

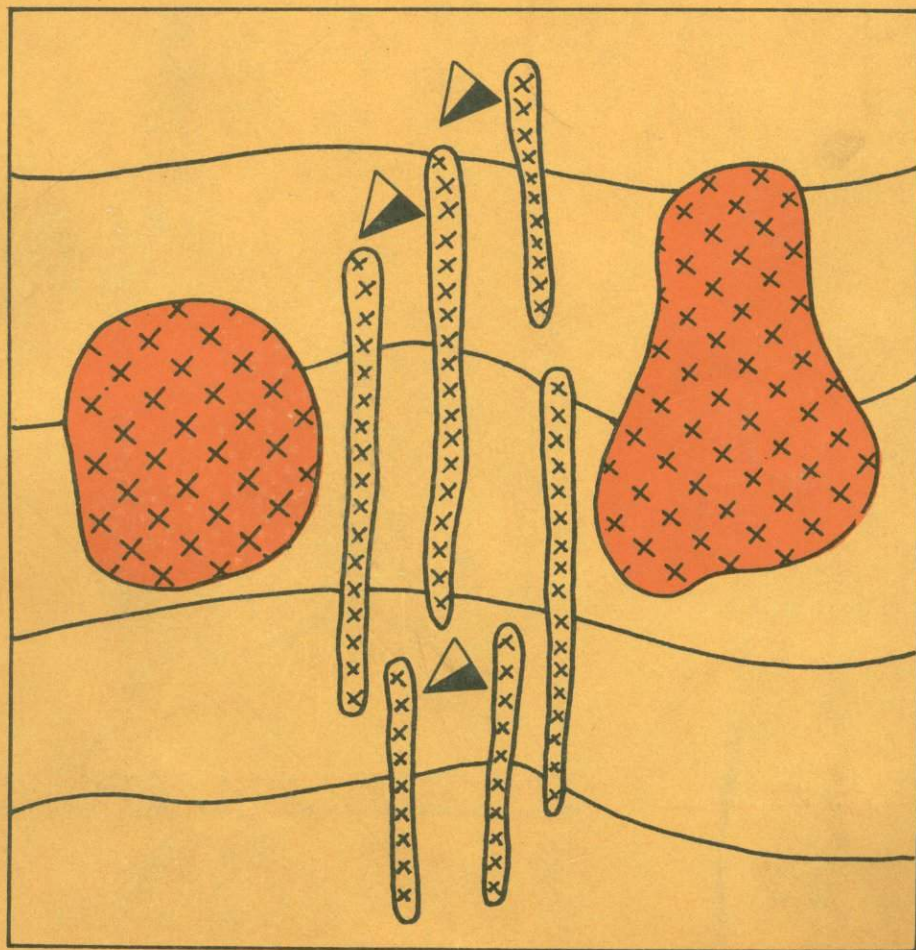
Геологическая



литература

«Наука»

Сквозные рудоконцентрирующие структуры





АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ

Сквозные рудоконцентрирующие структуры

Ответственные редакторы
доктора геолого-минералогических наук
М.А. ФАВОРСКАЯ, И.Н. ТОМСОН

5153



МОСКВА "НАУКА"
1989



В статьях сборника рассматривается металлогеническая роль особого типа дивьюнктивных нарушений, пересекающих границы структур земной коры, развивающихся независимо от их эволюции и имеющих глубинное мантийное заложение. Рассматриваются различные порядки подобных нарушений от глобальных до региональных. Приведены результаты соответствующих исследований для отдельных крупных территорий (Европейская часть СССР, Казахстан, Средняя Азия, Сибирь, Дальний Восток). Установлена важная роль сквозных систем нарушений в размещении месторождений промышленного масштаба различных видов полезных ископаемых. Материалы, изложенные в сборнике, используются для разработки методов прогноза при поисково-съёмочных работах.

Сборник рассчитан на геологов широкого профиля и металлогенистов, в том числе на геологов, изучающих аэрокосмическую информацию.

Рецензенты: М.М. Константинов, В.П. Полохов

Редактор издательства В.И. Бондаренко

Papers of this book describe the metallogenic role of specific, deep seated, mantle-rooted disjunctive linear structures. The latter crosscut boundaries of crustal geological zones and develop independently from crustal geological structures. Various ranges of above mentioned "throughgoing zones" - from global to regional ones, according to results obtained in the european part of the USSR, in Kazakhstan, Siberia, Middle Asian republics of this country, the Far East regions of the USSR are regarded in the book. The important role of throughgoing structures in control of economic deposits of various types is established.

The data can be used for improving methods of prognosis of raw materials in the course of geological mapping and geoexploration works.

For geologists, metallogenists, specialists in aerocosmic information.

Reviewers: M.M. Konstantinov, V.P. Polohov

Editor of the Publishing House V.I. Bondarenko

ВВЕДЕНИЕ

Сборник статей "Сквозные рудоконцентрирующие структуры" посвящен обобщению имеющихся данных о металлогенической роли особого типа линейных дислокаций, контролирующих размещение наиболее крупных объектов полезных ископаемых в пределах той или иной минерагенической провинции не только СССР, но и других стран. Проблема сквозных рудоконцентрирующих структур тесно связана с совершенствованием методов прогноза при поисках промышленных по масштабу месторождений полезных ископаемых не только на континентах, но и на дне прилегающих акваторий, что делает исследования этого профиля особенно актуальными.

Данная проблема теснейшим образом связана и с общетеоретическими аспектами геологической науки. Так, длительность развития крупнейших рудоконцентрирующих структур, исчисляемая сотнями миллионов лет, наряду с их относительно фиксированным положением в пространстве не может быть обойдена вниманием при любых тектонических построениях. Важной теоретической проблемой является также соотношение процессов специализации и концентрации при рудообразовании. Геохимические особенности большинства крупных месторождений, так же как и особенности сопровождающего их магматизма, свидетельствуют о глубинности источников формирующих их эманаций, превосходящих соответствующую глубину для мелких рудопроявлений. Эти соотношения проливают новый свет на особенности дегазации земных недр и сопровождающие ее процессы магматизма. И наконец, важно отметить приуроченность к некоторым рудоконцентрирующим структурам крупных месторождений нефти и газа. Дальнейшее исследование подобных связей открывает новые перспективы не только в изучении генезиса нефти, но и в прогнозе ее месторождений, и здесь нельзя не отметить многочисленные факты участия углеводородов в дегазации Земли по зонам глубинных неоднородностей.

Среди методов выявления и изучения сквозных рудоконцентрирующих структур особое внимание в статьях сборника уделено аэрокосмическим исследованиям. Сделана также попытка применить математические методы и ЭВМ при изучении сквозных рудоконцентрирующих структур и их наиболее активных участков - узлов длительной эндогенной активности.

Вместе с тем отдельные авторы склонны относить к числу рудоконцентрирующих не только широтно-меридиональную систему нарушений, но и некоторые разломы с диагональным простиранием. Не во всех статьях достаточно четко разгра-

ничены рудоконтролирующие и собственно рудоконцентрирующие разломы. Изложенная в статье Л.М. Натапова и соавт. концепция современного мобилизма противоречит приводимым во многих статьях сборника фактам, свидетельствующим о раннем, нередко докембрийском, заложении многих долгоживущих трансрегиональных сквозных систем нарушений. Редколлегия сборника сочла, однако, возможным поместить в сборнике упомянутые статьи, содержащие различные точки зрения, с тем, чтобы шире осветить имеющиеся разногласия и не до конца решенные вопросы.

В сборнике использованы также материалы совещания, состоявшегося в ноябре 1986 г. в Москве.

1. ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

УДК 551.2.03:551.243.8:553.078.2

М.А. Фаворская, И.Н. Томсон

О ПРИРОДЕ СКВОЗНЫХ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СТРУКТУР

Концепция сквозных рудоконцентрирующих структур (СРС) была впервые сформулирована в 1968 г. в статье "Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения" [3]. Эта концепция была в первую очередь вызвана к жизни необходимостью рассмотреть вопрос об особенностях геологической позиции наиболее крупных месторождений полезных ископаемых в пределах данной минерагенической провинции. С другой стороны, к этому времени уже накопилось большое количество фактов, позволивших в первом приближении охарактеризовать особый тип тектонических структур, получивших название "сквозные системы нарушений" (ССН). Важная роль ССН в образовании вышеупомянутых объектов определила их как рудоконцентрирующие.

В настоящее время исследование в рамках проблемы ССН развивается в двух направлениях: 1-е - изучается история развития наиболее глубоких дислокаций, 2-е - выясняются закономерности локализации мантийных месторождений.

Первоначально в качестве прообраза ССН были приняты описанные в середине 40-х годов Н.С. Шатским глубинные дислокации, автономно пересекающие границы платформ и геосинклинально-складчатых систем. Однако дальнейшее изучение ССН показало, что структуры, описанные Н.С. Шатским, представляют собой, по-видимому, только одно из возможных проявлений более обширного класса подобных тектонических образований. В начале 60-х годов многочисленные признаки структур типа ССН были приведены В.Е. Хаиным (1963 г.). За последние годы наиболее полные характеристики ССН, в том числе СРС, были приведены М.А. Фаворской [2] и И.Н. Томсоном и соавт. [1].

На основании этих исследований установлен ряд признаков, определяющих класс ССН. Так, ССН первого порядка представляют собой линейные трансконтинентальные или глобальные структуры. Они неоднородны по простиранию, причем

отдельные их звенья проявляются в скрытом, завуалированном виде и устанавливаются по ряду аномальных геологических, геохимических и геофизических особенностей. Они характеризуются широтным и меридиональным простиранием и независимым поведением по отношению к границам различных структур земной коры и даже по отношению к границам между корой континентального и океанического типов. ССН являются долгоживущими, и некоторые из них периодически оживлялись на протяжении всей истории Земли от докембрия до четвертичного времени. В таком обширном временном интервале условия их проницаемости для магматических продуктов и эндогенных эманаций неоднократно менялись. В режиме растяжения ССН служили каналами для продуктов глубинной эндогенной активности, а в режиме сжатия — барьерами, ограничивающими площади ее распространения. При этом рудоконцентрирующая роль ССН проявлялась на отдельных этапах их развития, характеризующихся преимущественно условиями растяжения, когда упомянутые структуры приобретали характер не достигших полного развития рифтов. ССН далеко не всегда бывают отражены на геологических картах. Вместе с тем они отчетливо проявляются в элементах рельефа земной поверхности и обнаруживаются при дешифрировании дистанционных материалов.

Наиболее крупные, трансконтинентальные и глобальные, ССН достигают в перечнике от 500 до 1000 км. При этом, однако, собственно рудоконцентрирующими являются отдельные их составляющие третьего порядка шириной 20–50 км. Согласно В.А. Баскиной, для магматизма СРС характерно появление разностей с повышенной основностью, щелочностью, K/Na отношением по сравнению с господствующим фоном.

Типоморфным геохимическим признаком СРС служит повышенное содержание в магматических, метасоматических и гидротермальных образованиях некогерентных элементов: бора, фтора и др. Характерно также развитие восстановленных метасоматитов графит-ильменитового и биотитового составов.

Из числа признаков, сопутствующих ССН, о глубинной, мантийной (а возможно, и трансмантийной) их природы следует отметить, наряду с упомянутым независимым поведением по отношению к границам различных структур земной коры и геохимическим признакам, особенности их проявления в строении поверхности Мохо.

Среди методов выявления ССН и СРС в настоящее время большое значение приобрело дешифрирование космических снимков в сочетании с морфоструктурным анализом орогенических областей в соответствии с методикой, разработанной в ИГЕМ И.К. Волчанской, Н.Т. Кочневой и Е.Н. Сапожниковой.

Важная особенность ССН — узловый характер проявления в их пределах наиболее активных тектонических и эндогенных процессов. Подобные узлы длительной эндогенной активности располагаются в пределах СРС дискретно в местах пересечения последних разнонаправленными разломами. Именно эти узлы определяют размещение большинства крупных объектов полезных ископаемых, являясь одновременно средоточием разного типа аномальных геологических признаков: повышенной тектонической нарушенности, локальных выступов пород фундамента, специфических литологических и геохимических особенностей пород, отличных по составу от фона магматических проявлений, и, наконец, особой длительности развития эндогенных процессов.

К числу тектонических признаков описываемых узлов нередко относится локальное проявление в их пределах региональных структурных элементов скрытого типа. Так, например, в тех случаях, когда большинство картируемых разло-

мов рудного поля имеет диагональное простирание, дайки или сами рудные тела могут быть меридиональными или широтными. Структурный рисунок подобных узлов обычно усложняется сочетанием линейных и концентрических элементов. В Кавалеровском рудном районе Приморья дайковые пояса в условиях вертикального направленного давления образуют веерообразную систему, центр которой приурочен к Угловской кальдере.

По существу, и сами крупные скопления полезных ископаемых следует рассматривать как геохимические аномалии с учетом не только масштабов, но и сопутствующих им рудно-формационных, минералогических и геохимических признаков. К числу последних относится многоэтапность и полиформационность большинства крупных и уникальных месторождений, приуроченных к узлам длительной эндогенной активности. В качестве примера приведем описание особенностей месторождения Корнуол (Великобритания) в соответствии с публикацией Д.В. Рундквиста (1980 г.). Оруденение приурочено к выходам интенсивно дифференцированных гранитов и серии даек различного состава. Для него характерно необычайное разнообразие руд. Наряду с касситеритом, вольфрамитом, халькопиритом широко распространены сульфиды и арсениды железа, сульфиды цинка и свинца, а также висмутин, аргентит, антимонит и др. Причина столь необычного разнообразия минералов района рассматривается как следствие телескопирования резко разновременной минерализации с возрастом 290-50 млн лет в различных системах трещин. Ориентировка жил с наиболее ранней высокотемпературной минерализацией северо-восточная или северо-западная, с поздней кварц-флюорит-барит-кальцитовой полиметаллической - меридиональная. Процесс рудообразования происходил вспышками с длительными периодами покоя.

Специальный интерес представляют особенности состава и условий локализации восстановленных метасоматитов в рудных районах, приуроченных к узлам в пределах рудоконцентрирующих структур. К числу подобных метасоматитов относятся графит-ильменитовые образования, широкое развитие которых в подобных узлах установлено И.Н. Томсоном, а также П.Ф. Иванкиным. Резко восстановленный характер этой ассоциации неравновесен с условиями земной коры. Восстановленные метасоматиты в рудных районах ранее не отмечались, так как они рассматривались как биогенные образования. Тем не менее они являются свидетельством обширного проникновения мантийных, возможно сухих, флюидов на уровень земной коры вдоль сквозных систем нарушений. На примере Кавалеровского и Дальнегорского районов Приморья можно видеть исключительно широкое развитие графит-ильменитовых метасоматитов, локализующихся в зонах смятия и будинажа, а также выступов фронта биотитов. Эти ассоциации образуются с привнесом металлов, присутствующих в самородной форме и в форме карбидов и сульфидов. Создаются обширные геохимические аномалии, из которых могли мобилизовываться металлы при последующих гидротермальных процессах. Помимо этого, восстановленные метасоматиты могут сами содержать повышенные концентрации металлов. Можно сказать, что мы сейчас, вероятно, стоим перед перспективой открытия связанного с ними нового класса месторождений.

В рудах месторождений, приуроченных к узлам длительной эндогенной активности, можно также видеть следы присутствия безусловно глубинного вещества. Так, касситериты Кавалеровского района содержат микровключения хромита и шпинелидов, как это было показано Г.А. Осиповой. Полиметаллические рудные тела Дальнегорского района сопровождаются геохимическими аномалиями группы

железа. В качестве элементов-примесей в рудах присутствуют висмут, кобальт, серебро. В отдельных рудных телах обнаружены пентландит, скуттерудит.

Рудные узлы, принадлежащие к различным рудным формациям, могут контролироваться единой СРС, и в этом заключается существенное отличие последних от специализированных металлогенических зон. СРС, пересекая последние, определяет размещение наиболее крупных объектов, отвечающих по профилю соответствующей зоне.

Как видно из изложенного, проблема СРС затрагивает различные аспекты геологии и металлогении, в том числе некоторые из них освещает по-новому. Так, на вопрос, чем ССН и СРС принципиально отличаются от дизъюнктивных дислокаций других типов, в частности пограничных глубинных разломов в общепринятом понимании, ответом будет в первую очередь напоминание о скрытом, завуалированном характере проявления отдельных их звеньев. В отличие от этого глубинные разломы, по определению А.И. Суворова, представляют собой "морфологически четко выраженные дизъюнктивы". Выделяют ССН и СРС и трансрегиональный характер структур первого порядка и вышеупомянутые особенности сопровождающих их эндогенных процессов. С другой стороны, многие признаки упомянутых структур сближают их с "линеаментами", выделяемыми на космоснимках и принадлежащими, по мнению многих исследователей, к регматической сети разломов.

Тектоническая природа СРС отражается также в их взаимоотношении со сводами. Последние в большинстве случаев расположены в пространствах, разделяющих СРС. При этом если СРС определяют концентрацию оруденения, то своды - его специализацию и зональное распределение.

В заключение перечислим основные задачи исследований СРС.

1. Необходимо дальнейшее изучение истории их развития и места в эволюции процессов образования крупных скоплений полезных ископаемых.

2. Продолжает оставаться нерешенной проблема участия в числе рудоконцентрирующих, наряду с элементами ортогональной сети, некоторых диагональных дизъюнктивов, часть которых, возможно, относят к СРС ошибочно. Эти ошибки возникают по разным причинам. Нередко, например, участие наиболее отчетливо выраженных структур с диагональным простиранием в строении крупных рудных узлов принимается за главный контролирующий фактор последних. При этом, однако, не принимается во внимание, что подобные диагональные структуры специализированы на определенные рудные элементы, а рудоконцентрирующая роль в подобных узлах принадлежит неявновыраженным ССН ортогонального плана с их специфическими геологическими и геофизическими признаками.

В связи с этим интересно отметить, что И.Н. Томсоном и В.С. Кравцовым показано существование на Востоке Азии секущих золоторудных и меднопорфировых поясов, имеющих устойчивое северо-западное простирание. На западе США Лендвер наметил существование 7 секущих рудных поясов северо-восточного направления, в том числе известный пояс Колорадо. Эти специализированные пояса, приуроченные к секущим сквозным структурам, имеют мантийные корни и контролируют размещение месторождений с глубинными источниками.

Важно отметить, что и на западе США крупные и уникальные рудные объекты локализуются в пересечении этих специализированных поясов рудоконцентрирующими системами сквозных нарушений широтного простирания. Таким образом, сквозные структуры могут играть двоякую металлогеническую роль, определяя специализированные пояса мантийного оруденения или выступая в роли рудоконцентрирующих структур.

В тех случаях, когда в качестве СРС выделяются так называемые субширотные или субмеридиональные структуры первых порядков, за отклонение от регулярной сетки принимается кулисообразное смещение отдельных звеньев, имеющих строго меридиональное или строго широтное простирание. При рассмотрении вопроса о соотношении ортогональных и диагональных структур следует также иметь в виду, что широтные и меридиональные системы нарушений, по мнению многих исследователей, возникают в результате ротационных процессов. В силу этого близкие к ним по рангу диагональные структуры должны от них отличаться. Для выявления этих различий необходимо дальнейшее целеустремленное изучение как тех, так и других по двум основным направлениям: 1) создание планетарных моделей, основанных на физических расчетах; 2) углубленное изучение истории развития обеих упомянутых систем нарушений, включая эволюцию магматических и других эндогенных процессов.

Еще одной важной задачей является изучение взаимоотношений с СРС месторождений нефти и солей. Эта задача, помимо своей практической значимости, имеет прямое отношение к вопросам генезиса нефти и газа, так же как и к участию углеводородов в процессах дегазации земных недр и, возможно, в рудообразовании.

К числу стоящих перед геологами важнейших задач относится, таким образом, дальнейшее изучение процессов дегазации глубинных недр Земли и условий их проницаемости, способствующих образованию геохимических аномалий в пределах рудоконцентрирующих сквозных систем нарушений.

Л и т е р а т у р а

1. Металлогения скрытых линеаментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
2. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. 168 с.
3. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6-20.

УДК 528.77:551.243.8:553.078.2

Л.М. Натапов, В.В. Козлов, Н.В. Межеловский,
А.Л. Ставцев

ВЫДЕЛЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ РАЗЛОМОВ ПО ДАННЫМ КОСМОГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ГЕОДИНАМИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Цель настоящего сообщения - показать, как могут быть интерпретированы крупные разрывные нарушения, отчетливо проявляющиеся в геологической структуре или "скрытые", с позиций современного мобилизма, и какую роль в их выявлении и изучении могут играть дистанционные материалы.

Очевидно, крупнейшие разрывные нарушения должны быть увязаны с тремя типами границ литосферных плит, отвечающих существенно различающимся геодинамическим ситуациям: дивергентным, или расхождения, трансформным, или границам скольжения, и конвергентным, или схождения. Как правило, такие разломы или их фрагменты хорошо распознаются на материалах космических съемок. В особую группу выделяются разломы внутриплитных геодинамических обстановок.

1. Разломы, связанные с дивергентными границами плит, выраженными рифтовыми системами. На территории СССР хорошо известны две современные рифтовые зоны в пределах континентальной коры (Момская и Байкальская). Они выражены серией кулисообразно располагающихся грабенов, сопровождающихся излияниями щелочных базальтов и контрастных вулканитов. Здесь широко проявлены сбросы, согласные с простираем рифтовых зон, и поперечные им сдвиги, которые часто рассматриваются как зарождающиеся трансформные разломы. Они прекрасно видны на космических снимках, поскольку часто смещают речную сеть и горные хребты. Разрывы, связанные с древним рифтогенезом, также выявляются по материалам космических съемок, они проявлены в геофизических полях и в поверхностной геологической структуре.

В древние эпохи в тройных сочленениях рифтовых зон происходили откол и отодвижение континентальных масс, а одна из ветвей оставалась в пределах континентального массива. Значительная часть их представляет собой хорошо известные авлакогены. Обычно на их плечах располагаются поля лав, принадлежащих трапповым сериям или, что наиболее важно в данном случае, цепочки и пояса щелочно-ультраосновных массивов и кимберлитовых трубок, имеющих явную связь с разрывами, параллельными и сопряженными с главными рифтовыми зонами. Дешифрированием аэро- и космических снимков на Сибирской платформе удалось установить несколько систем протяженных зон линейментов, четко локализирующих размещение кимберлитового магматизма [4]. Важно подчеркнуть, что алмазоносные девонские кимберлиты Якутской провинции приурочены к разломам северо-восточного простираения или перпендикулярны к ним. Дешифрирующиеся линейменты отвечают линейным зонам трещиноватости в породах чехла, располагающимся на плечах Палеовилуйского авлакогена. Образование кимберлитов приходилось на начальные стадии заложения рифтовой системы и предшествовало мощным излияниям щелочных базальтов в Ыгатынском и Вилуйском грабенах. Приуроченность кимберлитовых трубок к дешифрирующимся зонам трещиноватости послужила четким поисковым признаком и позволила открыть на простираении цепочек известных трубок серию новых кимберлитовых тел.

В раннетриасовое время Сибирский континент обламывался в результате рифтогенеза вдоль северного и западного краев. Вдоль зоны Колтогоро-Уренгойского (Обского) грабена, возможно, раскрывалось океаническое пространство [1]. Другая рифтовая ветвь протягивалась в пределы Енисей-Хатангского прогиба. Доказательством такому положению ветвей рифтовой системы служит, с одной стороны, проведенная С.В. Аплоновым интерпретация магнитного поля северо-восточной части Западно-Сибирской плиты, с другой - пространственное положение проявлений щелочного магматизма по обе стороны Енисей-Хатангского прогиба. Предшествующее раскрытию континентальной коры растяжение, как и в предыдущем случае, привело к растрескиванию континента и образованию вдоль разломов рядов интрузий щелочно-ультраосновного состава (Котуй-Маймечинской провинции) и цепочек кимберлитовых тел триасового возраста, обладающих субмери-

диональным и северо-западным простиранием. Удлинение кимберлитовых тел совпадает с направлением зон трещиноватости, параллельным простиранию какой-либо одной из систем рифтовых ветвей или перпендикулярным к ней. Более мощные кимберлитовые тела связаны уже с иными системами разрывов и имеют иные простирания.

Важно подчеркнуть, что дешифрирующиеся зоны трещиноватости являются по-верхностным выражением достаточно глубоких разрывов литосферы, поскольку кимберлитовые трубки поставляют к поверхности мантийный материал (эклогиты, гранатовые перидотиты, шпинелевые лерцолиты). Они часто характеризуются значительной протяженностью (сотни километров), секут различные платформенные структуры, и именно к ним в большей мере применим термин "сквозные рудоконцентрирующие разломы".

По-видимому, с этим же процессом растяжения связано формирование таких расколов коры, как Норильско-Хараелахский, которому принадлежит решающая роль в локализации крупных медно-никелевых месторождений Норильского района.

Представляется очень важным обратить внимание на то, что ряд разломов, играющих важную роль в локализации оруденения в складчатых областях, опосредованно связан с разломами, возникшими в процессе растяжения континентальной коры. Широко известна роль Адыча-Тарынского разлома Восточной Якутии в локализации сурьмяного оруденения [2]. В настоящее время этот разлом представляет собой крупный взброс вдоль зоны древнего сброса, возникшего при растяжении пассивной окраины Сибирского континента. В прошлом он являлся границей резкой смены фаций и мощностей поздне триасовых осадков. В поздне меловое время вдоль этого уступа терригенная толща окраины Сибирского континента была интенсивно перемята в результате давления с востока. Именно в это время в подвергшейся максимальному метаморфизму узкой зоне могли иметь место мобилизация и переотложение рудного вещества.

2. Разломы, связанные с границами скольжения литосферных плит. В пределах континентальной коры эти разломы, как правило, соответствуют крупным сдвигам, вдоль которых перемещены, и часто на большие расстояния, значительные по размерам континентальные массы. Число их достаточно велико, и они хорошо известны, например Жалаир-Найминский, Центральнo-Казахстанский, Чингизский и многие другие сдвиги. Движения вдоль них играли существенную роль в оформлении структуры каледонского континента Казахстана. К подобным нарушениям может быть отнесен Восточно-Саянский разлом, Табанинский сдвиг в Восточной Якутии, Центральнo-Сихотэалинский сдвиг и др.

