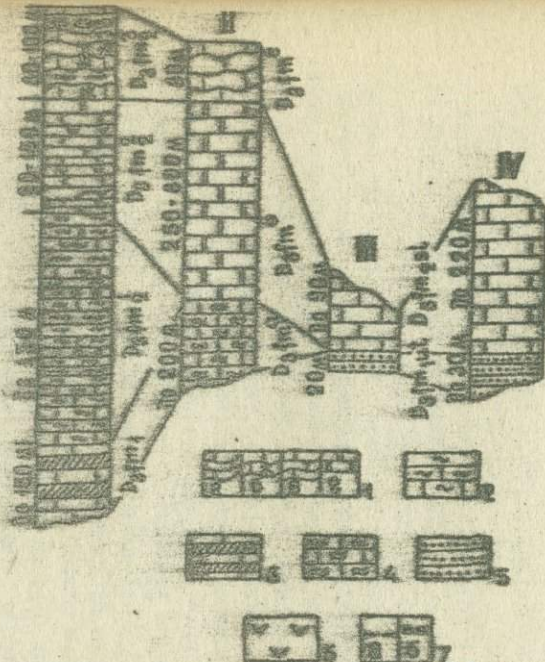
Рудозмещающие фанерозойские отложения принадлежат иловой фациальной зоне приравдомных троговых прогибов.

На месторождении Хайрем выделяются два типа руд: окислительные с вмещающими породами (железо-марганцевые и пирит-обалеритовые) и гидротермально-метасоматические барит-цинково-свинцовые руды, которым сопутствуют ореолы гидротермально измененных пород. Руды второго типа являются наложенными на полосчатые стратифицированные пластовые железо-марганцевые и убогие цинковые руды и пространственно с ними совмещены. В полиметаллических рудах в повышенных концентрациях присутствуют элементы-примеси: стронций, сурьма, висмут, кадмий, медь, мышьяк, галлий, кобальт, серебро, ванадий и др.

Как следует из вышеизложенного, в случае при рассмотрении сопоставленных разрезов фанерозойских отложений месторождения Хайрем и рудопроизведений Сарысу-Тенизского поднятия (рис. 2), фациально-литологическая характеристика этих разрезов различна и весьма изменчива. По мере удаления от месторождения Хайрем и северо-западу сокращается разрез фанерозойского яруса, соответствующий его продуктивной, промежуточной и верхней пачкам. Кремнисто-карбонатные, углито-глинисто-кремнистые, вулканогенные породы фаций троговых прогибов по направлению к центральной и северо-западной частям Сарысу-Тенизского поднятия сменяются органическими, кристаллическими, пелитоморфными, доломитизированными известняками и известковистыми песчаниками, образовавшимися в условиях неглубокого стиратого моренного бассейна нормальной солености (прибрежные и мелководные фациальные комплексы).

Характерный для месторождений стасуиного типа карбонатно-железо-марганцевых и полиметаллических руд на участках рудопроизведений Сарысу-Тенизского поднятия неизвестен; барит-цинково-цинково-свинцовые руды Хайрема (с соотношением свинца к цинку в рудах до 1:3) сменяются на рудопроизведениях Талдысай свинцовым и барит-свинцовым, на рудопроизведениях Кумал и Сарышоп — преимущественно свинцовым.

Геохимические различия продуктивных отложений Хайрема и рудо-



Р и с. 2. Сопоставление разрезов *Dg fm*.

I - месторождение Хайрем (по А.А.Рохлову, Н.М.Митраевой, Г.Н.Чербе). Рудопоявления:

II - Талдысай, III - Куеал, IV - Сарышоп.

1 - известники: а - красноцветные, комковатые, б - красноцветные, волнистослоистые, в - органогенные и кристаллические, г - палитоморфные, кристаллические и мраморизованные; 2 - углисто-глинисто-кремнисто-карбонатные породы; 3 - углисто-глинисто-карбонатные породы, сланцы; 4 - углисто-кремнистые известняки; 5 - песчаники и гравелиты; 6 - спилиты, диабазовые порфириды и их туфы; 7 - руды: а - железо-марганцевые, б - полиметаллические

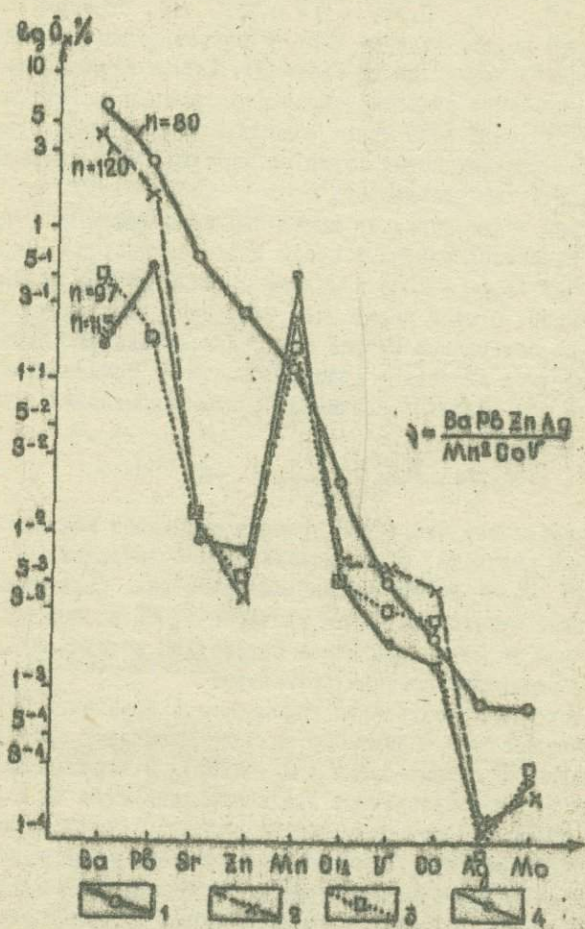
проявлений Сарысу-Тенизского поднятия наглядно видны на построенных графиках геохимических спектров (рис. 3). Геохимический спектр природного объекта, по определению А.П. Солодова [3], — это графическая характеристика его химического состава, определенным образом упорядоченная и представленная в форме, пригодной для сравнения с другими сходными объектами. Нами сопоставлялись содержания (средние стволые) десяти основных химических элементов, участвующих в рудном процессе, на месторождении Жайрем, и на сравнимых рудопроявлениях. По оси абсцисс через равные интервалы в линейном масштабе отмечены химические элементы в порядке убывания \bar{X} , по оси ординат — логарифмы содержаний. Число анализов проб для каждого объекта n составляет от 80 до 120. В качестве эталонного объекта взят участок Дальний Западный Жайрем (скважины № Р-9, 21, 22, 23, 24, 25 и 26). Он сопоставляется с рудопроявлениями Талдысай (скважины № 4, 6, 108), Кужал (скважина № 4, канва I), Сарышоп (скважины № 66-136, 66-156, 66-176, П-3, П-7).

Как видно на построенных графиках, средние стволые содержания по участку Дальний Западный (рассматривалась продуктивная пачка только в интервале полиметаллического оруденения) значительно выше по цинку, стронцию, серебру, выше по свинцу, барию, меди, молибдену, несколько ниже по марганцу, чем по рудопроявлениям Сарысу-Тенизского поднятия. Характерно, что Жайрем и Талдысай близки по содержаниям свинца и бария, различны по другим элементам. Жайрем и Сарышоп резко разнятся по содержаниям всех сравнимых элементов, а Кужал занимает промежуточное положение между Талдысай и Сарышопом по средним содержаниям бария, кобальта и ванадия. Относительно высокие средние содержания свинца и марганца на рудопроявлении Сарышоп объясняются его специфическими ландшафтно-геохимическими и структурными условиями.

Для количественной оценки степени изменения геохимической характеристики сравниваемых объектов вычислены так называемые коэффициенты различия по формуле:

$$j = \frac{P_i (C_i)_i}{P_j (C_j)_j (C_0)_i}$$

где $(C_i)_i$ — элементы, средние содержания которых относительно повышены (либо понижены); $(C_j)_j$ — то же, понижены (либо повышены); $(C_0)_i$ — дополняющие элементы, если $i \neq j$ (для получения безраз-



Р и с. 3. Геохимические опенеры;
 I - месторождение Хайрем, участок Дальний Западный; рудо-
 проявления: 2 - Талдысай, 3 - Кузал, 4 - Сарышоп

мерной величины ψ).

Рассматривались отношения средних содержаний семи химических элементов $(\psi = \frac{Ba Pb Zn Ag}{Mn^2 Co V})$. Значения ψ майрема $\gg \psi$, Талды-
сая $> \psi$, Кужало $> \psi$, Сарышоп, соответственно, они равны: $\psi_1 =$
 $= 17600$, $\psi_2 = 19$, $\psi_3 = 0,26$, $\psi_4 = 0,056$, т.е. значения коэффици-
циента различия на три порядка выше по Жайрему, чем по Талдысю и
на шесть порядков выше, чем по Сарышопу. Таким образом, по пара-
метру ψ сравниваемые объекты существенно различны. Наблюдается
тенденция возрастания роли таких участвующих в рудном процессе
элементов, как свинец, цинк, барий от западной части Сарысу-Те-
ниаского поднятия на юго-восток.

Рассмотрим также характер изменения продуктивностей вторич-
ных ореолов рассеяния свинца в целом для площади развития карбо-
натной фации ($D_2fm + C, t_1$) в полосе рудопроявлений Сарышоп -
Кужал - Талдысов. С этой целью нами были построены карты сред-
них аномальных содержаний свинца фаненских отложений. Первонач-
ально вычислялись площадные продуктивности P геохимических ано-
малий, затем определялись значения средних аномальных содержа-
ний \bar{C}_A по формуле:

$$\bar{C}_A Me = \frac{\sum P_i Me n^2 \%}{S n^2} \quad \text{где}$$

P_i - продуктивность вторичных ореолов рассеяния металла в пре-
делах площадки подсчета, S - площадь каждой площадки.

Подсчеты $\bar{C}_A Pb$ не проводились на участках, перекрытых чех-
лом аллохтонных отложений. Карты значений $\bar{C}_A Pb$ по району место-
рождения майрем не строились из-за отсутствия материалов по про-
дуктивностям вторичных ореолов рассеяния.

Кроме того, для построения карты-тренда признаков барит-свин-
цового оруденения были определены мультипликативные средние ано-
мальные содержания свинца-бария ($\bar{C}_A Pb Ba$). В таблице приведены
исходные данные, использованные при построении карт \bar{C}_A и геохими-
ческие параметры (по свинцу и барию) отложений карбонатной фо-
рации $D_2fm + C, t_1$ по результатам литогеохимической съемки ($n \geq 120$).

Как видно из приведенных данных, наибольшим местным геохи-
мическим фоном и дисперсией содержаний свинца характеризуется
участок Сарышоп (\bar{C}_A) в три раза выше, чем на рудопроявлении

Кужал). Продуктивности ореолов также высоки, что, как отмечалось выше, обусловлено проявлением энгенетических процессов в специфических геологических условиях; в то же время средние значения $\bar{C}_A P_B$ не превышают таковых по рудопроявлению Талдысай.

Т а б л и ц а

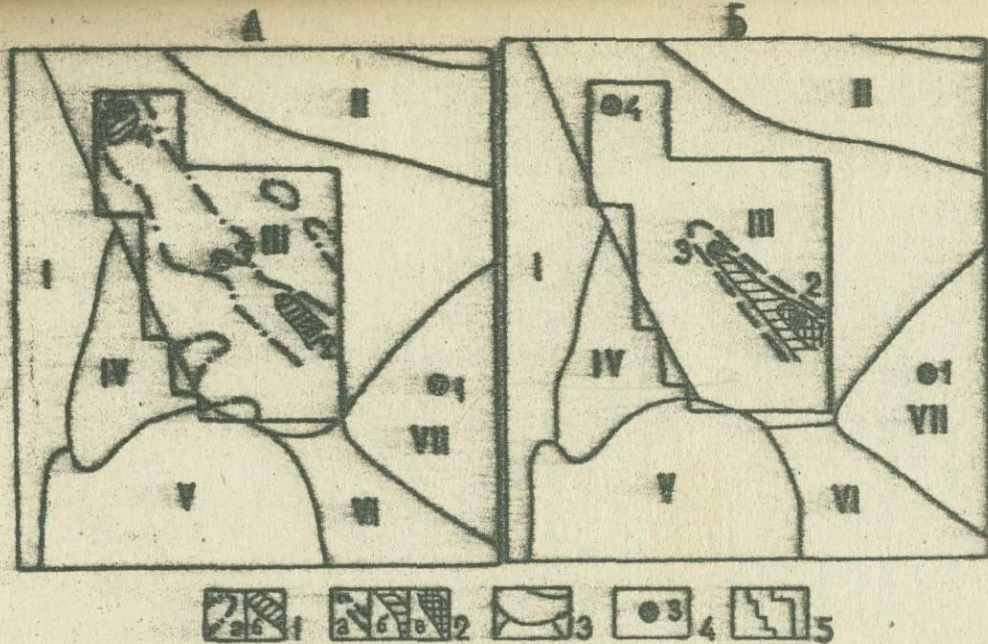
Геохимические параметры	Участки рудопроявлений			
	Талдысай	Кужал	Сарышоп	
Местный геохимический фон (местный кларк) \bar{C}_ϕ , %: свинец	0,0027	0,0016	0,0045	
барий	0,058	0,030	0,0028	
Нижние аномальные содержания ($\bar{C}_a = \bar{C}_\phi \varepsilon^{\sqrt{n}}$), %: свинец	0,0055	0,0038	0,012	
барий	0,080	0,0055	0,040	
Суммарная продуктивность ореолов свинца ΣP_{Pb} в $n \cdot 1000 \text{ м}^2\%$	113	30	130	
Значения средних аномальных содержаний свинца в $n \cdot 10^{-6}\%$ ($\bar{C}_A \frac{\Sigma P}{S}$):	средние	800	250	750
	максимальные	4010	2670	5080
Значения мультипликативных $\bar{C}_A P_B \cdot V_a$ в $n \cdot 10^{-6}\%$:	средние	12	3	0,4
	максимальные	78	19	5,2

Характерная картина наблюдается при сопоставлении значений мультипликативных $\bar{C}_A P_B \cdot V_a$. Наиболее высокими цифрами значений $\bar{C}_A P_B \cdot V_a$ отмечается свинцово-баритовое гидротермальное рудопроявление Талдысай, в то время как на рудопроявлении Сарышоп они на порядок ниже. Для участка Кужал значения $\bar{C}_A P_B \cdot V_a$ несколько выше, чем для участка Сарышоп, характеризуя как бы промежуточное его положение.

Для установления тенденций изменения интенсивности свинцово-баритового оруденения нами была построена карта-тренд значений $\bar{C}_A^{Pb \cdot Ba}$ для фемениских отложений рассматриваемого района в пределах полосы распространения карбонатной формации Сарысу-Тенизского поднятия (рис. 4, Б). Наиболее интенсивным полем $\bar{C}_A^{Pb \cdot Ba}$ характеризуется юго-восточная часть поднятия в районе рудопроявления Талдысай. Для наглядности отображения интенсивности проявления гидротермального барит-свинцового процесса на фоне геохимического поля свинца построена карта значений \bar{C}_A^{Pb} для той же территории (рис. 4, А). Характерно, что геохимическое поле как по значениям \bar{C}_A^{Pb} , так, особенно, по значениям $\bar{C}_A^{Pb \cdot Ba}$ более интенсивно для юго-востока Сарысу-Тенизского поднятия, с приближением к Атасуйскому району. К сожалению, ввиду закрытости части территории и отсутствия данных по продуктивностям ореолов, построить карту значений \bar{C}_A для района, непосредственно примыкающего к месторождению Жайрем, невозможно. Тем не менее, исходя из анализа общей геологической обстановки, можно предположить, что интенсивность геохимического поля свинца, бария, цинка должна резко возрастать по направлению к месторождению Жайрем. Таким образом, расширяруя изложенное выше, можно сделать следующие выводы.

Фациально-литологическая характеристика разрезов фемени Альминской синклинали в районе месторождения Жайрем и Сарысу-Тенизского поднятия значительно изменчивы; особенно различаются разрезы фемени Жайрема и северо-западной части Сарысу-Тенизского поднятия; больше сходства имеют разрезы месторождения Жайрем и рудопроявления Талдысай. Общей тенденцией является нарастание неоднородности разреза и увеличение мощностей феменических отложений по линии Сарышоп-Жайрем. Аналогичная тенденция наблюдается и при сопоставлении характера проявления рудного полиметаллического процесса на месторождении Жайрем и рудопроявлениях Сарысу-Тенизского поднятия. Барит-цинково-свинцовое оруденение Жайрема является барит-свинцовым и свинцовым по мере удаления на северо-запад района. Сходство геохимических показателей также ослабевает по линии Жайрем-Талдысай-Кужал-Сарышоп.