В металлогеническом отношении нарушения этого класса важны в двух отношениях. Во-первых, они часто разделяют блоки коры с разной металлогенической специализацией, и на этом не стоит подробно останавливаться. Это видно на различных металлогенических картах, в частности на карте структурно-металлогенических зон, вышедшей в 1980 г. под редакцией Д.В. Рундквиста. Во-вторых, важными элементами таких нарушений в металлогеническом отношении являются оперяющие их разломы, которые, будучи более проницаемыми, могут выступать в роли рудолокализирующих нарушений.

3. Разломы, связанные с процессами сближения литосферных плит. Эти разломы необычайно широко проявлены в толщах рифейского и фанерозойского возраста. В докембрийском фундаменте древних континентов к таким разломам могут быть отнесены границы блоков фундамента. Они хорошо известны на Балтийском и Украинском щитах, выделяются в теле Сибирской платформы. Главной особен-

ностью их является совпадение с границами областей региональных физических полей, резко отличающихся друг от друга, структурно дискордантных. Хорошо известный пример такого шва — Таймыро-Саянский линеймент на Сибирской платформе.

Работами Кренера [3] получены палеомагнитные доказательства независимых движений литосферных плит, начиная с раннего докембрия, и тогда подобные граничные разломы могут рассматриваться как древнейшие швы столкновений. Очевидно, что они должны служить границами металлогенических областей, а древнейшие металлогенические зоны не должны пересекать их.

В рифейских и фанерозойских толщах с процессами сближения литосферных плит, по сути дела, связана вся возможная гамма разрывных нарушений. Определенная часть их прямо или косвенно влияет на размещение магматических тел и рудных залежей.

Наиболее яркими границами столкновения являются коллизионные швы, возникающие на границах крупных континентальных блоков, например Монголо-Охотский пояс, возникший в результате последовательного сближения с Сибирским континентом Хангай-Буреинского микроконтинента; Главный Уральский шов, Северо-Таймырский линеймент, шов Центрального Приколымья, шов Центральных Кызылкумов. Для всех них характерно развитие сравнительно узких поясов метаморфических пород (зеленосланцевая и амфиболитовая фации) с четко проявленной золотой специализацией. Обычно менее отчетливо выражены швы столкновений континентов с островными дугами и последних между собой.

Вблизи границ сближения литосферных плит, как правило, развиваются сложные покровно-чешуйчатые зоны, в тылу которых часты протяженные сбросы. Надвиги сопровождаются большим количеством сдвигов. Во фронтальной части покровно-складчатых нарушений часты протяженные взбросы. Распределение разрывных нарушений в таких зонах можно проследить на примере Северо-Востока СССР. Эта территория представляет собой мозаику разнородных в геодинамическом отношении блоков (континентальные массивы, островные дуги, фрагменты океанической коры, чужеродные блоки). Для всех этих блоков характерны свои сетки разломов, на которые могут накладываться более молодые нарушения, формирующиеся тогда, когда деформациям и дроблению подвергался спаянный воедино новообразованный край континента.

Среди протяженных разломов наиболее важную роль в размещении, локализации оруденения играют поперечные разрывы, образующиеся при изгибах в плане мощных толщ горных пород. Это может быть хорошо проиллюстрировано на примере складчатого Верхоянья (см. рисунок).

Терригенные толщи верхоянского комплекса, накопившиеся на пассивной окраине Сибирского континента, в мелу оказались смяты в результате быстрого и кратковременного столкновения с Сибирским континентом микроконтинента Чукотки, серии островных дуг Охотского и Омолонского микроконтинентов. Дуга Верхоянской складчатой системы вторична, что доказывается и "обтеканием" складчатости вокруг Селенняхского кряжа и Приколымского поднятия и появлением на крутых ее изгибах веера свит поперечных даек диоритовых и диабазовых порфиритов. Изгиб повлек за собой образование веера секущих сбросо-сдвигов, подчас со значительными амплитудами смещений (до сотен метров). Именно они оказались рудо локализуемыми, причем вдоль них оруденение часто концентрируется, подчиняясь латеральной зональности, связанной с позднемезозойской зоной субдукции.

Крупные разломы, секущие верхоянский комплекс, сформировавшийся во время меловой коллизии

1 - разломы, выделенные по результатам дешифрирования космических снимков, геофизическим и геологическим материалам; 2 - такие же разломы, контролирующие олово-вольфрамовое оруденение; 3 - они же, контролирующие сурьмяно-ртутное оруденение

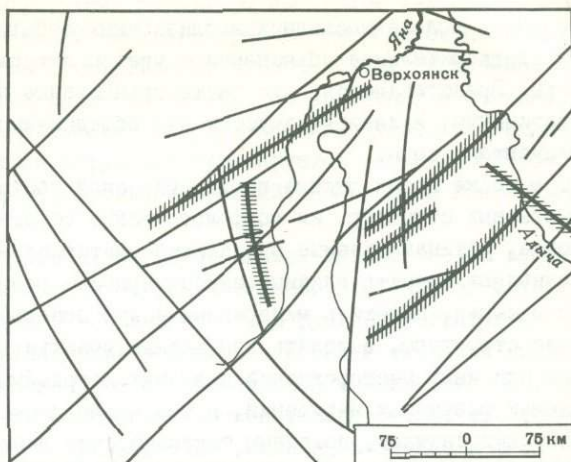
С востока на запад колчеданно-полиметаллические с благородными металлами руды сменяются редкометальными, далее, по мере удаления от выхода древней зоны субдукции, сурьмяными и ртутными, еще далее - телетермальными полиметаллическими и еще далее отмечается преимуще-

ственное развитие альпийских кварцевых жил. В данном случае рудолокализуемыми являются многочисленные разломы коллизионного этапа развития Верхоянья. Причем главными рудоконтролирующими нарушениями, определяющими положение рудных зон и узлов, являются крупные разломы, поперечные к дуге складчатого Верхоянья, и протяженные разрывные продольные нарушения, вписывающиеся в дугообразный рисунок складчатой области. Отмеченная картина размещения разломов хорошо видна на разнообразных космических снимках.

Важно также и то, что оруденение приурочено к протяженным фронтальным надвигам, например Каратауская рудная зона в Южно-Нуратинских горах. Здесь рудные объекты располагаются как в аллохтоне, так и в неперемещенной автохтонной части. Оруденение моложе времени образования покровной структуры, так же как и рвущие ее граниты, и приурочено к полосе максимально дислоцированных углеродистых сланцев. При этом наиболее часто оруденение локализуется вдоль надвига в автохтоне. По-видимому, плоскость надвига служила экраном, но вследствие эрозии фронтальной части аллохтона оруденение обнажено на поверхности.

4. Разломы внутриплитных геодинамических обстановок. К этой группе относятся широко распространенные на платформах разломы, связанные с процессами неразвившегося рифтогенеза. Как правило, это сбросы. Наиболее крупные из них связаны с протяженными грабенами и отвечают эпохам растяжения коры платформ. В стабилизированных складчатых областях это также сбросы незначительной амплитуды, но иногда, судя по результатам дешифрирования, протягивающиеся на значительные расстояния. Эти весьма четко выявляющиеся на дистанционных материалах дизъюнктивные нарушения не имеют особого металлогенического значения.

В заключение необходимо отметить, что, поскольку территория нашей страны представляет собой составной континент, в строении которого принимает участие большое количество блоков различного происхождения и сталкивающихся друг с другом в различное время, выделение протяженных, так называемых сквозных, разломов, простирающихся на гигантские расстояния, требует серьезного обоснования. Такие разломы, если они и существуют, во-первых, должны быть, есте-



ственно, моложе последних коллизионных событий, во-вторых, должны находить удовлетворительное объяснение с учетом латеральных перемещений блоков земной коры. Представляется, что часто грандиозные линейные элементы, пересекающие целые континенты, являются искусственно объединяемыми разновозрастными линейными элементами коры.

В то же время оценка геодинамической обстановки возникновения и развития разрывных структур, их морфологические особенности и пространственное положение, устанавливаемые при анализе материалов аэро- и космических съемок, позволяют выявить главные закономерности размещения месторождений минерального сырья, наметить минерагеническую зональность и основные рудоконтролирующие структуры, выделить конкретные участки, перспективные для обнаружения тех или иных месторождений полезных ископаемых. С другой стороны, на многих схемах разрывных нарушений, в том числе и составленных с использованием космических снимков, показаны тектонические линии, ориентированные ортогонально и диагонально по отношению к оси вращения земного шара. Вероятно, в большинстве случаев они являются зонами трещиноватости регматической сети. Однако надо заметить, что такие зоны имеют молодой возраст, а регматическая сеть древних эпох в связи с вращением континентов на земной сфере при их дрейфе распознается с трудом.

Л и т е р а т у р а

1. А п л о н о в С.В. Гипотетический раннемезозойский палеоокеан в северной части Западно-Сибирской низменности//Океанология. 1986. Т. 26, вып. 3. С. 467-473.
2. В л а д и м и р о в В.Г. Структурная позиция золото-сурьмяных проявлений Адыча-Таринской зоны//Новости геологии Якутии. Якутск: Кн. изд-во, 1973. Вып. 3. С. 123-124.
3. К р о н ё р А. Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии//Докл. XXVII Междунар. геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 106-119.
4. Н а т а п о в Л.М., Т и м о ф е е в А.А., У ф л я н д А.К. Выявление закономерностей размещения кимберлитовых полей с помощью дистанционных методов//Космогеологическое картирование. Л.: ВСЕГЕИ, 1984. С. 118-126.

УДК 552.31 (571.63)

В.А. Баскина

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЧЕСКИХ АССОЦИАЦИЙ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СТРУКТУР

Рудоконцентрирующие структуры, по представлениям М.А. Фаворской, И.Н. Томсона, автора и других исследователей [1, 2, 8], связаны с глубинными системами дислокаций, влияние которых осложняет и нарушает развитие окружающих структурно-формационных зон. Особенно сказывается это влияние на специфике эндогенных продуктов, и в первую очередь орогенного и посторогенного магматизма.

На окружающем фоне рудоконцентрирующие структуры выступают как линейные и блоковые ареалы магматических аномалий. В таких ареалах сосредоточены наиболее глубинные и высокотемпературные, наиболее богатые щелочами, летучими, некогерентными элементами магматические образования из известных в регионе. Повышенная эндогенная активность сочетается со сравнительно малой проницаемостью, так что рудоконцентрирующие структуры трассируются главным образом телами малых форм: штоками, дайками, трубками брекчий, небольшими покровами и вулканическими центрами.

Представления о типоморфных, устойчивых особенностях магматических ассоциаций в сквозных рудоконцентрирующих структурах сложились при анализе материалов по Приморью и другим регионам 15–20 лет назад. В рудоконцентрирующих структурах Приморья, помимо преобладающих в регионе кислых и умеренно кислых вулканитов и гранитоидов, локализованы разновозрастные вулканические ультрабазиты, пикриты, щелочно-ультрасосновные тела, шонкинит-порфиры, иситы, трахиты, мондониты, калиевые базиты, ультракалиевые риолиты, щелочные и литий-фтористые граниты [2, 3].

Полученные выводы в начале казались парадоксальными: в салической металлогенической области с мощной континентальной корой, преобладанием терригенных осадков, с преимущественно кислым и умеренно кислым магматизмом оруденение Sn, W, так же как и Pb, Zn, В, F, контролируется поясами и узлами сгущения разновозрастных базитовых и щелочных образований. Возник ряд вопросов, например: не связан ли вывод о сгущении магматических аномалий с более детальной изученностью рудных узлов по сравнению с остальной территорией? Не образуются ли высокие концентрации калия в породах в ходе околорудного метасоматоза? Не являются ли скрытые пояса дислокаций с базитовым и щелочным магматизмом молодыми, наложенными структурами, не связанными ни с геологической предисторией региона, ни с оруденением? Сейчас эти вопросы в значительной мере разрешены.

Так, выполненные за эти годы в Приморье детальные съемочные и тематические работы сопровождались сотнями определений составов и возрастов изверженных пород; в результате подтвердилась приуроченность главной массы разновозрастных "магматических аномалий" к нескольким линейным сквозным зонам и узлам их пересечения и отсутствие их на остальной, "фоновой" территории [2, 3].

О первичной природе высококалиевых пород в сквозных структурах Приморья свидетельствуют их петрографические особенности (бесплагиоклазовые ассоциации минералов в калиевых базанитах, субсолидусная ликвация с образованием фonoлитовых капель); в основных, средних и кислых телах установлено обогащение калием одноименных минералов в последовательных генерациях, а также остаточных стекол; расщепление кислых остаточных стекол с образованием ультракалиевых составляющих. Важным доказательством тектонической обусловленности в размещении разновозрастных калиевых пород служит и тот факт, что наиболее богатые калием неогеновые (послерудные) базаниты Приморья внедрились в рудных узлах (Дальнегорск, Восток-II, Тигриное) или контролирующих их сквозных зонах [3, 4].

Детальный внутрiformационный анализ – прослеживание латеральной неоднородности строения и состава внутри разновозрастных и одноименных магматических образований – показал, что влияние сквозных (рудоконцентрирующих) си-

стем дислокаций сказывается в особенностях магматических проявлений на разных этапах геологического развития территорий. Одинаковые тенденции в отличиях магматизма этих структур от окружающего проявляются унаследованно, не только в связи с главными этапами оруденения, но и в далеко отстоящие до- и послерудные эпохи. Особенности магматизма служат одним из доказательств того, что скрытые сквозные структуры не являются тектоническими новообразованиями, что в ходе геологической истории региона они неоднократно были проводниками эндогенной активности.

Сходные особенности магматизма рудоконцентрирующих структур были выявлены при анализе других территорий со зрелой континентальной корой, испытавших неоднократную активизацию, например в Сибири, на Севере, Северо-Востоке СССР, в США.

Вопрос о соотношениях рудоносных гранитоидов и специфических магматических ассоциаций рудоконцентрирующих структур мы рассмотрим более подробно на материалах Приморья. В Приморье, как и в других регионах, при решении проблемы связей оруденения и магматизма главное внимание исследователей обращалось на то, какие магматические комплексы сопровождаются таким-то типом оруденения, какие иным, т.е. изучались вопросы рудной специализации гранитоидов независимо от масштабов оруденения. Ограниченность такого подхода отмечала М.А. Фаворская.

Сейчас по минералогическим, геохимическим признакам, наличию рудопроявлений к числу рудоносных в Приморье отнесено не менее десяти интрузивных формаций [5-7].

Так, оловоносными считаются палеозойская гранит-лейкогранитная формация, а также меловые гранодиорит-лейкогранитная, гранодиорит-адамеллит-гранитная; мел-палеогеновые - габбро-монзонит-сиенитовая, габбро-диорит-гранодиоритовая и другие формации. Ареалы таких рудоносных гранитов занимают в общей сложности более половины территории Приморья (см. рисунок).

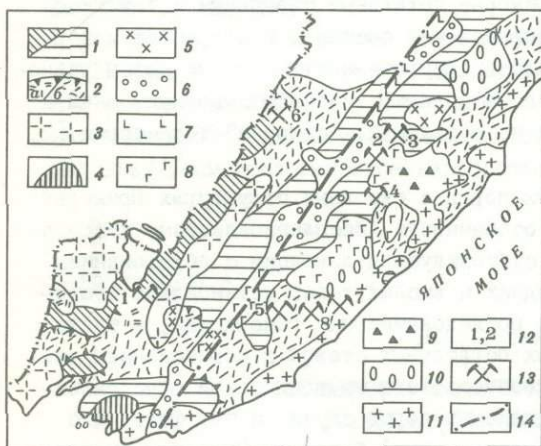


Схема размещения рудоносных гранитоидных формаций и некоторых аномальных интрузивных массивов в рудных узлах Приморья

1 - кристаллический и складчатый фундамент: гнейсы, терригенные и терригенно-вулканические толщи Pz_{1-2} ; 2 - вулканические пояса Pz (а) и $Mz-Kz$ (б); 3-II - ареалы распространения интрузивных рудоносных формаций (по [6]): 3 - гранит-лейкогранитовая Pz_{1-2} , (Sn, TR) (здесь и далее элементы в скобках - ведущая минерализация), 4 - диорит-гранодиорит-плагиогранит-гранитная Pz_{1-2} (Sn, W), 5 - монодиорит-гранодиорит-гранитная K_1-K_2 (Sn, W), 6 - гранодиорит-адамеллит-гранитная K_2^1 (Sn, W), 7 - высокоглиноземистых гранитов K_1 , (W по Э.П. Изоху), 8 - габбро-монзонит-гранодиоритовая K_2 (Sn), 9 - габбро-монзонит-сиенитовая K_2-P_1 (Sn), 10 - габбро-гранодиорит-гранитная K_2-P_1 (Sn, Pb), 11 - габбро-гранодиорит-гранофировая K_2-P_2 (Sn, Pb, Mo, Zn), 12 - аномальные интрузивные массивы в рудных узлах и сквозных зонах (1 - Вознесенский, 2 - шток Центральный, 3 - Золотой, 4 - Молодежный, 5 - Безрезовский, 6 - Лермонтовский, 7 - Каменный, 8 - Бриннеровский), 13 - рудные месторождения; 14 - Центральный структурный шов

16

Признаки Sn-, W- или В-носных гранитов в конкретных массивах, с которыми ассоциировано промышленное оруденение, детально изучены М.Г. Руб и другими исследователями.

В Вознесенском рудном узле, по [5, 7], в рудоносных гранитах фтор накапливается в биотитах и протолитионитах (до 400 г/т и более). Олово обогащает слюды, сфен, рутил, магнетит, ильменит, причем содержания его растут от ранних гранитных фаз к заключительным (6-13-34 г/т) и прямо зависят от содержания калия, фтора, рубидия в породах. В скарново-шеелитовом месторождении Восток-II рудные залежи приурочены к контактам штока плагиогранитов и гранодиоритов, прорванного автомагматическими брекчиями. Вольфрам накапливается в апатитах гранитов (до 150 г/т), затем в апатитах рудных жил (до 250-400 г/т), содержания хрома в гранодиоритах - до 80 г/т, в магнетитах достигают 3000-4000 г/т.

На высокие концентрации хрома (до 200-500 г/т) и бора (60-90 г/т) в борносных гранитах Дальнегорска указывает Н.А. Носенко (1984 г.).

В других случаях гранитоиды, с которыми связано промышленное оруденение, не несут прямых признаков специализации. Например, касситерит-турмалин- и касситерит-хлорит-сульфидное оруденение Арсеньевского узла ассоциировано с березовским магматическим комплексом, где в монцонитах, граносиенитах, трахитах, трахиандезитах концентрация олова от 3 до 4,5 г/т. Однако этот магматический комплекс имеет другие признаки аномальности, например самый высокий градиент накопления калия относительно SiO_2 в сериях или появление хромшпинелидов в качестве акцессорных.

Каждый из таких массивов, ассоциированных с промышленным оруденением, рассматривается исследователями как типичный представитель той или иной магматической формации. Соответственно весь ареал распространения гранитоидов этой формации считается площадью, перспективной на данное оруденение.

Однако рудоносные гранитоиды (подобно промышленному месторождению) в регионе единичны. В ареалах соответствующих интрузивных формаций такие массивы размещаются не случайно, а в узлах сквозных рудоконцентрирующих структур и при этом отличаются рядом признаков строения и состава от других массивов тех же формаций. Если обобщить данные последних публикаций М.Г. Руб, В.С. Иванова и других, то становится видно, что Sn-, W-, В-носные гранитоиды, хотя они и принадлежат к разным формациям, обладают рядом общих свойств, отличающих их от нерудоносных. Это наличие фаз большей основности, чем в других одноименных комплексах; обогащение кислых разностей хромом как признак генетической связи с базитами; первичная обогащенность магм рудными компонентами, летучими (фтором, бором) и накопление этих составляющих в ходе эволюции серий; особенно интенсивные процессы эманационной дифференциации; повышение относительной роли калия и др.

Эти признаки, которые отличают гранитоидные массивы, тесно связанные с промышленным оруденением, от формационных аналогов тех же гранитоидов за пределами месторождений, одновременно являются и общими признаками других магматических образований в рудоконцентрирующих структурах. Аномальным среди палеозойских гранитоидов является, например, Вознесенский рудоносный комплекс в Кавалерово-Дальнегорской широтной структуре. Он сложен штоками, трещинными телами, дайками габброидов, пироксенитов, монцонитов, протолитионитовых гранитов, пикритов, лампрофиров, риолит-порфиров. Эти магматические



тела, сопровождаемые скарново-железородным, скарново-сульфидным, слюдисто-флюоритовым, касситерит-турмалин-сульфидным, касситерит-силикатным оруденением, отличаются по составу и фациальному типу от близкоодновозрастных (фоновых) мезоабиссальных интрузивов гранит-лейкогранитной формации, обнаженных на площади в тысячи квадратных километров. В Вознесенском узле повышенные геохимические содержания калия, фтора, акцессорного лития, хрома характерны не только для гранитов и базитов, тесно связанных с оруденением, но и для заведомо оторванных во времени образований, например, в верхнепалеозойских шаровых лавах риолитов геохимические содержания акцессорных лития, калия, фтора также высоки. Западнее, на продолжении той же широтной зоны, отмечены отличающиеся от фоновых, обогащенные калием силурийские щелочные базиты, пермские сиениты и трахиты. Говоря об аномалиях фтора, нельзя не подчеркнуть, что разновозрастная флюоритовая минерализация сосредоточена в Приморье главным образом в широтных и меридиональных рудоконцентрирующих зонах [3]. В Кавалерово-Дальнегорской широтной зоне часть ее связана с оловорудными и полиметаллическими месторождениями (Дальнегорский, Кавалеровский, Вознесенский рудные узлы), часть - с локальными вулканотектоническими структурами, в которых не выявлены месторождения (Синегорская, окрестности г. Спасска). Помимо топаз-флюоритовой и слюдисто-флюоритовых, известны проявления собственно флюоритовой, магнетит-флюорит-редкометалльной и других формаций. Флюорит обогащает шаровые лавы в толщах меловых и кайнозойских риолитов.

Во многих магматических телах сквозных зон (как в рудных узлах, так и вне их) - в меловых, палеогеновых, неогеновых пикритах, базальтах, андезитах, трахиандезитах - установлены содержания Li до 400-500 г/т, в то время как фоновые его содержания в регионе составляют в базитах от 9 до 40 г/т, в андезитах от 12-15 до 70-80 г/т, в риолитах от 15 до 120 г/т.

В породах сквозных зон и рудных узлов аномалии хрома достигают 500-1000 г/т в базитах, 100-800 г/т в средних и кислых породах, особенно в грейзенизированных, турмалинизированных, серицитизированных разностях, где хром, по [7], обогащает слюды или шпинели. Породы с аномалиями хрома разновозрастны, принадлежат к различным формациям, размещаются в узлах интенсивной тектонической проработки. В рудных узлах такие аномалии сопровождаются аномалиями свинца, олова, вольфрама, бора. Причину этого мы видим в том, что сквозные зоны были ареной как неоднократного внедрения ультраосновных и щелочных-основных расплавов (служивших источником хрома), так и повторной миграции флюидов с фтором и другими минерализаторами. По-видимому, способность хрома давать комплексные ионы с фтором и хлором облегчали его гидротермальное и позднематическое перераспределение в породах таких сквозных структур.

Такой признак, как сравнительно большая роль основных фаз - ранних, интрузивных и поздних, дайковых, характерный для многих рудоносных интрузивов, вполне согласуется с фактом, что рудоконцентрирующие зоны и блоки представляют ареалы скопления разновозрастных и разнотипных базитов. Этот признак сквозных структур подробно рассматривался нами ранее [1-4].

Изучение гетерогенных магматических ассоциаций рудоконцентрирующих структур показывает, что те признаки, которые в литературе нередко рассматриваются как отличительные для рудоносных гранитоидов, характерны также для разновозрастных разнотипных магматических образований в таких структурах. Дли-

тельность магматизма, частота магматических фаз, повышенные содержания и дисперсии калия, хрома, летучих, появление фаз более основного и щелочного состава отмечены там в до- и послерудных базитах, андезитах, риолитах и их производных, а отнюдь не только в гранитоидах, непосредственно ассоциированных с оруденением.

Геохимические аномалии в изверженных породах сквозных структур и рудных узлов проявлены неравномерно. Повышенные концентрации и дисперсии рудных, летучих, некогерентных элементов, отмеченные в одних телах или сериях, не наблюдаются в других того же состава. Аномалии могут иметь место как в породах, предшествующих оруденению, так и в послерудных, как вблизи рудных тел, так и на удалении в километры и десятки километров. По-видимому, такие "коронарные" аномалии отражают сложную систему путей, по которым флюиды, обогащенные рудными элементами и минерализаторами, неоднократно проникали в магматические камеры и тела.

Мы полагаем, что специфика состава и путей дифференциации гранитоидных магм (в том числе палингенных) в массивах олово-, вольфрамо- и боросных гранитоидов в Приморье определяется, по-видимому, не столько их формационной принадлежностью, сколько влиянием специфических эндогенных процессов на состав и дифференциацию расплавов при становлении магматических комплексов в пределах сквозных рудоконцентрирующих структур. В первую очередь это обогащение субстрата рудными элементами и минерализаторами, а также флюидный привнос в очаги плавления и в камеры становления магм. По многим признакам сквозные рудоконцентрирующие структуры являются проекцией системы глубинных дислокаций, по которым унаследованно происходит ювенильный привнос калия, некогерентных элементов, где локализованы ареалы метасоматически измененной мантии и происходит периодическая генерация щелочно- и ультрабазитовых сплавов.

Потенциальная рудоносность гранитоидов реализуется полнее в таких структурных условиях, чем вне их. В качестве дополнительных факторов концентрации оруденения здесь выступают: 1) максимальный диапазон дифференциации расплавов (фракционирование кристаллов, газовый перенос, гравитационное расслоение, ликвация), обусловленный большой вертикальной протяженностью магматических систем, повторным прогревом, периодическим обогащением минерализаторами (F, V, Cl, P) расплавов и пород; 2) наличие контрастных силикатных сред (базиты и ультрабазиты в качестве вмещающих для гранитоидов); 3) повторная активизация в рудных узлах.

Используя признаки магматизма для прослеживания сквозных рудоконцентрирующих систем нарушений и для прогноза потенциально рудоносных ареалов (узлов), следует иметь в виду, что типоморфные магматические аномалии относительно, а не абсолютны даже в пределах единой сквозной системы. По мере того как сквозная система нарушений развивается на различных этапах эволюции региона или продолжается по простирацию из одной структурно-формационной зоны в другую, существенно меняются ряды фоновых магматических формаций. В еще большей мере различие фонового магматизма сказывается при исследованиях в разных регионах. В Приморье, например, региональный фон калия весьма высок и аномальные магматические тела представлены высоко- и ультракалиевыми разностями. Звеньям сквозных структур, которые прослеживаются на базальтовом фоне, характерны базитовые комплексы, более ранние и более поздние по сравнению с фоном, кроме того, меймечиты, пикриты, калиевые базаниты. Та же структура в

окружении риолитов и гранитоидов нередко трассируется лишь мелкими полями и вулканическими постройками базальтов и андезито-базальтов, а также щелочными и калиевыми риолитами, их брекчиями, телами с комплексными геохимическими аномалиями.

Важно то, что все разнородные аномалии локализованы в единой сквозной структуре и прослеживаются в виде прерывистого пояса на всем ее протяжении, а не только в рудных узлах. В таких узлах (по сравнению с безрудными линейными звеньями) выше роль высоко- и ультракалиевых, бимодальных, щелочных комплексов, чаще встречаются геохимические аномалии. При этом магматические аномалии, проявленные на площади в поперечнике 10–20 км в пределах рудного узла, могут не иметь места на конкретных месторождениях этого узла. Например, в Дальнегорском узле Приморья магматические проявления на Николаевском скарново-полиметаллическом месторождении отличаются (от одноименных фоновых) повышенной магнезиальностью, щелочностью, там имеются бимодальные ассоциации, высококалиевые тела, для пород характерны высокие геохимические концентрации и дисперсии Li, F, B, Hg, рудных элементов. На месторождении Верхнее, с таким же оруденением, магматические образования малочисленны, аномалий в них нет. Поэтому использование предлагаемых признаков наиболее рационально при среднemasштабном прогнозировании, включая прогноз рудных узлов.

Учет наиболее общих признаков магматических ассоциаций рудоконцентрирующих структур – гетерогенных, разновозрастных и аномальных (за счет локализации высокотемпературных, обогащенных щелочами и минерализаторами пород) – тем более важен, что крупные месторождения литофильных элементов нередко не обнаруживают связи с гранитоидами. Так, по описанию Д. Гровса, залегающие в золоторудном архейском зеленокаменном поясе Западной Австралии пегматиты Грин Буш образуют тело длиной 3,3 км, мощностью 50–55 м, прослеженное более чем на 1 км на глубину, которое содержит 35% мировых запасов лития и не имеет равных по запасам тантала. Пегматиты залегают вдоль границы пояса основных и ультраосновных вулкаников, причем ни на месторождении, ни в радиусе 500 км вокруг не известно выходов специализированных гранитоидов.

Итак, несмотря на широкое распространение в Приморье разновозрастных гранитоидов с проявлениями Sn-, W-, B-минерализации и с геохимическими признаками рудоносности, реально рудоносные гранитоидные массивы единичны. Расположенные в узлах сквозных систем нарушений, эти гранитоиды часто характеризуются повышенным фоном и/или накоплением в последовательных фазах пород и минералов калия, фтора, бора, фосфора, рудных элементов. Во многих рудоносных массивах интрузивные и жильные фазы основного и щелочного состава занимают больший объем, чем в аналогичных массивах рудоконцентрирующих поясов.

Как было показано нами ранее, типоморфным для магматических ассоциаций в сквозных рудоконцентрирующих структурах является скопление наиболее высокотемпературных, глубинных, обогащенных щелочами и летучими пород на всех этапах геологического развития региона. Предполагается, что специфика состава и путей дифференциации рудоносных гранитоидов обусловлена не столько их формационной принадлежностью, сколько влиянием эндогенных процессов, происходящих в сквозных структурах (периодический прогрев, образование и внедрение щелочно-базитовых и базитовых магм, ювенильный привнос калия и минерализаторов, обогащение пород субстрата рудными и летучими элементами). В таких структурных условиях полнее реализуется потенциальная рудоносность гранитоидов.

Л и т е р а т у р а

1. Б а с к и н а В.А. Магматизм зон концентрации крупных рудных месторождений//Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975. С. 25-42.
2. Б а с к и н а В.А. Магматизм рудоконцентрирующих структур Приморья. М.: Наука, 1982. 261 с.
3. Б а с к и н а В.А. Петролого-геохимические признаки длительной активизации рудоносных структур Приморья//Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. С. 95-129.
4. Б а с к и н а В.А. Магматические факторы концентрации оруденения в областях многократной активизации//Тектоно-магматические факторы концентрации оруденения. М.: Наука, 1987. С. 4-39.
5. Г о в о р о в И.Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 234 с.
6. И в а н о в В.С., Б у р ь я н о в а И.З., З а л и щ а к Б.Л. и др. Гранитоиды и монцититоиды рудных районов Приморья. М.: Наука, 1980. 158 с.
7. Р у б М.Г., П а в л о в В.А., Г л а д к о в Н.Г. и др. Оловоносные и вольфрамоносные гранитоиды некоторых регионов СССР. М.: Наука, 1982. 254 с.
8. Т о м с о н И.Н., Ф а в о р с к а я М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6-20.

УДК 551.243.8:553.07.82

Г.М. Беляев, В.М. Терентьев

ТЕКТОНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ЗОНЫ КАК ОДНА ИЗ ФОРМ ПРОЯВЛЕНИЯ СКВОЗНЫХ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СТРУКТУР

В последние годы при региональном металлогеническом анализе все большее внимание уделяется специфическим структурно-вещественным элементам земной коры, так называемым тектоно-метасоматическим зонам (ТМЗ). Впервые такие структуры были выявлены и детально охарактеризованы на Украинском щите (Комаров, 1971 г.), после чего это понятие стало широко использоваться исследователями, разрабатывающими вопросы металлогении в областях развития докембрия Восточной Сибири, где давно были известны региональные разломы, контролирующие размещение гидротермально-метасоматических образований различной возрастной и формационной принадлежности с разнообразной металлогенической специализацией [6]. Авторами на примере регионов Енисейского края, Алданского и Анабарского щитов, зоны БАМа разработаны принципы и методы геологического картирования ТМЗ в диапазоне масштабов 1:1500000 - 1:50000, что позволило расширить спектр металлотектов, используемых в региональном металлогеническом анализе, и повысить эффективность прогнозной оценки территорий на эндогенное гидротермальное оруденение.

Анализ характеристических признаков, выявленных и изученных в указанных выше регионах ТМЗ, показал, что многие из них правомерно рассматривать как сквозные рудоконцентрирующие структуры. Концепция сквозных рудоконцентрирую-

ших структур, сформулированная и обоснованная И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской [5], в настоящее время получила широкое признание, что подтверждают материалы Всесоюзного совещания "Сквозные рудоконцентрирующие структуры", состоявшегося в Москве в ноябре 1986 г. И.Н. Томсоном, М.А. Фаворской и их последователями показано, что сквозные рудоконцентрирующие структуры представляют собой трансконтинентальные (глобальные) или региональные глубинные разломы, образующие древнейший каркас дизъюнктивных элементов преимущественно широтного и меридионального направлений и неоднократно активизированные в последующие эпохи геологического развития Земли. Их отличительными особенностями являются:

- 1) скрытый, завуалированный характер проявления на значительных отрезках;
- 2) независимое положение относительно границ различных геоструктур земной коры;
- 3) большая глубина заложения, превышающая мощность земной коры;
- 4) рифтогенный режим развития на ранних стадиях, обусловивший образование линейных депрессионно-троговых структур;
- 5) полихронный магматизм с участием магм ультраосновного, основного и кислого состава, как правило, повышенной (по калию) щелочности;
- 6) повышенные геохимические содержания в магматических и метасоматических образованиях некогерентных химических элементов – лития, бора, фтора и др.;
- 7) узловой характер проявления наиболее активных тектонических и эндогенных процессов;
- 8) проявление эндогенного оруденения в виде крупных месторождений.

Эти признаки сквозных рудоконцентрирующих структур уверенно устанавливаются и однозначно интерпретируются большинством исследователей. Вместе с тем изучение материалов указанного выше совещания показывает, что имеются примеры и необоснованного отнесения некоторых крупных зон разломов к сквозным рудоконцентрирующим структурам на основании тождества лишь немногих характеристических признаков. Устанавливается также неоправданно большое разнообразие названий и соответствующих аббревиатур сквозных рудоконцентрирующих структур – рудоконцентрирующие структуры (РКС, РС), сквозные рудоконцентрирующие структуры (СРС, СРКС), сквозные рудоконцентрирующие линеаменты (СРЛ), сквозные рудоконтролирующие структуры и т.д. По-видимому, правильнее было бы именовать сквозные рудоконцентрирующие структуры (СРКС), с учетом приоритета И.Н. Томсона и М.А. Фаворской, структурами Томсона-Фаворской, как это принято, например, для зон Беньюфа-Заварицкого.

Переходя к более детальному рассмотрению ТМЗ, авторы преследуют цель привлечь внимание исследователей прежде всего к новым данным по геологии и вещественному составу гидротермально-метасоматических образований зон региональных разломов, могущим быть использованными в качестве дополнительных характеристик структур Томсона-Фаворской. Эти данные получены в результате геологического картирования ТМЗ, проведенного с учетом следующих основных положений.

1. Представления о зонах региональных разломов как конкретных геологических телах – линейных блоках – с определенными геометрическими параметрами и структурно-вещественными характеристиками. Последние включают зоны смятия, милонитизации, катаклаза, повышенной трещиноватости, депрессионно-троговые и вулканотектонические структуры, наложенные впадины, интрузивные тела маг-

матических образований различного состава, гидротермально измененные породы и рудные объекты эндогенного типа, а также геофизические, геохимические, геоморфологические и аэрокосмические данные [4].

2. Историко-геологическому принципу В.А. Жарикова, согласно которому каждому законченному периоду развития конкретной геоструктуры (геосинклинально-складчатой области, зоны или области тектоно-магматической активизации и пр.), выделяемому как этап тектоно-магматического цикла, отвечает один полный законченный период гидротермально-метасоматической деятельности (Жариков, 1966 г.). Законченность этапа тектоно-магматического цикла выражается в завершении плутонической или вулканоплутонической деятельности, осуществлявшейся из одного магматического очага или при участии одного теплового (флюидитного, в номенклатуре Г.Л. Поспелова) источника. Законченность периода гидротермально-метасоматической деятельности выражается в проявлении всех главных стадий и фаз эволюции гидротермально-метасоматической системы (высокотемпературной щелочной, среднетемпературной субщелочной или кислотной и т.д.).

3. Формационной систематике гидротермально-метасоматических образований, основанной на том, что производные отдельных стадий (фаз) периода гидротермально-метасоматической деятельности, значимо различающихся по температуре, кислотности-щелочности и другим физико-химическим параметрам гидротермальных растворов, составляют гидротермально-метасоматические формации, а те, в свою очередь, - формационно-генетический ряд (ФГР). Иначе, одному периоду гидротермально-метасоматической деятельности отвечает один ФГР, состоящий из двух или более гидротермально-метасоматических формаций. Соответственно разным этапам тектоно-магматического цикла отвечают разные ФГР гидротермально-метасоматических образований. Таким образом, конкретные геоструктуры и проявленные в их пределах ТМЗ длительного развития характеризуются определенным спектром ФГР гидротермально-метасоматических образований [2].

Структура ФГР, а именно тип и последовательность смены составляющих его гидротермально-метасоматических формаций, коррелируется с особенностями химического состава генетически или парагенетически родственных магматических образований. Например, со щелочными изверженными породами связаны ФГР, в строении которых важную роль играют гидротермально-метасоматические образования повышенной щелочности - фениты, альбититы, гумбеиты и др. Магматические образования нормальной щелочности сопровождаются умеренно щелочными метасоматитами - фельдшпатолитами, пропилитами, эйситами и др.

Структура ФГР зависит также от относительной активности калия и натрия на разных стадиях процесса гидротермально-метасоматической деятельности и от проявления эффекта кислотно-основного взаимодействия компонентов в растворах, в связи с чем различаются компенсированные или некомпенсированные (по роли калия и натрия) и комплементарные или некомплементарные (по относительной роли фемафильных и фельсифильных компонентов) ФГР [2]. Указанные особенности строения ФГР во многом определяют специфику их рудоносности.

Как было отмечено выше, конкретные геоструктуры характеризуются определенным спектром ФГР, вещественные компоненты которых пространственно связаны с определенными зонами разломов, рассматриваемыми как ТМЗ и различающимися по возрасту образования, структурному положению, по типам магматических и гидротермально-метасоматических формаций, а также по характеру рудоносности.

Так, в контурах региона БАМа, охватывающего юго-восточную часть плиты Сибирской платформы, Алданский щит, Становую плутоногенную область, Байкало-Ви-

тимскую, Монголо-Охотскую и Сихотэ-Алинскую геосинклинально-складчатые области, уверенно выделяются и картируются как минимум 10 систем ТМЗ и соответственно 10 ФГР гидротермально-метасоматических образований, обобщенная характеристика которых приведена в таблице. Изученность этих ФГР неодинакова и прямо связана с их продуктивностью в отношении эндогенных полезных ископаемых.

Рассмотрим более подробно ТМЗ, которые имеют в качестве тектоно-магматической первоосновы структуры Томсона-Фаворской.

Наиболее типична в этом отношении раннепротерозойская система ТМЗ, становление которых относится к орогенному этапу развития Байкало-Амурской геосинклинально-складчатой области, получившему широкий резонанс в блоках архейской консолидации - на Алданском щите и в Становой плутоногенной области. В эту систему входят Тас-Миэлинская, Темулякит-Джелтулакская, Амгинская, Унгра-Беркабитская субмеридиональные и Дес-Эвотинская и Становая субширотные ТМЗ. Они имеют протяженность 200-300 км и мощность 15-40 км. Их структурную первооснову составляют региональные разломы раннеархейского, позднеархейского, позднеархейско-раннепротерозойского этапов геологического развития территории, фиксируемые зонами смятия, диафтореза, интенсивного ультраметаморфогенного интрузивно-анатектического гранитообразования, высокотемпературного магнезиально-железо-кальциевого и кремне-щелочного метасоматизма, а в ряде случаев также линейными депрессионно-троговыми структурами (Олондинский, Тас-Миэлинский, Тунгурчинский, Субганский, Ярогинский и другие грабены) с проявлениями ультрасоснового и основного магматизма.

В раннепротерозойскую эпоху эти разломы были активизированы на отдельных участках, что выразилось в образовании мощных милонитовых и бластомилонитовых швов, внедрении интрузий перидотит-пироксенит-норитовой, габбро-сиенитовой и лейкогранитовой формаций и проявлении гидротермально-метасоматической деятельности. Интрузивные образования имеют преимущественно форму даек, мощность и количество которых заметно увеличиваются на глубину, что в сочетании с другими признаками указывает на относительно небольшую величину эрозионного среза рассматриваемых структур. Оценка условий образования гранитоидов лейкогранитовой формации с помощью метода породной геотермобарометрии [2] дает величину эрозионного среза порядка 7-8 км.

Проявления ультрасоснового магматизма немногочисленны, но равномерны, что указывает на устойчивый характер связи раннепротерозойских разломов с мантийными горизонтами. Большая глубинность разломов подтверждается также результатами изучения пород габбро-сиенитовой формации, впервые выделенной авторами в объеме горбыляхского комплекса в процессе картирования раннепротерозойских ТМЗ. В эту формацию входят габбро, габбро-монциты, кварцевые монциты, граносиениты, богатые калием и фосфором. Так, например, габбро-монциты имеют следующий химический состав (среднее из трех анализов): SiO_2 - 49,75%, TiO_2 - 1,64, Al_2O_3 - 13,09, Fe_2O_3 - 4,50, FeO - 4,20, MnO - 0,13, MgO - 5,97, CaO - 9,01, Na_2O - 2,76, K_2O - 4,93, P_2O_5 - 2,61%. В породах формации в количествах, превышающих кларковые, кроме фосфора, содержатся Sc, Ba, Cu, Ga, Ti, Sn, Zn, Sr, Zr. Методом породной геотермобарометрии глубина зарождения магматических образований габбро-сиенитовой формации оценивается в 35-70 км.

Главнейшие формационно-генетические ряды гидротермально-метасоматических образований региона БАМа

Геологический возраст	Геотектонический режим	Геоструктурная позиция	Тектоно-магматический цикл	Ряд сопряженных plutонических формаций	Структура формационно-генетического ряда	Металлогеническая специализация
KZ	Тектоно-магматической активизации (ТМА)	Сихотэ-Алинская геосинклинально-складчатая область (ГСО)	Прибрежный	Монцонит-диорит-гранодиоритовая-гранитовая-лейкогранитовая	Вторичные кварциты-аргиллизиты	Pb, Zn, Sb, Hg
MZ ₂	Орогенный, ТМА	Монголо-Охотская ГСО, Становая плутоногенная область (ПО)	Хингано-Олонойский	То же	Грейзены-пропилиты-березиты-аргиллизиты	Sn, W, Mo, Au, Pb, Ag, флюорит
MZ ₁	ТМА	Алданский щит	Мурунский	Фонолит-сиенитовая	Фениты (калиевые)-гумбеиты-сульфатно-карбонатно-галоидные гидротермалиты	TR, Pb, Zn
MZ ₁	"	То же	Алданский	То же	Фениты (натриевые)-(пропилиты)-гумбеиты-цеолититы	Au, Mo, Cu, TR
PZ ₃ -MZ ₁	"	Становая ПО, Байкало-Витимская ГСО	Амуджиканский	Диорит-гранодиоритовая-гранитовая-субщелочно-гранитовая	Пропилиты-гумбеиты-березиты	Mo, Au, Pb, Sb
PZ ₃	"	Байкало-Витимская ГСО	Сыннырский	Нефелиновых и щелочных сиенитов	Фениты (натриевые)-(пропилиты)-сульфатно-карбонатно-галоидные гидротермалиты	TR, Ta, Nb
PZ ₃	"	Байкало-Витимская ГСО, Буреинский массив	Витимканский	Монцонит-диорит-гранодиоритовая-гранитовая-лейкогранитовая	Каммалиты (кварц-альбит-микроклиновые метасоматиты)-пропилиты-эйситы-березиты	Sn, Ta, Nb, Mo, Au
PR ₁	Орогенный, протоактивизационный	Байкало-Витимская ГСО, Становая ПО, Алданский щит	Ирельско-Улканский	Гранитовая-гранит-граносиенитовая-лейкогранитовая	Каммалиты-пропилиты-эйситы	Ta, Nb, B, Sn, мусковит, апатит, горный хрусталь
AR ₂	Инверсионный	Алданский щит, Становая ПО	Позднестановой	Мигматит-плагио-гранитовая-гранитовая	Кломалиты (кварц-плагиоклаз-ортоклазовые метасоматиты)-кварц-альбитовые метасоматиты	TR, апатит
AR ₁	"	То же	Нимнырский	Мигматит-гранитовая-аляскитовая	Магнезиально-железо-кальциевые метасоматиты-кломалиты	Fe, TR, флогопит

Примечание. Название тектоно-магматического цикла дано по названию завершающего данный цикл комплекса plutонических пород.

Гранитоиды завершающей раннепротерозойский магматический этап лейкогранитовой формации имеют коровую природу (глубина зарождения 17–20 км), относятся к калий–натриево-петрохимическому типу и геохимически специализированы на Rb, В, Nb, Тb.

Гидротермально–метасоматические образования раннепротерозойской эпохи составляют так называемый Ирельско–Улканский формационно–генетический ряд, в котором гидротермально–метасоматические формации сменяют друг друга во времени в последовательности каммалитовая (кварц–альбит–микроклиновых метасоматитов)–пропилитовая–эйситовая.

Каммалитовая формация объединяет широкий спектр высокотемпературных метасоматических пород кварц–альбит–микроклинового и кварц–альбитового состава, известковистые скарны и скарноиды, полевошпатовые грейзены. Преобладают минеральные парагенезисы умеренной или повышенной щелочности с отчетливо геохимической и металлогенической специализацией на редкие металлы (тантал, ниобий, олово), редкие земли, бор, фтор. Магнетитсодержащие кварц–альбит–микроклиновые метасоматиты обогащены также хромом и ванадием, сконцентрированными в магнетите.

Пропилитовая формация представлена среднетемпературными метасоматическими образованиями относительно повышенной щелочности: такие типоморфные для пропилитов породообразующие минералы, как эпидот и актинолит, ассоциируют в различных сочетаниях и количественных соотношениях с карбонатом, биотитом, микроклином, мусковитом (нередко хромсодержащим), что характерно для так называемых калиевых пропилитов.

Эйситовую формацию составляют низкотемпературные щелочные метасоматические породы преимущественно гематит–хлорит–карбонат–альбитового состава. Геохимически они специализированы на Mo, Рb, TR, P. С эйситами связаны месторождения и рудопроявления апатита (Бирикээнское и др.) и горного хрусталя.

Таким образом, закономерная смена во времени существенно натриевых кремниво–щелочных метасоматитов калиевыми пропилитами и далее натриевыми низкотемпературными метасоматитами (эйситами) указывает на принадлежность Ирельско–Улканского ФГР к компенсированному по роли щелочей в метасоматическом породообразовании (Na–K–Na) типу.

Наблюдается закономерное размещение рассмотренных формаций в пределах ТМЗ: каммалиты тяготеют к внешним (и наиболее глубоким), а эйситы – к центральным (и менее глубинным) частям ТМЗ. Пропилиты занимают промежуточное положение. В целом же каммалиты преобладают над другими метасоматитами данного ФГР, что обусловлено большой глубиной (относительно метасоматитов) эрозионного среза большинства изученных раннепротерозойских ТМЗ. Тем самым определяется их перспективность преимущественно на редкие металлы и мусковит, характерные для каммалитов. Отрезки ТМЗ с малой глубиной эрозионного среза (до уровня развития эйситов) потенциально продуктивны на апатит (в пределах блоков, геохимически специализированных на фосфор) и горный хрусталь (среди толщ кварцитов).

Раннепротерозойские разломы на значительных отрезках и в отдельных узлах были активизированы в последующие эпохи геологического развития региона – рифейскую (внедрение даек диабазов), позднепалеозойскую и мезозойскую (дайки пикритовых порфиритов, щелочных и нефелиновых сиенитов). Магматические

образования этих эпох имеют отчетливо глубинный характер, что подчеркивает устойчивую связь сквозных структур ортогональной системы с мантийными очагами.

К раннемезозойскому этапу развития Алданского щита относится формирование другой системы структур Томсона-Фаворской, контролирующих гидротермально-метасоматические образования Алданского ФГР. ТМЗ этого возраста имеют в качестве структурной первоосновы глубинные разломы с ориентировкой $60-70^{\circ}$, $320-330^{\circ}$ и иногда широтной или меридиональной (Тунгиро-Суннагинский, Тора-Амгинский, Чомполо-Нуямский, Тыркандинский и др.). Эти разломы сопоставимы по геометрическим параметрам с разломами раннепротерозойской эпохи, но структурно-вещественные характеристики их менее разнообразны. Они фиксируются главным образом зонами повышенной трещиноватости, катаклаза, брекчирования и магматическими телами щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов калиевого петрохимического профиля, содержащими многочисленные ксенолиты пород глубинных горизонтов земной коры и мантии и геохимически специализированными на W, Bi, Mo, Sr, Cs, Rb. Глубина зарождения щелочно-сиенитовых магм, оцененная с помощью метода породной геотермобарометрии, составляла 35-50 км.

Гидротермально-метасоматические образования раннемезозойской эпохи, проявленные в пределах указанных выше разломов, или одноименных ТМЗ, представлены формациями натриевых фенитов, гумбеитов и цеолитов.

Высокотемпературный член Алданского ФГР - фениты имеют ограниченное распространение, тяготеют к экзоконтактовым зонам интрузий щелочных пород и геохимически специализированы на Tr, Mo, Zr, Sr, редкие элементы и несут редкоземельную минерализацию. Гумбеиты (кварц-карбонат-пирит-адуляровые метасоматиты) составляют основу ТМЗ и геохимически специализированы на Mo, Cu, V, Rb. С ними связаны месторождения золота и молибдена. Цеолиты, составляющие наиболее поздний по времени образования низкотемпературный член Алданского ФГР, проявлены локально в блоках слабой эродированности. Преобладают кальциевые и натриево-кальциевые цеолиты (десмин, ломонтит, шабазит, гейландит и др.). Геохимическая специализация цеолитов не проявлена.

Таким образом, Алданский ФГР гидротермально-метасоматических образований также относится к компенсированному (в варианте Na-K-Na) типу. Гумбеиты слагают внешние, а цеолиты - центральные части ТМЗ. Вокруг отдельных крупных массивов щелочных пород наблюдается концентрическая зональность: фениты в экзоконтакте, далее широкая зона гумбеитов.

ТМЗ других эпох геологического развития региона БАМа контролируются в большинстве своем коровыми разломами, не обладающими всем комплексом характеристических признаков структур Томсона-Фаворской.

Таким образом, результаты изучения ТМЗ региона БАМа показывают, что для сквозных рудоконцентрирующих структур характерны гидротермально-метасоматические образования повышенной или высокой щелочности, составляющие компенсированные (по типу Na-K-Na) ФГР и геохимически специализированы на широкий круг элементов, заимствованных как из вмещающих пород, так и, по-видимому, из эндогенных эманаций (В, F). Последнее обстоятельство имеет важное металлогеническое значение.

Так, устанавливается прямая связь между геохимической специализацией развитых в пределах ТМЗ гидротермально-метасоматических образований и их потенциальной рудоносностью. Например, метасоматиты описанной выше раннепротерозойской эпохи имеют отчетливо глубинный характер, что подчеркивает устойчивую связь сквозных структур ортогональной системы с мантийными очагами.

террозойской каммалитовой формации геохимически специализированы на редкие металлы (тантал, ниобий, олово), редкие земли, бор, фтор. Эти же элементы определяют и металлогеническую специализацию каммалитов, но не повсеместно, не на всем протяжении ТМЗ и не на весь спектр рудных элементов, а лишь в отдельных узловых участках этих ТМЗ и на определенные элементы. Согласно концепции Томсона-Фаворской, такие узловые участки характеризуются особой длительностью и многоэтапностью проявления эндогенных процессов, что подтверждается и результатами изучения ТМЗ региона БАМа.