Таким образом, по характеру оруденения, фациально-литологическим и геохимическим особенностям участки свинцового оруденения



Р и с. 4. Карты $\bar{C}_A P_8$ (А) и $\bar{C}_A P_8 \cdot B_0$ (Б) фацесных отложений в пределах развития карбонатной формации Сарысу-Тевизской зоны:

1 - значения $\bar{C}_A P_8$ ($n \cdot 10^{-6}\%$): а - $\rightarrow 200$, б - $\rightarrow 3000$; 2 - значения $\bar{C}_A P_8 \cdot B_0$: а - $\rightarrow 1$, б - $\rightarrow 20$, в - 50;
 3 - границы тектонических структур; 4 - рудопроявление и его номер (1 - месторождение Кайрем; рудопроявления: 2 - Телдысай, 3 - Кужал, 4 - Сарышоп); 5 - контур площади подсчета значений \bar{C}_A .
 Римскими цифрами обозначены: I - Улутаская зона поднятий, II - Кыпшакско-Карагандинская сибклинальная зона, III - Сарысу-Тевизское поднятие, IV - Кингирская зона брахиокладок, V - Джезказганская внутренняя впадина, VI - Джалаир-Найманская зона, VII - структуры Приатасуйского района (по А.А. Богданову, К.А. Зайцеву)

Сарысу-Тенизского поднятия существенно отличаются от месторождения Хайрем. Нахождение промышленно интересных участков оруденения атасуйского типа более вероятно в юго-восточной части Сарысу-Тенизского поднятия, примыкающей к жайльминской синклинали. В центральной и северо-западной частях рассматриваемого района следует ориентироваться на поиски свинцово-цинкового оруденения других типов.

Успешное решение задач поисков и детального изучения участков полиметаллического оруденения достигается при комплексировании литогеохимической съемки с геофизическими методами. Основным результатом применения последних является объемное представление о строении изучаемой территории с дифференциацией геологического разреза по различным физическим параметрам. Материалы геофизических исследований вместе с имеющимися геологическими данными помогают полнее и объективнее оценить геологическую ситуацию и сосредоточить внимание на отдельных благоприятных для оруденения структурах.

Существенны для ориентировки поисковых и детальных работ сведения о положении продуктивной толщи верхнего девона — нижнего карбона, заключающей основные запасы полиметаллических руд региона. В рассматриваемом районе эта задача решается с использованием гравимагниторазведки среднего масштаба благодаря относительно простому строению девоно-карбонных мульд, нарастающей плотности пород от молодых к более древним и наличию магнитных эффузивов ($450-1000 \cdot 10^{-6} \text{ГГС}$) в толще нижнего-среднего девона, составляющей вместе с плотными ($2,73-2,84 \text{ г/см}^3$) и в подавляющем большинстве (60-70 %) магнитными ($500-1500 \cdot 10^{-6} \text{ГГС}$) породами ордовика-силура обрамление продуктивных структур.

На Сарысу-Тенизском поднятии основной плотностной границей, оказывающей решающее влияние на характер гравитационного поля, служит граница между образованиями ордовика-силура (средняя плотность $2,80 \text{ г/см}^3$) и девоно-перми (средняя плотность $2,68 \text{ г/см}^3$). Гипсометрическое положение этой границы (кровли нижнего структурного этажа) относительно дневной поверхности определяет уровень поля силы тяжести. На горст-антиклиналях, где на небольших глубинах залегают породы ордовика-силура, значения силы тяжести достигают наибольших абсолютных величин. На грабен-синклиналиях и мульдах, где развиты девоно-карбонные отложения, уровень гравитационного поля резко понижается.

Важное значение данные гравимангниторазведки среднего масштаба имеют при выделении продуктивных толщ верхнего девона — нижнего карбона. В остаточном гравитационном поле локальными аномалиями положительного знака на обрамлениях девоно-карбоновых мульд картируются терригенно-вулканогенные породы ордовика-силура. Интенсивные локальные отрицательные аномалии силы тяжести в пределах мульд обычно четко повторяют очертания в плане турнейских низкоплотностных известняков ($2,26-2,40 \text{ г/см}^3$). Мозаичным магнитным полем на обрамлениях оконтуриваются эффузивные толщи нижнего-среднего девона. Кроме того, гравимангниторазведкой хорошо выделяются глубинные массивы гранитоидов и тектонические нарушения. Роль этих методов существенно возрастает при геологическом картировании в полузакрытых и закрытых районах.

Определенную роль гравиразведка играет также при непосредственных поисках барит-полиметаллических месторождений атасуйского типа. Этому благоприятствует повышенная плотность рудовмещающих баритизированных известняков ($2,80-2,87 \text{ г/см}^3$). Зоны их развития фиксируются локальными повышениями гравитационного поля; причем, интенсивность последних зависит от степени проявления баритизации пород. Из опыта работ в пределах полиметаллических месторождений Атасуйского района [5] известно, что при учете влияния на поле силы тяжести погребенного рельефа пород допалеозойского фундамента и дневного рельефа участки барит-полиметаллического оруденения уверенно выделяются высокоточной гравиразведкой. Несмотря на трудности учета осложняющих факторов, особенно подземного рельефа, с высокоточной гравиметрической съемкой связываются возможности новых открытий, в том числе глубокозалегających месторождений в пределах глубины до 100 м.

Ныне с внедрением и широким опробованием метода ВП и по мере перехода к изучению закрытых территорий, целесообразность включения его в комплекс поисково-детальных работ среднего и крупного масштабов становится более определенной. Основанием для этого служит повышенная поляризуемость сульфидных полиметаллических руд. Метод ВП зарекомендовал себя как один из эффективных методов, значительно расширивший возможности комплексных исследований, особенно при поисках месторождений с вкрапленным характером сульфидного оруденения. Например, на рудопроявлении Талдысай в баритизированных известняках зоны сульфидной минерализации фиксиру-

стоя аномалиями η_n интенсивностью 3,5-4,0% на фоне 1,5-2,0%. При широком разветвлении окислительной пиритизации возможности метода ВП ограничиваются оконтуриванием рудных зон в целом и выделением наиболее обогащенных сульфидами участков. В других случаях, когда пирит тесно ассоциирует с оруденением, этим методом прослеживаются непосредственно рудные тела. Возможность одновременного измерения электрического сопротивления пород при применении метода ВП в модификации среднего градиента позволяет картировать зоны высокоомных баритизированных пород повышенными значениями R_n . Примером может служить то же рудопроявление Талдысай, где баритизированные известняки отмечаются в поле R_n значениями 1500-2000 Ом·м на фоне 500-1000 Ом·м.

В комплексе работ с целью определения мощности и расчленения рыхлых отложений необходимо проводить электроразведочные работы методом ВЗВ. Данные его используются, кроме того, для выбора методики и направления литогеохимических съемок, оценки характера и гравитационного влияния подземного рельефа.

Следует отметить, что данные высокочастотной гравиразведки и метода ВП не свободны от осложняющих факторов. В частности, на гравитационное поле влияет характер подземного рельефа, превышения которого в некоторых случаях в поле силы тяжести могут создавать аномалии такой же интенсивности, как и рудные объекты. Для введения поправки в наблюдения используются данные бурения и метода ВЗВ. Однако при интерпретации кривых ВЗВ возможны ошибки, связанные с геосинхронности одними разрезами, часто с глубокой и резко непостоянной по мощности и сопротивлению стратифицированной корой выветривания. К числу факторов, снижающих эффективность метода ВП, относятся многочисленные медленные проявления сульфидной минерализации, хорошо проявляющиеся углифицированные и пиритизированные породы и зоны их лонгального распространения.

В практике поисков природы аномалий ВП и силы тяжести выявляются при совместном анализе результатов комплексных исследований, и также проходкой мелких скважин и горных выработок. Важное ориентирующее значение при этом имеют данные литогеохимической съемки, позволяющие классифицировать геофизические аномалии, оценивающие перспективы этих аномалий и в основном предопределяющие выбор площадей детальных исследований, благодаря геологической односторонности результатов о наличии полиметаллического оруденения. Все это

значительно сокращает число "перопентивных" аномалий. При выборе и оценке объектов детальных исследований существенное значение имеют также геофизические методы. Если многие "рудные" геофизические аномалии часто сопоставимы с аналогичными и многочисленными изменениями физических полей на больших поисковых площадях, то на участках с установленными типоморфными ореолами рассеяния они нередко приобретают решающее значение для прогнозирования оруденения на глубину и размещения первых горных выработок и скважин.

Сейчас в связи с тем, что резервы "легкооткрываемых" месторождений исчерпаны, особое внимание должно быть уделено поискам глубокозалегающих рудных объектов на основе анализа уже имеющихся материалов и выявления новых прогнозно-поисковых предпосылок. В решении этой задачи значительную помощь может оказать более широкое применение сейсморазведки методом отраженных волн для выделения отложений карсонетной формации $-D_1/m + C, t$, а также для изучения пространственного положения и морфологии девонско-карбонных мульд; высокоточной гравиметрии и методов рудной электроразведки (ВП, МПП) с использованием комплекта аппаратуры "Цикл"; проведение опытно-производственных работ на известных месторождениях и рудопроявлениях по внедрению и освоению вышеперечисленных и других новых геофизических методов и аппаратуры; постановка научно-исследовательских работ по выявлению более локальных закономерностей размещения полиметаллического оруденения в выделенных структурно-формационных и металлогенических зонах; изучение особенностей вариаций изотопного состава свинца в целях поисков критериев отборки непромышленных рудопроявлений. Повышение геологической эффективности поисков на закрытых площадях во многом связывается с широким применением атмосферических и глубинных литохимических съемок в комплексе геолого-геофизических работ.

На основании геофизических и геохимических работ на рудопроявлении Талдыной прямыми поисковыми критериями для нахождения полиметаллических месторождений втабуйского типа в юго-восточной части Сарысу-Телинского поднятия по степени значимости являются:

- протяженные высокопродуктивные открытия и погребенные вторичные ореолы рассеяния свинца в пределах отложений фанера-турне;

- наличие ореолов рассеяния типоморфных элементов-спутников полиметаллического оруденения - бария, цинка, серебра и меди;
- площадные аномалии ВП, выделяющие зоны сульфидной минерализации (галенит, пирит);
- локальные повышения поля силы тяжести и электрических сопротивлений, связанные с зонами развития рудовмещающих баритизированных известняков. В региональном плане рудопроявления данного типа размещаются в пределах зон высоких градиентов гравитационного поля и слабоинтенсивного споконного знакопеременного магнитного поля.

Сделанные выводы и рекомендации позволяют целенаправленно проводить комплексные поисково-детальные геолого-геофизические и геохимические работы с целью выявления перспективных участков полиметаллического оруденения в Сарысу-Тенизском районе.

ЛИТЕРАТУРА

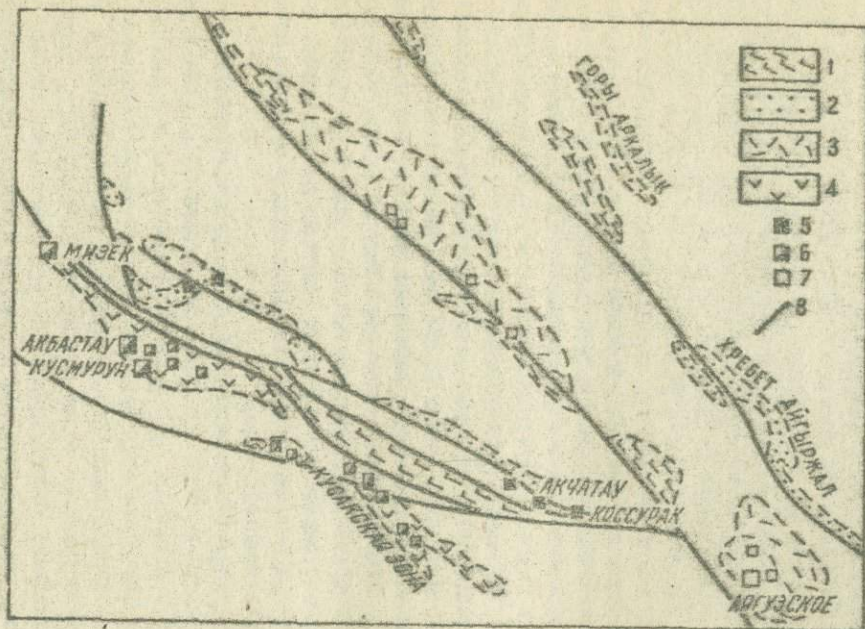
1. Думлер Я.Ф., Орлов И.В. и др. Перспективы поисков стратиформного барит-полиметаллического оруденения в Центральном Казахстане. "Сов. геология", № 2, 1975.
2. Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан), т. 3. Алма-Ата, "Цзука", 1967.
3. Соловов А.П., Гарзвин А.В. Геохимические спектры аномалий и дискриминантный анализ. Сб. Литохимические поиски рудных месторождений. Алма-Ата, 1968.
4. Маричев И.И. К методике составления сводных мелко-масштабных карт результатов поисковой металлометрической съемки. Сб. Вопросы прикладной геохимии, вып. II. М., "недра", 1971.
5. Кличников В.А. Полиметаллические месторождения в Центральном Казахстане. Сб. Геофизические поиски рудных месторождений, т. I. Алма-Ата, 1970.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОЛЧЕДАНОГО
ОРУДЕНЕНИЯ В ЧИГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОМ РЕГИОНЕ

Выявление в 1956-1960 годах промышленных концентратов колчеданного оруденения в юго-западной части Чигиз-Тарбагатайского региона привлекло внимание к этой территории как к новому потенциально горнорудному району Казахстана.

Чигиз-тарбагатайский метантиклинорий является крайней восточной частью каледонид Центрального Казахстана. Для него характерно широкое развитие базальтоидного магматизма, в конечном счете определившие металлогеническую специализацию этой структуры как района развития колчеданного оруденения, а также неоднократное проявление однотипных геологических формаций, в том числе и колчеданосных магматических комплексов, обусловленное дифференцированностью тектонического развития отдельных структур Чигиз-Тарбагатая. Рудосынные базальтоидные формации этого региона по условиям формирования и петрохимическим особенностям сходны с колчеданосными магматическими комплексами Урала, Кавказа и других районов страны [2,3,10,12,13,14,15]. Здесь, как и в любых геосинклинальных областях, колчеданное оруденение генетически (в широком смысле слова) связано с вулканогенными формациями ранних стадий развития геосинклинальных прогибов. Устанавливается три этапа проявления этого типа оруденения: нижнекембрийский, среднекембрийский и верхнеордовикский. По условиям образования оруденение может быть отнесено к трем генетическим типам (классам по В.И.Смирнову, 1969): вулканогенно-осадочному, метасоматическому субвулканическому и комбинированному.

Колчеданное оруденение нижнекембрийского этапа ассоциирует с яшмо-спилит-диабазовой и кремнисто-терригенной формациями, образовавшимися в начальный этап развития первичного геосинклинального прогиба. Отложения этих формаций слагают тесно облегающие в пространстве параллельные полосы (рис.1), простирающиеся в северо-западном направлении вдоль осевых зон Акчатауского, Чигизского и Аркалыкского антиклинориев. По представлениям авторов [6], рассматриваемые нижнекембрийские отложения являются синхронными



Р и с. 1. Схема распространения колчедановосных магматических формаций Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.
 формации пород: 1 - спилит-диоритовая и 2 - кремнисто-территовая нижнекембрийского возраста, 3 и 4 - последовательно дифференцированная базальт-андезит-дацит-липаритовая среднекембрийского (3) и верхнеордовикского (4) возрастов; проявления колчеданной формации с подформациями: 5 - серноколчеданной, 6 - медноколчеданной и 7 - колчеданно-полиметаллической; 8 - глубинные разломы

осадками и соответствуют: первая полоса к областям развития вулканизма, вторая — к зонам устойчивого прогибания, прилегающим к вулканическим поясам.

Для нижнекембрийского колчеданного оруденения Чингиз-Тарбагатайского региона характерна отчетливо выраженная зависимость их минеральных типов от особенностей фациального состава рудомещающих отложений. По этому признаку выделяются следующие три типа разрезов:

1. Преимущественно вулканогенный, собственно яшмо-спилит-диабазовый с характерным и широко распространенным вулканогенно-осадочным кремнисто-гематитовым (с кобальтом) и марганцевым оруденением, локализующимся преимущественно вблизи вулканических построек. Реже отмечается серно- и медноколчеданное метасоматическое оруденение в вулканитах (рудопоявление Борлы-Кызыл) и согласные кварц-халькозные низкотемпературные жилы в яшмодах (рудопоявление Корумбай),

2. Кремнисто-терригенный с протяженными и мощными зонами преимущественно серноколчеданной минерализации с примесью меди и мышьяка (рудопоявления Бала-Коксенгир, Ыдаик и др.). По условиям образования они являются вулканогенно-осадочными, участками постепенно переходят в сингенетические гидротермально-метасоматические руды. Часто наблюдается тесная ассоциация оруденения с вулканогенными породами, в особенности с их субвулканическими аналогами (Бала-Коксенгир).