Анализ структуры интегрального геохимического поля в пределах таких узлов показывает также, что длительный характер проявления эндогенных процессов, прежде всего гидротермально-метасоматической деятельности, приводит к направленному перераспределению некоторых рудных элементов с повышением уровня их накопления в ряду геологических образований: геологический комплекс (формация) с повышенным (относительно кларка земной коры) содержанием элемента (элементов)—геохимически специализированные горные породы, в том числе и гидротермально-метасоматические (содержание 5-10 кларков),—локальные концентрации непромышленного типа (содержание до 100 кларков)—крупные промышленные месторождения (содержание более 100 кларков). Такое явление, впервые установленное при изучении условий образования месторождений апатитовых руд Алданского щита, получило название геохимического резонанса [1] и играет, по-видимому, важную роль в формировании металлогенического облика структур Томсона-Фаворской. Этот вывод подтверждается результатами анализа структурной позиции рудных объектов гидротермально-метасоматического генезиса. Так, по подсчетам А.М. Веселова [3], использовавшего разработки авторов, для центрального сектора региона БАМа, где выявлено 282 рудных объекта указанного выше типа (I24 — раннепротерозойской и I58 — мезозойской эпохи), коэффициент рудо насыщенности ТМЗ, определяемый как частное от деления относительного (процентного) количества рудных объектов в пределах ТМЗ на удельную площадь ТМЗ, равен 1,20, что является показателем устойчивой связи рудных объектов с данными структурными элементами земной коры [3].

С учетом изложенных данных авторами была осуществлена прогнозная оценка региона БАМа на эндогенное редкометальное оруденение и выделен ряд новых потенциально рудных районов и узлов, явившихся полигонами для постановки средне-крупномасштабных геолого-прогнозных и поисковых работ, давших положительные результаты.

Таким образом, применение концепции Томсона-Фаворской о сквозных рудоконцентрирующих структурах при изучении ТМЗ позволяет выявить закономерности формирования этих специфических структурных элементов земной коры и определить их место в металлогенической зональности регионов.

Л и т е р а т у р а

1. Б е л я е в Г.М., В е л и к о с л а в и н с к и й С.Д., З а й ц е в В.С. и др. Геохимические критерии рудоносности геологических структур докембрия зоны БАМ//Металлогения раннего докембрия СССР. М.: Наука, 1984. С. 180-192.
2. Б е л я е в Г.М., Р у д н и к В.А. Формационно-генетические типы гранитоидов. Л.: Недра, 1978. 168 с.

3. Веселов А.М. Некоторые особенности проявления разрывной тектоники в центральном секторе БАМ//Вестн. ЛГУ. Геология и география. 1985. № 28. С. 102-107.
4. Терентьев В.М., Беляев Г.М. Принципы составления карты разломной тектоники Байкало-Амурского региона//Разломы и эндогенное оруденение Байкало-Амурского региона. М.: Наука, 1982. С. 193-198.
5. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6-20.
6. Рудник В.А., Беляев Г.М., Терентьев В.М. Закономерности формирования кварц-полевошпатовых метасоматитов зон региональных разломов//Проблемы метасоматизма. Л.: Недра, 1970. С. 261-274.

УДК 551.243.8:551.2.03

М.А. Фаворская, Н.В. Виноградов, И.К. Волчанская,
А.М. Курчавов, Е.Н. Сапожникова, Н.Л. Шилин

НОВЫЕ ДАННЫЕ ОБ ОСОБЕННОСТЯХ РАЗВИТИЯ И ПРИЗНАКАХ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СТРУКТУР

Коллективом сотрудников ИГЕМ АН СССР за последние годы получены новые данные [4, 5], позволяющие дополнительно осветить некоторые важные стороны проблемы рудоконцентрирующих структур и наметить пути ее дальнейшего изучения. К числу подобных вопросов относятся:

- 1) свидетельства глубины заложения рудоконцентрирующих структур и возможной глубины источника поступающего по ним материала;
- 2) история развития сквозных рудоконцентрирующих структур в различных геодинамических режимах и место и время формирования крупных рудных объектов в указанном процессе;
- 3) влияние новейших тектонических движений на выраженность рудоконцентрирующих структур в элементах земной поверхности;
- 4) проявленность рудоконцентрирующих структур в строении рудных полей крупных месторождений и морфоструктурные образы узлов длительной эндогенной активности;
- 5) анализ типоморфных признаков рудоконцентрирующих структур с использованием математических методов обработки геологической информации.

За последние годы выявлены новые данные о глубине заложения рудоконцентрирующих структур, вытекающие как из геофизических наблюдений, так и следующие из некоторых дополнительных общих соображений.

Рудоконцентрирующие структуры прослеживаются на разных уровнях плотностных неоднородностей литосферы вплоть до поверхности Мохо в различных регионах СССР. Например, многие меридиональные скрытые системы нарушений Средней Азии находят выражение в границах выступов фундамента, а также в рельефе поверхности Мохо в виде цепочек прогибов и градиентных зон и т.п. Даже в пределах молодой активизированной платформы, такой, как Туранская плита, широтные и северо-восточные скрытые системы нарушений (при северо-западном простирании основных структур земной коры) проявлены в рельефе поверхности Мохо [5].

Вместе с тем ряд соображений заставляет предполагать, что процессы, протекающие в пределах рудоконцентрирующих структур, имеют источник более глубокий, чем верхняя мантия. В настоящее время имеется много данных, позволяющих считать, что верхняя мантия является источником рудных элементов в процессах рудообразования. Латеральная неоднородность в ее пределах служит причиной появления специализированных рудных провинций с их характерным магматизмом. Что же касается эндогенных процессов, сопровождающих рудоконцентрирующие системы нарушений в пределах подобных провинций, то для них в первую очередь характерно повышенное количество некогерентных элементов (бора, фтора, водорода, калия и др.). Известно, что А.Е. Рингвуд [3] провел сравнение содержания некогерентных элементов в пиролите и углистом хондрите и пришел к заключению, что в истории эволюции Земли происходило постепенное обеднение углеродом и некогерентными элементами ее верхних оболочек. В результате уже в фанерозое поступление этих элементов должно было происходить из средней и нижней мантии. Подобный вывод подтверждается и исследованиями Ф.А. Летникова (1985 г.). Анализ 20000 флюидных включений в минералах из пород различного возраста привел этого автора к заключению об отступлении с течением времени в глубь мантии фронта восстановленных флюидов и некогерентных элементов. В фанерозое последние могли поступать только из нижней и средней мантии. Все это подтверждает высказанное выше предположение, согласно которому рудоконцентрирующие системы нарушений и приуроченные к ним узлы повышенной эндогенной активности являются проводниками некогерентных элементов преимущественно с глубин, превосходящих верхнюю мантию.

Имеющиеся данные позволяют также предполагать, что проникновение вещества из одного глубинного уровня Земли в вышележащие, в том числе из нижней мантии в верхнюю, происходит по глубинным ослабленным зонам. Термодинамические расчеты, произведенные И.А. Островским и Г.П. Горшковым [2], показали, что на глубинах, отвечающих нижней мантии, подобное проникновение возможно по границам двух разнородных блоков. В нижней мантии подобные границы выступают как ориентированные вертикально зоны, проявляющиеся в верхней мантии на стыке крупнейших специализированных блоков или пересекающие их. В результате общая схема процессов, приводящих к формированию крупных месторождений, выглядит следующим образом. Медленная дегазация нижней или средней мантии поставляет в вышележащие зоны ряд некогерентных элементов с большим участием H_2 и углеводородов. Эти глубинные флюиды, способствующие тепло-массопереносу, приводят в пределах верхней мантии к возникновению магматических расплавов и мобилизуют рудные элементы из специализированных блоков последней, что, в свою очередь, влияет на соответствующие процессы в земной коре. Таким образом, в формировании крупных месторождений участвует эволюция различных глубинных оболочек Земли.

Обращаясь к истории развития крупных сквозных систем нарушений, мы приходим к выводу, что одна и та же структура в условиях сжатия будет играть роль структурного барьера для магматических продуктов, а в условиях растяжения имеет рифтогенную природу. Подобная смена происходит и по простиранию структуры. Индикаторами рифтогенного режима развития рудоконцентрирующих структур выступают определенные магматические формации: контрастные по кремнезему и высокие по щелочности магматические образования. При этом контрастность и щелочность (в особенности калиевость) усиливаются по мере перехода

от рифтоподобных условий к рифтовым. Например, широтная Джезказган-Успенская сквозная структура Центрального Казахстана в раннем-среднем девоне играла роль структурного барьера: она ограничивала распространение разных типов вулканических ассоциаций. В фанеэне эта же структура носила ярко выраженный рифтовый характер.

Сквозные структуры (или их отдельные звенья) на определенных историко-геологических этапах развития регионов в условиях растяжения приобретают рудоконцентрирующее значение. Именно тогда при наличии зон разломов других направлений оживляются узлы длительной эндогенной активности. Внутри сквозных рудоконцентрирующих структур месторождения, определяемые интрузивным магматизмом (редкометалльные грейзеновые, меднопорфировые и др.), тяготеют к бортовым частям структур. В случае рифтового развития крупные концентрации рудного вещества тяготеют к осевым частям рудоконцентрирующих структур (например, полиметаллические месторождения стратиформного типа Центрального Казахстана, связанные с рифтовым типом развития Джезказган-Успенской структуры в фанеэне).

Примером подобной зависимости положения рудных узлов различного генезиса от строения рудоконцентрирующей структуры может служить Ханбандытау-Байсунская структура упомянутого типа на Тянь-Шане. Она выражена на мелкомасштабных космических снимках как зона макротрещиноватости, в геофизических полях как зона сильнейших градиентов поверхности Мохо, в магматизме как полоса повышенной контрастности по составу изверженных пород и т.д. В ней отчетливо выделяются краевые системы сквозных нарушений. Они контролируют наиболее значительные проявления эндогенной рудной минерализации региона: сопряженные с кислым вулканизмом девонские стратиформно-свинцово-цинковые (Учкулач) и раннекарбонные колчеданно-полиметаллические (Хандиза), связанные с гранитоидными интрузиями позднекарбон-пермские касситерит-пегматитовые (Наука), шеелит-скарновые (Джилао, Тарор, Койташ, Яхтон) и золото-кварцевые, а также мезозойские телетермальные сурьяно-ртутные (Магианская группа) месторождения.

К той же осевой части рудоконцентрирующей структуры приурочены недавно обнаруженные стратиформные свинцово-цинковые проявления в меловых известняках. Основная роль в их формировании принадлежит седиментационно-диагенетическим факторам при подчиненном значении гидротермального процесса. Наличие связи с какими-либо видимыми магматическими проявлениями не наблюдается.

Выраженность сквозных рудоконцентрирующих систем нарушений в элементах рельефа земной поверхности обусловлена спецификой вертикальных перемещений блоков на неотектоническом этапе их развития. За последние годы получены новые данные о наличии крупных горизонтальных перемещений блоков вдоль этих зон, что может объяснить в ряде случаев характерный для них морфоструктурный рисунок (стыковка, развороты или резкие изменения простираний главных структурных элементов складчатых областей). Зоны молодых сбросо-сдвиговых деформаций вдоль сквозных рудоконцентрирующих структур хорошо распознаются при дешифрировании космических снимков в областях мезо-кайнозойской складчатости и вулканизма (Камчатка, западные штаты США), а также в пределах молодых активизированных платформ [5]. В областях альпийской складчатости сквозные структуры часто осложняются надвигами, вследствие чего сокращаются перспективные площади в рудоносных узлах, а их обнаружение усложняется.

Влияние рудоконцентрирующих структур на строение приуроченных к ним рудоносных узлов сказывается в первую очередь на повышенной тектонической нарушенности последних. Она является следствием того, что подобные узлы образуются в местах пересечения рудоконцентрирующих структур с разломами других типов и направлений. Вместе с тем во многих случаях элементы сквозных систем нарушений непосредственно проявляются в строении узлов длительной эндогенной активности. При этом подобные элементы нередко бывают определяющими для позиции наиболее богатых рудных залежей. Для месторождений с большой ролью осадконакопления (стратиформное свинцово-цинковое) это влияние сказывается в ориентировке прогибов, для скарновых гидротермальных - в очертании рудоносных блоков и т.д. Сказанное имеет значение для предварительной оценки вновь обнаруженных рудных объектов и при прогнозировании скрытого оруденения на уже известных месторождениях.

Особенности строения узлов длительной эндогенной активности характеризуют их морфоструктурный облик. Это позволяет говорить о "морфоструктурных и космических образах" узлов [1]. Поверхностное выражение сложного взаимодействия разноглубинных структурных элементов, образованных, с одной стороны, региональными зонами разломов, а с другой - локальными структурами, специфичными для различных рудных формаций, и представляет собой морфоструктурный образ рудного объекта. Особенности подобных узлов, как, например, повышенная проницаемость для глубинных расплавов и эманаций, многоактное и многофазное внедрение магматических масс и контрастный состав магматических ассоциаций, находят выражение в структурных элементах рельефа. Таким образом, в морфоструктурных образах отражаются глубинные неоднородности. В них просвечивают контуры погребенных выступов кровли интрузивных массивов, ореолы ороговикования или метаморфизованных пород, глубинных зон магмопроницаемости (закрытых систем) и т.п.

В настоящее время делаются попытки типизировать наиболее характерные образы различных месторождений в пределах рудоконцентрирующих структур, связав воедино их региональные и локальные особенности. Так, на примере Средней Азии, Монголии, Сихотэ-Алиня отчетливо проявляются специфические особенности морфоструктурных типов узлов различных групп рудных формаций. Активизированным областям с относительно менее мощной корой и фемическим профилем магматизма и связанного с ним оруденения "мантийного" ряда рудных формаций (сурьмы, ртути, золота, свинца, цинка и др.), нередко с участием флюорита, свойствен линеаментный и блоковый контроль морфоструктур рудных полей (Южный Тянь-Шань). Активизированные области с более мощной земной корой, с широким распространением полихронных и полиформационных комплексов гранитоидов и связанной с ними редкометальной минерализацией скарнового, грейзенового и других типов отличаются преобладанием разнопорядковых кольцевых структур (Памир). Для структур рудных полей крупных месторождений в этих регионах характерно наличие скрытых на глубине интрузивных тел в сочетании с зонами линейных нарушений разного типа и глубины заложения. На современном уровне среза присутствие на глубине интрузий чаще всего представлено в виде различного рода кольцевых структур, площади которых соответствуют рудным узлам.

Таким образом, поверхностное и глубинное строение рудных районов и узлов различных типов месторождений имеет непосредственное выражение в строении

поверхности и позволяет ставить задачу распознавания этих объектов по совокупности морфоструктурных признаков [1, 5].

Новые перспективы открываются перед дальнейшим изучением сквозных рудоконцентрирующих систем нарушений на пути применения математических методов и расчетов на ЭВМ [6]. Возможна математическая обработка комплекса количественных и качественных данных. Применение методов факторного, кластерного анализа, а также приемов автоклассификации при обработке количественных данных позволяет выявить петрогеохимические особенности рудоконцентрирующих структур, отличить их друг от друга и от фона. Так, комплексная обработка имеющихся аналитических данных позволила показать, что магматические образования, локализованные в Большебанной (на Камчатке) и Бикинской (в Приморье) сквозных рудоконцентрирующих структурах, характеризуются более фемическим профилем по сравнению с аналогичными породами за их пределами. Эти же магматические образования обогащены золотом по сравнению с фоном. Разработаны и использованы также и количественные оценки сходства геохимических характеристик пород, сопровождающих крупные рудные объекты, и их аналогов в прогнозируемых узлах.

Выявление геологических, геофизических, геоморфологических и других качественных признаков как возможных факторов локализации оруденения значительного масштаба в пределах рудоконцентрирующих структур проводилось на основе логико-информационного анализа. Это позволило оценить количественно вес каждого закодированного признака в общей изменчивости их комплекса, составить их иерархический ряд, оценить роль наиболее характерных признаков для рудоконцентрирующих структур и локализованного в их пределах оруденения. Проведенная обработка комплекса признаков для площадей некоторых узлов длительной эндогенной активности Приморья и Камчатки выявила черты их сходства с площадями ряда известных крупных рудных объектов. Среди признаков, имеющих существенное значение, оказалось наличие узла пересечения сквозных систем нарушений ортогональной ориентировки.

Мы попытались, таким образом, осветить те, в общем независимые друг от друга, новые направления, по которым, с нашей точки зрения, должно пойти дальнейшее изучение сквозных рудоконцентрирующих структур.

Л и т е р а т у р а

1. Волчанская И.К., Сапожникова Е.Н. Морфоструктурные образы рудолокализирующих линейных зон и узлов Средней Азии//Дистанционные исследования при поисках полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1986. С. 74-80.
2. Горшков Г.Д., Островский И.А. О связи рудных месторождений с мантийными источниками//Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976. С. 284-289.
3. Рингвуд А.Е. Состав и происхождение Земли. М.: Наука, 1981. 113 с. (XVII чтения им. В.И. Вернадского).
4. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. 168 с.
5. Тектоно-магматические факторы концентрации оруденения. М.: Наука, 1987. 152 с.

6. Ш и л и н Н.Л. Последовательность математической обработки геолого-геохимической информации при прогнозо-металлогенических исследованиях//Sympr. Pracovicú Bancke no Promyslu, sekce "Matematicke metody v geologii". Pr., 1983. S. 56-65.

УДК 553.042.12

М.И. Новгородова, И.К. Волчанская

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ГЛУБИНОСТИ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СТРУКТУР

В последние годы появляется все больше данных о распространении на рудных полях трубчатых тел, сложенных брекчиями разнотипных пород с магматическим цементом, так называемых трубок взрыва; формирование их относится к поздним стадиям развития складчатых областей, нередко к периодам постскладчатой активизации регионов. Особый интерес вызывают содержащиеся в трубках ксенолиты глубинных пород, по которым можно судить о составе глубинных слоев литосферы, в том числе об их металлогенической и геохимической специфике.

Для известных в рудных районах Среднего и Южного Тянь-Шаня трубок взрыва щелочно-базальтоидного состава И.К. Волчанской установлена приуроченность их к сквозным системам нарушений, которые рассматриваются М.А. Фаворской и др. как рудоконцентрирующие. Минералогические исследования позволили выявить в магматическом цементе брекчиевых пород трубок и глубинных ксенолитах ассоциацию самородных металлов, карбидов и графита, изучение которой дополняет представления об источниках и процессах концентрации рудного вещества.

Глубинность заложения сквозных систем нарушений подтверждается геофизическими данными, которые фиксируют связанные с ними неоднородности земной коры вплоть до поверхности Мохо. Эти системы нарушений и конкретные линеаменты хорошо выявляются по данным морфоструктурного анализа в современном структурном плане, дешифрируются на мелкомасштабных космических снимках и характеризуются повышенными плотностями малоамплитудных землетрясений (Л.А. Коган и др., 1985 г.). В последние годы выявлено значительное количество таких систем нарушений и линеаментов меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений, дискордантных к покровно-складчатым тяньшаньским структурам. Они хорошо прослеживаются на космических снимках м-бов 1:10000000 - 1:1000000 ("Метеор" и "Ландсэт"). К числу наиболее крупных линеаментов принадлежат северо-восточный Хайдаркан-Актюзский, протягивающийся через все структурно-формационные зоны Тянь-Шаня, субширотные Чаткал-Южноиссыкульский и Ташкумыр-Чирчикский, продолжающий в Чаткало-Кураминском блоке известную в Киргизии линию Николаева, что особенно хорошо видно на мелкомасштабном космическом снимке (1:10000000). На снимках также видно, что многие меридиональные системы нарушений протягиваются из Южного Тянь-Шаня в Средний. Рудоконцентрирующее значение этих структур неоднократно отмечалось М.А. Фаворской, И.К. Волчанской, К.И. Литвиненко, И.Н. Томсоном и др. [6, 7].

Поперечные (антитяньшаньские) и секущие системы сквозных нарушений, как показал специально проведенный структурный анализ [2], контролировали раз-

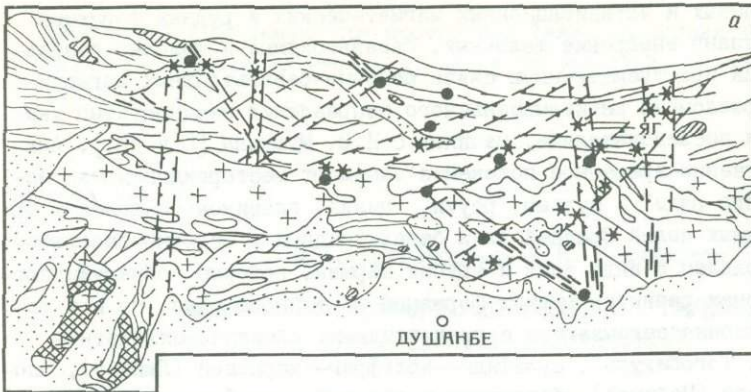
мещение позднеорогенных и активизационных магматических и рудных формаций. С этими этапами связано внедрение щелочных, базальтоидных и щелочно-базальтоидных интрузий. На пространственную связь щелочно-базальтоидных магматических формаций с разломами антитяньшаньского направления неоднократно указывалось различными исследователями, начиная с И.В. Мушкина [5 и др.]. Аналогичное пространственно-временное положение занимают месторождения так называемого "мантийного ряда" - сурьмы, ртути, цинка, плавикового шпата и др. [5]. Для многих рудных полей Средней Азии базальтоидный и щелочно-базальтоидный магматизм проявлен в виде даек и трубок взрыва, которые обнаруживаются не только в районах развития рудных формаций мантийного ряда, но и в таких, которые традиционно связываются с гранитоидами: оловянно-силикатно-сульфидной (Кумарх, Тогобикуль), сульфидно-вольфрам-скарновой (Джилау), олово-вольфрам-скарновой (Майхура), боросиликатной на Памире (по материалам А.М. Месхи).

Принимая во внимание геолого-структурные данные, естественно было поставить вопрос о том, существует ли соответствие между тем или иным металлогеническим профилем рудных районов и минералого-геохимической спецификой глубинных ксенолитов из трубок взрыва, отчетливо приуроченных к рудоконцентрирующим структурам. Вещество трубок взрыва представлено брекчиями с ксенолитами пород различных фаций глубинности, в том числе мантийных, и магматическим цементом базальтоидного типа повышенной щелочности. Рассмотрим имеющиеся материалы на примере двух различных районов Средней Азии.

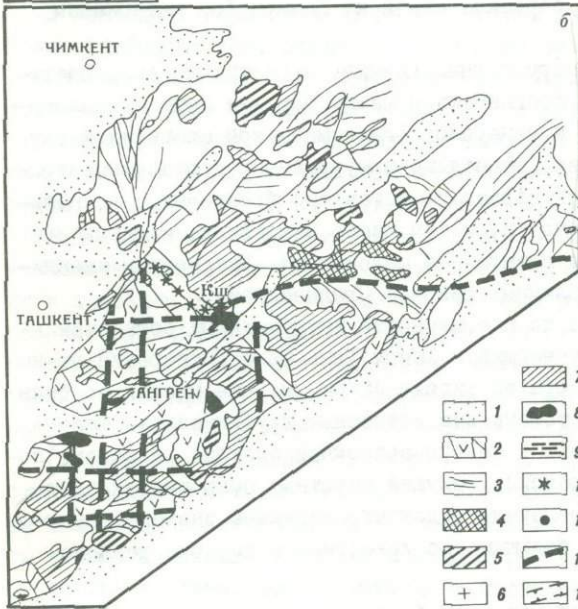
Южно-Гиссарская зона уникальна по насыщенности интрузивными образованиями. Основную ее часть составляет крупнейший в Южном Тянь-Шане Гиссарский гранитоидный плутон. Мощность земной коры достигает 45-60 км, она несколько больше в восточном блоке, где сосредоточены все известные трубки взрыва щелочных базитов [3]. Их ареалы тяготеют к северо-восточной системе разломов (получившей название Восточно-Гиссарской), секущей широтные покровно-складчатые структуры (см. рисунок, а). Отмечено рудоконтролирующее значение секущих разломов, к которым тяготеет большинство известных в регионе редкометалльных месторождений [2].

Среди наиболее глубинных ксенолитов в трубках взрыва установлены фации глубинности верхней мантии, отвечающие шпинель-пироксеновой [4]. По составу пород выделены преобладающие зеленые шпинелевые клинопироксениты; менее существенна роль лерцолитов, черных (гранатовых и шпинелевых) пироксенитов, вебстеритов, титанистых пироксенитов, глиммеритов.

Геохимическая специализация мантийных включений и минеральный состав присутствующих в них аксессуарных фаз отражают первичные различия в составе мантийных субстратов и характеризуют их неоднократные метасоматические преобразования на разных уровнях глубинности. Указанная специализация в определенной мере коррелируется с металлогеническим профилем региона с характерными для него флюорит-полиметаллическими месторождениями. По данным анализов шпинелевым пироксенитам свойственны повышенные относительно кларковых содержания Pb, Zn, F. В результате минералогического анализа получены доказательства того, что повышенная частота встречаемости рудных аксессуариев, в частности самородного золота, свойственна листовитизированным разностям шпинелевых пироксенитов, а в неизмененных глубинных ксенолитах мельчайшие выделения самородных металлов ассоциируют исключительно с графитом.



а
Схема проявлений щелочно-базальтоидного магматизма и трубок взрыва в системах сквозных глубинных рудоконцентрирующих структур Центрального Таджикистана (Южный Тянь-Шань) (а) и Чаткало-Кураминской зоны (Средний Тянь-Шань) (б). Составлена И.К. Волчанской



б
1-4 - структурные комплексы (по геологической карте Казахстана и Средней Азии м-ба 1:500000, 1984 г.): 1 - мезокайнозойский, 2 - позднепалеозойский (С-Р) эффузивный, 3 - палеозойский, сложно дислоцированный, нерасчлененный, 4 - допалеозойский метаморфический; 5-8 - гранитоиды: 5 - позднепермский батолит, 6 - Гиссарский батолит (С₃), 7 - средневерхнекарбоновые интрузивы диорит-гранодиоритовой формации, 8 - то же, габбро-диоритовой формации; 9, 10 - проявления щелочно-базальтоидной формации: 9 - дайковые пояса, 10 - трубки взрыва (ЯГ - Ягнобский ареал, Кш - Кошмансайский); 11 - точки минерализации в наиболее типичных узлах пересечения сквозных рудоконцентрирующих структур (Центральный Таджикистан); 12 - рудоконцентрирующие структуры Кураминской зоны; 13 - сквозные глубинные системы нарушений (по данным дешифрирования КС)

Под микроскопом выявлена четкая приуроченность мелких золотинок к тонкоочущейчатому агрегату хлорита, идингсита, талька, карбонатов, боулингита, образующих каймы вокруг первичных зерен пироксена и оливина или же полные псевдоморфозы по ним. Характерно, что такое золото содержит примеси В₁, практически не содержит Ag, а из легких элементов, определенных с помощью аналитической системы Link к электронному микроскопу Кемскан, в золоте присутствуют углерод и азот в количестве десятых долей процента. В парагенезисе с самородным золотом присутствует графит.

По данным Р.Б. Баратова и др. [1], ксенолиты лиственитизированных пироксенитов заключены в цементе неизменных щелочных базитов; наблюдаются постепенные переходы от лиственитов к заведомо мантийным шпинелевым пироксенитам и лерцолитам в зональных включениях; полосчатость лиственитов из ксенолитов иногда обрывается контактами последних с магматическим цементом. В лиственитах обычны реликты первичных минералов пироксенитов и лерцолитов - хромшпинелидов, орто- и клинопироксенов, реже оливина. В регионе отсутству-

ют интрузивные или протрузивные тела лиственитизированных ультрабазитов, с которыми можно было бы параллелизовать указанные ксенолиты в трубках. Не исключено, что процессы лиственитизации являются результатом метасоматоза, имевшего место до захвата ксенолитов щелочно-базальтоидным расплавом на нижних уровнях литосферы, а сохранность лиственитов обусловлена кинетикой становления пород в трубках взрыва.

Процессы метасоматоза, происходящие под влиянием глубинных флюидов системы H_2O-CO_2 , приводят в рассматриваемом случае к образованию целой гаммы вторичных гидроксилсодержащих минеральных фаз. С последними пространственно совмещены мелкие выделения металлов в восстановленной форме, что свидетельствует об инверсии флюидной фазы из окисленного в восстановленное состояние, возможно, вследствие исчерпания воды в системе, израсходованной на гидратацию силикатов. Графит является одним из индикаторов такого рода процессов.

Включения графита обнаруживаются в ксенолитах не только мантийных, но и коровых, что, по-видимому, отражает восстановительный характер глубинных флюидных систем для рассматриваемого восточного блока Южно-Гиссарской зоны. По данным локального лазерного спектрального анализа (аналитик Е. А. Корина) в графите содержится значительное количество примесей, концентрации которых закономерно варьируют в зависимости от типа графитсодержащих ксенолитов. Наиболее высокие содержания примесей базитового геохимического профиля характерны для графита из ксенолитов шпинель-оливинового пироксенита (трубка Тувиш); определены Mn (0,1%), V (0,07%), Ti (0,07%), Cr (0,05%), Ni (0,05%) и Co (0,002%), величина отношения Ni/Co > 10. Для этого графита установлены также наиболее высокие содержания примесей Cu (0,03%), Zn (0,01%) и Pb (0,02%).

В графите из ксенолитов гранат-биотитового кварцита (трубка Хельмагз) и кордиерит-гранат-биотитового гнейса (трубка Даштимазар) содержания указанных примесей значительно ниже: Mn (0,05–0,07%), Ti (0,002–0,005%), Cu (0,001% и менее), Pb, Zn, Cr, Ni, Co не обнаруживаются. Вместе с тем в графите из "коровых" ксенолитов появляется примесь Ag (0,01–0,05%).

Следует отметить, что в ксенолите кордиерит-гранат-биотитового гнейса из трубки Даштимазар обнаружен графит двух разных типов: первый – в уплощенных кристаллах с хорошо оформленными кристаллическими гранями базиса, несущих деформационную штриховку, второй – в виде комковидных агрегатов тонкочешуйчатого строения и отдельных мелких изогнутых пластинчатых выделений. Графиты указанных типов различаются по содержаниям примесей: в первом они приближаются к установленным для графита из мантийных ксенолитов – Mn (0,5%), Ti (0,005–0,007%), Cr (0,05%), Ni (0,02–0,007%), Co (0,002–0,005%), величина отношения Ni/Co составляет 1,5–5. Характерны высокие содержания рудогенных элементов – Cu (0,07%), Ag (0,01%), Pb (0,01%), Zn отсутствует. Установлена примесь Zr (0,01%). Набор примесей и уровень их концентрации в графите второго типа аналогичны определенным для графита из коровых ксенолитов.

Показательно, что рудогенные примеси в графите из мантийных ксенолитов в отличие от коровых находятся в наилучшем соответствии с металлогеническим профилем региона с ведущим типом полиметаллических месторождений. Обогащенность графита рудогенными элементами является признаком металлоносности глубинных флюидных потоков, а наличие графита в составе разнотипных ксенолитов

свидетельствует о том, что разгрузка флюидных потоков происходила на разных уровнях глубин.

С геолого-структурных и геолого-геофизических позиций Чаткальский ареал трубок взрыва изучен пока еще недостаточно. В частности, большие разногласия существуют в отношении возраста и стратиграфического положения трубок взрыва и сходных с ними по внешнему облику жерловин древних вулканов минбулакской C_{1-2} свиты, отличающихся, однако, первичным составом измененных эффузивных обломков, заключенных в брекчиях.

Трубки взрыва рассматриваемого ареала обнаруживают отчетливую связь с двумя крупными трансрегиональными разломами – северо-западным Кумбельским и широтным Кошмансайским (см. рисунок). Кумбельский разлом – крупная пограничная структура, разделяющая Чаткальскую и Кураминскую структурно-формационные зоны. Кошмансайский разлом хорошо выражен геологически только на участке проявления трубок взрыва, где он разделяет блоки разнотипных и разновозрастных пород, сложенных известняками виле и эффузивами минбулакской свиты (башкирский ярус). Далее он отчетливо прослеживается по космоснимкам; геологическим свидетельством глубинности заложения этого разлома является тот факт, что с юга он ограничивает блок докембрийских пород (см. рисунок, б).

Среди ксенолитов брекчий, локализованных в трубках взрыва, наиболее глубинные образования – высокоглиноземистые эколгиты. Их дезинтегрированные обломки и ксенокристы корунда, кварца в виде псевдоморфоз по коэситу, пироксена и граната заключены в измененном стекловатом цементе порфиридных щелочных базальтоидов, несущих в этих участках признаки метасоматоза под воздействием глубинных флюидов. Они выражаются в образовании псевдоморфоз карбида железа по вкрапленникам флогопита и пироксена. Девитрофицированный стекловатый мезостазис пузырьчатого строения насыщен мелкими выделениями самородных металлов. Среди них диагностированы самородная медь и ее серебряно-цинковые разновидности, самородные кобальт, железо и карбиды железа и вольфрама, самородные свинец и олово. Высказано заключение, что разгрузка металлоносных флюидных потоков в отличие от подобных образований в Южно-Гиссарской зоне происходила в верхних структурных этапах земной коры в эруптивный период становления трубок взрыва.

Установлено также, что сульфидная минерализация, сконцентрированная в оловянно-полиметаллических и золоторудных проявлениях района и связанная с более поздней гидротермальной деятельностью, наследует геохимическую специфику ассоциации самородных металлов. Сульфиды – пирит и арсенопирит – характеризуются повышенной кобальтоносностью с содержанием примесей кобальта до целых процентов; в полиметаллических рудах, содержащих олово и шеелит, основные минералы продуктивных стадий – халькопирит и галенит, а участки с повышенными содержаниями серебра отличаются присутствием сфалерита с большими количествами примесей меди. На продолжении широтного Кошмансайского разлома известен ряд золото-кварцевых проявлений с характерным парагенезисом низкопробного золота с халькопиритом и сфалеритом.

Сульфиды, присутствующие в самих трубках взрыва в участках их позднего гидротермально-метасоматического преобразования, также отличаются набором примесей, свойственным ранее образованным самородным металлам, а в некоторых случаях и прямым унаследованием состава, обусловленным процессами сульфуризации металлов.

Эти данные могут рассматриваться как подтверждение высказанного ранее предположения, что рудные минералы, обнаруживаемые в трубках взрыва, в частности ранние ассоциации самородных металлов, являются индикаторами металлогенического профиля региона. Графит в составе рассматриваемых трубок взрыва отсутствует, однако по результатам химических анализов стекловатого мезостазиса пород (определения выполнены в ЦХИ ИГЕМ АН СССР) в последних присутствует тонкодисперсный свободный углерод (содержание $C_{орг}$ 0,7%).

Основные выводы заключаются в следующем.

1. Глубинное заложение рудоцентрирующих структур, помимо геолого-геофизических построений, подтверждается фактом приуроченности к ним трубок взрыва, несущих мантийные ксенолиты в магматическом цементе щелочно-базальтоидного состава. Для Южно-Гиссарской зоны, судя по составу ксенолитов, эта глубина достигает по крайней мере верхов верхней мантии, отвечая шпинель-пироксеновой фации глубинности. Для Чаткальского региона следует предположить еще большее проникновение проницаемых зон — до эклогитовой фации глубинности.

2. Следы глубинного привноса рудного вещества является ассоциация самородных металлов с карбидами и графитом как результат разгрузки металлоносных флюидных потоков. Графит рассматривается в качестве индикаторов такого рода процессов, а примеси в нем, так же как и набор самородных металлов, отражают геохимическую специфику таких флюидных фаз.

3. Можно наметить соответствие между геохимической спецификой минеральных продуктов разгрузки глубинных флюидов, представленных самородными металлами, карбидами и графитом, и металлогенической специализацией регионов, под которой понимается ведущий профиль промышленных концентраций оруденения.

Л и т е р а т у р а

1. Баратов Р.Б., Ломтева А.С., Луткова В.Я., Лутков В.С. Акцессорные минералы и редкие элементы в породах верхней мантии Южного Тянь-Шаня//Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 1. С. 205-209.
2. Волчанская И.К., Литвиненко К.И., Нестеров Г.М. Формационные и морфоструктурные критерии металлогенического районирования Центрального Таджикистана//Сов. геология. 1985. № 8. С. 64-75.
3. Земная кора и верхняя мантия Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1981. 282 с.
4. Лутков В.С., Могаровский В.В. Состав гранулитобазитового слоя Южного Тянь-Шаня и Памира//Докл. АН СССР. 1983. Т. 272, № 2. С. 442-450.
5. Мушкин И.В. Петрология верхней мантии Южного Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1979. 173 с.
6. Новгородова М.И., Галускин Е.В., Боярская Р.В., Мохов А.В. Акцессорные минералы из лампроитоподобных пород Средней Азии//Мэв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 4. С. 15-27.
7. Рудоносность орогенных структур Среднего Тянь-Шаня /Под ред. Н.П. Лаврова. М.: Наука, 1985. 150 с.

В.В. Архангельская, Е.Л. Елович

ПЛАНЕТАРНАЯ ТРЕЩИНОВАТОСТЬ И ЭНДОГЕННАЯ МИНЕРАГЕНИЯ
ТЕРРИТОРИИ СССР

Связь эндогенной минерации с разломной тектоникой устанавливается теперь для большинства эндогенных месторождений полезных ископаемых [4, 6]. Но рудоконцентрирующие разрывные структуры за пределы рудных полей и провинций геологами за редким исключением [6] не прослеживаются, что значительно снижает информативность имеющихся структурных критериев регионального прогноза эндогенных месторождений.

На изданной в 1984 г. космогеологической карте СССР масштаба 1:2500000 [3] показаны "линейные структуры", представляющие собой, как установлено [2 и др.], разломы разного, преимущественно глубинного, заложения. Большая их часть группируется в широкие и протяженные трансконтинентальные и сквозьструктурные зоны повышенной трещиноватости — линеаменты. Линеаменты образуют широтно-меридиональную и северо-запад-северо-восточную системы [2], обуславливающие мозаично-блоковое строение земной коры СССР, на которое уже указывали многие исследователи, в том числе Г.Н. Катерфельд и Г.В. Чарушин (1970 г.).

На всех видах космических материалов наиболее четко выражены меридиональные линеаменты, крупнейшие из которых (Канинско-Транскавказский, Урало-Оманский, Верхояно-Марианский) являются трансконтинентальными. Сквозьструктурные меридиональные линеаменты на Русской платформе формируют нижнепротерозойские авлакогены КМА, Кривого Рога и др., в Западной Сибири — грабены и горсты триасовой палеорифтовой системы; в Восточной Сибири линеамент Енисейский ограничивает с запада Сибирскую платформу, а фрагменты меридиональных линеаментов этого региона совпадают с границами массивов, с палеорифтами (Сетте-Дабанским и др.) и с прочими крупными геотектоническими элементами.

Фрагменты широтных линеаментов ограничивают выступы фундаментов древних платформ (Алданского, Анабарского, Украинского щитов), рифтогенные грабены на щитах, неотектонические поднятия и впадины на платформах и в складчатых областях. Северо-западные и северо-восточные линеаменты подразделяются соответственно на запад-северо-западные, север-северо-западные и восток-северо-восточные, север-северо-восточные.

Северо-западные линеаменты формируют такие крупные геотектонические структуры, как Днепровско-Донецкий авлакоген, юго-восточный край Сибирской платформы, Урикско-Тагульский в Сибири, Имандра-Печенга-Варзугский на Кольском полуострове и другие геосинклинальные трюги, являются границами расчленения плитных комплексов Русской платформы, разновозрастных складчатых комплексов Казахстана и Алтая, а в Верхояно-Чукотской складчатой области дискордантны к ее структурам.

Северо-восточные линеаменты тоже формируют крупные структуры платформ и складчатых областей: осевой авлакоген Московской синеклизы, герциниды Полярного Урала, Томь-Кольванскую складчатую область, каледониды и герциниды Таймыра; Колтогорско-Уренгойский, Аганский, Усть-Талмский и другие грабены триасовой палеорифтовой системы Западной Сибири; Пятомско-Вилуйский авлакоген, мезо-кайнозойские впадины Забайкалья, грабены Байкальского рифта, располо-

женные восточнее оз. Байкал. В Яно-Кольмской области они контролируют размещение массивов раннемеловых гранитов, а на Дальнем Востоке параллельны простиранию Охотско-Чукотского вулканического пояса, мезозойских Сихотэ-Алиня, кайнозойских структур Камчатки и, по-видимому, предопределили заложение всех этих геотектонических структур.

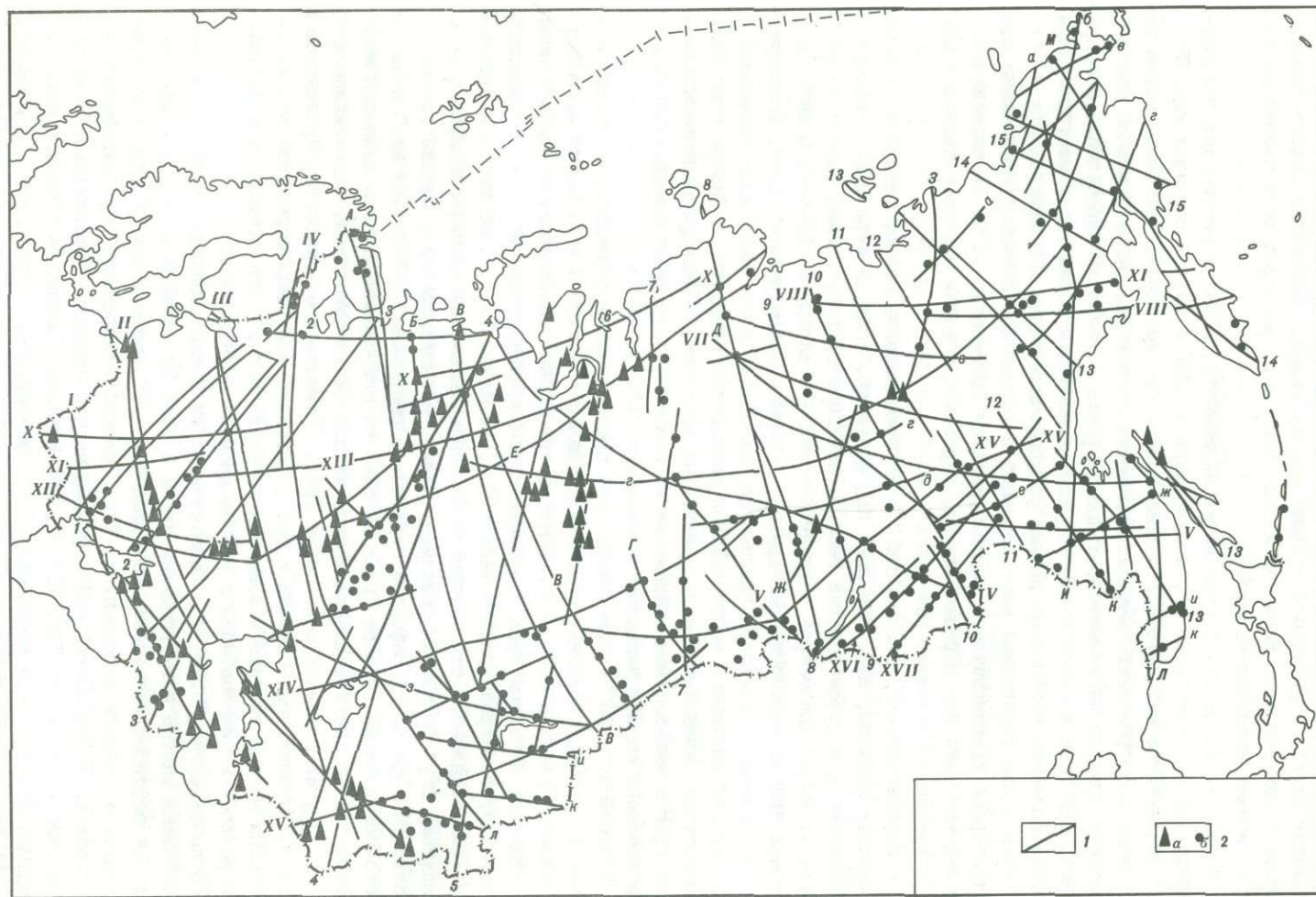
Многие из разрывов, составляющих линеаменты, давно известны как рудоконцентрирующие. Совмещение карты линеаментов СССР с картой полезных ископаемых континентов мира (1972 г.) показывает (см. рисунок), что большинство эндогенных месторождений, металлогенических провинций, рудных районов вписывается в пределы линеаментов, концентрируясь в узлах их пересечений и сопряжений. При этом в одном и том же узле, линеаменте соседствуют месторождения многих полезных ископаемых разных формационных типов и возраста.

Размещение эндогенных месторождений полезных ископаемых относительно зон планетарной трещиноватости рассматривается фрагментарно, но по возможности последовательно для меридиональных, широтных, а затем северо-западных и северо-восточных линеаментов.

В меридиональных линеаментах "1, 2" локализованы месторождения железистых кварцитов Украины, КМА, Карелии. Как известно, всюду в мире такие кварциты локализуются в докембрийских геосинклинальных трогах. Размер трогов колеблется от тысяч километров в длину и сотен - в ширину до 30-40x2-6 км². В крупных трогах месторождения крупнее. Разрывы, формирующие тропы, фиксируются из космоса, а наиболее крупные из них являются составляющими линеаментов. Троги, вмещающие месторождения железистых кварцитов в Сибири и на Дальнем Востоке, невелики и в линеаменты не попадают, а Имандра-Печенга-Варзугский трог с железистыми кварцитами на Кольском полуострове представляет собой фрагмент северо-западного линеамента "А".

К линеаменту "4" (Урало-Оманскому) приурочены месторождения и рудопроявления эндогенных полезных ископаемых Урала. Основным в линеаменте является "Главный Уральский шов", по геофизическим данным достигающий верхней мантии. Он отделяет западный Урал с древней корой континентального типа от центрального с корой островодужного типа (Н.Г. Берлянд, 1982, 1985 гг.). Центральный Урал отделяется от восточного (с континентальной корой) субпараллельным "Главному шву" Восточным разломом. Тагило-Магнитогорский и другие грабены Уральской герцинской рифтовой системы сформированы на "Главном шве" и на Восточном разломе, причем "Главный шов" по современным данным является ее осевой частью. Месторождения хрома, железа (Магнитогорское, Соколовское и др.) и других полезных ископаемых Урала (Баженовское - асбеста, Кротовское - никеля, Березовское - золота и др.), согласно Н.Г. Берлянду (1985 г.) локализованы в этой системе в основном в "Главном шве", но частично и в Восточном разломе и сингенетичны с ней по времени образования.

В линеаментах "5, 6" и в пересечениях их с линеаментами "В, Е" и др. локализованы многие месторождения нефти и газа Западной Сибири. Да и все остальные нефтяные и газовые месторождения СССР, кроме северокавказских, тоже попадают в пределы линеаментов. Так, Среднеботуобинское, Верхневилучанское месторождения Лено-Вилуйской нефтегазоносной провинции располагаются на пересечении линеаментов "II, VII, 3, В", Восточно-Луговское, Газовое месторождения Сахалина - в линеаменте "I3", месторождения Прикаспия - в линеаменте "III" и на пересечении его с широтным "з" и северо-восточным линеамента-



1 - осевые части линейментов: 1-15 - меридиональных, а-л - широтных, I-XVIII - запад-северо-западных и восток-северо-восточных, А-М - север-северо-западных и север-северо-восточных; 2 - месторождения (без учета размеров): а - нефти и газа, б - прочих эндогенных полезных ископаемых. Линейменты и отрезки линейментов, в которых нет месторождений, на рисунке не показаны

ми, месторождения Поволжья - на пересечении линейментов "III, з, XII" и короткого субмеридионального. Месторождения в Припятской впадине, в Днепровско-Донецком авлакогене, в Туркменской ССР и Узбекской ССР (Газли, Узень, Новый Узень и др.) попадают в линеймент "II", причем Газли располагается на пересечении "4, II, III" линейментов. Месторождения района Баку локализованы в линейменте "I", бассейна р. Печеры - в пересечениях линейментов "Б" и "В" с "X". В Средней Азии месторождения тех же горючих ископаемых попадают в линеймент "л".

Особенности расположения месторождений нефти и газа внутри линейментов выявляются на примере хорошо изученных месторождений Западной Сибири. Подавляющее их большинство (Сургутское, Нефтеюганское, Нижнеуртовское, Стрежовое и др.) тяготеет к отрезку линеймента "г", ограниченному линейментами "5" и "6" и формирующему горсты триасовой рифтовой системы, сложенные породами фундамента Западносибирской плиты ("8"). Другие месторождения нефти и газа этого региона (Уренгой, Новый Уренгой, Ноябрьское и др.) локализируются в линейментах, формирующих грабены той же системы: Колтогорско-Уренгойский, Худосейский, Сургутский, Тобольский, Хантымансийский. Характерно, что примерно 47% запасов нефти сконцентрированы над горстами и лишь 8% - в грабенах, хотя число месторождений больше в последних [5].

К линейменту "7" - Енисейскому - приурочены медно-никелевые месторождения Норильского района, Эмельджакское - железа, Енаши-минское - вольфрама. В линеймент "8" попадают Ботогольское месторождение графита, Оспанское - асбеста, Савинское - талька, Первомайское - молибдена, месторождения вольфрама Джидинского и железа Ангаро-Илимского районов, к пересечению его с южной ветвью линеймента "У" - Белозиминское апатитовое, а к пересечению с линейментами "а, д, VII" - массивы щелочных пород и связанные с ними месторождения Меймеча-Котуйской щелочной провинции (Бор-Урях и др.). В линейменте "9" локализируются месторождения Путейское молибденовое, Ошурковское апатитовое, Непское калийных солей, Марковское нефти и некоторые другие. В пересечениях линейментов "10, У, ж, XVII" находятся разнообразные (вольфрамовые, оловянные, флюоритовые, свинцово-цинковые) месторождения Юго-Восточного Забайкалья: Зеренское, Таловское, Шахтаминское, Дарасунское, Кадая, Балейское, Калангуйское, Солонечное, Бурун-Шивенское, Кличкинского и Шилкинско-Заводского районов и др. Севернее в линеймент "10" попадают Давендинское, Аман-Макитское и другие молибденовые месторождения, а в пересечение его с линейментами "г, в" - алмазоносные кимберлиты Маркинско-го и Вилейского районов. Еще севернее в нем локализованы месторождения алмазов, а также железа восточного склона Анабарского массива. К линейменту "II", кроме месторождений нефтегазоносной Лено-Вилейской провинции, приурочены Джелтулакское, Золотая гора, Березитовый и алданские россыпные месторождения золота^I, а

^I Попадающие в линейменты россыпные месторождения золота указываются потому, что, учитывая размеры линейментов, коренные их источники, несомненно, также находятся на площади этих линейментов.

к пересечению его с линеаменами "УI, УХ, д" – Селигдарское апатитовое, Сиваглинское, Пионерское, Таежное месторождения железа. В западной ветви линеамента "IЗ" локализованы свинцово-цинковые месторождения Дальнегорской группы Приморья, месторождения олова Хрустальненское, Солнечное, Фестивальное, Соболиное, Перевальное, а севернее – апатитовые месторождения Сетте-Дабанского антиклинария. В пересечении его восточной ветви с линеаментом "УIII" находятся месторождения олова, золота, вольфрама, Северо-Востока СССР (Аляскинское, Куронах-Сала и др.), севернее, где ветви линеамента соединяются, в пересечении его с линеаменами "а, З" – месторождения олова бассейнов рек Яны, Селеннях, Уяндины (Улахан-Салинское, Хонорское, Эге-Хая, Бургавлийское).