3. Вулканогенно-углисто-карбонатно-кремнистый тип разреза, занимающий промежуточное положение между вулканогенной и кремнисто-терригенной толщами. Они сопровождаются протяженными зонами марганцевой, серноколчеданной и колчеданно-полиметаллической минерализации с примесью значительного спектра элементов халькофильной группы (Акчатау, Косбурак, Мырышты и др.). В генетическом плане руды их имеют оложное (комбинированное) происхождение и характеризуются стратиформностью их залегания.

В составе пород рассматриваемого типа разрезов, наряду с диабазовыми порфиритами, спилитами, реже кератофирами и их лавобрекчиями, яшмами и микрокварцитами, большое распространение имеют углисто-кремнистые и углисто-известкисто-кремнистые сланцы и алевролиты. Встречаются отдельные прослои марганцево-кремнистых

пород и лежащие горизонты известняков с археоидиотовой фауной [6].

Почти все перечисленные типы колчеданной минерализации нижнекембрийского этапа сопровождаются ореолом тех или иных гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород. Для серно- и медноколчеданных руд, размещающихся в вулканогенных породах, характерны хлоритизация, эпидотизация и карбонатизация при подчиненной роли серицитизации и окварцевания. Зоны минерализаций с колчеданно-полиметаллическим оруденением в углисто-кремнистых сланцах сопровождаются серицитизацией, окварцеванием, аргиллизацией, хлоритизацией, эпидотизацией и доломитизацией. Отмечается также тонкопрожилковая сарцитизация, развитая на широких площадях.

Контуры гидротермально измененных пород часто размытые, неотчетливые, реже, при интенсивном развитии процессов окварцевания, серицитизации и хлоритизации, они более или менее отчетливые и имеют локальный характер распространения. Размеры зон этих пород самые различные. Наиболее типичны зоны в 2-5 км длиной при ширине от первых метров до 100-150 м. Для большинства зон характерны тонкокрайленая пиритизация и наличие выдержанных горизонтов сплошных серноколчеданных руд мощностью до 1,5-2 м.

Среднекембрийские колчеданные проявления (месторождение Аягузское, рудопоявления Баритовое, Бозкой и др.) приурочены к осевой части Чингиз-Тарбугатайского мегантиклинория и размещаются в пределах развития пород среднекембрийской последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-дипаритовой формации, которая формировалась в условиях островной вулканической системы, при компенсированном развитии прогибов.

Значительная часть разреза рассматриваемой формации состоит из дацитовых и дипаритовых порфиров, кварцевых кератофиров при подчиненном количестве отдельных горизонтов спиллитов, диабазовых, базальтовых и андезитовых порфиритов. Эксплозивные образования широко представлены и составляют более 50% объема вулканогенных пород. Осадочные породы (кремнистые и углисто-глинистые алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты, реже яшмы и известняки) в пределах палеовулканических сооружений имеют подчиненное распространение, а в удалении от вулканических центров доля их резко возрастает (до 70-80%), одновременно повышается роль

карбонатов и глинистого вещества в цементе осадков.

С описываемым комплексом тесно ассоциируют габбро-плагно-гранитные интрузии, представленные небольшими массивами плагно-гранитов, кварцевых диоритов и диоритов, реже сравнительно крупными (площадью до 25 км²) многофазными массивами габбро-диорит-плагногранитного состава.

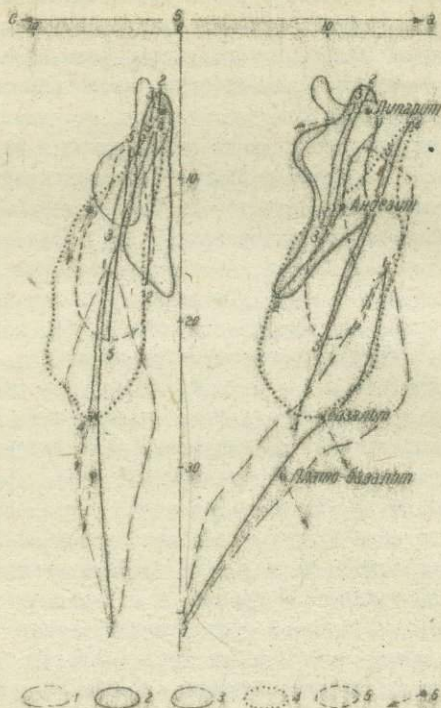
Породы базальт-андезит-дацит-липаритовой и габбро-плагно-гранитной формаций обладают большим сходством петрохимического состава, вероятно подчеркивающего их тесные комагматические связи. Основная масса фигуративных точек, как эффузивных, так и интрузивных аналогов комагматов, на диаграмме А.Н.Заварицкого размещается в едином поле, между липаритами и андезитами (рис. 2). При этом интрузивные породы группируются на три поля, соответствующих трем фазам габбро-плагногранитного комплекса.

В структурном плане среднекембрийские колчеданные проявления приурочены к крупным брахиантиклиналям, часто вытянутым в северо-западном направлении, реже имели изометричные формы. Среди них наиболее изученной является Аягузская структура среднекембрийского стратовулкана, представляющая собой реликт палеовулканической постройки. Расположение этой вулкано-тектонической структуры диаметром около 25 км определялось сочленением Тарбагатайского глубинного разлома субмеридионального направления с дизъюнктивами северо-западного простирания системы Главного Чингизского разлома.

Среднекембрийское колчеданное оруденение представлено преимущественно прожилково-вкрапленными, реже сплошными колчеданными медно-свинцово-цинковыми рудами, контролируемые послыными или субсогласно секущими зонами разломов. Состав руд в верхних частях кварц-барит-полиметаллический, ниже существенно колчеданно-цинковый. Сплошная руда часто имеет медноколчеданный состав, реже колчеданно-полиметаллический.

Процессе окислительного гидротермального изменения пород проявлен широко. Причем изменения с разной степенью интенсивности развиты в вмячках и ложачках боках рудных тел. Выявлены они окварцеванием, серицитизацией и хлоритизацией вмещающих пород.

В возрастом отношении оруденение наиболее близко к субвулканическим интрузиям. Устанавливается строгая пространственная совпаденность субвулканических образований и рудных зон, а также



Р и с. 2. Петрохимическая диаграмма пород колчеданосных магматических формаций Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория.

Ареалы фигуративных точек и вариационные линии пород:

- 1 - нижнекембрийской спилит-диабазовой (по 54 анализам); 2, 3 - среднекембрийских базальт-андезит-дацит-липаритовой (2) (по 27 анализам) и габбро-плаггиогранитной (3) (по 21 анализу); 4-5 - верхнеордовикских базальт-андезит-дацит-липаритовой (4) (по 100 анализам) и диорит-тоналит-плаггиогранитной (5) (по 39 анализам); 6 - векторы средних типов пород по Деби

единстве их структурного плава.

Верхнеордовикское колчеданное оруденение (месторождения Акбастау, Кусмурун, Мизек) ассоциирует также с последовательно дифференцированными (от базальтовых порфиритов до липаритовых порфиритов) вулканогенным комплексом и комагматичными им диорит-тоналит-плагиогранитными интрузивами.

Для вулканогенного комплекса характерна преобладающая роль андезитовых и андезит-дацитовых порфиритов, а также относительно высокая степень эксплозивности (до 40%). Осадочные породы имеют подчиненное значение и представлены туфоалевролитами, туфопесчаниками, реже туфоконгломератами, кремнистыми алевролитами, алевропелитами и известняками.

Комплекс верхнеордовикских пород олегаает ряд разрозненных брахиантиклинальных структур вулканогенно-тектонического происхождения, расположенных в южной юго-западной части Чингиз-Тарбагатайского мегаантиклинория на границе с Джунгаро-Балхашским метасинклинорием. По периферии эти структуры оеимляются чехлом терригенных отложений верхнеордовикско-нижнесилурийского возраста [7]. Некоторые из них (Акбастау-Кусмурунская, Кызылсорская) прорваны диорит-тоналит-плагиогранитными интрузивами.

Колчеданное оруденение размещается в пределах описанных структур и наиболее крупные его концентрации (месторождения Кусмурун, Акбастау и Мизек) локализируются вблизи центров верхнеордовикских вулканов. Эти участки представляют собой в геологическом отношении аномальные поля, характеризующиеся большим разнообразием фациального состава слагающих пород, широким развитием субвулканических образований, интенсивным проявлением разрывной и складчатой тектоники.

Верхнеордовикские колчеданные месторождения представлены линзообразными, реже столбообразными и неправильной формы телами сплошных и прожилково-вкрапленных медных, медно-цинковых, реже полиметаллических руд. Главные рудные минералы - пирит, халькопирит и сфалерит, второстепенные - мельниковит-пирит, галенит, олекая руда и энгерит. Из нерудных минералов встречаются кварц, барит, хлорит, серицит, доломит, реже гипс.

Основными полезными компонентами руд являются медь, цинк и золото, второстепенными - сера, свинец и серебро. Золото в первич-

ных рудах устенавливаются в низких значениях, но в зоне окисления, в процессе гипергенных преобразований происходит многократное увеличение его содержания, и эти части месторождений иногда приобретают самостоятельное промышленное значение.

Строение руд и их текстурно-структурные особенности часто зависят от степени метаморфизма вмещающих пород. На месторождении Кусмурун, где вмещающие породы не подверглись динамометаморфическим преобразованиям, сплошные руды, как правило, имеют колломорфное строение и обладают массивной, реже брекчиевидной текстурой. На месторождении Акбастау, где вмещающие породы испытали расщепление и дробление, отчетливо проявлены признаки метаморфизма руд в виде перекристаллизации минеральных агрегатов, дробления и смятия, в связи с чем они приобретают брекчиевидные, сланцеватые, плитчатые и полосчатые текстуры и кристаллическо-зернистую структуру.

Околорудные изменения проявлены широко и выразились в окварцевании, серицитизации, хлоритизации, карбонатизации и баритизации вмещающих пород. Обращает на себя внимание часто наблюдаемая асимметричность расположения зон гидротермально измененных пород по отношению к рудным телам. Особенно отчетливо это проявлено на месторождении Кусмурун. В лежащем боку рудных тел этого месторождения мощность зоны околорудно измененных пород измеряется сотнями метров, тогда как в висячем боку ширина зоны этих образований сдвигается метрами и первыми десятками метров. Различен и фациальный состав гидротермально измененных пород: в лежащем боку они представлены метасоматитами кварц-серицитовой, пиррофиллитовой, алунитовой, диаспоровой и монокварцевой фаций, тогда как в висячем — кварц-серицитовой и пропилитовой фациями.

Вопросы возраста и генезиса медноколчеданного оруденения остаются до сих пор дискуссионными. На основе изучения месторождений Кусмурун и Акбастау А.Д.Каипов и А.К.Каипов пришли к выводу о двухэтапном формировании месторождений. В первый этап, синхронный вулканизму, осадочным (или метасоматическим) путем происходит формирование залежей сплошных серноколчеданных руд. Во второй этап, отделенный от первого складчатостью и внедрением интрузивов гипабиссальной фации, образуется золотосное медное и полиметаллическое оруденение [9].

В отношении способа формирования руд мы придерживаемся взглядов о метасоматическом их происхождении. Представлению об осадочном накоплении руд противоречат данные о секущих контактах "осадочных" рудных залежей с вмещающими породами, развитии зон гидротермально измененных пород в окрестности этих залежей, о структурном контроле оруденения и морфологии некоторых рудных тел.

Вопрос о возрасте оруденения, как нам представляется, решается с достаточной определенностью, хотя данные о времени его формирования на первый взгляд несколько противоречивы. В рудомещающих толщах отмечается присутствие мелких обломков пиритовых руд и пропилитизированных пород с закрепленностью пирита [8]. С другой стороны устанавливается наложение оруденения и окислительных гидротермальных изменений на верхние части разреза верхнеордовикской рудомещающей толщи и на интрузивные породы верхнеордовикского кубмурунского комплекса, прорывающего рудомещающую вулканогенную толщу.

Эти данные действительно говорят о двухэтапном формировании колчеданного оруденения — оивулканического и поствулканического. В первый этап промышленные концентрации руд не образуются и гидротермальный процесс в этот период выражен пропилитизацией пород и отложением закрепленной серноколчеданной минерализации. Промышленное же оруденение, в том числе и сплошные серноколчеданные руды, сформировались в поствулканический этап.

Вопрос о верхней возрастной границе оруденения остается дискуссионным. На основании привнесения рудных тел дайками кубмурунского комплекса и присутствия в базальных конгломератах эллипсоидной оцеты нижнего силуре гальки окварцованных пород с пропилитово-закрепленным медноколчеданным оруденением и пиритизированных вторичных кварцитов [II], нами возраст оруденения ограничивается верхним ордовиком.

В ы в о д ы

1. В Чингис-Тарбагатайском регионе выделяется три этапа формирования колчеданного оруденения: нижнекембрийский, среднекембрийский и верхнеордовикский, обусловленные автономностью развития отдельных его частей и неоднократным проявлением колчеданосных магматических комплексов в его пределах.

2. По генетическим особенностям колчеданное оруденение под-

разделяется на три типа (класса, по В.И.Смирнову): вулканогенно-осадочный, метасоматический субвулканический и комбинированный. Вулканогенно-осадочное и комбинированное оруденения образуются в парагенетической связи с нижнекембрийской яшмо-спилит-диабазовой формацией, сформировавшейся в начальный этап развития палеозойской геосинклинали, а метасоматическое субвулканическое - с последовательно дифференцированными базальт-андезит-дацит-липаритовыми комплексами, среднекембрийского и верхнеордовикского возраста, сформировавшимися в условиях вулканической островной системы.

3. Устанавливается зависимость состава оруденения от состава рудоносных магматических формаций. В частности, с нижнекембрийской яшмо-спилит-диабазовой формацией, средний состав вулканогенных пород которой близок к толеитовому базальту, связано существенно серноколчеданное, со среднекембрийской последовательно дифференцированной формацией, близкой по среднему составу к дацитам (по Дели), ассоциирует колчеданно-полиметаллическое, а с верхнеордовикской аналогичной формацией андезитового состава - медноколчеданное оруденение.

4. На петрохимической диаграмме А.Н.Заварицкого известные колчеданосные магматические формации Чингиз-Тарбагатайского региона занимают определенное положение, и эти признаки могут быть использованы для предварительного определения конкретных типов колчеданного оруденения в регионе.

Намеченные закономерности в образовании и размещении осадочно-вулканогенных формаций каледонид восточной части Казахстана и связанного с ними оруденения могут быть использованы для прогнозирования и поисков колчеданных месторождений как в Чингиз-Тарбагатае, так и Бозвекольском, Баян-Аульском, Брейментауском и других районах, которые обладают сходными чертами геолого-тектонического развития и все вместе образуют единую колчеданосную провинцию.

ЛИТЕРАТУРА

1. В и в о г р а д о в А.П. Среднее содержание отдельных химических элементов в главных типах пород. "Геохимия", № 7, 1962.
2. Б о р о д а е в с к а я М.Б., К р и в ц о в А.И., К у р б а н о в Н.К., Ш и р а й Е.П., М е р е н и н а Т.Ю. Формаци-

онный анализ колчедановосных областей как основа составления карт прогнозов на колчеданные руды на примере Южного Урала. В кн. "Вопросы формирования и закономерности размещения месторождений золота и платины". Тр. ЦНИГРИ, вып. 87, М., 1970.

3. Дистанов Ю.Р., Ковалев К.Р., Лапин Б.Н. Вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения Алтае-Саянской области и Западного Забайкалья и их генетические особенности. Сб. Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973.

4. Геология СССР, т. XX. Центральный Казахстан. М., "Недра", 1972.

5. Есенов Ш.Е., Карпов А.К., Ли В.Г., Ляпичев Г.Ф., Мирошниченко Л.А. Металлогеническое районирование Казахстана. "Вестник АН КазССР", № 1, 1969.

6. Жаутиков Т.М., Полянский Н.В. К вопросу о стратиграфии основания разреза Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. ДАН СССР, 1972.

7. Жаутиков Т.М., Полянский Н.В., Лебедь Н.И. Стратиграфия верхнеордовикских и нижнесилурийских отложений Акбастау-Кусмурунского рудного поля. В кн. "Вопросы геологии и металлогении Восточного Казахстана". Алма-Ата, "Наука", 1971.