К пересечению широтной зоны "ж" с линеаментом "Г" (в Кузнецком Ала-Тау) тяготеют месторождения Чаган-Узуйское ртути, Урайсайское вольфрама, Таштагольское, Тейское железа, Кия-Шалтырское уртитовое, тальковое Светлый Ключ, к пересечению ее с линеаментом "IO" и со средней ветвью линеамента "У" – свинцово-цинковые Кличкинской группы и некоторые другие в Юго-Восточном Забайкалье. В широтных линеаменатах, протягивающихся по Средней Азии и Приморью, и в пересечениях их с другими зонами повышенной трещиноватости локализовано относительно много разных месторождений. Так, в пересечении линеаментов "к, Л" расположены Вознесенское флюоритовое, Ярославское олова и другие месторождения Приханкайского района Приморья. В линеаменатах "к, л" в Средней Азии локализуются вольфрамовые Чорух-Дайронское, Кумбель, Аксайское, свинцово-цинковые Алтын-Токпан и Кан-и-Мансур, оловянное Сарыджас, причем месторождения Уч-Имчек – мышьяка, Ачик-Таш – пирита, Иркешское – сурьмы тяготеют к пересечению этих линеаментов с зонами планетарной трещиноватости "Б, А".

К северному (Кольско-Вятско-Мезенскому) концу северо-западного линеамента "А", кроме месторождений железистых кварцитов, приурочены апатитовые месторождения Хибинских тундр, медно-никелевые Печенгского района.

В линеамент "Б" попадают медно-молибденовое месторождение Коунрад, вольфрам-молибденовые Акчатау, Восточный Коунрад; свинцово-цинковые Текели, Акчагыльское; медно-никелевое Саяк, медное Коксайское, Ак-Мая вольфрама, Муржикское марганца и другие месторождения, в пересечении его с линеаментом "4" – некоторые месторождения Урала.

С линеаментом "В" связаны месторождения и рудопроявления Тиманского Кряжа, в пересечении его с линеаменатами "Е, Б" находятся Шаимское, Елизаровское нефтяные, в пересечении с линеаментом "XIII" – Березовское, Игримское и другие газовые месторождения. В южном его конце локализованы свинцово-цинковые Лениногорское, Золотушинское, Зыряновское, Белоусовское; вольфрамовые Кольванское, Каминдинское, Чердоаякское и другие месторождения Рудного Алтая. К северной ветви линеамента "У" приурочены месторождения Баджалского оловорудного района. В средней ветви этого линеамента находятся вольфрамовые и редкометалльные месторождения и рудопроявления Багдаринского и Ципиканского районов, на пересечении ее с линеаментом "ХУ" – Сынырское месторождение калий-алюминиевого сырья и свинцово-цинковые месторождения Холоднинского рудного узла. В пересечении южной ветви этого линеамента с линеаментом "8" локализованы Белоозиминское апатитовое месторождение и различные месторождения в гранитных пегматитах Восточного Саяна.

К южному концу линеамента "Г" приурочены Ак-Товракское месторождение асбеста и ртутное Терлиг-Хая. В пересечении линеаментов "У, XIV, д" (в Енисей-

ском крыже) находятся колчеданно-полиметаллическое Линейное и свинцово-цинковое месторождения Горевского рудного узла, локализованные в поперечных к линеаменту и к структурам Крыжа Вороговском, Большепитском, Ангаро-Тисском прогибах.

В пересечении линеаментов "Д, Ж, Г" находится месторождение алмазов в трубке Мир, а в линеаменте "УII" - алмазоносные кимберлиты трубки Заполярье. Однако месторождения алмазов в трубках Юность и Удачная, хотя и находятся вблизи пересечения линеаментов "УII, 9" и "Д, 9", непосредственно в них не попадают. Месторождения, локализованные в линеаментах "УIII, IX", располагаются там главным образом на пересечениях их с линеаментами других направлений и были перечислены при характеристике последних. В линеаменте "XVII" и в окончаниях линеаментов "М, в, б" локализованы штокверковые оловянно-вольфрамовые, а также ртутные, молибденовые, мышьяковые, свинцово-цинковые месторождения Чукотского полуострова (Пламенное, Светлое, Ичаткинское и др.).

Среди северо-восточных зон планетарной трещиноватости отметим в первую очередь линеаменты Юго-Восточного Забайкалья ("XVI, XVII"), совпадающие с выделенными А.Д. Щегловым (1968 г.) зонами автономной тектоно-магматической активизации. Последние, как известно, включают сравнительно большое число эндогенных месторождений различных полезных ископаемых: колчеданно-полиметаллические Озернинского рудного узла, боро-магнетитовое Солонго, флюоритовое Назаровское, калий-алюминиевого сырья Мухальское и др. К линеаменту "XIII", кроме месторождений, расположенных в пересечении его с линеаментом "5" и перечисленных при характеристике последнего, приурочены нефтяные и газовые месторождения бассейна р. Белой (Сергеевское, Туймазинское и др.), к пересечению его с линеаментом "4" - Саткинское магнезитовое, Кусинское титано-магнетитовое, Баженовское асбеста и другие месторождения Среднего Урала. К пересечению линеамента "XV" со средней ветвью линеамента "У" приурочены, как уже говорилось, Сынырское калий-алюминиевое, хризотил-асбестовое Молодежное и колчеданно-полиметаллические месторождения Холодненского рудного узла, к пересечению его с линеаментами "II, VI" (на Адданском щите) - месторождения апатита, золота, железа.

Месторождения, локализованные в линеаментах "З, Ж", располагаются в них тоже на пересечениях с другими линеаментами и были перечислены выше. К зоне "М" приурочены многочисленные, но мелкие медно-никелевые, свинцово-цинковые, мышьяковые, ртутные, серные месторождения и рудопроявления Камчатки и источники термальных вод на Камчатке и на о-ве Кунашир.

Некоторые эндогенные месторождения различных полезных ископаемых (уже упоминавшиеся алмазов и железистых кварцитов, трапповые, метаморфогенные, стратиформные полиметаллические и отдельных других формационных типов) не вписываются в зоны планетарной трещиноватости. Их размещение контролируется относительно небольшими разрывами или же они не обнаруживают связи с разрывами.

То обстоятельство, что большинство месторождений располагается в узлах пересечений и сопряжений линеаментов и при этом в одном и том же узле соседствуют месторождения разных полезных ископаемых, неодинаковых формационных типов и разного возраста, можно, вероятно, объяснить сохранением высокой проницаемости таких узлов на протяжении веков и даже эр геологической истории. Учитывая генетические типы локализованных в линеаментах месторождений,

можно утверждать, что источником металлов для них являлась, по-видимому, верхняя мантия [1, 4], и, таким образом, разрывы, формирующие линеаменты, достигают верхней мантии (или достигали ее при рудообразовании).

Настоящий обзор – лишь первое приближение к решению весьма важной проблемы размещения эндогенных месторождений на основе данных, полученных при анализе космогеологических карт, их обобщения и интерпретации. Использование линеаментной тектоники при прогнозировании эндогенных месторождений может явиться действенным способом ускорения и удешевления поисковых работ на целый ряд рудных и нерудных полезных ископаемых, на нефть, газ и термальные воды.

Л и т е р а т у р а

1. Б о р о д и н Д.С. О коровых и ювенильных ассоциациях элементов в связи с проблемой их геохимической специализации//Тр. симпоз. по хим. критериям потенциальной рудоносности. Иркутск: ГЕОХИ СО АН СССР, 1971. С. 48–54.
2. Б у ш В.А., Т р и ф о н о в В.Г., Ш у л ь ц С.С. Системы активных линеаментов Евразии по данным дешифрирования космических снимков//Тр. XXVI Междунар.геол. конгр. М.: Наука, 1984. Т. 5. С. 42–53.
3. Космогеологическая карта СССР. М-6 I:2500000. Л.: ГУЦР, 1984.
4. М и т ч е л л А., Г а р с о н М. Глобальная тектоническая позиция минеральных месторождений. М.: Недра, 1984. 495 с.
5. Н а л и в к и н В.Д., Е р е м е н к о Н.А., Л а з а р е в В.С. и др. Тектонические особенности глобального распределения потенциальных ресурсов углеводородов//Сов. геология. 1985. № 3. С. 14–23.
6. Ф а в о р с к а я М.А., Т о м с о н И.Н., Б а с к и н а В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.

II. ГЛОБАЛЬНЫЕ И ТРАНСКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ

УДК 553.3.078(470.5)

Ф.Я. Корытов

УРАЛО-ИРАНО-ОМАНСКИЙ ПОЯС МАГМАТИЗМА И РУДОГЕНЕЗА

Впервые на существование Урало-Ирано-Оманского пояса разломов (линеамента) указал Р. Фюрон [6], выдвинувший идею об "Уральско-Оманско-Мадагаскарской оси", отделяющей Азию от Европы. Позднее это было подтверждено и другими исследователями (Г.И. Амурский, 1976 г.; А.В. Буш и др., 1980 г.; А.В. Горячев, 1980 г.; и др.). Наличие его доказывается и при анализе различных геолого-геофизических данных по территории СССР, Ирана и Омана. Например, на картах аномального магнитного и гравитационного полей меридиональные геофизические аномалии непрерывной полосой прослеживаются во всех частях пояса. Последний контрастно выражен увеличенной мощностью земной коры и ее "слоев". Урало-Ирано-Оманский пояс разломов расположен вдоль Урало-Африканской аномалии геопотенциала, которая фиксирует отчетливое уменьшение плотности мантии к востоку от линии Урал-Мадагаскар [8]. На поверхности геоида значительная часть пояса также контрастно выражена, совпадая с нулевой изолинией его высот, т.е. с переходной зоной между его "выступами" и "впадинами". Более того, под поясом на глубинах 100-200 км и более выявлена область аномальной (разуплотненной) мантии [5]. При этом с севера на юг пояса мощность аномальной мантии и степень разуплотнения ее вещества увеличиваются. С этим коррелирует увеличение с севера (Новая Земля, Пай-Хой и др.) на юг (Копетдаг, Восточный Иран, Оман) средних отрицательных значений силы тяжести (от -10 до -175 мгал) [2]. Важная особенность многих мегаблоков пояса, например Урала, - наличие сложно построенной и увеличенной по мощности (до 15-20 км) переходной зоны между земной корой и верхней мантией [1].

Исключительно интересным является то, что оптимальное положение полюса вращения недипольной части геомагнитного поля приурочено к рассматриваемому поясу. Этот полюс, связанный с особенностями вращения ядра Земли, в период с 1910 по 1965 г. мигрировал из Индийского океана в Северный Ледовитый океан по линии Оман–Новая Земля [7]. При этом скорости и направление вращения этого полюса были для южной и северной частей пояса различны. В районе Каспийского моря, где пояс пересекает широтную Альпийскую зону разломов, в 1930 г. произошла смена направления вращения этого полюса. Все эти данные о связи с особенностями магнетизма указывают на то, что он трассирует на поверхности Земли трансконтинентальную зону аномальной мантии и имеет глубину заложения до ядра Земли. Действительно, под этим поясом разломов в нижней мантии на границе ее с ядром Земли расположена субмеридиональная нулевая изолиния скорости сейсмических волн, выражающая переход между крупными неоднородностями ядра Земли [4].

Рассматриваемый пояс разломов и рифтовых структур находит свое продолжение также на дне Индийского и Северного Ледовитого океанов. В первом из них у пояса имеется несколько ветвей, одна из которых соединяется с Аравийско-Индийским срединно-океаническим хребтом, а другая – с о-вом Мадагаскар. В Северном Ледовитом океане пояс продолжается от Новой Земли через желоб Святой Анны в виде поперечных структур в котловине Нансена и хребтах Ломоносова и Гаккеля. Это свидетельствует о том, что пояс разломов является звеном глобальной системы рифтовых структур и срединно-океанических хребтов. Он одновременно представляет собой крупнейший на Земле минерагенический пояс. При этом устанавливается виргация его как на севере (одна ветвь продолжается на Новой Земле, а другая – на Таймыре), так и в его центральной и южной частях (с дополнительными Кавказской, Алтайской, Тянь-Шаньской и Памиро-Гималайской ветвями). Имеется связь этого пояса с Восточно-Африканско-Аравийско-Кавказским минерагеническим поясом. Их разделяет самая крупная в мире нефтегазоносная и соленосная провинция, внутри которой расположены Персидский залив и Каспийское море, имеющие рифтогенное происхождение в связи с формированием указанных поясов.

Урало-Ирано-Оманский пояс можно разделить на ряд взаимосвязанных рудоносных мегаблоков. По данным автора, Л.Н. Овчинникова, О.А. Одекова, Б.Г. Семенова, Б.Б. Тальвирского и др., они отделяются друг от друга поперечными или диагональными разломами, отличаются особенностями глубинного строения, магматизма и минерагении. Самым северным мегаблоком пояса служит Северная Земля, которая по морфологии, строению и наличию с вогнутой стороны параллельно острову дугообразного желоба может быть отнесена к уникальной островной дуге, разделяющей Баренцево и Карское моря. В мегаблоке известны поля магматических пород и рудопоявлений свинца, цинка, барита, флюорита, марганца и других полезных ископаемых, локализующихся по периферии кольцевых структур диаметром до 20–30 км.

Пай-Хой (с о-вом Вайгач) – мегаблок, имеющий в основном северо-западное простираие, что обусловлено пересечением меридиональных уральских разломов северо-западными структурами, которые прослеживаются через всю Западную Сибирь из Прибайкалья. На Пай-Хое и о-ве Вайгач имеются, кроме того, широтные и северо-восточные разломы, а также кольцевые структуры. В мегаблоке проявлен преимущественно базальтовый магматизм и развиты месторождения свинца, цинка, меди, серебра, барита, марганца и флюорита.

Полярный Урал – мегаблок, расположенный на стыке разноориентированных глубинных разломов. Многие черты строения мегаблока определяются наличием в нем ряда кольцевых структур, крупнейшая из которых – Полярноуральская (диаметром около 100 км). В мегаблоке развиты месторождения железа, хромита, меди, свинца, редких металлов, барита, флюорита и других полезных ископаемых.

Приполярный Урал – мегаблок округлой формы, что обусловлено приуроченностью его к сложной кольцевой "вихревой" структуре с внешним диаметром свыше 200 км. Главное значение в мегаблоке имеет редкометалльная и хрусталеносная минерализация, расположенная в западной части структуры.

Северный Урал – самый узкий (50–80 км) и прямолинейный меридиональный мегаблок пояса, где интенсивность магматизма и оруденения значительно выше, чем на Приполярном Урале. Здесь известны месторождения железа, золота, других полезных ископаемых, включая гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические залежи бокситов (Северо-Уральский бокситоносный бассейн).

Средний Урал – мегаблок, отличающийся максимальной для пояса контрастностью и сложностью глубинного строения, созданного взаимодействием линейных, дуговых, кольцевых и вихревых зон разломов. Среднему Уралу присуща очень высокая интенсивность и большое разнообразие процессов магматизма и рудогенеза. Здесь имеются месторождения железа, золота, редких металлов, драгоценных камней, талька, асбеста и многих других полезных ископаемых. На его территории находится значительная часть знаменитого платиноносного пояса Урала.

Южный Урал – мегаблок, отличающийся весьма сложным глубинным строением и максимальной в поясе мощностью земной коры (до 55 км). Он представляет собой своеобразный "раздув" пояса шириной свыше 500 км, не уступающий Среднему Уралу по интенсивности и разнообразию магматизма и оруденения. По масштабам месторождений железа, меди и хромитов он даже превосходит его. В северной части мегаблока (частично захватывая и Средний Урал) находится зона интенсивного развития щелочных пород и рудоносных карбонатитов. В западной части Южного Урала расположены крупные гидротермально-метасоматические месторождения сидерита, магнезита и бокситов.

Приаралье – мегаблок в крупной кольцевой структуре диаметром свыше 400 км. В нем находится крупнейшее в мире соленое Аральское море, на дне которого разгружаются глубинные рассолы, а по побережью расположены гидротермально-метасоматические месторождения оолитовых железных руд. В мегаблоке под морем имеются крупные скрытые соляные купола.

Центральные Каракумы – кольцообразный мегаблок диаметром около 300 км, представляющий собой округлый свод с мозаичным строением магнитного и гравитационного полей (Ю.Н. Годин, 1969 г.). Во внутренней его части расположено Зеангли-Дарвазинское поднятие диаметром свыше 150 км. В нем известны многопластовые месторождения природного газа (Атабай и др.), с которыми генетически связаны знаменитые Каракумские серные месторождения в виде бугров – сложных субвертикальных трубообразных залежей серных руд. Они образовались за счет глубинных флюидов, сформировавших в нижележащих породах газовые месторождения. В рудах и вмещающих породах серных месторождений присутствуют также стронций, барий, цинк, свинец, серебро, фтор и другие элементы.

Копетдаг – мегаблок пояса, находящийся в узле пересечения им Средиземноморского пояса глубинных разломов. По длине он полностью расположен в ство-

ре уральских структур. При этом "ось" последних прослеживается в Центральном Копетдаге, отличающемся максимальными (до 50 км) мощностями земной коры, сейсмичности и расчлененности современного рельефа. Наблюдается продольная и поперечная зональность глубинного строения Копетдага. С ней коррелирует и металлогеническая зональность мегаблока. Наиболее насыщена оруденением центральная его часть, где известно свыше 200 рудопроявлений. Все они, как правило, находятся в узлах пересечения разломов с кольцевыми структурами. Подобная позиция характерна и для разнообразных рудных месторождений Копетдага на территории Ирана, где находится 2/3 этого мегаблока. Примером являются крупные месторождения драгоценных камней (бирюзы, граната и благородной шпинели) в районе Мешхеда и Нишапура.

Восточный Иран (и частично Западный Афганистан) – мегаблок, расположенный также в узле пересечения трансконтинентальных поясов разломов. Он контрастно выражен во всем, и особенно в меридиональной ориентировке его структур, что хорошо видно при анализе данных о глубинном строении Ирана [3]. Мегаблок вместе с Копетдагом на севере отличается высокой плотностью землетрясений и образует сейсмический пояс, к которому приурочены многие катастрофические землетрясения, включая Ашхабадское. В мегаблоке широко развиты поля разновозрастных магматических пород и месторождений самых различных полезных ископаемых (меди, золота, железа, хромитов, целестина и др.). Наиболее насыщена месторождениями западная часть мегаблока, где хорошо видна их парагенетическая связь с соляными куполами, образованными в результате соляного вулканизма – внедрения и извержения глубинных хлоридных рассолов.

Оман – мегаблок, занимающий восточный край Аравийского полуострова, приурочен к южной части крупной кольцевой структуры диаметром около 500 км. Северная часть ее прослеживается в Южном Иране, внутри расположен Оманский залив. На западе она сопряжена с другой кольцевой структурой диаметром свыше 600 км, которая определяет контуры значительной площади Персидского залива. В мегаблоке широко развиты осадочные и магматические породы мезозоя-кайнозоя, включая крупнейший в мире массив офиолитов мелового возраста (массив Семаил). В Омани известны месторождения хромитов, бокситов, меди, цинка, золота, угля, нефти, газа и других полезных ископаемых.

Урало-Ирано-Оманский минерагенический пояс через структуры дна Индийского океана находит свое продолжение и на о-ве Мадагаскар. Здесь, подобно Уралу, развиты разновозрастные и разнотипные горные породы и рудные месторождения. Только в его центральной части сконцентрировано около 500 пегматитовых полей с редкометалльной, редкоземельной и мусковитовой минерализацией. На острове имеются уникальные месторождения флогопита, графита и хромита.

Рассматриваемый пояс разломов сопровождается интенсивным проявлением различных магматических пород и может быть отнесен к одному из самых крупных на Земле поясов магматизма (особенно ультрабазитового). Для пояса характерна отчетливая региональная зональность в смене геофизических полей, типе структур, сейсмичности, магматизма и минерагении. С севера на юг в нем изменяются возраст, типы и интенсивность магматизма и оруденения.

Особенно контрастно в поясе выражена зональность размещения магматических пород, которые с севера на юг становятся все более и более молодыми. Эта тенденция проявлена и на Урале, где с севера на юг увеличивается количество и размеры массивов позднепалеозойских гранитов. На Северном Урале

они занимают около 5%, на Среднем Урале 10%, а в Южном Урале – около 30% площади мегаблоков. В этом же направлении усиливается роль вулканических пород девона и карбона, а также степень их дифференциации. При этом в них повышается содержание окиси титана, глинозема, щелочей и фтора. Закономерная возрастная миграция магматизма с севера на юг Урала подчеркивается тем, что в этом направлении повышается роль мезозойских гранитов, риолитов и базальтов, приуроченных к молодым рифтам. Причем эти породы характеризуются самыми высокими концентрациями щелочей, воды и галогенов, а также редких и редкоземельных элементов. В поясе контрастно проявлена минерагеническая зональность. Она выражена прежде всего в омоложении оруденения с севера на юг. При этом наиболее насыщены разнообразными месторождениями те мегаблоки, которые отличаются повышенными мощностями земной коры и зон аномальной (разуплотненной) мантии. Так, в Уральской части пояса с севера на юг наблюдается рост интенсивности и разнообразия рудных месторождений. С севера на юг Урала в рудах пермско-триасовых месторождений железа, золота, меди и других полезных ископаемых возрастает также количество сульфидов, ангидрита и гипса, которые характерны для нижних горизонтов рудных тел.

Любопытно, что в указанном направлении на Урале усиливается развитие полей агатов и яшм, являющихся своеобразными спутниками рудных (например, колчеданных) месторождений. Продольная металлогеническая зональность Урала подчеркивается особенностями распределения гидротермально-осадочных медистых песчаников и флюоритовой минерализации в Предуральском прогибе, где с севера на юг интенсивность их развития возрастает. Самые значительные их скопления известны на юге этого прогиба. Интересно также то, что в нефтяных и газовых месторождениях прогиба в указанном направлении наблюдается повышение концентраций сероводорода и гелия, максимальные значения которых характерны для его южной части. Анализ многочисленных данных по изотопному составу серы руд колчеданных, магнетитовых, золоторудных и иных месторождений свидетельствует о тенденции увеличения диапазона изотопного состава серы и обогащения руд изотопом серы ($\delta^{34}\text{S}$) до +14% и выше с севера на юг Урала.

Урало-Ирано-Оманский минерагенический пояс с обеих сторон сопряжен с параллельными ему нефтегазоносными и угленосными провинциями, которые также относятся к трансконтинентальным. Эти провинции одновременно являются крупнейшими соленосными (солянокупольными) регионами мира. Окружение пояса такими провинциями, очевидно, закономерное явление. Весь комплекс данных свидетельствует о том, что в Урало-Ирано-Оманском поясе и вокруг него разнотипные месторождения полезных ископаемых, включая нефть, газ, уголь и горючие сланцы abiогенного генезиса, образовались из различных, в том числе мантийных и трансмантийных, флюидов. Последние, отделяющиеся от ядра Земли, в мантии и земной коре, очевидно, всегда дифференцировали с образованием собственно рудных, солевых, нефтегазоносных и иных рассолов, что и определило в конечном итоге многообразие и взаимосвязь месторождений самых различных полезных ископаемых (Ф.Я. Корытов, Л.Н. Овчинников, 1986 г.).

В заключение следует отметить, что в пределах пояса, представляющего собой глобальную геофизическую и геохимическую аномалию, имеются перспективы для выявления месторождений железа, меди, олова, барита, флюорита и других полезных ископаемых. К потенциально рудоносным относятся и площади океанических структур – звеньев рассматриваемого пояса, в которых могут быть об-

наружены разнотипные (магматические, карбонатитовые и др.) рудные месторождения.

Л и т е р а т у р а

1. Дружинин В.С., Рыбалка В.М. Особенности глубинного строения Урала по данным ГСЗ//Вопросы геологической корреляции и металлогении Урала. М.: Недра, 1983. С. 38-48.
2. Bouger gravity anomaly map of Asia. 1:9000000. St Louis, 1971.
3. Dehghani G.A., Makris J. The gravity field and crustal structure of Iran//Neues Jb. Geol. und Paläontol. Abh. 1984. Bd. 168, N 2/3. S. 215-229.
4. Dziewonski A.M., Hager B.H., O'Connell R.J. Large-scale heterogeneities in the lower mantle//J. Geophys. Res. 1977. Vol. 82, N 2. P. 239-255.
5. Feng C., Teng T. Three-dimensional crust and upper mantle structure of the Eurasian continent// J. Geophys. Res. B, 1983. Vol. 88, N 3. P. 2261-2272.
6. Furon R. Sur l'existence d'un axe Ouralien determinant la structure Iranien//C. r. Acad. sci. 1936. T. 203, N 10.
7. Malin S.R.C., Sauners I. Rotation of the geomagnetic field: Reply//Nature. 1974. Vol. 248. P. 403.
8. Marsch J.B., Vincent S. Global detailed geoid: Comutation and modal analysis//Geophys. Surv. 1974. Vol. 1, N 4. P. 102.

УДК 551.243.8:553.499

Н.А. Озерова, Н.Р. Машьянов, Ю.И. Пиковский,
В.В. Рыжов, Л.А. Добрянский, М.А. Груздева

ЛИНЕАМЕНТ КАРПИНСКОГО - СКВОЗНАЯ РТУТЬКОНЦЕНТРИРУЮЩАЯ СТРУКТУРА

Известно, что ртутное оруденение в виде киноварных месторождений размещается в основном в пределах трех, планетарных по масштабу, ртутнорудных поясов - Средиземноморского, Тихоокеанского и Центрально-Азиатского. Но детальное исследование ртутносности газонефтяных и рудных месторождений различного вещественного состава, предпринятое в последние десятилетия, показало, что ртуть в значительных количествах концентрируется и в этих объектах [1, 2]. Следует особо подчеркнуть сопряженность ртутьсодержащих рудных и газонефтяных месторождений и единый тектонический контроль их размещения. Полученные материалы позволили предложить выделение ртутнорудных поясов нового типа (Озерова, 1981 г.). В отличие от известных ртутных поясов, где учитываются только собственно ртутные (киноварные) месторождения, ртутнорудные пояса нового типа выделяются по нертутным ртутьсодержащим месторождениям раз-

личного состава (как рудным, так и газонефтяным), среди которых есть объекты, промышленно значимые на ртуть, связанные с линейными структурами планетарного масштаба. К таким можно отнести ртутный рудный пояс северной части Западной Европы, который выделен в первую очередь (по количеству имеющейся информации) по ртутьсодержащим газовым и газонефтяным месторождениям.