8. Каипов А.Д. Рудные обломки из пород надрудной толщи месторождений Кусмурун и Акбастау (Центральный Казахстан). ДАН СССР, т. 186, № 2, 1969.

9. Каипов А.Д., Каипов А.К. Ордовикский вулканизм и медноколчеданное оруденение Акбастау-Кусмурунского рудного поля. Алма-Ата, "Наука", 1971.

10. Панкратьев П.В., Михайлова Ю.В. Колчеданно-полиметаллическое оруденение Южного Узбекистана. Ташкент, изд. ФАН УзССР, 1971.

11. Полянский Н.В. Некоторые закономерности размещения рудных полезных ископаемых в юго-западной части Чингизского мегантиклинория. "Изв. АН КазССР", сер. геол., № 1, 1969.

12. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М., "Недра", 1969.

13. Сопко П.Ф. Колчеданные месторождения Малого Кавказа. М., "Недра", 1971.

14. Яковлев Г.Ф. Фация вулканогенных пород и колчедан-

ное оруденение. Сб. Основные принципы и методика составления прогнозно-металлогенических карт рудных районов в палеовулканических областях. М., "Недра", 1973.

15. Яковлев Л.И. Рудные формации колчеданно-барит-полиметаллических месторождений северо-восточной части Центрального Казахстана. В кн. "Геологическое строение некоторых медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений Южного Урала, Кавказа и Забайкалья". Тр. ЦНИГРи, вып. 67, М., "Недра", 1967.

Н.Л.Панкратова, Е.В.Пучков

БИОТИТЫ ГРАНИТОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ КОУИРАДСКОГО РАЙОНА

Детальное исследование гранитоидов Коуирадского рудного района позволило установить следующую схему последовательности развития магматизма: девонский комплекс лейкократовых гранитов (абсолютный возраст по калий-аргоновому методу биотитов 377 млн. лет, письменное сообщение В.И.Серых); нижне-среднекаменноугольный (балхашский) комплекс гранодиоритов-плагиогранитов (347 млн. лет); средне-позднекаменноугольный (коуирадский) комплекс малых порфировых интрузий (322 млн. лет); позднекаменноугольный (калдырминский) комплекс лейкократовых гранитов (309 млн. лет) и пермский (ачкатауский) гранитный комплекс (295 млн. лет). Кроме детальных петрографических, геохимических, петрофизических и других видов исследования для подтверждения правдоподобности выделения магматических комплексов был исследован биотит. Состав и свойства магнетитово-железистых слюд находятся в тесной зависимости от геохимических и термодинамических условий образования пород. Эта особенность давно замечана исследователями и используется в решении ряда геологических вопросов.

Биотит является единственным темноватым минералом в гранитах верхнедевонского, калдырминского и ачкатауского комплексов. В гранитоидах балхашского и коуирадского комплексов он ассоциирует с розовой обманкой и реже с пироксеном.

При изучении 30 химических и кристаллохимических составов магнетитово-железистых слюд из гранитоидов Коуирадского района установлено, что биотиты из пород различных комплексов отличаются

по составу (табл. 1).

Кристаллохимический состав биотитов рассчитан катионным методом по способу И.Д. Борнеман-Стерныкивич [1]. При пересчетах химических анализов содержание P_2O_5 и соответствующее количество CaO , входящих в состав апатита, не учитывалось. Из табл. 2 видно, что все анализы биотитов укладываются в типовую формулу. Различный недостаток катионов калия в группе А связан с процессом хлоритивации биотита, при котором часть калия выносилась. При написании кристаллохимических формул у значительной части слюд наблюдался небольшой избыток алюминия, который был отнесен в шестирную координацию-группу В. Для биотитов же из гранитов калдырминского комплекса наблюдался недостаток алюминия, который заполнялся в четвертой координации (группа X) трехвалентным железом.

Различие в составе биотитов одного возраста обусловлено как неодинаковыми условиями кристаллизации гранитоидов, так и неравномерным воздействием на них метасоматических процессов. Сравнение химических составов разновозрастных биотитов проводится по средним коэффициентам железистости, аллюритности, глиноземистости, степени окисленности железа и по величине отношения калия к натрию (табл. 2).

Как показали работы А.А. Маракушева и И.А. Терарина [4], величина глиноземистости биотитов зависит от щелочности среды или, точнее, от химического потенциала калия. Наглядное представление об изменении глиноземистости биотитов в зависимости от режима кислотности-щелочности среды дает диаграмма $\frac{Si}{Al} - \frac{Fe^{+2}}{Al}$.

На ней составы разновозрастных биотитов группируются в виде точек в полосе примерно под углом 45° , и этом же направлении снизу вверх от угла диаграммы увеличивается щелочность и изменяется глиноземистость биотитов от древних и более молодых гранитоидов. Наиболее высокой щелочностью обладают биотиты верхнедевонского и баджашевского комплексов (I и II группы щелочности по А.А. Маракушеву).

На рис. 1 располагается вблизи угла диаграммы. Наиболее высокие значения глиноземистости и железистости (см. табл. 2) наблюдаются у верхнедевонского комплекса. Биотиты этих двух групп щелочности по составу приближаются к иттонит-сидерофиллитовому ряду, которые относятся к малощелочным разностям [3]. Для них характерны

Таблица I

Кристаллохимический состав и химические особенности биотитов

№ п/п	4	B-3I6	H-5I	H-40	0208I	02742	0209I	H-506	B-307	B-I482	B-I483	H-288	H-I062	H-29I	H-293
Si	2,66	2,64	2,50	2,67	2,60	2,88	2,69	2,69	2,59	2,60	2,79	2,63	2,64	2,66	2,74
Al ^{IV}	1,34	1,36	1,50	1,33	1,40	1,12	1,31	1,31	1,41	1,40	1,21	1,26	1,36	1,34	1,26
Al ^{VI}	0,29	0,14	0,04	0,15	0,33	0,25	0,03	0,09	0,03	0,01	0,21	-	0,16	0,10	0,20
Ti	0,07	0,16	0,19	0,21	0,16	0,15	0,19	0,13	0,12	0,15	0,15	0,22	0,13	0,14	0,13
Fe ³⁺	0,32	0,37	0,58	0,74	0,33	0,76	0,50	0,30	0,28	0,35	0,31	0,32	0,55	0,41	0,39
Fe ²⁺	1,08	0,82	0,86	0,54	0,95	0,85	0,59	1,02	0,83	0,80	0,76	0,96	0,80	0,78	0,64
Mn	0,05	0,06	0,03	0,08	0,07	0,08	0,04	0,04	0,02	0,02	0,03	0,02	0,02	0,04	0,03
Mg	1,19	1,45	1,30	1,28	1,16	0,91	1,65	1,42	1,72	1,67	1,54	1,59	1,34	1,53	1,61
Ca	-	0,09	0,15	0,03	-	-	-	0,25	0,06	0,09	0,12	0,14	0,03	0,09	0,03
Na	0,05	0,08	0,09	0,06	0,08	0,04	0,02	0,09	0,04	0,04	0,03	0,03	0,02	0,03	0,03
K	0,85	0,67	0,41	0,74	0,86	0,51	0,69	0,57	0,67	0,54	0,78	0,57	0,90	0,68	0,78
F	0,24	0,25	-	0,19	0,15	0,48	0,16	0,73	1,67	0,12	0,12	0,09	0,07	0,03	0,08
OH	1,76	1,75	2,0	1,81	1,85	1,52	1,84	1,27	0,33	1,88	1,88	1,91	1,93	1,97	1,92
f	54,2	45,0	52,7	50,0	52,4	64,0	39,6	48,1	39,2	40,7	41,0	44,5	50,1	43,7	37,6
γ	22,8	31,1	40,2	57,7	25,8	47,3	46,0	22,8	25,2	30,2	28,9	25,0	40,7	34,5	37,9
l	23,7	22,1	22,8	22,0	25,5	20,2	19,8	20,8	21,0	20,6	20,8	18,7	22,2	21,1	21,4
n	0,55	0,50	0,24	0,54	0,54	0,40	0,53	0,47	0,49	0,41	0,57	0,46	0,60	0,45	0,56
K/Na	17,0	8,3	6,4	12,1	11,0	12,8	34,5	6,3	17,0	13,5	26,0	19,0	45,0	23,0	26,0

№ п/п	02489	02531	02710	Н-496	Н-1011	Н-189	Н-200	03601	02738	4005	4006	Н-1107	0-64	02745	03030
Si	2,56	2,74	2,69	2,86	2,71	2,67	2,78	2,64	2,66	2,93	2,96	2,80	2,91	2,65	2,75
Al ^{IV}	1,35	1,26	1,31	1,14	1,29	1,33	1,22	1,27	1,34	1,07	1,04	1,20	1,09	1,28	1,18
Al ^{VI}	-	0,12	0,08	0,26	0,07	0,03	-	-	0,22	0,24	0,23	0,01	0,03	-	-
Ti	0,17	0,19	0,18	0,16	0,18	0,19	0,25	0,20	0,21	0,18	0,19	0,19	0,18	0,21	0,15
Fe ³⁺	0,79	0,56	0,49	0,26	0,38	0,38	0,36	0,36	0,22	0,36	0,45	0,38	0,41	0,58	0,38
Fe ²⁺	0,66	0,68	0,67	0,66	0,85	0,85	0,77	0,95	0,95	0,65	0,60	0,62	0,64	0,51	0,74
Mn	0,04	0,01	0,05	0,02	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,04	0,02	0,06	0,09	0,04	0,04
Mg	1,43	1,44	1,53	1,64	1,17	1,53	1,60	1,56	1,37	1,53	1,51	1,74	1,65	1,73	1,76
Ca	-	-	-	0,26	0,06	0,17	0,06	0,12	-	0,28	-	-	-	-	-
Na	0,03	0,03	0,02	0,06	0,05	0,03	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03
К	0,61	0,84	0,68	0,58	0,51	0,62	0,69	0,59	0,69	0,59	0,56	0,93	0,85	0,51	0,89
F	0,05	0,14	0,05	0,98	0,12	0,10	0,12	0,11	0,12	0,10	0,12	0,46	0,78	0,30	0,73
OH	1,95	1,86	1,95	1,02	1,88	1,90	1,88	1,89	1,88	1,90	1,88	1,54	1,22	1,70	1,27
f	50,4	46,3	43,2	36,0	45,6	44,5	41,0	45,5	46,0	40,0	41,1	36,2	38,8	38,7	38,8
φ	54,6	45,3	42,3	28,3	31,0	30,9	31,9	27,5	18,8	35,6	43,0	35,6	39,0	53,2	33,8
ℓ	19,9	20,3	20,6	20,6	20,2	20,0	18,2	18,7	23,1	19,4	18,7	19,9	16,7	18,9	17,3
n	0,48	0,63	0,51	0,46	0,41	0,48	0,58	0,48	0,46	0,48	0,47	0,70	0,78	0,42	0,78
К/Na	20,3	28,0	34,0	9,6	10,6	20,6	24,5	29,5	23,0	15,0	14,0	18,0	28,5	17,0	30,0

Примечание. f (железистость) - $\frac{Fe}{Fe+Mg} \cdot 100\%$, φ (степень окисления железа) - $\frac{Fe}{Fe+Fe^{II}} \cdot 100\%$,

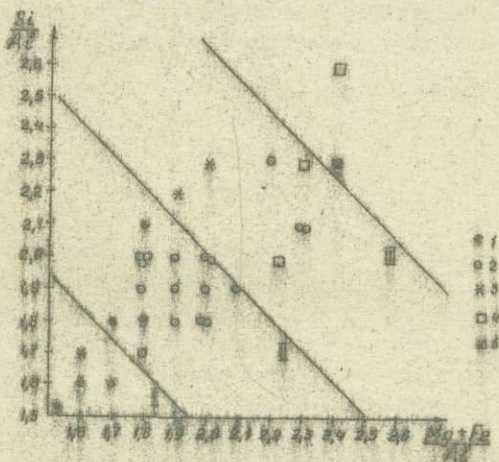
ℓ (глиноземистость) - $\frac{Al}{Si+Al+Fe+Mg} \cdot 100\%$; n (вспайность) - $\frac{Na+K}{Al}$.

Таблица 2

Сравнительная характеристика бютитов из разновозрастных пород

Комплекс пород	Количество проб	Железистость		Степень окисленности		Глиноземистость		Амфибленность		Отношение калия и натрия	
		колебание	среднее	колебание	среднее	колебание	среднее	колебание	среднее	колебание	среднее
Верхнедевонский	6	45,0-64,0	53,0	22,8-57,7	37,5	20,2-25,5	22,8	0,24-0,55	0,46	6,4-17,0	11,3
49 Балханский	17	36,0-50,4	43,3	22,8-51,6	34,8	18,2-22,2	20,2	0,41-0,63	0,53	6,3-45,0	22,8
Коунрадский	3	40,0-46,0	42,7	18,8-43,0	32,5	18,7-23,1	20,4	0,46-0,48	0,47	14,0-23,0	17,3
Каздырминский	3	36,2-38,8	37,8	35,6-53,2	42,5	16,7-19,9	18,5	0,42-0,78	0,63	17,0-28,5	21,2
Ачатауский	1	-	38,8	-	33,8	-	17,3	-	0,78	-	30,0

пониженные значения аргентности. Отношение калия к натрию самое низкое также у верхнедевонских биотитов, что указывает на формирование их при повышенном химическом потенциале натрия. Составы трех биотитов балхашского комплекса на диаграмме попадают и в третью группу, характеризующуюся повышенной щелочностью, в связи с проявлением калишлатизации в этих породах. Это нашло отражение в составе и приблизило их по своим свойствам к слэдам более молодого возраста.



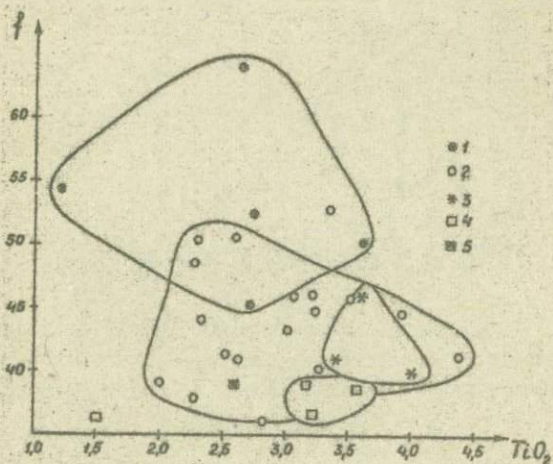
Р и с. 1. Изменение глиноземистости биотитов различных комплексов коунрадского района: I - верхнедевонский, 2 - балхашский, 3 - коунрадский, 4 - калдырминский, 5 - акчатауский

В условиях повышенной щелочности образуются биотиты калдырминского и акчатауского комплексов III и IV групп. Они имеют соответственно пониженные значения глиноземистости, железистости и повышенные коэффициенты аргентности. Высокие значения аргентности и отношения калия к натрию наблюдается у биотита акчатауского

комплекса, свидетельствующие о кристаллизации пород в условиях более высокой щелочности расплава при повышенном химическом потенциале калия.

Биотиты коунрадского комплекса по сравнимым параметрам (см. табл. 2) обнаруживают некоторое сходство с балхашским, однако характеризуются значимыми различиями по коэффициенту атомности и отношению щелочей.

Зависимость между железистостью и титанистостью показана на диаграмме (рис. 2). Титанистость биотитов значительно варьирует. Но в целом можно заметить тенденцию повышения содержания титана в биотитах с пониженной железистостью. В литературе, однако, приводятся данные, свидетельствующие о прямой связи железистости и титанистости у след [2].



Р и с. 2. Изменение титаноносности биотитов в зависимости от их железистости (условные обозначения на рис. 1)

Степень окисления железа в темноцветных минералах и, в частности, в биотитах является показателем условий их формирования [5]. В каждой возрастной группе эта величина резко варьирует. Наибольшую степень окисления обнаруживают биотиты калдырминского возраста. Возможно, повышенная окисленность связана с воздействием постмагматических процессов, под влиянием которых она легко увеличивается.

Изучение особенностей состава из разновозрастных интрузивных комплексов биотитов Коунрадского района позволяет наметить схему эволюции гранитоидного магматизма от древних пород к молодым в направлении нарастания щелочности при увеличении химического потенциала калия с одновременным снижением их железистости и глиноземистости. Выявленные различия в химическом составе биотитов могут служить дополнительным критерием для возрастного расчленения гранитоидов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Борнеман - Старынкевич И.Д. Руководство по расчету формул минералов М., "Наука", 1964.
2. Давыдченко А.Г., Буденова К.Т. Буданов В.И. Железо-магнезиальные слюды, граниты и амфиболы кристаллических пород юго-западного Памира. Тр. мин. музея, вып. 19, 1969.
3. Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М., "Мир", 1966.
4. Меракушев А.А., Тарарин И.А. О минералогических критериях щелочности гранитоидов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1965.
5. Штейнберг Д.С., Малахова Л.В. О генетическом значении степени окисления железа в биотите в магматических горных породах. Сб. Минералы рудных месторождений и пегматитов Урала. Вып. 70, 1965.