Он контролируется системой разрывных нарушений, развитых на юге Средне-европейской эпикаледонской платформы вдоль северного фронта герцинид. Эта система, по данным В.Е. Хаина [4], представляет собой западное продолжение крупной планетарной структуры - линейamenta Карпинского. Восточная его часть как ртутоносная была впервые выделена под названием Донбасско-Тяньшанского рудного пояса Б.С. Пановым [3]; им наиболее детально в связи с линейamentной концепцией рассматривалось ртутное и ртутьсодержащее свинцово-цинковое оруденение Донбасса и Днепрово-Донецкой впадины. Наши данные по ртутоносности газовых и газонефтяных месторождений и проявлений восточного звена линейamenta также свидетельствуют о повышенной ртутоносности этой части структуры. В нашем распоряжении есть материалы по Днепрово-Донецкой впадине, Ставропольскому поднятию, Мангышлак-Устюртской зоне дислокаций и Амударьинской впадине. В настоящее время они значительно дополнены по сравнению с ранее опубликованными работами [1, 2]. Наши новые данные приведены в табл. I.

Общей чертой газовых и газонефтяных месторождений с высокими концентрациями ртути как в восточной, так и в западной части линейamenta Карпинского является их приуроченность к участкам пересечения продольных глубинных разломов, принадлежащих линейamentу Карпинского, с крупными, планетарными, поперечными к ним линейamentами, т.е. к весьма проницаемым участкам земной коры. Обе системы линейamentов представляют собой вытянутые на тысячи километров зоны нарушений, проявляющиеся в структуре осадочного чехла в виде грабенообразных прогибов и поднятий. Эти зоны окаймляются субпараллельными краевыми разломами, которые характеризуются резким перепадом глубин кристаллического фундамента и поверхности Мохо, современной активностью, выражающейся в новейших движениях, увеличении теплового потока, повышенной сейсмичности и т.д. Следует особо отметить, что обе системы разломов представляют собой структуры глубокого заложения и длительного развития. Так, системы продольных разломов линейamenta Карпинского пересекают всю земную кору, смещают границу Мохо и уходят корнями в верхнюю часть мантии на глубину не менее 200 км; время заложения этих разломов датируется верхним протерозоем. К такому же классу глубинных структур относятся и зоны поперечных нарушений.

Установлено увеличение содержания ртути с глубиной залегания газоносных горизонтов, примеры - месторождения западной части линейamenta Карпинского (табл. 2) и Мирненское на Ставропольском поднятии (см. табл. I, между палеогеновыми и меловыми газоносными горизонтами около 2000 м).

В ряде случаев намечается связь ртути с азотом, водородом и углекислым газом. Так, на месторождениях провинции Альтмарк (ГДР), где обнаружены самые высокие содержания ртути в газе, концентрации азота очень велики - 50-75, иногда до 99 об.%. Подобная картина наблюдается и в месторождениях Польши. На основании изученного изотопного состава азота и геолого-геохимических характеристик газа ряд исследователей (Muller et al., 1973, 1979 гг.) пришли к выводу о глубинном происхождении значительной части азота этих месторождений. Четкая корреляция ртути с углекислым газом наблюдалась нами в Мирненском газовом месторождении на Ставропольском поднятии; в

Новые данные о концентрациях ртути в газовых и газонефтяных месторождениях в пределах
линеамента Карпинского на территории СССР

Месторождение	Продуктивные горизонты			Состав газа, об. %			Место отбора	Содержание ртути, 10 ⁻⁶ г/м ³
	Возраст	Литологический состав	Глубина, м	Углеводороды	CO ₂	N ₂ + редкие		
<u>Амударьинская впадина</u>								
Култук	J ₃	Карбонатные	2850-3040	95,76	3,16-3,86	0,34-0,63	УПГ На выходе УПГ Скв. Газопровод	1,3-6,0 (6) 1,8 0,3-5,0 (6) 1,4
Алан	J ₃	"	2930-3030	96,32	3,18	0,40	"	1,4
Южный Мубарек	J ₁₊₂	Терригенные	1290 1690 1992	> 90,00 > 90,00 > 90,00	0,12-0,35 (1,6)	0,89-2,96	СП: XII гор XV гор XVIII гор	0,8-3,5 (15) 2,4 2,5 (2)
Памук	J ₃	Карбонатные	2700-2800	96,58	0,47-3,35	0,43	СП Скв. Газопровод	0,3-3,3 (9) 2,7-2,8 (2) 1,0
Денгизкуль-Хаузак	J ₃	"	2320-2500	> 90,00	4,3		"	1,8
Зеварды	J ₃	"	2320-2500	> 90,00	До 4,5		" (3 нитки)	1,05-1,13 (3)
Уртабулак	J ₃	"	2125-2525	> 90,00	4,66		Газопровод	2,0
Шуртан	J ₃	"	2670-3282	95,25	2,4-4,7	0,58-0,70	УПГ	2,0-3,3 (7)
<u>Ставропольский свод</u>								
Мирненское	F ₃	Терригенные	450-700	99,50	0,06-0,24	0,32-0,62	Скв.	Не обн. (7); 0,05-0,18 (4)
	K ₁	"	2650-2760	94,00	3,65-7,84	0,82-1,55	"	0,2-39,5 (42)
Южно-Спасское	F ₃	"	2130-2140	93,79	4,60	0,57	"	11,0
Журавское	F ₃	"	2117-2135	99,89			"	14,6
Воробьевское	F ₃	"	2090-2100	69,50	5,82	0,36	"	7,7
Тахта-Кугуль-тинское*	F ₃	"	650-750	96,7-98,3	0,21-0,60	1,48-2,70	"	Не обн. (7) 0,07 (I)
							Общий кол- лектор	Не обн. Не обн.

Т а б л и ц а I (окончание)

Месторождение	Продуктивные горизонты			Состав газа, об.%			Место отбора	Содержание ртути, 10^{-6} г/м ³
	Возраст	Литологический состав	Глубина, м	Углеводороды	CO ₂	N ₂ + редкие		
Пелагиадинское	Р ₃	Терригенные	890				Скв,	Не обн. (2); 0,1-0,8 (4)
Южно-Радыковское	Р ₃	"	710	98	0,06	1,56	"	Не обн. (2)
Северо-Радыковское	Р ₃	"					"	Не обн. (2)
Каменная балка	Р ₃	"		95,5		0,60		Не обн. (6)
<u>Зона Мангышлакско-Устюртских дислокаций</u>								
Узень	J ₂ + K ₁	Терригенные	900-1500	82,5-97,3	До 2,6	4,7-13,0	СКВ	0,13-12,1
<u>Днепровско-Донецкая впадина</u>								
Опошнянское	C _I	Терригенные	2384-4153	98,7-99,0	До 3,72	До 1,92	СКВ	2-110
Гадячское	C _I	"	542	95,5	2,99	1,5	"	1,5-66
Солоховское	C _I	"	840-4000	97,6-98,3	1,0-1,1	0,56-1,37	"	0,1-7
Бельское	J	"	1300-1513				"	1,3-88 (2)

*См. также [1, 2].

П р и м е ч а н и е. УППГ - пробы, отобранные на установке промышленной переработки газа по отдельным скважинам, СП и ГП - то же, соответственно на сборном и групповом пунктах; не обн. - меньше $5 \cdot 10^{-8}$ г/м³; в скобках - число проб.

Распределение ртути в газах Среднеевропейской платформы
в зависимости от глубины залегания газоносных горизонтов*

Абсолютные отметки газоносных пластов, м	Содержание ртути, 10^{-6} г/м ³				
	Карбон	Пермь (ротлигендес)	Триас	Юра	Мел
До 1000					15
От 1000 до 2000		10-90		15; 100	20
От 2000 до 3000		180	15; 30; 200; 240; 450		
Глубже 3000	300; 340	1000-3000			

*По данным В. Тунна, Е. Мюллера, Дж. Глогочевского, Г.Х. Дикенштейна и др.

углеводородных газах верхнепалеогеновых отложений (CO_2 - 0,06-0,24 об.%) содержание ртути составляет $5 \cdot 10^{-8}$ - $1,8 \cdot 10^{-7}$ г/м³, а в газах нижележащих меловых отложений (CO_2 - 3,65-6,66 об.%) оно заметно повышается: $2 \cdot 10^{-7}$ - $3,9 \cdot 10^{-5}$ г/м³. Водород отмечался в ртутьсодержащих метановых газах Донбасса.

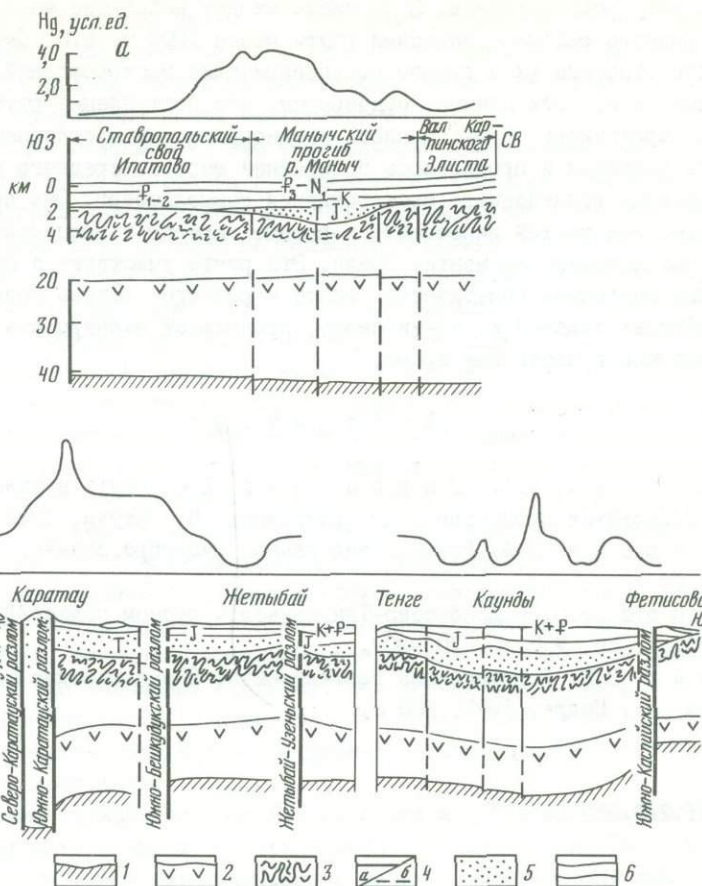
Время появления ртути в газонефтяных залежах связано с концом альпийского цикла, когда завершилось формирование газовых залежей, но ее поступление, очевидно, продолжается вплоть до настоящего времени. Об этом свидетельствуют недавние наблюдения по содержаниям ртути в приземном слое атмосферы, показавшие наличие протяженных ртутных аномалий над линеаментом Карпинского; были изучены два поперечных профиля через активные участки линеамента в пределах Скифской плиты протяженностью в сотни километров: один - на Мангышлаке, другой - в районе Ставропольского поднятия (см. рисунок).

Активизация в мезо-кайнозойе рассматриваемой тектонической зоны - линеамента Карпинского, по-видимому, провоцируется геосинклинальным режимом в пределах Средиземноморского альпийского пояса.

Таким образом, по ртутьсодержащим газовым и газонефтяным месторождениям отчетливо вырисовывается альпийский ртутный пояс, связанный с мезо-кайнозойской тектонической активизацией эпипалеозойской платформы и приуроченный к системе глубинных разломов линеамента Карпинского.

Об истории миграции ртути в предшествующие эпохи можно судить лишь по ограниченному числу данных. Рассмотрим существующие материалы по ртутоносности рудных месторождений, расположенных в пределах западной части линеамента, которая, как указывалось выше, рассматривается как ртутнорудный пояс нового типа.

Колчеданное месторождение Раммельсберг (ФРГ) расположено в герцинидах на границе с линеаментом Карпинского, в участке его пересечения с одной из ветвей Рейнско-Ливийской рифтовой системы - Гессенским грабеном; на продолжении этого грабена к северу, уже в структурах линеамента Карпинского, находится газо-ртутное месторождение Зальцведель-Пекензен. Месторождение Раммельсберг относится к типичным вулканогенно-осадочным месторождениям ранних стадий развития геосинклиналей и сформировалось в нижнем или среднем девоне. Ртутоносным здесь является сфалерит. Запасы ртути на месторождении можно



Распределение ртути в приземной атмосфере по профилям Ипатово-Элиста (а) и Каспийское море (Фетисово) - Тенге, Жетыбай - Шетпе (б)

I - граница коры и мантии (поверхность Мохо); 2 - поверхность К; 3 - поверхность складчатого фундамента; 4 - зоны глубинных разломов (а - установленные, б - предполагаемые); 5 - триасовые отложения; 6 - меловые, палеогеновые и неогеновые породы

оценить в 4 тыс. т, что соответствует средним по масштабу кинварным месторождениям.

Медно-серебряное месторождение Гортдрам (Ирландия) расположено в тектонической зоне на стыке каледонид и герцинид, вероятно, в участке пересечения этой зоны с поперечной структурой - северным продолжением регионального разлома, который прослежен В.Е. Ханиным на западе Испании. Оно относится к формации медно-свинцово-цинковых месторождений в нижнекаменноугольных карбонатных породах платформенного чехла. Возраст оруденения, по данным Д.Р. Дорри и др., позднепалеозойский. Основная часть ртути здесь связана с теннантитом; чрезвычайно редко отмечается кинварь. Медный концентрат был объектом попутной добычи ртути. Общие запасы ртути в целом по месторождению могут быть оценены в 600 т.

Кроме этих месторождений, заслуживают внимания собственные ртутные месторождения и проявления, расположенные в южном обрамлении линейамента Карпин-

ского, уже среди герцинид. В их число входят небольшие месторождения Пфальцского рудного района с запасами ртути менее 1000 т. В.И. Смирнов и Г.А. Твалчредидзе относили их к группе поздневарисских месторождений.

Суммируя все эти данные, подчеркнем, что поступление ртути в пределы линеамента Карпинского осуществлялось неоднократно на протяжении длительной истории его развития и проявлялось по крайней мере со среднего девона – времени формирования колчеданного месторождения Раммельсберг. Оно обязано активизации отдельных частей линеамента в разные периоды и процессам дегазации ртути с другими летучими из мантии Земли. Эта ртуть участвует в формировании месторождений различных генетических типов и разного состава вплоть до альпийских газонефтяных залежей и, по-видимому, продолжает эманировать по зонам глубинных разломов в настоящее время.

Л и т е р а т у р а

1. О з е р о в а Н.А., П и к о в с к и й Ю.И. Ртуть в углеводородных газах//Геохимия процессов рудообразования. М.: Наука, 1982. С. 102–136.
2. О з е р о в а Н.А. Ртуть и эндогенное рудообразование. М.: Наука, 1986. 232 с.
3. П а н о в Б.С. О Донбасско–Тяньшаньском рудном поясе//Докл. АН АрмССР. 1973. Т. 56, № 5. С. 303–307.
4. Х а и н В.Е. Региональная геотектоника: Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 360 с.

УДК 551.242+553.04

Е.А. Радкевич

ЗАКОНОМЕРНАЯ СЕТЬ ТРЕЩИН И ЕЕ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Идеи о закономерной сети рудоконтролирующих трещин нелегко пробивали себе путь в учении о рудных месторождениях. Представления о закономерной сети разломов неоднократно высказывались и получили отражение в публикациях автора 1947, 1953, 1958, 1960 гг. и т.д. В начале 60-х годов автором совместно с И.Н. Томсоном и Н.В. Горловым закономерно ориентированные "скрытые" разломы, контролирующие локализацию оруденения, были выделены как "зоны повышенной трещиноватости" [2].

В 1963 г. на Международном симпозиуме в Праге вопросу о сети закономерно ориентированных трещин посвятил свой доклад Я. Кутина. Большое внимание этим системам продолжал уделять И.Н. Томсон совместно с М.А. Фаворской [4]. Эти авторы особенно подчеркивали роль трансструктурных широтных разломов в локализации рудных районов и рассматривали примеры других трансконтинентальных структур. Важное значение широтных разломов в локализации месторождений на примерах рудных районов США отмечал Дж. Нобл. В настоящее время представления о планетарной сети разломов получают широкое распространение. Зоны повы-

шенной трещиноватости (скрытые разломы) отмечаются условными знаками на металлогенических картах, их значение (особенно пересечения разноориентированных зон) учитывается при прогнозах на поиски руд. Во многих случаях эти разломы подтвердились открытиями новых месторождений.

Обычно выделяют две главные системы тектонически ослабленных зон: ортогональную, совпадающую с ориентировкой географических координат (меридианов и параллелей), и диагональную (северо-восточного и северо-западного направлений). Ослабленные зоны всех четырех направлений особенно отчетливо выявляются в Тихоокеанском подвижном поясе, где выделяются системы разрывных нарушений разного ранга – от планетарных трансконтинентальных, крупнейших окраинно-континентальных, определивших заложение геосинклиналей и складчатых систем, а внутри них – рудных поясов, металлогенических и рудных зон, вплоть до мелкой сети трещиноватости, которая наследует главные направления крупных разломов. Окраинно-континентальные системы, залагаясь на древнем докембрийском фундаменте, определили возникновение и линейную ориентировку складчатых систем, обрамляющих Тихоокеанский мегакратон ("структурный центр Земли", по В.И. Вернадскому). При сочетании различно ориентированных зон – меридиональных (юг Южной Америки, Восточная Австралия и обрамляющие ее с востока островные дуги), северо-западных (Северная Америка), северо-восточных (Азия) и субширотных (Аляска, Антарктида) – концентрическое обрамление Тихого океана получило конфигурацию, близкую к шестиугольной. Примечательно, что направление, определившееся при заложении прогибов, наложенных еще в среднем докембрии на древний фундамент щитов, сохранялось и позднее, благодаря чему возникали параллельные системы складчатых сооружений, обычно омоложившиеся в сторону Тихоокеанского мегаблока.

Шестиугольная конфигурация Тихоокеанского пояса нарушается при пересечении его границ разломами главным образом широтного направления. Таков Околоавстралийский экваториальный широтный сдвиг, видимо, определивший значительное смещение к востоку Австралийского звена пояса относительно Азиатского. Смещения происходили и в восточной части Тихоокеанского сегмента по субширотным трансформным разломам, продолжающимся из океанической области на континенты. Возможно, перемещения по паре широтных сдвигов обусловили образование Антильского и Южно-Сандвичевого блоков (островных дуг), далеко вдающихся к востоку с поворотом структур. Можно предполагать, что система Центрально-Американских широтных структур и разломов является продолжением направления Средиземноморского пояса.

Трещинные системы различных направлений отличаются по масштабам, морфологии, генетической природе и роли в рудообразовании.

Диагональные зоны определяют главные границы Тихоокеанского мегаблока, контролируя системы примыкающих к нему параллельных структурно-металлогенических зон. В Северной Америке такую систему образует пояс Кордильер северо-западного направления и его главная эвгеосинклинальная окраинно-континентальная меденосная зона, а также его внешнее миеосинклинальное обрамление. Это же направление отражено в крупном разломе океанического ложа, разделяющего акватория океана на западную (гористую) и восточную (с районами абиссальных холмов), рассеченную трансформными широтными разломами.

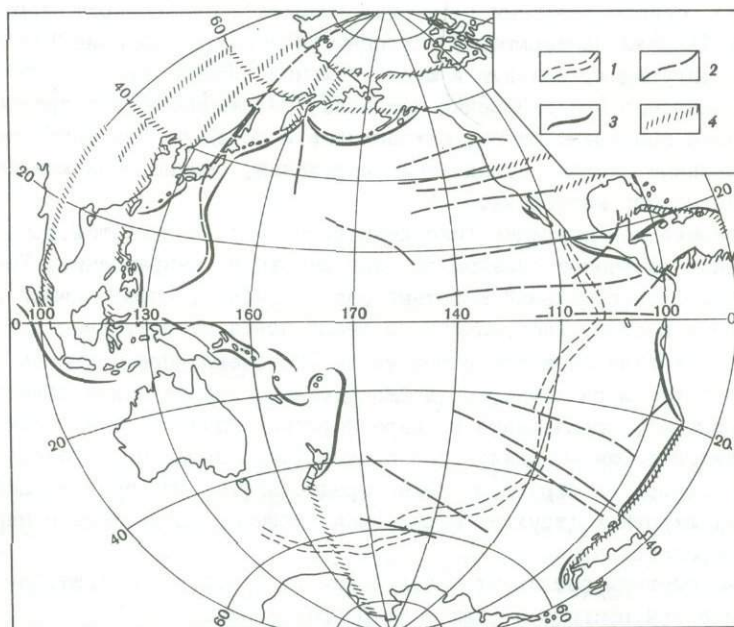
На Азиатской стороне Тихоокеанский кратон ограничен системой диагональных разломов северо-восточного направления, определившей развитие ортогеосинклиналей, окраинно-континентальных поясов и островных дуг. Эти тектониче-

ские элементы были заложены на древних докембрийских массивах, субширотных палеозойских зонах – Монголо–Охотской, Циньлинской и др. Они также характеризуются омоложением возраста бассейнов осадконакопления по направлению к Тихому океану. Возраст эндогенных проявлений здесь, как и на Американской стороне, омолажался к востоку, что особенно контрастно видно на широтном Монголо–Охотском ответвлении пояса. Этой системе свойственно параллельное положение структурно–фациальных зон с чередованием прогибов (синклиналиев) и поднятий (горст–антиклиналий).

Вдоль диагональных парапацифических разломов происходили продольные сдвиговые перемещения по типу правых сдвигов на Американской стороне и левых – на Азиатской. Определение амплитуды смещения затрудняется близпараллельной ориентировкой разломов и складчатых сооружений.

Разломы ортогональной системы – меридиональные и субширотные – также различны по своей природе, морфологии и роли локализации руд.

Меридиональные тектонические зоны образуют серии сближенных разрывов, протягивающихся чаще вдоль (или вблизи) меридианов, кратных десяти (100° , 110° , 120° и т.д.) (см. рисунок). Некоторые из них, подобно диагональным зо-



Сеть главных ортогональных разломов Тихоокеанского сегмента Земли

1 – Восточно–Тихоокеанский хребет; 2 – трансформные разломы; 3 – глубоководные желоба; 4 – участки разломов, подчеркнутые рудопроявлениями, элементами геоморфологии и т.д.

нам, контролируют положение параллельных металлогенических зон (меденосный пояс Чили, оловоносный Бирма–Малайский), протягиваясь на тысячи километров при ширине до 200 км (см. таблицу). Эти же зоны подчеркиваются элементами геоморфологии – долинами рек, "уступами" береговых линий океана (особенно Северного Ледовитого), подводными хребтами (Ломоносова, Ширшова). Иногда

Система главных меридиональных разломов Тихоокеанского пояса

Координаты	Северное полушарие			
	меридиональные линеаменты	признаки	возраст	металлогения
97-100° в.д.	Бирма-Индонезийский	Главная складчатая Малаккская палеозойская зона, оловоносный пояс, долины верховий рек Яньцзы, Меконг, Салуин	PZ-Q	Sn, W, Pb, Zn
109-110° в.д.	Байкало-Монгольский	Северный изгиб оз. Байкал, разломы Забайкалья, изгибы р. Хуанхэ вокруг Ордосского массива	PZ-Q	Sn, W
120° в.д.	Восточно-Китайский	Флюоритовый разлом в Шанхайской зоне	K-P	F
130° в.д.	Верхоянский	Бухта Тикси	PZ, T, J, K	Pb, Zn, Sn, Cu, Au
140° в.д.	Ломоносовский	Ломоносовский хребет, Новосибирские острова, Селляхская губа, Татарский пролив, Бонинская зона	J, K, P, Q	Sn, Au, Pb
150° в.д.	Омолонский	Гусиная и Гижигинская губа	K-Q	Cu, Sn, Au
160° в.д.	Тайгоносский	Медвежьи острова	K-Q	Cu
170° в.д.	Ширшовский	Поднятие Ширшова, Северо-Западный хр., Чаунская губа	Q	Sn, Au
180° в.д.	О-в Врангеля	Пролив Лонга, залив Креста, хребты Бауэра, Менделеева	K-Q	Sn
70° з.д.	Чилийский	Серия разломов Боливии, Аргентины, Чили	PZ-Q	Cu, Au, Sn

Примечание. В Южном полушарии главные меридиональные формы совпадают с границами морей Росса и Уэнделла (Антарктида).

вдоль меридиональных зон под влиянием сдвиговых перемещений происходит флексуобразный изгиб складок, сопровождаемый рудовмещающими зонами (Комсомольский оловорудный район). Крупнейшая Чилийская зона семидеятого меридиана протягивается на многие тысячи километров при ширине системы параллельных структурных элементов до 200 км. Значительное протяжение разломов этой серии при строгой прямолинейности позволяет судить об их вертикальном положении и, видимо, распространении на значительную глубину, вплоть до мантии Земли.

Для разломов, контролирующих минерализацию фемического профиля (медь), характерно омоложение возраста магматических пород и оруденения по направлению к востоку, что позволяет предполагать горизонтальное проскальзывание геоблока к западу над глубинной флюидопроводящей зоной в мантии. Для апосиалических элементов (олово) такого "смещения возраста" не устанавливается — магмагенерирующий очаг при образовании месторождений находился в верхнем сиалическом слое земной коры в течение длительного интервала времени (T-N).

Причина, казалось бы, мистического совпадения крупнейших меридиональных разрывных систем с современными "десятью" меридианами заключается в том, что началом отсчета принят город Гринвич, расположенный как раз на одном из таких "главных" меридианов. Развитие серии сближенных параллельных разрывов (Татарский пролив, верховья рек Яньцзы, Меконга, Салуина) можно объяснить перемещением плит над вертикальным глубинным разломом.

Широтные зоны также иногда образуют серии равноудаленных разломов. Таковы трансформные разломы восточной части Тихоокеанского кратона. Но они представлены и более грандиозными разрывными элементами, например зоной Средиземноморского раздвига, определившего обособление Гондваны, а затем и длительное развитие Средиземноморского подвижного пояса. К системе планетарных широтных разломов приурочены пояса внутриазиатских горно-складчатых сооружений — ответвлений Урало-Монгольского пояса. Проявлены и трансструктурные широтные зоны, отражающие глубинные разломы. Они играют важную роль в локализации рудных районов. Гипотетический неогеновый широтный левый экваториальный Австрало-Азиатский сдвиг (?) нарушает шестиугольное ограничение Тихоокеанского пояса смещением Австралии далеко к востоку от Азиатского звена. В Северном полушарии на востоке Тихоокеанского сегмента устанавливается уже отмеченная система равноудаленных трансформных широтных разломов с "шагом" около 10^0 , продолжающихся и на Американских континентах. По этим разломам также отмечаются сдвиговые перемещения иногда в виде пар правого и левого сдвигов, определявших передвижение к востоку ограниченных ими блоков (Антильская дуга), или дугообразные изгибы рудоносных структур, обращенные выпуклостью к востоку (дуга Айдахо). Возможно, что система широтных разломов Центральной Америки, определившая и возникновение Алеутской дуги, представляет собой продолжение тектонических элементов Тетиса.