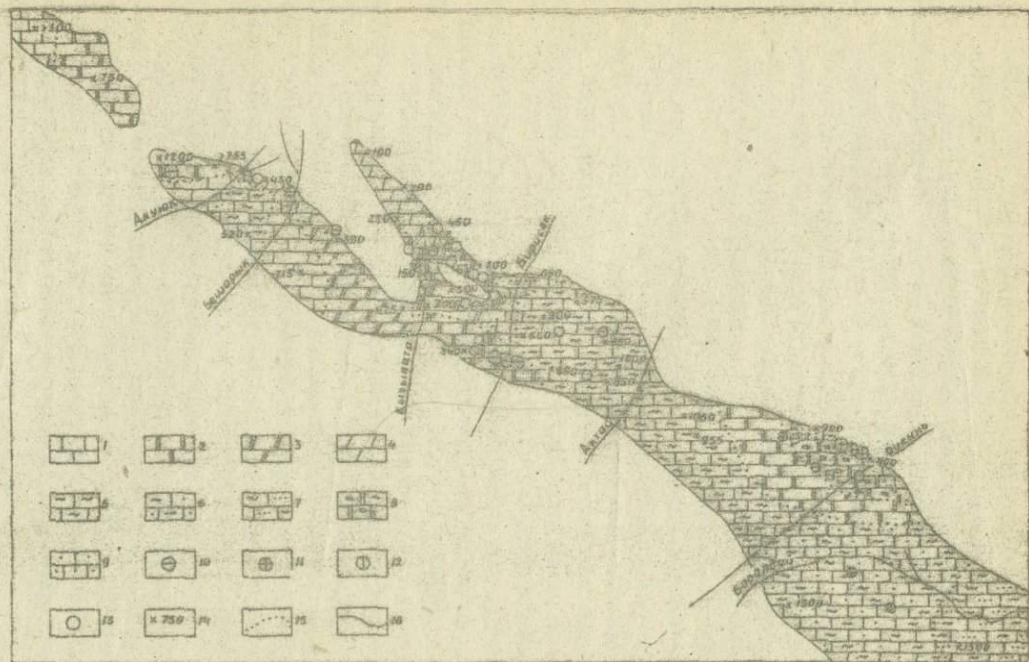
ЛИТОФАЦИИ ФАМЕНСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КАРАТАУ
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ В НИХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО
ОРУДЕННИЯ

Фаменские образования хр.Каратау характеризуются значительной фациальной изменчивостью. Литофациальные особенности фаменских отложений описывались в работах С.Б.Колотухиной, М.В.Гвоздоного и И.И.Князева [3,1,2].

Исследования авторов явились продолжением этих работ. Большое количество дополнительного фактического материала, полученного в результате этих исследований, а также материалы геологических съемок масштаба 1:50000 позволили авторам значительно детализировать существующую литофациальную схему.

Анализ и обобщение имеющегося фактического материала позволили выделить следующие литофации фамена: лагунную существенно доломитовую с преобладающим развитием доломитовых осадков, превышающих 75 % общей мощности фаменских образований; лагуно-морскую известняково-доломитовую с более широким развитием доломитовых осадков (75-50 %); от общей мощности фаменских отложений; лагуно-морскую доломито-известняковую с более широким развитием известняковых осадков (50-75 %); прибрежно-морскую доломито-известняковую крупнообломочную; прибрежно-морскую существенно известняковую, мелко- и среднеобломочную; морскую существенно известняковую с преобладающим развитием известняковых осадков (>75 %); морскую известняково-мергельную; морскую алевролито-мергельно-известняковую. (рисунок).

Лагунная существенно доломитовая литофация получила распространение в северной части района. Для карбонатных отложений этой литофации характерны минимальные (100-300 м) мощности и низкие содержания нерастворимого остатка, резкое преобладание доломитов над другими типами пород. Горизонты доломитов темно-серого и черного цвета выдержаны и прослеживаются на 5-10 км. Доломиты тонкозернистые и пелитоморфные, а также ступковце, солитовые и псевдоолитовые с реликтами сине-зеленых водорослей, обладающие горизонтальной, слабозолнистой или косозолнистой микротекстурой. Часто наблюдаются срезания одной серии слоев другой, а также следы вы-



Р и с у н о к. Схема распределения литовских фауны в хр. Карсте.

Области распространения различных литофаций: 1 - морской существенно известняковой, 2 - лагунно-морской доломито-известняковой, 3 - лагунно-морской известняково-доломитовой, 4 - лагунной существенно доломитовой, 5 - морской известняково-мергельной, 6 - морской алевролита-мергеляно-известняковой, 7 - морской песчано-алевродито-мергеляно-известняковой, 8 - прибрежно-морской доломито-известняковой крупноблоковой, 9 - прибрежно-морской существенно известняковой мелко- и среднеблоковой. Проявления свинцово-цинкового оруденения: 10 - мергелиско-известнякового типа, 11 - кангаси-баржаского, 12 - эльвайского, 13 - хильного; 14 - мощности фанезских отложений; 15 - границы распространения литофаций; 16 - граница северной области и распространения фанезских отложений

чивания и передвигания полужатвердевших слоев. Фауна очень мелкая, имеет угнетенный облик. Условия седиментации отличались значительной малководностью. Небольшое (0,5 - 3,0 %) содержание нерастворимого остатка в породах этой литофации свидетельствует о слабой связи и значительной удаленности этой части мелководного моря от источников сноса терригенного материала.

Анализ распространения доломитовой литофации показывает, что ее образование происходило в наиболее изолированной части мелководного бассейна лагунного типа (основная полоса развития литофации), а также в наиболее приподнятых и полуизолированных участках морского дна типа "подводных банок" (небольшие участки развития доломитовой литофации среди других литофаций).

Лагунно-морская известняково-доломитовая литофация получила довольно широкое распространение в Центральном Каратау, в бассейнах рек Умозень, Актюбе, Жилатаната и Жанкуртан, где она в юго-восточном направлении сменяет доломитовую литофацию. Небольшие участки ее развития наблюдаются в бассейнах рек Баалдыр, Кызылата, Ормак и Биресек.

Лагунно-морская доломито-известняковая литофация наиболее распространена в Северо-Западном Каратау и Байжансайском районе. В Центральном Каратау она установлена на небольших участках в районе Миргалимсал, в нижнем течении рек Кызылата и Баалдыр.

Для этих литофаций характерно очень неравномерное распределение пород с различной степенью доломитности, пятнистости, линзовидное строение, быстрая смена доломитов известковистыми доломитами, доломитовыми известняками и известняками по вертикали и горизонтали. Породы пелитоморфной, тонкозернистой, биоморфно-детритусовой и псевдоолитовой структуры. Наблюдаются следы размывов и замучивания полужатвердевших осадков. Отмечаются прослои брахкоподовых и криноидных известняков с ходами роющих организмов.

Залегают породы линзовидно. Большинство отмеченных разностей пород связано между собой постепенными переходами. Наблюдается некоторое повышение нерастворимого остатка, предельного тонким глинистым материалом, в более известковистых пелитоморфных типах пород.

В районе месторождения Чалкия в доломитах доломито-известняковой литофации отмечается значительное количество черных кремни-

тых желваков и прослоев.

В Байжансайском районе доломито-известняковая литофация характеризуется наличием железистых карбонатов (анкерит, сидерит), которые в наибольшем количестве распространены в нижней части разреза. Для известково-доломитовой и доломито-известняковой литофаций характерно значительное изменение общей мощности фаменских отложений от 300-400 до 1000-1200 м. Наиболее характерны мощности 500-700 м.

Отмеченные особенности являются отражением разнообразных условий оседкообразования в областях развития описываемых переходных литофаций. Дно бассейна отличалось неровностью рельефа и изобиловало впадинами и поднятиями. На возвышенностях отложившийся осадок мог подвергаться размыву под воздействием различных волнений, здесь отлагался более крупный материал. В углублениях дна в более спокойной гидродинамической обстановке происходило накопление тонкозернистого и пелитоморфного материала. Неровности рельефа морского дна создавали и неоднородность физико-химических условий в различных участках бассейна, что, в свою очередь, вызывало выпадение осадков с различным соотношением кальция и магния, из которых в дальнейшем сформировались породы различной степени доломитности.

Прибрежно-морская доломито-известняковая крупнообломочная литофация распространена в Байжансайском районе. Здесь она выделена С.Е. Колотухиной [3] под названием Дарбазинской. Она характеризуется исключительной неустойчивостью состава, линзовидным залеганием, быстрым выклиниванием и сменой пород по вертикали и горизонтали. На очень коротких расстояниях известняки сменяются доломитами, песчаными доломитами и конгломератами. Алевролитовые и песчаные известняки и доломиты, а также доломитистые алевролиты образуют линзы и слэбят цемент карбонатных брекчий и конгломератов. Песчаники и алевролиты встречаются в виде линз и гальки.

В этой литофации развиты водорослевые, криноидно-детритусовые брахиоподово-детритусовые, оолитовые, псевдооолитовые и микрообломочные известняки, а также пелитоморфные и тонкозернистые известняки и доломиты. Почти все без исключения известняки содержат значительную примесь доломита. Обломки и глыбы в конгломератах и брекчиях имеют известняковый и доломитовый состав. Величина обломков измеряется сантиметрами, метрами, встречаются глыбы до десятков

и сотен метров в диаметре. Мелкие обломки слабо окатаны, более крупные имеют угловатую форму.

Кроме карбонатных пород в обломках изредка отмечается галька песчаников, туфопесчаников, диабазов, диабазовых порфиритов.

Особенности этой литофаии свидетельствуют о том, что ее формирование происходило в весьма мелководных условиях прибрежного островного архипелага, характеризовавшегося активным тектоническим режимом.

Прибрежно-морская существенно известняковая мелко- и средне-обломочная литофаия получила распространение на северо-восточном склоне хр. Каратау в бассейне реки Кашкарата, а также Байжансайском районе, где она выделена М.В. Гзовским под названием Аксуранской фаии. Для нее характерно широкое развитие известняков, песчанистых известняков и известковистых песчаников. Степень доломитности пород низкая. Количество нерастворимого остатка в карбонатных породах достигает 20 %.

В Байжансайском районе отмечается изменение состава этой литофаии. На северо-западе района она представлена глинистыми известняками с прослойки известковистых полимиктовых песчаников. В северо-восточной части района развиты известняковые конгломераты и линзы красноцветных песчаников. Для этой литофаии характерны мелкогалечные известняковые конгломераты с гравелитами, часто уступающими брекчии валунивания. Известняки представлены чередованием тонкослоистых пелитоморфных, детритусовых, микрообломочных и водорослевых разносидристей, которые характеризуют мелководные и более глубоководные условия осадкообразования.

Конгломераты и гравелиты наблюдаются в разрезе через очень неравномерные интервалы в форме слоев и линз, которые имеют извилистые очертания и при выщипывании часто расщепляются. В пределах слоев и линз отмечается изменение гранулометрического состава от крупного в подошве слоя до мелкого в его верхней части. Многократная смена в разрезе глинистых известняков песчаниками, известняковыми конгломератами и массивными органогеннообломочными известняками отражает изменение скорости погружения два бассейна, а также скорости поднятий в области разрыва. Мощности отложений этой литофаии изменяются в пределах 600-900 м.

Морская существенно известняковая литофаия с преобладающим

развитием известняковых осадков получила распространение на северо-западе хр. Каратау, в нижнем течении рек Акужи и Бешарык. В Центральном Каратау область распространения этой литофации протягивается с севера на юг в долине реки Биресек и с востока на запад, где породы этой литофации принимают участие в строении южного крыла Акчечинской синклинали и расположенных несколько южнее сквадок Миргалмсайской антиклинальной зоны. В Байжансайском районе эта литофация получила распространение непосредственно к востоку от месторождений Аксурин и Байжансай под названием Родничковой фации [1].

В Северо-Западном и Центральном Каратау известняковая литофация представлена известняками, реже доломитистыми известняками тонкодетритусовой и пелитоморфной структуры, а также известняками и слабо доломитистыми известняками с характерной комковатой текстурой, обусловленной наличием множества тончайших глинистых примазок, обволакивающих округлые комочки известнякового состава. В комковатых известняках в изобилии встречаются остатки брахиопод.

В доломитистых разностях известняков наблюдаются единичные ромбоэдры доломита, иногда образующие окопления вокруг органических остатков. Мощности отложений известняковой литофации в этих районах Каратау изменяются в пределах 600-700 м.

В Байжансайском районе известняковая литофация сложена органично-обломочными серыми и черными известняками с остатками брахиопод и мшанок. В ней отсутствуют прослои песчаников, характерные для соседних с ней экскуранской и дарбазинской литофаций. Мощности известняковой литофации превышают здесь 200-400 м.

Отложение осадков этой литофации происходило в более глубоководных условиях, чем осадков доломитовой, известняково-доломитовой и доломито-известняковой литофаций. Соленость вод приближалась к нормальной; о чем свидетельствует обилие разнообразной фауны. Условия осадкообразования приближались к условиям открытого моря со свободной циркуляцией вод.

Морская известняково-мергельная литофация получила широкое распространение в Центральном Каратау от реки Хантаги на западе до реки Актас на востоке. Она занимает также значительную площадь в Северо-Западном Каратау и в междуречье Бешарык и Акужк. Литофация образована переслаивающимися горизонтами мергелей и из-

вестняков. Известняки биоморфно-детритусовые (брахиоподовые, мшанковые), тонкодетритусовые и пелитоморфные. Для них характерно значительное содержание глинистого материала (20–25 % нерастворимого остатка), который обрезают характерные послойные примазки, заполняет углубления в неровностях известняков, а также присутствует в виде участков неправильной формы в карбонатном материале.

Здесь выделяются мергели, лишённые фауны или с редкими лингулами и многочисленными карбонатными конкрециями, а также с однообразной фауной мелких спириферов, продуктусов и камаротехий.

По мнению С.Е. Колотухиной [3], мергели этих типов характеризуют глубину бассейна в 200–300 м, а присутствие угнетенно морской фауны и солоновато-водных форм может указывать на некоторое опреснение вод бассейна. Опреснение увеличивалось в периоды отложения мергелей. Среди преобладающих известняков и мергелей этой литофаии в юго-западном крыле Акужкской синклинали, а также ниже междуречья Хантаги и Икансу наблюдаются отдельные прослои доломитовых известняков, иногда переходящих в доломиты.

Для известняково-мергельной литофаии характерно значительное увеличение мощностей фаменских отложений от 600–700 м до 900–2000 м. Эта литофаия характеризует условия открытого морского бассейна.

Морская алевролитно-мергельно-известняковая литофаия получила широкое распространение в Юго-Восточном Каратау и в междуречье Арыстанды и Боролдай. Сложена она мергелями, глинистыми сланцами, тонкоплитчатыми известняками с прослоями алевролитов. С запада на восток происходит увеличение количества мергелей и алевролитов и сокращение известняков. Известняки микрозернистые с примесью алевролитового материала до 5–7 %. Часто наблюдается микрослоистая структура, обусловленная неравномерным распределением алевролитового и глинистого материала. Мощности образований алевролитомергельно-известняковой литофаии изменяются в пределах 800–1900 м.

Морская песчано-алевролитно-мергельно-известняковая литофаия распространена в крайней юго-восточной части хр. Каратау в междуречье Боролдай и Арысь, образована песчанистыми, алевритистыми и мергелистыми известняками, мергелями и отдельными прослоями песчаников. Количество песчаников в разрезах возрастает в восток-юго-восточном направлении. Алевритистый материал в известняках и мергелях составляет до 20 % от общей массы породы. Мощности отложе-

ний этой литофации изменяются от 900 до 1300 м в юго-восточном направлении.

Подводя итог описанию распределения литофаций фаменских отложений в Каратау, необходимо отметить, что в фаменское время этот район характеризовался равнообразными условиями осадкоотложения. Прежде всего необходимо отметить, что значительная часть Северо-Западного и Центрального Каратау была занята мелководным бассейном с многочисленными плоскими отмелями, полуизолированными котловинами и низменными островами.

Вокруг островов и отмелей в зонах волнений и взмучивания происходило отложение мелкообломочных детритусовых и псевдоолитовых карбонатных осадков. Во впадинах накапливался более тонкий карбонатный материал. В условиях сухого и жаркого климата в этих частях бассейна создавалась обстановка, благоприятная для доломитообразования. Содержание магниевых солей в водах этой части водоема было близко к насыщению.

Небольшие мощности осадков, резкая смена литологических типов пород в вертикальном и горизонтальном направлениях, широкое развитие обломочных текстур свидетельствует о периодических поднятиях отдельных участков, на которых происходил частичный размыв осадков.

В крайней северной части бассейна находилась лагуна, отделенная от остального водоема подводными отмелями, в которой почти на всем протяжении фаменского времени существовали условия, благоприятные для осаднения и образования существенно доломитовых пород. По территории лагуны в юго-западном, южном и юго-восточном направлениях по границе с открытым морем происходило отложение различных типов известково-доломитовых и доломито-известковых осадков.

далее к югу морской бассейн постепенно углублялся, влияние морского дна начинало терять свое значение. Гидродинамические и физико-химические условия на значительных площадях выравнивались, и происходило отложение выдержанных существенно известковых, известково-мергельных и алевролитово-мергельно-известковых осадков. Значительная глубина бассейна была неблагоприятна для доломитообразования. Этот довольно глубоководный прогиб продолжался на юго-восток до реки Боролдай.

В Байжансайском районе фаменское море характеризовалось большим разнообразием гидродинамических и физико-химических условий. В северной его части формировалась крупнообломочная доло-

мито-известняковая литофация, связанная с периодическим возникновением островных поднятий, дававших массу обломочного материала. Грубый материал отлагался на месте, более мелкий выносился к западу, заполняя Аксуранский прогиб. На юго-западе в это время существовали условия, близкие к лагунным, с режимом, аналогичным северо-западным районам Центрального Каратау. В полузамкнутых котловинах и заливах происходило доломитообразование. Терригенный материал в фаменское время, по-видимому, приносился с северо-востока (бассейн реки Кашкарата и Байжансайский район), а также с юго-востока, где в хр. Борондай отмечается повышение количества терригенного материала.

На территории хр. Каратау выделяются три района, характеризовавшиеся крайне неустойчивой и равнообразной фациальной обстановкой, существовавшей в фаменское время. Это прежде всего Байжановский район, затем бассейн рек Биресек-Баялдыр и бассейн реки Акуйи.

К фаменским отложениям приурочено наибольшее количество известных в Каратау точек минерализации, рудопоявлений и промышленных оцинцово-цинковых месторождений, которые по морфологическим особенностям оруденения подразделяются на три промышленных типа: прожилково-вкрапленный стратиформный (миргалимсайский), прожилково-вкрапленный стратиформный и агрегативный (кантаги-байжановский) и агрегативный (ачисайский). Кроме того, здесь установлены непромышленные жильные проявления и оруденения типа "железных шляп".

Рассмотрим закономерности распределения этих типов оруденения в различных литофациях фамена. В области распространения лагунной существенно доломитовой литофации установлено 28 проявлений оцинцово-цинкового оруденения, из них наибольшим распространением пользуются проявления стратиформного прожилково-вкрапленного типа. Все они расположены в Центральной части хр. Каратау: месторождение Айналма; рудопоявления Кенъ-Може I, Спорное, Баялдыр; точки минерализации Тасбулак, Ормак средний, Алтында, Ормак западный, Тьетас южный. Они представляют собой рассеянную бедную вкрапленность галенита (редко сфалерита) в доломитах серого, темно-серого и черного цвета. Вкрапленность галенита прослеживается по простиранию пород на расстоянии от первых до нескольких десятков метров. Мощности минерализованных горизонтов изменяются от 0,5 до 4-5 м. Размер вкрапленников галенита обычно не превышает 0,5-2 мм,

очень редко наблюдаются гнезда до 1-5 см в поперечнике. Содержания свинца изменяются от 0,01-0,03 до 0,3-1 %.

Рудопроявления Спорное и Баялдыр расположены в южной краевой части распространения осадков лагунной существенно доломитовой литофации, а месторождение Айналма приурочено к небольшому участку развития существенно доломитовой литофации среди образований известняковой и доломито-известняковой литофации.

Среди отложений лагунной существенно доломитовой литофации выявлено 6 проявлений кантаги-байжансайского типа: рудопроявления Бозбутақ, Аккалпын, Тьатас и точки минерализации Пограничное, Ормак восточный и Тьрузень. Они представляют собой зоны вкрапленного и вкрапленно-прожилкового оруденения, согласные с напластованием вмещающих доломитов. В зонах разрывных нарушений отмечается некоторое увеличение интенсивности оруденения. Оруденные зоны прослеживаются по простиранию на десятки и сотни метров.

В существенно доломитовой литофации установлено одно рудопроявление агрегативного типа (Чушка-Булак), представляющее собой небольшое линзообразное тело богатых окисленных свинцово-цинковых руд.

Жильный тип оруденения в этой литофации представлен двумя рудопроявлениями и восемью точками минерализации, которые в основном располагаются в верховьях реки Кылата и представляют собой маломощные кальцит-доломитовые жилы и прожилки с редкой вкрапленностью галенита и сфалерита. Во вмещающих породах также отмечаются редкие вкрапленники галенита. Размеры минерализованных участков измеряются первыми метрами.

В существенно доломитовой литофации установлены три точки минерализации, представляющие собой участки значительно ожелезненных доломитов (до бурых железняков) площадью до нескольких десятков метров. Содержание свинца в них достигает 1,2-6,0 %.

В области распространения лагунно-морской известняково-доломитовой литофации установлено 38 проявлений свинцово-цинкового оруденения. Наибольшим распространением пользуются проявления прожилково-вкрапленного стратиформного (миргалимсайского) типа, представленные рудопроявлениями Кенъможе II-III, Акбастау, Майдантал, Ормак правый и точками минерализации Кылата I, Балабургем, Кызсай, Даубай, Джанкурған, Казанбузар, Ормак верхний, Рудные точки 32-34, Рудная точка 2, Кенкольская группа, Исхоломар.

Прожилково-вкрапленное оруденение на рудопоявлении Кенъможе II-III приурочено к фаненским отложениям, представленным доломитами, известняками и доломитовыми известняками общей мощностью 180-280 м. Здесь на расстоянии более 1 км установлена непрерывная, но неравномерная по интенсивности вкрапленность и прожилки галенита и сфалерита. Содержания свинца изменяются от 0,2 до 1,0 %, цинка от 0,3 до 1,7 %.

Проявления квантаги-байжансайского типа оруденения представлены в известняково-доломитовой литофации рудопоявлениями Орман, Джойсай, Аксерке, Шештобе и точками минерализации Кайнарбулак, Предгорная, Орман I, Юрката I. Они представляют собой зоны и линии вкрапленного прожилково-вкрапленного, редко агрегативного оруденения в темно-серых до черных доломитах и известняках доломитов. Вмещающие породы часто брекчированы. В зонах брекчирования интенсивность оруденения увеличивается. Протяженность зон оруденения изменяется от первых десятков до нескольких сотен метров, мощность от 1-3 до 10-30 м. Содержания свинца изменяются от сотых долей до 5-10 %, цинка от 0,1 до 1-5 %.

Агрегативный тип оруденения в этой литофации представлен одним рудопоявлением Бадамбай. Рудное тело протяженностью в первые десятки метров приурочено к зоне тектонического нарушения. Содержания свинца достигают 8,5, цинка 1,23 %.

Хильный тип оруденения в известняково-доломитовой литофации представлен двумя рудопоявлениями и пятью точками минерализации.

К области распространения лагуно-морской доломито-известняковой литофации приурочено 20 проявлений свинцово-цинкового оруденения. Наибольшим распространением в ней пользуются проявления прожилково-вкрапленного стратиформного (миргалимсайского) типа. К ней приурочены месторождения Миргалимсай и Шалкия, рудопоявления Косуир, Пономаревское, Рудная точка 33, Верхнеакбетское, Иректау, точки минерализации Кенкольской группы, Акбетское, Джузумчян, Водораздельная, Антоновская, Кызылсай I, Яманташ.

Проявления квантаги-байжансайского типа оруденения в доломито-известняковой литофации представлены рудопоявлением Карасу и точками минерализации Акбетбасы, Пионерское, Рудная точка 32. Хильный тип представлен точкой минерализации Тебетсай.

В областях распространения прибрежно-морской доломито-известняковой крупнообломочной литофации и прибрежно-морской известняково-

вой мелко- и среднеобломочной литофации расположено семь проявлений свинцово-цинкового оруденения.

Стратиформный тип оруденения представлен мелким месторождением Дарбазы, рудопроявлениями Ашасай, Пятилетка и точкой минерализации Пушкаревская.

Наиболее важное значение в этих литофациях имеет оруденение ке-таги-байжансайского типа, представленное месторождениями Байжансай, Аксуран и рудопроявлением Байжансай II.

В морской существенно-известняковой литофации установлено 24 проявления свинцово-цинкового оруденения. Наибольшим распространением в этой литофации пользуются проявления стратиформного типа, представленные рудопроявлениями Ионкульсай, Котурбулак, Котурарык I и точками минерализации Нурбайсай, Бортокен, Котурарык II, Караунгур, Уралы, Кальпесвйская зона, Акчекик, Кызкуртан, Джынгохты, Балабурган.

Оруденение кантаги-байжансайского типа представлено в известняковой литофации месторождением Кантаги, рудопроявлением Амансай и точками минерализации Бозбутак I, Бозкоен I, 2, 3.

Жильный тип оруденения в этой литофации представлен двумя рудопроявлениями и четырьмя точками минерализаций.

В морской известняково-мергельной литофации известно 17 проявлений свинцово-цинкового оруденения. Прожилково-вкрапленный стратиформный тип представлен рудопроявлением Тяхтамыш и точками минерализации Кызылсу, Курусайская зона, Курсай, Тасты, Ташкудун. Почти все эти проявления приурочены к прослоям известняково-доломитового состава среди известняково-мергельной толщи.

Кантаги-байжансайский тип оруденения представлен в этой литофации рудопроявлением Куруктай I.

К жильному типу оруденения в известняково-мергельной литофации относятся одно рудопроявление и 6 точек минерализации. Кроме того, в этой литофации известны проявления бурых железняков со свинцово-цинковым оруденением. Это рудопроявления Джамантай, Куруктай II, Камба и точки минерализации Туужсай, Чильбыр правый, Чильбырсай и Коккия.

В области распространения морской песчано-алевролитно-мергельно-известняковой литофации известны следующие проявления свинцово-цинкового оруденения: Улькентур (стратиформный тип), Каирчакты Западное (кантаги-байжансайский тип), Каирчакты и точка минерализации

зации Костура (жильный тип), Чиликты (тип бурых железняков).

В области распространения морской алевролитно-мергельно-известняковой литофации проявлений свинцово-цинкового оруденения не известно.

Из анализа изложенного фактического материала следует, что из промышленных типов оруденения в фаменских отложениях Каратау наиболее широко распространен прожилково-вкрапленный стратиформный тип, который представляют 4 месторождения, 18 рудопроявлений и 40 точек минерализации.

Оруденение кантаги-байжансайского прожилково-вкрапленного стратиформного и агрегативного типа в фаменских отложениях представляют три небольших месторождения, 11 рудопроявлений и 14 точек минерализации.

Агрегативный тип оруденения представлен двумя рудопроявлениями и одной точкой минерализации.

Все промышленные месторождения приурочены к областям, характеризующимся значительным изменением литофаций фаменских отложений, происходящим на небольшом расстоянии и сопровождающимся изменением их мощностей. Поэтому наиболее перспективными для поисков промышленных месторождений стратиформного типа являются участки, отвечающие этому условию.

Перспективными в отношении поисков промышленного прожилково-вкрапленного стратиформного оруденения представляются области распространения лагунно-морской доломито-известняковой литофации.

лагунная доломитовая, лагунно-морская известняково-доломитовая (в пограничных с лагунно-морскими литофациями участках) и прибрежно-морская известняковая литофации в участках, характеризующихся значительным проявлением разрывной и складчатой тектоники, являются перспективными для поисков небольших промышленных месторождений прожилково-вкрапленного стратиформного и агрегативного (кантаги-байжансайского) типа оруденения.

Морские песчано-алевролитно-мергельно-известняковая, алевролитно-мергельно-известняковая и мергельно-известняковая литофации фаменских отложений хр. Каратау являются бесперспективными для поисков промышленных типов свинцово-цинкового оруденения.

Некоторый интерес могут представить участки этих фаций, пограничные с лагунно-морскими или прибрежно-морскими литофациями.

ЛИТ Е Р А Т У Р А

1. Г з о в с к и й М.В. Основные вопросы тектоники-физики и тектоники Байжансейского антиклинория I и II. Изд. АН СССР, 1959.
2. К н я з е в И.И. Закономерности распределения цинково-свинцового оруденения в Каратау (Юж.Казахстан). Сб. Основные идеи Н. Касина в геологии Казахстана. Изд. АН Каз ССР, 1960.
3. К о л о т у х и н а С.Б. Литология и фации карбонатной толщи девона и нижнего карбона хр. Каратау (Юж. Казахстан). Тр. ГИН АН СССР, вып. 4, 1956.

Е.С.Зорин, В.Л.Лось
В.Д.Аброскин

О ВЛИЯНИИ ИНТЕНСИВНОСТИ РАЗРЫВНОЙ ТЕКТОНИКИ НА РАЗМЕЩЕНИЕ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЦЕНТРАЛЬНОМ КАРАТАУ

В Центральном Каратау широко развито свинцово-цинковое оруденение, проявляющееся в различных структурно-морфологических видах.

Среди свинцово-цинковых проявлений и месторождений выделяются следующие три типа оруденения.

I. Проявления прожилково-вкрапленного стратиформного оруденения (миргалимсайский тип). Промышленную ценность представляют вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, обычно приуроченные к определенным стратиграфическим горизонтам карбонатных отложений. Агрегативные руды встречаются очень редко. Для этого типа рудных образований характерно широкое полойное развитие оруденения, контуры выделяемых полойных рудных залежей являются в значительной мере условными и зависят от принятого бортового содержания свинца и цинка. Соотношение свинца и цинка изменяется на различных месторождениях. Рудные тела с вмещающими их породами участ-

вуют в складчатости и нередко смещаются пострудными разрывными нарушениями.

2. Проявления комбинированного прожилково-вкрапленного стратиформного и агрегативного оруденения (байжансайский тип). Промышленную ценность представляют как линзы агрегативных руд, так и прожилково-вкрапленное оруденение, приуроченное к отдельным стратиграфическим горизонтам, однако чаще прожилково-вкрапленное оруденение по содержанию рудных компонентов только приближается к промышленным условиям. Бедное прожилково-вкрапленное оруденение стратиформного типа в зонах дробления, трещиноватости, брекчированности часто сменяется богатым агрегативным оруденением. Распределение рудных минералов в пределах рудных тел неравномерное.

Штоко-, кило-, гвездо- и линзообразные рудные тела сочетаются с пластовыми вкрапленными залежами. Рудные тела характеризуются неправильными контурами с раздувами и пережимами. Длина рудных тел изменяется от первых десятков до сотен метров. Мощность от первых метров до 15-20 м и в раздувах. Агрегативные рудные тела обычно не выходят за пределы горизонтов пород, несущих вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение. Форма богатых рудных тел определяется расположением трещин и зон дробления, пересечением трещин с рудовосными горизонтами и взаимным пересечением трещин различного направления.

3. Проявления агрегативного оруденения (ачисайский тип). Промышленную ценность представляют в основном богатые агрегативные окисленные и сульфидные руды, обычно приуроченные к межпластовым и секущим трещинам в карбонатных породах. Вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение значительно ниже кондиций. Рудные тела характеризуются весьма неправильными контурами с резкими раздувами и пережимами, имеют форму жил, рукавов и гнезд. Форма рудных тел и их положение в пространстве в основном зависят от расположения трещин и зон дробления, взаимопересечений трещин или пересечений трещин с рудовосными горизонтами. Многие рудные тела несут явные признаки динамометаморфизма, проявляющегося в обмятии рудных тел и перекристаллизации руды (в первую очередь галенита). Размеры рудных тел колеблются в широких пределах: длина от нескольких метров до первых сотен метров, мощность от долей метра до 20-30 м. Протяженность на глубине составляет десятки и сотни метров.

Многими исследователями Каратау отмечался факт связи различ-

ных типов оруденения со складчатыми и разрывными дислокациями. Учитывая это, авторы попытались дать количественную оценку влияния разрывной тектоники на размещение оруденения, используя понятие интенсивности тектонических дислокаций. При этом для разрывной тектоники под интенсивностью понималась суммарная длина разломов различных типов на I кв. км. С целью выявления пространственного размещения участков, характеризующихся теми или иными параметрами интенсивностей, были построены карты изолиний интенсивности разрывной тектоники.

Количественный анализ связи оруденения с разрывными нарушениями в Центральном Каратау показывает, что наибольшее количество рудопроявлений располагается в областях, характеризующихся значениями интенсивности не менее 1000 пог. м на I кв. км площади.

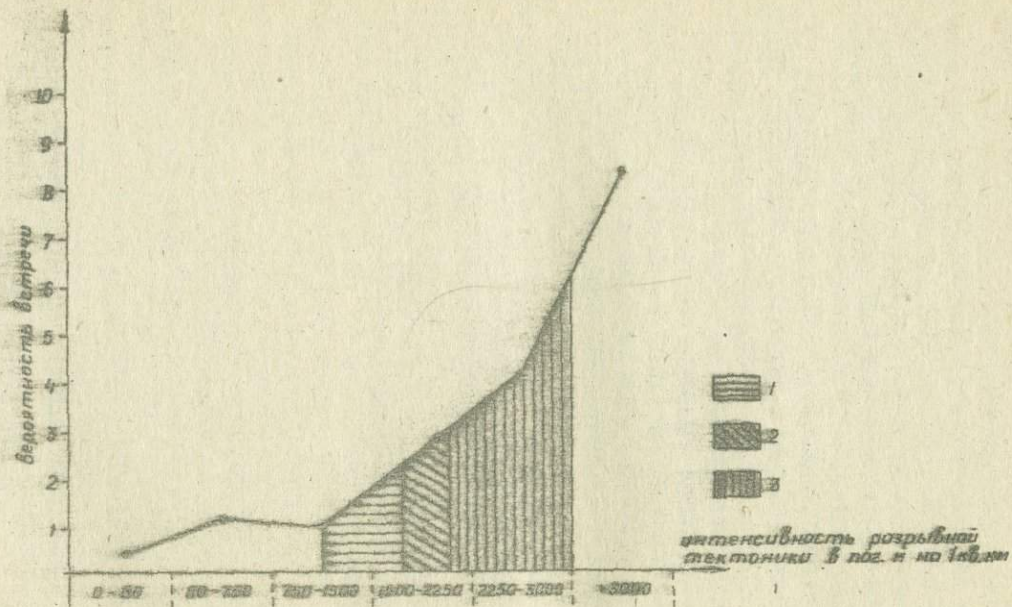
Методически задача определения связи оруденения с интенсивностью проявления разрывной тектоники решалась следующим образом. Если величина T (суммарная длина разломов на кондиционных картах масштаба 1:50 000, приходящаяся на единицу площади - (I кв. км) на участках, которые не содержат рудные объекты, принимает значения $T_I \dots T_n$, с вероятностями $P_I \dots P_n$, а на заведомо рудных участках - те же значения, но с вероятностями $P_I^I \dots P_n^I$, то будем считать, что оруденение не зависит от степени проявления разрывной тектоники (когда $P_I \dots P_n$ и $P_I^I \dots P_n^I$, значимо не отличаются друг от друга). В противном случае связь между этими признаками будет считаться существующей. Ряды вероятностей P и P^I для разрывной тектоники приведены в таблице.

Т а б л и ц а

Ряды вероятностей	Суммарная длина разломов (T), пог. м/кв. км					
	0	50-750	750-1500	1500-2250	2250-3000	>3000
P_i	0,47	0,183	0,192	0,091	0,038	0,26
P_i^I	0,152	0,152	0,152	0,212	0,152	0,18

П р и м е ч а н и е:

$$P_i = \frac{n_i}{n}; P_i^I = \frac{n_i^I}{n^I},$$



Р и с. График зависимости между вероятностью встречи рудного участка и интенсивностью разрывной тектоники, %.

Типы оруденения: 1 - киргалимсайский, 2 - байжансайский, 3 - ачисайский

где n — число элементарных участков, не содержащих рудные объекты ($n = 2597$);

n' — число элементарных участков, содержащих рудные объекты ($n' = 33$);

n_1 — число участков из n , на которых величина T имеет значение T_1 ;
 n'_1 — число участков из n' , на которых величина T имеет значение T'_1 .

Сравнение рядов проводилось при помощи χ^2 — критерия, который вычислялся по формуле:

$$\chi^2 = \sum \frac{(n'_i - n'_i P_i)^2}{n'_i P_i}$$

При $\chi^2 > \chi^2_{0,05}$ принимается гипотеза о различии рядов P и P' и, следовательно, о существовании связи между оруденением и величиной T (степенью разрывной нарушенности). При $\chi^2 < \chi^2_{0,05}$ считалось, что связь отсутствует. (Величине χ^2 табулирована и приведена в таблицах).

Вычисление показало, что $\chi^2 = 41,75 > \chi^2_{0,05}$ при $f = 5$; т.е. расхождение рядов не может быть объяснено случайными причинами и связано с наличием зависимости между оруденением и T . Форма зависимости между T и вероятностью встречи рудного участка $P_i'' = \frac{n'_i}{n'_i + n_i}$ приведена на рисунке.

Из графика видно, что вероятность встречи рудного участка возрастает на площадях с повышенной степенью проявления разрывной тектоники. Связь между оруденением и степенью разрывной нарушенности довольно сильная и приближается к прямой положительной.

Рассматривая связь различных типов оруденения с интенсивностью разрывной тектоники, можно заметить следующее: оруденение ачисайского типа локализуется в областях, характеризующихся интенсивностью не менее 2000 пог. м на I кв. км; миргалимсайского типа — в областях со степенью разрывной нарушенности 1000-1500 пог. м на I кв. км байжансайского типа — 1500-2000 пог. м на I кв. км.

Степень проявления разрывной тектоники оказывала значительное влияние на формирование оруденения агрегативного морфологического типа.

СВИНЕЦ И ЦИНК В РУДАХ ДЖЕЗКАЗГАНА

Свинцово-цинковое оруденение в Джезказгане распространено достаточно широко (около 10 % от суммы учтенных запасов трех основных металлов). Многие залежи месторождения сложены последовательным рядом сульфидов меди, свинца и цинка, образуя в плане минеральную зональность двух типов: линейную и концентрическую. Первая присуща вытянутым в северо-западном направлении залежам средней и нижней подсвет, опоясывающим периклиналильное замыкание Кенгирской антиклинали. Здесь свинцово-цинковое оруденение промышленного значения занимает северо-восточный и восточный фланги меднорудных тел.

Свинец и цинк промышленных категорий отсутствуют только в трех верхних залежах, в которых галенит и сфалерит встречаются в виде сплошных прожилков или скоплений их в кальцит-кварц-баритовых жилах среди вкрапленной массы медных сульфидов. Подобные жилы и жильные зоны также широко проявлены во всех рудных ярусах средней и нижней подсвет, однако здесь основная часть свинцово-цинковых руд представлена вкрапленной минерализацией, имеющей тесную взаимосвязь и генетическую общность с медным оруденением. Медь, свинец и цинк в пределах каждой рудной залежи, по восстанию ее, образуют единую цепь минеральных зон, связанных между собой взаимопереходами, как продукты единого процесса. В зональном ряду (снизу вверх $Cu-Pb-Zn$) каждый из этих элементов через полосы смешанных руд слагает свою обособленную зону. При этом встречаются участки совместного нахождения сульфидов этих металлов, вероятно, как результат совмещения двух этапов рудообразования, где и концентрируются богатые комплексные руды. Такие участки, как правило, располагаются в зоне перехода чисто медных руд к свинцовым и представляют большой научно-практический интерес. Труднообогатимые руды, сложенные двойными сульфидами меди и свинца (бетехтинитом, галено-борнитом), редкие находки ренниевое минерала (джезказганита и других), а также ураганные содержания основных металлов встречаются именно на участках комплексных руд.

Проведенный анализ взаимоотношений медного и свинцово-цинкового оруденения выявляет определенную тенденцию к обособлению

свинца и цинка от меди что, в пределах каждой отдельно взятой рудной залежи происходит как в плане, так и в разрезе ее, а на участках совместного нахождения трех металлов часто отмечается обратная корреляция их содержания. Другими словами, в зонах комплексных руд выдерживаются оптимальные значения суммы запасов основных металлов при резко меняющихся их количественных соотношениях. Изменение соотношений элементов или их полное обособление в процессе рудообразования, по-видимому, связано с увеличением в рудоносном растворе концентраций одних элементов по мере выпадения из него в осадок других.

Особенности и причины обособления, зонального распределения или совместного нахождения основных металлов, а также их взаимоотношения в комплексных рудах и в зональном ряду залежей до сих пор оставались малоизученными и нерешенными проблемами, существенно влияющими на технологию разработки руд и извлечения из них полезных компонентов.

С целью установления особенностей пространственного распределения промышленных свинцово-цинковых руд в пределах всех рудных залежей (их всего 27) нами проанализировано 1561 подсечение (скважина) полиметаллических руд, которые пройдены за весь период разведки и эксплуатации месторождения. Если учесть, что центральное рудное поле разбурено более или менее равномерно по сетке 75x75 м, то анализ этих данных является вполне представительным для суждения об объективных закономерностях рудной минерализации месторождения.

Анализ распределения рудных подсечений позволил сделать следующие выводы:

1. Комплексное и свинцово-цинковое оруденение в Джозказгане приобретает промышленное значение в средних и верхних пластах нижних стратиграфических горизонтов, т.е. в средней части разреза рудоносной толщи. Максимальное распространение их по площади, являющейся геометрической серединой разреза рудоносной толщи, приурочено к залежам 5-1.

2. Свинцово-цинковое оруденение по площади всегда имеет большее развитие, чем комплексное, что наблюдается повсеместно по всем залежам. Это видно из того, что количество скважин, подсакающих свинцово-цинковое оруденение, всегда больше, чем таковое в комплексных рудах. В то же время основное количество свинца и цинка

по месторождению приурочено к комплексным рудам. Зоны комплексных руд обычно имеют незначительные площади и узкозенточную форму.

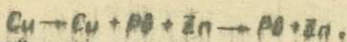
3. Количество подсечений свинцово-цинковых руд и их площади закономерно увеличивается вниз по разрезу рудоносной толщи. При среднем его значении отношение площади свинцово-цинковых руд к площади комплексных (Cu, Pb, Zn) по месторождению равно 1,68; по подсвитам: верхняя - 1,17, средняя - 1,37 и нижняя - 2,59. Таким образом, степень комплексности руд вниз по разрезу (с горизонта появления промышленного свинцово-цинкового оруденения) падает и происходит резкое обособление свинцово-цинкового оруденения. Ярким примером такого обособления может служить залежь 2-У (слой д-13). Приуроченность запасов свинца и цинка по типам руд в разрезе рудоносной толщи меняется.

4. Характер распределения комплексного и свинцово-цинкового оруденений относительно меднорудных тел в разрезе в каждой отдельно взятой залежи и в целом по месторождению (см. табл.) подтверждает рудолокализирующую роль трещинной тектоники в образовании промышленной концентрации рудных минералов, в том числе галенита и сфалерита. Таблица показывает, что свинцово-цинковое оруденение не имеет особой приуроченности ни к кровле, ни к почве меднорудных залежей.

Геологическое картирование горных выработок на различных стратиграфических горизонтах показывает, что в залежах верхних горизонтов свинцово-цинковое оруденение встречается в основном в виде прожилков среди медных руд. В начальные периоды разведки месторождения, когда открывались лишь верхние горизонты такое положение и послужило основанием считать свинцово-цинковое оруденение не промышленным. Но научная интуиция академика К.И.Сатпаева позволила ему еще тогда, не имея данных по глубоким горизонтам, предугадать наличие в низах разреза наряду с медным оруденением крупных залежей со свинцовым оруденением. Сегодня это предположение полностью оправдалось. В низах средней подсвита и в нижней подсвите прожилковое свинцовое оруденение постепенно переходит в чисто свинцовое вкрапленное, образуя крупные рудные тела.

Все перечисленные фактические данные позволяют предполагать, что образование медных, комплексных и свинцово-цинковых руд Джезказганского месторождения происходило поэтапно-последовательно

по схеме



В начальный этап из рудоносных растворов выпадает чисто медное оруднение в средний — формировались в основном руды комплексного состава. А далее из отсепарированных рудоносных растворов со свинцово-цинковым составом образуются северный и северо-восточный фланги рудных залежей. В заключительный этап рудообразования формируется прожилковый тип медного и свинцово-цинкового оруднения, наложенный на уже существовавшие медные и комплексные руды.

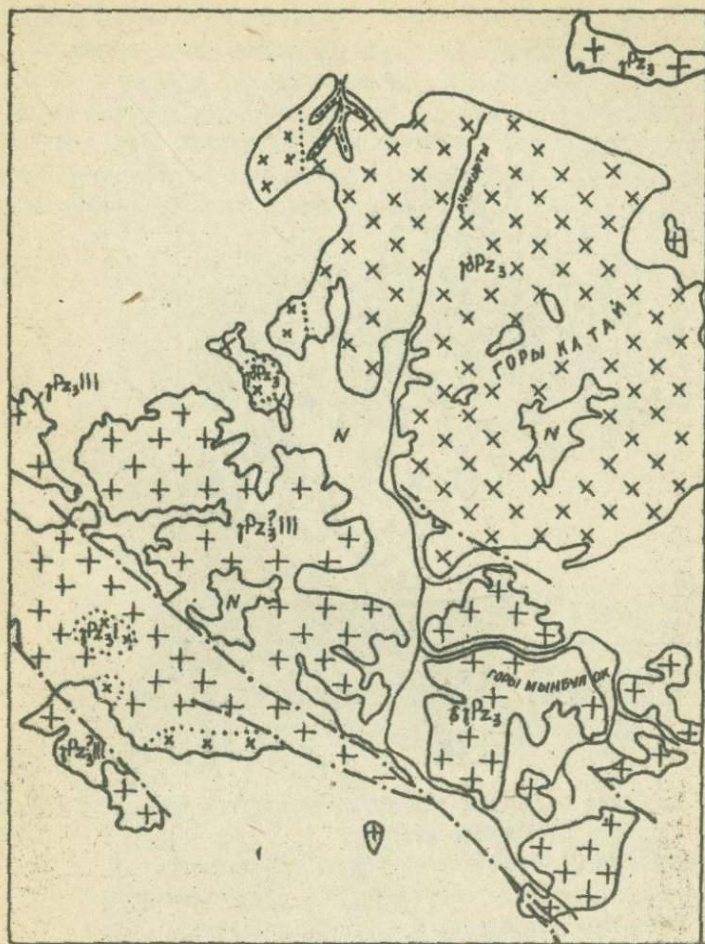
Следует особо подчеркнуть приуроченность основной части свинца и цинка, так же как и других промышленно важных полезных компонентов месторождения, к средней и верхней нижней подсвит, сложенным в основном горизонтами наиболее пористых пород рудоносной толщи — крупнозернистыми песчаниками с прослоями раймундовского конгломерата.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ШТОКВЕРКА КАРАСУ

Чингиз-Тарбагатайский регион характеризуется наличием медно-молибденовых месторождений, размещенных в различных частях медно-порфировой системы. Геологические особенности месторождений нижней части системы оказываются на примере штокверка Карасу в Китайском гранодиоритовом массиве.

Геологическая позиция. Китайский меденосный массив расположен в Тарбагатайской структурно-фациальной зоне. Вещающие породы представлены эффузивно-осадочными образованиями карбона, нижнего и среднего девона и кембрия. Массив полихронный; поверхностный выход его округлой формы площадью около 400 кв. км, возраст герциниид. Диапазон формирования: габбро-диориты - 330 ± 15 млн. лет - гранодиориты - 296 ± 15 млн. лет - граниты - 255 ± 15 млн. лет (Т.П.Семенова, 1969, по биотиту). Массив относится к группе пятифазных. Большое значение имеет дайковая фация, занимающая 20,1 % общей площади гранодиоритов. Тектоническая нарушенность массива отражена на рис. 1.

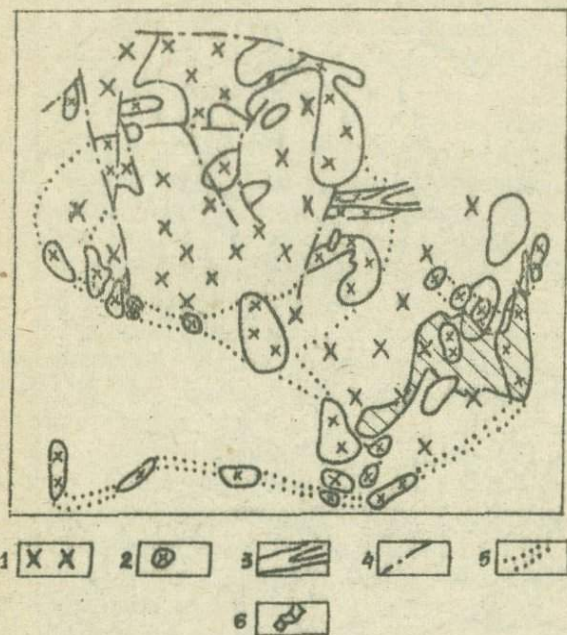
Данные одиночных скважин, пробуренных в приконтактных частях, и комплекс геофизических исследований свидетельствуют о наличии узкой зоны ортогидролиза в контакте и позволяют получить представление о форме массива. Северный контакт, большей частью закрытый аллювиальными отложениями р.Аягуз, относительно крутой, восточный, имеет угол падения $65-67^\circ$, южный - $72-75^\circ$. Западный проходит по долине р.Нарын, он более пологий, чем южный. Все контакты падают от центра массива, что характерно для лакколитообразных тел. Подошва массива определена на глубине 2,5 - 3,5 км. В центральной части в гранодиоритах предполагается глубинная кольцевая структура (рис. 2), трансформирующая цепочкой трубообразных, штокообразных и дайковых тел. Наиболее крупное трубообразное тело имеет диаметр около 1,5 км. Сложено оно гранодиорит-порфирами и содержит большое количество обломочного материала. В центре массива имеется аналогичное тело спесвартитов диаметром около 0,5 км. Длительное нахождение массива под растягивающими усилиями подтверждается изобилием различных дайковых тел. Эксплозивные брекчи встречены



Р и с. 1. Геологическая позиция Катайского массива;

- 1 - граниты верхнего палеозоя; 2 - мынбулакские граниты; 3 - гранодиориты; 4 - габбро-диориты и диориты; 5 - неогеновые отложения; 6 - тектонические нарушения; 7 - интрузивные контакты

ны в ряде мест. Наиболее крупное тело их имеется на северном фланге, где брекчированные породы подверглись интенсивному метасоматозу.

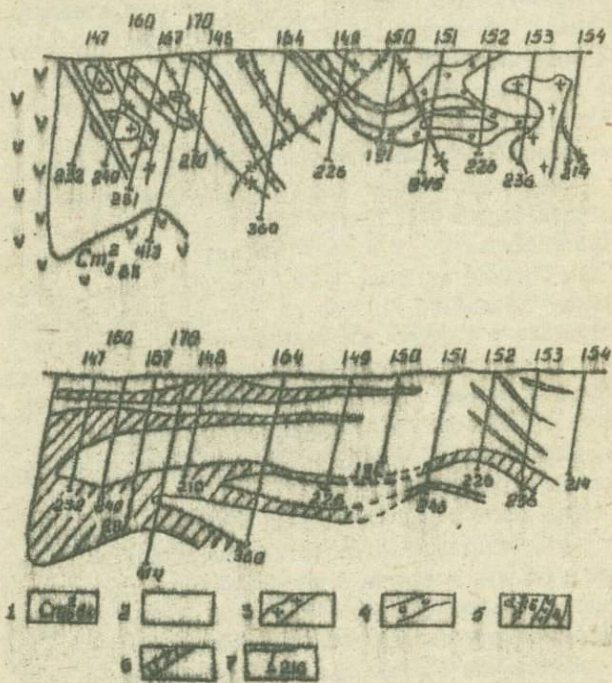


Р и с. 2. Схема кольцевой структуры внутренней части Китайского массива:

1 - гранодиориты; 2 - гранит-порфиры; 3 - дайковые поля; 4 - тектонические нарушения; 5 - предполагаемая кольцевая структура; 6 - рудный штокверк

Геологические особенности штокверка. Штокверк Карасу, являясь "слепым", приурочен к восточному и юго-восточному эндоконтактам гранодиоритов. Медно-молибденовые руды локализируются в "багритовой" среде, чем и определяются большие размеры рудных тел. Здесь контакт гранодиоритов с эффузив-

но-осадочными образованиями божекульской свиты сложный, неровный, с многочисленными апофизами. Отдельные участки его имеют падение к центру массива, образуя специфические карманы, локализирующие наиболее богатые руды. Штокверк Карасу представляет участок гранодиоритов, обогащенных медью, молибденом, вольфрамом и свинцом, локализация которых связывается с порфировыми интрузиями-штоками гранодиорит-порфиров и различными по составу дайками (рис. 3).



Р и с. 3. Структурно-геологические разрезы через месторождение Карасу-Восточное:

1 - метаморфизованные порфиры божекульской свиты; 2 - гранодиориты; 3 - гранит-порфиры; 4 - брекчии; 5 - дайки: а) аллиты, пегматиты, б) порфиры, в) андезитовые порфиры, спес-сартиты; 6 - рудное тело; 7 - сивазини

Метасоматические изменения. На площади Кетайского массива выделяется три типа метасоматитов: региональные, имеющие широкое распространение, локальные, приуроченные к области распространения штокерковых руд, и околорудные, сопровождающие отдельные жилы и прожилки в штокерке. Процессы регионального метасоматоза проявлены слабо. В гранодиоритах и гнинтах это — эпидотизация, реже хлоритизация и калишпатизация, очень редко — пренитизация. Имеются также вторичные кварциты во вмещающих породах и в области развития габбро-диоритов (горы Острая и Борды). Локальные метасоматиты приурочены к участкам прожилково-вкрапленных медно-молибденовых руд. При этом отмечается, что центрами симметрии этой зональности являются участки брекчиевых пород, являющиеся максимальными по интенсивности метасоматические изменения. Относительная характеристика отдельных видов метасоматоза (по изучению шлифов М.М. Швец): эпидотизация — 13, хлоритизация — 10,5, калишпатизация — 7 и пренитизация — 1%. В области промышленных руд большое значение имеет окварцевание, другие же виды метасоматитов несколько удалены от рудного тела. Пропилитизация более интенсивна в породах божекульской свиты и по дайкам среднего и основного состава. Околорудные метасоматиты сопровождают отдельные жилы и прожилки в штокерке. Наиболее часто здесь развиваются тонкими оторочками около прожилков различного состава карбонизация, хлоритизация, серицитизация и окварцевание, около прожилков аплитов — калишпатизация.

Морфологические особенности рудных тел. Штокерк имеет несколько рудных тел. Все они в плане изометричны или вытянуты в меридиональном направлении. Наиболее значительное из них — Карасу-Восточный. Это меридионально вытянутое слепое штокерковое оруденение, расположенное в зоне контакта гранодиоритов и божекульской и доненжальской свит. Здесь имеет место сложное структурное сочетание порфировых интрузий — малахитов, гоанит-аплитов, гранодиорит-порфиров, диоритовых и диабазовых порфиритов. Оруденение прожилковое и вкрапленное. Прожилки различного состава, преимущественно двух направлений — широтные, с падением на север под углом $60-90^{\circ}$, северо-западного простирания 330° с падением на северо-восток и юго-запад под углами $60-80^{\circ}$. Имеются также гнезда колчеданных руд. Медно-молибденовые руды не достигают современной поверхности на 8-26 м. По скважинам

с глубиной отмечается увеличение содержания меди от 0,20 до 0,60 %. В скважине № I&I на глубине содержание достигает 1,12 %. Рудное тело в плане занимает площадь около 3000 x 300 м. Форма его сложная, ветвящаяся (см. рис. 3). Рудные скопления локализуются около зон брекчий.

Минералогический состав руд. Так как рудные тела не имеют геологических границ, то минералогический состав руд и вмещающих пород одинаков и они различаются только по количественному содержанию рудных минералов.

Руды относительно простого минералогического состава. Среди многочисленных прожилков и мелких жил выделяются (в порядке их образования): микрогранитные, сиенитовые, аплитовые, кварц-эпидотовые, кварцевые, хлоритовые, хлорит-халькопиритовые, сульфидные, кварц-баритовые, кварц-кальцитовые и кальцитовые. Главными минералами первичных руд являются халькопирит, борнит, пирит, молибденит, магнетит, ильменит и шеллит, вторичных — малахит, азурит, хризоколла, окислы железа, ковеллин, халькозин и гематит; второстепенными в первичных рудах — галенит, сфалерит, гринливит; вторичных — окислы марганца, молибденовые охры, церуссит. Нерудные — кварц, кальцит белый, кальцит розовый, кальцит фиолетовый, доломит, калиевый полевой шпат, эпидот, серицит, хлорит и биотит. Акцессорные — рутил, анатаз, циркон, апатит. Отличительной особенностью руд является высокое содержание пирита и наличие вольфрамовых минералов. Последние повышают ценность руд и требуют специального изучения. Пирит здесь не образует гале, а встречается отдельными скоплениями, которые фиксируются аномалиями ВП.

Зональность. Выделяется ряд зональных зависимостей, среди которых более четко выражены геохимическая, минералогическая и физическая. Последняя выражена в виде неодинаковой тектонической нарушенности среды, центрами симметрии ее являются зоны сгущения трещин в штокверковом теле и взрывные брекчи. Геохимическая зональность выражена в неодинаковой насыщенности определенными элементами. На поверхности выделяются участки, лишенные геохимических ореолов, имеющие свинцовые ореолы, а также с ореолами меди и молибдена. Для этой площади свойственно, что независимо от характера геохимической зоны в скважинах на глубине могут быть встречены прожилково-виралленные медно-молибденовые руды. Вертикальная зональность руд характеризуется четко выраженной зоной окисления, зале-

гающей над первичными рудами. Зона окисления представлена подзоной выщелачивания, где из имевшихся элементов руды на месте остались окислы железа, редко марганца, подзоной окисления, где первичные сульфиды переведены в окисные и карбонатные минералы, и подзоной вторичного-сульфидного обогащения, определяемой по наличию халькозина.

Зона выщелачивания на различных участках имеет неодинаковую мощность, что не может быть объяснено положением современного уровня грунтовых вод. Нередко в пробуренных рядом скважинах характер зоны резко различен. При среднем значении мощности в 12 м на отдельных разрезах выщелачивание отсутствует, а на ряде скважин резко увеличена (скв. 136 до глубины 131 м, скв. 105 - до 190 м и др.). Также непостоянна мощность и для зоны окисления - от нескольких метров до 226 м (скв. 149).

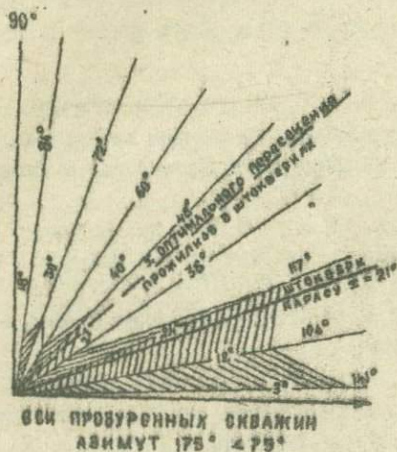
Зона вторичного обогащения сульфидов выражена плохо из-за низкого содержания сульфидов, хотя по скв. 115 хальковинные руды от поверхности продолжаются до забоя (226 м), где и не выщелачиваются. Промышленного значения хальковинные руды здесь не имеют.

В зоне первичных руд проявлена минералогическая зональность, выражающаяся в смене с глубиной халькопиритовых рудностей на борнитовые. Несколько скважин на штокверке остановлено в борнитовой зоне.

На отдельных участках борнит-халькопиритовые руды сменяются галенитовыми (скв. 166). Определенной зональностью обладают и жильные минералы. Во многих скважинах в приповерхностной зоне трещины не имеют жильного выполнения, а ниже в них появляются кальцитовые, кварц-кальцитовые и кварц-баритовые прожилки, сменяющиеся затем сульфидными, кварц-эпидотовыми и кварц-хлоритовыми, а на отдельных скважинах - аплитовыми, сиенитовыми и микрогранитными. Мощность этих минералогических зон непостоянна. Нередко кальцитовые прожилки встречаются на глубине 200 м и глубже от поверхности.

К физической зональности следует отнести смену прожилково-выраженного оруденения жильными формами. имеются кварц-халькопиритовые жилы мощностью до 30 см и длиной до 300 м. По структурному положению это надрудный над штокверком горизонт.

Изученность штокверка и перспективны. Изученность отдельных частей меденосного Китайского массива неодинаковая. На рудном теле участка Карасу-Восточный проведены поиски до глубин 200 м от поверхности, подтвердившие наличие медно-молибденовых минералов. Приповерхностная зона (до 30 м) практически лишена оруденения, в по скважинам 141, 147, 152 и др. безрудный горизонт продолжается от поверхности до 60 м. Более глубокая часть штокверка имеет содержание меди 0,18 %, что, по нашему мнению, не отражает истинного. На этом участке, кроме бессистемно ориентированных, имеются еще системы прожилков - широтная и близкая к меридиональной. Так как все пробуренные скважины являются наклонными ($\angle 75^{\circ}$) и ориентированы на юг, то система прожилков меридионального простирания практически не пересекалась и оказалась не опробованной (рис. 4). Статистический анализ распределения



Р и с. 4. Полигон распределения рудных трещин на штокверке Карасу-Восточное

меди по глубинам позволяет прогнозировать для горизонта 500 м от поверхности содержание меди в 0,64 %. Появление на глубине горизонта борнитовых руд свидетельствует о высоких перспективах ни-

зов этого рудного тела. Следует при этом помнить, что на ряде порфировых месторождений оруденение встречается на больших глубинах (например на месторождении Клаймакс оно протягивается до глубины 2550 м от поверхности).

Проведенные научно-исследовательские и производственные геологоразведочные работы позволяют сделать следующие выводы:

1. Китайский массив является одним из интересных меденосных участков Чингиз-Тарбагатай, где имеются медно-молибденовые с вольфрамом руды. Дальнейшее изучение их представляет научный и практический интерес, так как имеются значительные площади, где прогнозируется наличие руд лучшего качества, чем уже известные (участок Карабай, Северный участок и др.).

2. Несмотря на большие объемы проведенных поисковых работ, промышленная ценность руд пока не установлена.

3. Штокверк Карасу обладает многими чертами крупных месторождений.

Л И Т Е Р А Т У Р А

1. Башкиров Б.Г., Бок И.И. О связи тектоники и медно-порфирового оруденения в Восточном Казахстане. Сб. Геология медно-порфировых месторождений Казахстана и Средней Азии. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1971.

2. Белов В.А., Бок И.И. и др. Основные типы медного и медно-полиметаллического оруденения в Тарбагатае. Изв.АН КазССР, сер. геол., № 4, 1968.

3. Беспалов В.Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, "Наука", 1971.

4. Бок И.И., Башкиров Б.Г. Некоторые особенности крупных штокверковых месторождений. Сб. Геология медно-порфировых месторождений. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1971.

5. Семенова Т.П. Возраст горных пород некоторых районов Казахстана. Алма-Ата, ОНТИ КазИМСа, 1969.

Л о с ь В.Л. Задача прогнозирования в геологии	3
А л е к с е е в В.А., Е г е м б а е в К.М., Л и В.Г. Рудолокализирующие структуры и морфологические ти- пы рудных тел свинцово-цинковых месторождений Центрального Казахстана	13
Е р м е к б а е в А.Б., З л а в д и я н о в Л.В. Особенности эндогенной миграции и концентрации рудного ве- щества под влиянием магнитогидродинамических явлений в зем- ных недрах и их поисковое значение	22
Б е к ж а н о в Г.Р., М а р и ч е в К.И., Д ж у к е - б а е в И.К. Перспективы фаменских отложений Сарысу-Тениз- ского поднятия на свинцово-цинковое оруденение и задачи комплексирования поисковых работ	29
Ж а у т и к о в Т.М., Н у р б а е в З.М., П о л я н - с к и й Н.В. Геолого-генетические особенности колчеданно- го оруденения в Чингиз-Тарбагатайском районе	49
П а н к р а т о в а Н.Л., П у ч к о в Е.В. Биотиты гранитоидных комплексов Коунрадского района	60
З о р и н Е.С., М и л е е в а Л.А. Литофации фамен- ских отложений Каратау и закономерности размещения в них свинцово-цинкового оруденения	68
З о р и н Е.С., Л о с ь В.Л., А б р о с к и н В.Д. О влиянии интенсивности разрывной тектоники на размещение свинцово-цинкового оруденения в Центральном Каратау	81
А с а н о в М.А., Н у р а л и н И.Н. Свинец и цинк в рудах Джекказгана	86
Б а ш к и р о в Б.Г., К о ж е к е е в О.К. Геоло- гические особенности штокверма Карасу	90

ГЕОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ КАЗАХСТАНА

Редактор

Л.Н. Ц о й

Корректор

Г.Ж. М а к а ш е в а

Подписано к печати 7/VI-1976 г. УГ 21086 Формат 60 x 84 I/16.

Печатных л. 6,2 + I вкл. Уч.-изд. л. 6,5. Тираж 500 экз.

Заказ № 350

Цена 70 коп.

Отпечатано на роталпринте ОНТИ КазНИМСа, г. Алма-Ата,
ул. Карла Маркса, 105.

Цена 70 коп.

1853