В пределах континентального обрамления Тихого океана широтные разломы являются трансструктурными. Они играли важную роль в локализации рудных районов. Так, к единой широтной зоне приурочены на западе в Ханкайском массиве Вознесенский полиметалльный район с ниже-среднепалеозойской минерализацией, а на востоке в мезозойской Сихотэ-Алинской складчатой зоне Кавалеровский оловорудный район.

Говоря о рудоконтролирующей роли закономерной сети трещин, следует подчеркнуть различный шаг между трещинными зонами разных масштабов. Планетарная система трещин четырех направлений (ортогональной и диагональной систем)

проявляет себя повсеместно, но в разных масштабах. Наряду с крупной сетью с "шагом" около 10^0 , выявляются и более мелкие сетки. В областях пологой складчатости в перикратонных прогибах и миогеосинклиналиях отмечаются трещинные зоны, удаленные одна от другой на $1-2^0$ (на 100-200 км). Таковы поперечные широтные разломы Боливии и широтные и диагональные зоны юга Канады, контролирующие цепочки интрузивных массивов. В ортогеосинклиналиях с их интенсивной складчатостью выявляются и более мелкие сетки, например в Сихотэ-Алинской складчатой зоне с шагом в 30-20 мин (50-100 км). В детально изученных рудных районах картирование позволяет установить еще более мелкую сеть вплоть до мельчайших с количеством трещин одного направления (кливаж) до 10-20 на 1 м^2 поперечного сечения. Эти системы сближенных трещин И.Н. Томсон [3] предложил документировать для выявления зон повышенной трещиноватости.

Генетическое значение трещин в разных структурных этапах может меняться. Это видно на примере Сихотэ-Алинской складчатой зоны северо-восточного направления, наложенной северной частью на фемический фундамент палеозойской Монголо-Охотской широтной системы, а южной - на сиалический Ханкайский древний массив. Продолжение Монголо-Охотской зоны под мезозойскими Сихотэ-Алинскими сооружениями трассируется по проявлению в Нижнем Приамурье вулканитов повышенной основности, сопровождаемых золотом в кольцевых вулканоструктурах верхнего структурного этажа, заимствованным из подстилающего фундамента.

Южный фланг Сихотэ-Алинской геосинклинали, расположенный на древнем сиалическом Ханкайском фундаменте с его специфически оловоносными палеозойскими гранитами, характеризуются развитием преимущественно кислых вулканитов и ассоциирующихся с вулканогенно-интрузивным позднемезозойским комплексом проявлений олова, вероятно, заимствованного из сиалического оловоносного фундамента Ханкайского массива. Однотипные рудоконтролирующие зоны секут здесь и Ханкайский массив, и наложенный на него Сихотэ-Алинский мезозойский складчатый пояс, но генетическое значение разломов и трещин по восстанию меняется. Так, трещины северо-западного направления в Ханкайском массиве представляли надвиги и сдвиги, параллельные ориентировке древних структур. В верхнем же ярусе, в наложенных мезозойских сооружениях притихоокеанского (северо-восточного) направления, они уже играли роль поперечных трещин отрыва и вмещали пояса базальтовых даек, сопровождаемых нередко рудными жилами (Черемуховое месторождение). Позднее по ним проходили и сбросы.

Таким образом, зоны повышенной трещиноватости и флюидопроводящие ослабленные зоны трассируются из фундамента в вышележащие складчатые комплексы. И в тех и в других устанавливается рудоконтролирующая роль крупных планетарных линеаментов, например положение вдоль одной и той же широтной зоны оловорудных районов в молодой Сихотэ-Алинской складчатой области (Кавалеровский рудный район) и более древних нижнепалеозойских (Вознесенский район) - в кристаллическом комплексе Ханкайского массива.

Чем же можно объяснить возникновение и устойчивое существование закономерной планетарной сети трещин? Внешнее сходство с мозаикой трещин остывающей лавы позволяет предположить, что закономерная система трещин Земли возникла в процессе охлаждения некогда расплавленной оболочки. Не указывает ли совпадение ортогональной системы планетарных зон с современной географической системой координат на устойчивость положения полюсов и оси вращения Земли?

Устойчивость положения сети структурных элементов – складчатых и металлогенических зон, разломов – особенно ярко проявлена в Северном полушарии. В экваториальной же области очевидны признаки горизонтального перемещения блоков литосферы. Вероятно, смещения здесь происходили из-за большей линейной скорости ротации Земли (обособление и распад Гондваны). Несмотря на отмеченные горизонтальные перемещения структур пояса по поперечным и косым разломам, а также на явное погружение блоков под воды океана (Юго-Восточная Аляска и Канада, южно-чилийская система островов, окраинные моря Азии), общая конфигурация пояса сохраняется. Ее устойчивость особенно подчеркивает геохимическая кольцевая зональность с медной Внутренней мегазоной и оловянной Внешней. Устанавливается, что Внешняя мегазона развивалась на континентальной коре, а Внутренняя – на океанической, субокеанической или вдоль наложенных по разломам на континентальную кору эвгеосинклиналям. На фоне отмеченной кольцевой геохимической зональности с зеркальным отражением западной и восточной ветвей Тихоокеанского пояса устанавливается дисимметрия этого огромного планетарного "кольца". Она выражена в одностороннем расположении островных дуг и окраинных морей всегда к востоку от континентов, что тоже может определяться влиянием вращения Земли на горизонтальное смещение блоков литосферы. В металлогеническом отношении эта дисимметрия выражена в омоложении возраста оруденения к востоку.

При значительных перемещениях блоков и поворотах генетическое значение трещин разных направлений и интерпретация их генезиса могут меняться. Но первоначальная система зон разломов планетарного характера, возникающая при общем раздроблении Земли, определившая протяжение крупнейших подвижных поясов (Средиземноморского, Уральского, Центрально-Азиатского с его ответвлениями, Тихоокеанского), определила постоянство положения подвижных поясов Земли, а в их пределах – металлогенических и рудных зон [I].

Устойчивость такой планетарной системы с унаследованием профиля минерализации говорит против сторонников представления о значительном и независимом движении плит. Общий структурный рисунок металлогенических поясов и зон планеты сохранялся согласно изначальному планетарному ее раздроблению.

В практическом отношении этот вывод дает основание определять продолжение металлогенических зон и выявление путем сравнений и аналогий новых рудоносных площадей. Следуя выводу о важной роли рудоконтролирующих трещинных систем и значении участков пересечения трещин в локализации месторождений, можно прогнозировать новые рудоносные площади.

Как следует из сказанного, изучение рудоконтролирующих трещинных систем имеет значение не только для практики поисков месторождений, но и дает возможность по-новому подойти к вопросам палеотектоники и палеонтологий, используя рудные проявления как "маркеры", позволяющие оценить типы и историю развития тектонических элементов Земли в целом.

Л и т е р а т у р а

1. Радкевич Е.А. О соотношении крупных и мелких разрывных нарушений // Проблемы тектонофизики. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 168-174.
2. Радкевич Е.А., Томсон И.Н., Горлов Н.В. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости // Сов. геология. 1956. № 53. С. 170-185.

3. Томсон И.Н. Способы документации скрытых разломов фундамента в складчатой толще на примере Кавалеровского рудного района Приморья//Вопросы методики составления металлогенических карт. Киев: Наук. думка. 1960. С. 40-46.
4. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогноза эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6-20.

УДК 551.24.02

Н.И. Филатова

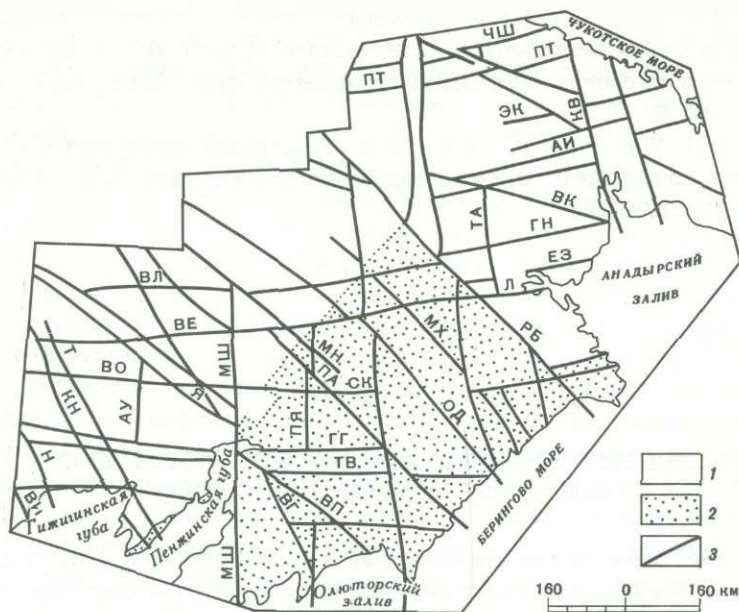
СКВОЗНЫЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО КОЛЬЦА И ИХ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

В результате многолетних исследований М.А. Фаворской и И.Н. Томсоном [3] была выявлена новая категория тектонических элементов – сквозные структуры, которые в тектоническом отношении имеют глобальное значение, а кроме того (и это особенно важно), выполняют важную рудоконтролирующую роль.

Такого же рода сквозные или трансрегиональные разломы широко распространены на северо-востоке Азии и прилежащих областях Тихого океана, где они подтверждены целым комплексом различных данных. Кроме традиционных методов исследования (структурно-тектонического, морфометрического, геохимического, вулканологического и др.), трансрегиональные разломы четко выделяются с помощью космического метода. На космических снимках, которые охватывают большие площади Земли, эти разломы обнаруживаются в наиболее полном виде [5, 6].

Трансрегиональные разломы на северо-востоке Азии представляют собой протяженные (многие сотни километров) зоны сгущения параллельно и кулисообразно расположенных разрывных нарушений общей шириной первые десятки километров. К описываемой категории разломов относятся структуры ортогональной сети, а также северо-западной ориентировки (см. рисунок); вероятно, такова же роль и части северо-восточных разломов. Нередко трансрегиональные разломы выражены пунктирно и прерывисто и на отдельных участках носят, таким образом, скрытый характер. Это объясняется чаще всего формированием в их пределах молодых наложенных структур, в том числе и связанных с магматизмом, причем локализация этих структур диктуется самими трансрегиональными разломами (обычно узлом пересечения таких разломов).

Особенность трансрегиональных разломов заключается в том, что они пересекают структуры различного возраста и генезиса, причем один и тот же элемент не только нередко прослеживается на континенте, но и продолжается в пределы Тихого океана, имея четкое выражение в океанических структурах. В результате вся зона перехода континент-Тихий океан, включающая материковое обрамление различной степени континентальной зрелости коры (мощную континентальную кору в пределах Верхояно-Чукотской тектонической области и ныне формирующуюся кору переходного типа в пределах Корякско-Камчатской облас-



Сквозные разломы северо-востока Азии

1 - континентальная кора дорифейского и фанерозойского возраста; 2 - кора переходного типа, формирующаяся в позднем мезозое-кайнозое; 3 - сквозные (трансрегиональные) разломы и их названия: северо-западные - ВЛ - Вилигинский, Н - Насучанский (Омсучанская система разломов), КН - Коргодонско-Наяханский, ТВ - Тебанинский (Сугойская система разломов), Я - Якваамский, ВП - Валижгенско-Пахачинский, ОД - Омолонско-Тылхойский, ВГ - Валижгенско-Говенский, УУ - Уш-Урукчанский, ПА - Пенжинско-Аниваямский, МН - Мургалско-Налгимский, ОД - Орловско-Дежневский, МХ - Майнско-Хатырский, РБ - Раучанско-Бельский, ВК - Верхне-Кансаланский; широтные - ЧШ - Чаунско-Шмидтовский, ПТ - Паляваам-Тыаутский, (Чаунско-Чукотская система разломов), ЭК - Экитыкинско-Колючинский, ВЛ - Верхнеолойский, БЕ - Верхнепенжинский, ТН - Тнеквеемский, ЕЗ - Еропольско-Золотогорский, Л - Лиманский (Омолонско-Золотогорская система разломов), ВО - Верхне-Окланский, СК - Слоутинско-Койверэланский (Омолонско-Беринговская система разломов), Т - Таватумский, ГП - Гижигинско-Паралпольский, ТВ - Таловско-Ванэтатский (Охотско-Корякская система разломов); меридиональные - АУ - Ауландинский, МШ - Маметчинско-Шайбовеемский, ПЯ - Пенжинско-Яблонский, ЧЮ - Чинейвеемско-Юрумкувеемский, Б - Бельский, ТА - Танюрерский, КВ - Крестовский

ти), пересечена протяженными зонами трансрегиональных разломов, продолжающимися и в пределы Берингоморской котловины.

Следует отметить значительную густоту в размещении трансрегиональных разломов: они располагаются с интервалами 100-150 км, образуя в отдельных случаях сгущения, выделенные в ранг систем сквозных разломов.

На примере северо-западной части Тихоокеанского кольца можно проследить геологическую историю проявления трансрегиональных разломов в течение позднемезозойского-кайнозойского этапов. Роль этих разломов весьма различна. Они являются путями вывода магматических расплавов различного генезиса (мантийного, корового, анатектического), гидротермальных растворов и газовой фазы, влияют на размещение и локализацию тектоно-магматогенных структур. Кроме того, они обуславливают сегментированность крупных тектонических

структур, зон и областей, предопределяя возникновение различающихся в структурном, формационном и минерагеническом отношении блоков (плит и микроплит). Вдоль них на континенте осуществляются сдвиговые горизонтальные перемещения различной амплитуды; в пределах океана они играют роль трансформных разломов. Составляющие трансрегиональных разломов нередко используются при реализации процесса деструкции, рифтогенеза континентальной коры, являясь ограничениями грабенов и горстов. Указанные разломы четко проявились на неотектоническом этапе, нередко формируя конфигурацию отдельных участков побережья Тихого океана и отражаясь в структурах океанического ложа.

Особенность трансрегиональных разломов заключается в различном характере геологического выражения одного и того же линеамента в разные возрастные интервалы. Так, например, играя на одном этапе роль сдвига, трансрегиональный разлом на другом этапе может выступать в качестве крупной магмоподводящей структуры. Более того, нередко устанавливаются случаи неоднозначной геологической роли одного и того же трансрегионального разлома вдоль его простиранья [2]. Это обуславливает различный характер геофизических аномалий вдоль подобных сквозных структур.

Важную роль сквозных разломов в процессе формирования позднемезозойского-кайнозойского магматизма северо-востока Азии можно продемонстрировать на примере Охотско-Чукотского (ОЧВП) и Камчатско-Корякского (ККВП) вулканических поясов.

В первом из них поперечные по отношению к простиранью пояса трансрегиональные разломы северо-западной и меридиональной ориентировки обуславливают разделение его на восемь сегментов (Удско-Ульянский, Охотский, Гижигинский, Пенжинский, Анадырский, Центральнo-Чукотский, Канчаланский и Восточно-Чукотский), различающихся тектоно-магматогенными структурами и характером магматизма. Разделяющие эти сегменты трансрегиональные разломы имели и самостоятельное значение: вдоль них размещаются большие объемы вулканогенных образований, риолитового и дацитового состава (в том числе и игнимбритов), а также цепочки гранитоидных массивов. Эти участки широкого развития пород кислого и умеренно кислого состава, напоминающие "риолитовые максимумы" Андийского пояса, судя по особенностям состава вулканитов [4], генетически связаны с очагами анатектической магмы, возникавшими в зонах сквозных разломов в обстановке повышенного теплового и флюидного режимов. На гравиметрических картах эти отрезки сквозных разломов выражены соответствующим простираньем изоаномал, а также серией локальных отрицательных аномалий, отражающих былые камеры анатектической магмы.

Указанные трансрегиональные разломы трассируются поперечными по отношению к простиранью ОЧВП рядами тектоно-магматогенных кольцевых структур (диаметром от первых сотен метров до первых десятков, реже более километров), возникшими в генетической связи с коровыми выплавками. Об интенсивности процесса палингенеза в зонах трансрегиональных разломов свидетельствует тот факт, что вдоль этих разломов нередко закладываются поперечные к простиранью пояса "дочерние" пояса риолитового магматизма, размещающиеся в тыловой (по отношению к Тихому океану) части ОЧВП и отходящие от основного его ствола на многие десятки и даже сотни километров.

Примером может служить Куйдусунский субмеридиональный разлом, служащий границей Удско-Ульянского и Охотского сегментов ОЧВП. Вдоль него мощные по-

ля меловых игнимбригов и многочисленные массивы гранитоидов на 200–250 км удаляются на север от основной ветви ОЧВП. Аналогичным образом выражена разделяющая Охотский и Гижигинский сегменты Омсукчанская система разломов. Располагающаяся вдоль нее и поперечно по отношению к ОЧВП зона позднемезозойского магматизма удаляется от ОЧВП на 270 км. Обширные поля меловых игнимбригов и возникших при их формировании кольцевых тектоно-магматогенных структур (например, Еропольская) контролируются Пенжинско-Аниваямским и Мургаляско-Налгимским трансрегиональными разломами северо-западной ориентировки, разделяющими Пенжинский и Анадырский сегменты ОЧВП.

Своеобразной "игнимбритовой осью" являются разделяющие Анадырский и Централно-Чукотский сегменты сближенные Чинейвеемско-Юрумкувеемский и Бельский меридиональные разломы, рассекающие континент от Чукотского моря до Берингова и выраженные магнитной аномалией в пределах последнего. Указанные разломы контролируют размещение меридионального ряда тектоно-магматогенных кольцевых структур, связанных с накоплением риолитовой формации, представленной здесь преимущественно игнимбритами кислого и умеренно кислого состава. Эта поперечная по отношению к ОЧВП меридиональная зона структур, связанных с анатектическим магматизмом, протягивается вдоль названных трансрегиональных разломов на 350 км, выходя на юге за пределы основного ствола ОЧВП на территорию Пенжинского прогиба. Отдельным кольцевым структурам этой зоны соответствуют отрицательные остаточные аномалии поля силы тяжести.

Однако сквозные разломы различной ориентировки влияют на размещение тектоно-магматогенных структур и в пределах отдельных сегментов, причем это распространяется на структуры, возникшие в связи не только с анатектическим, коровым, но и с мантийным магматизмом, при накоплении базальт-андезитовой формации известково-щелочной серии. При этом на фоне общего северо-восточного простирания структур, свойственного ОЧВП, в пределах отдельных его сегментов возникали ряды структур северо-западной, широтной и меридиональной ориентировки.

В местах пересечения трансрегиональных разломов развивались обширные скопления тектоно-магматогенных структур, а также наиболее крупные и сложно построенные из них (к тому же и наиболее перспективные в отношении обнаружения эндогенного оруденения). Так, в Гижигинском сегменте ОЧВП общее северо-восточное простирание тектоно-магматогенных структур осложняется рядами структур двух направлений – северо-западного и широтного.

Первый из них предопределен Сугойской системой разломов, вдоль которой размещаются кольцевые структуры, преимущественно плутогенного генезиса (хотя и здесь присутствуют вулканогенные образования кислого состава). Протяженность этого выходящего на севере за пределы ОЧВП поперечного ряда тектоно-магматогенных структур около 230 км. Цепочка тектоно-магматогенных структур широтной ориентировки приурочена в Гижигинском секторе к широтной зоне Охотско-Корякской системы разломов, которая из пределов ОЧВП протягивается далеко на восток в пределы Корякско-Камчатской тектонической области, влияя на размещение ареалов палеоген-неогенового магматизма ККВП.

Широтный ряд тектоно-магматогенных кольцевых структур Гижигинского сегмента включает ряд перспективных рудоносных структур, причем одна из наиболее важных из них – Туромчинская – приурочена к узлу пересечения составляющих Сугойской и Охотско-Корякской систем сквозных разломов.

Четко проявлены широтные трансрегиональные разломы и в Пенжинском сегменте ОЧВП, обуславливая соответствующую ориентировку кольцевых тектоно-магматогенных структур, в том числе и той, с которой структурно и генетически связан Сергеевский рудный объект. Центры этих структур приурочены к узлам пересечения сквозных разломов различной ориентировки. Значимость последнего структурного контроля особенно отчетливо демонстрируется на примере Пегтымельской кольцевой мегасистемы диаметром около 250 км, которая образована мощной риолитовой формацией и, размещаясь в Центрально-Чукотском сегменте, приурочена к участку торцового сочленения главных магмаподводящих северо-восточных разломов ОЧВП с широтной системой трансрегиональных разломов северо-западной ориентировки. О масштабах проявившегося в пределах этой сквозной системы разломов процесса анатексиса, приведшего к возникновению Пегтымельской кольцевой мегасистемы, свидетельствует интенсивный региональный минимум поля силы тяжести, в целом конформный этой структуре.

Как уже указывалось выше, единая система сквозных разломов, рассекающая мезозойский континент северо-востока Азии (на окраинной части которого развивался ОЧВП), продолжается и в более внутренние части Тихоокеанского кольца, отчетливо проявляясь в северной части Корякско-Камчатской тектонической области. В последней трансрегиональные разломы обусловили, в частности, специфику строения палеоген-миоценового ККВП. Трансрегиональные разломы северо-западной ориентировки обусловили возникновение в северо-восточной части этого пояса двух поперечных по отношению к простиранию ККВП вулканических зон — Слаутнинско-Автоваамской и Алгано-Эмкайской.

Начиная с конца эоцена и до раннего миоцена включительно магмоподводящими являлись не только разломы северо-восточной ориентировки, предопределившие основное северо-восточное направление ККВП, но и пересекающие их отрезки Мургалско-Налгимского и Майнско-Хатырского трансрегиональных разломов, вдоль которых и возникли две указанные поперечные зоны ККВП. Обе зоны, отходящие на север от главной ветви пояса на 200–250 км, имеют четковидное строение, обусловленное неравномерным распределением их в пределах тектоно-магматогенных кольцевых структур; сгущения последних приурочены к узлам пересечения названных сквозных разломов с разломами иной ориентировки, в том числе и трансрегиональных.

Это четковидное строение поперечных зон ККВП подтверждается и гравиметрическими данными: на фоне соответствующих этим зонам линейных отрицательных гравитационных аномалий наблюдаются локальные, изометричные в плане минимумы, фиксирующие, по-видимому, положение промежуточных магматических камер мантийных известково-щелочных и палингенных коровых расплавов, с которыми связано формирование ККВП. Такого рода минимум поля силы тяжести соответствует, например, сгущению кольцевых структур, приуроченному к месту пересечения Майнско-Хатырского и меридионального Бельского сквозных разломов. На этом сложном построенном участке присутствуют кольцевые тектоно-магматогенные структуры, образованные как дифференцированными вулканитами известково-щелочной серии (Элекайская структура), так и вулканогенными породами кислого состава анатектической природы (Парханайская структура).

Остальные скопления тектоно-магматогенных структур ККВП (в том числе и вмещающие наиболее крупные рудные объекты эпи- и мезотермального оруденения) приурочены, как правило, к узлам пересечения трансрегиональных разло-

мов. Такую же структурную позицию занимают и наиболее крупные тектоно-магматогенные структуры этого пояса, такие, как Инпенвеевская (центральная часть Корякского нагорья) и Красноозерская (низовья Анадыря).

Отдельные отрезки трансрегиональных разломов северо-востока Азии были активны и при проявлении процесса принципиально иной природы - деструкции континентальной коры и начальных явлений рифтогенеза, который в маастрихт-эоценовое время кратковременно охватил материковое обрамление северо-запада Тихого океана. В результате, наряду с преобладающими грабенами северо-восточной ориентировки, вдоль Чинейвеевско-Юрмкувеевского, Бельского и других сквозных разломов возникли грабены меридионального направления. Эти разломы предопределили образование Бельского грабена, а также ряда грабенов и горстов в пределах Анадырской впадины.

В ходе процесса рифтогенеза меридиональные сквозные разломы явились магмоподводящими для глубинных базальтоидных расплавов повышенной щелочности, ареалы которых размещаются не только в пределах Корякско-Камчатской тектонической области, но и в окраинной части мезозойского континента, накладываясь на магматические образования ОЧВП.

На этом же этапе в пределах ОЧВП вдоль трансрегиональных разломов северо-западной и меридиональной ориентировки сформировались небольшие палеогеновые интрузивные и субвулканические массивы (состав которых - чаще всего повышенной щелочности - колеблется в широких пределах - от габбро и диабазов до гранитов), имеющие важное рудолокализирующее значение. Подобные одиночные массивы и связанные с ними тектоно-магматогенные структуры размещаются в ОЧВП, например, вдоль Мургалско-Налгимского разлома в междуречье Пенжины-Анадыря, а также вдоль меридиональных разломов в бассейнах рек Танюрер и Канчалан, на северном обрамлении Анадырской впадины.

Кроме магмоподводящей функции, трансрегиональные разломы играли важную роль при горизонтальных перемещениях отдельных блоков (плит и микроплит) и формировании аллохтонных пластин на материковом обрамлении Тихого океана. Для северо-западной части Тихоокеанского кольца сдвиговые перемещения по указанным на рисунке сквозным разломам северо-западной и меридиональной ориентировки устанавливаются начиная с баррем-раннеальбского этапа. На этом этапе располагающийся ныне по северному обрамлению Корякско-Камчатской тектонической области Удско-Мургалский островодужный вулканический пояс позднеюрского-неокомового возраста благодаря смещениям отдельных его частей по трансрегиональным разломам приобрел ступенчатую в плане конфигурацию. Эти же сдвиги проявились и в фундаменте ОЧВП.

На более поздних этапах сдвиговые перемещения по сквозным разломам происходили на обрамлении Тихого океана неоднократно в начале позднего мела, на рубеже мела-палеогена, в неогене, чередуясь во времени с этапами формирования островодужных и окраинно-континентальных вулканических поясов, когда трансрегиональные разломы выступали в качестве магмоподводящих структур. Во время этапов усиления горизонтальных движений горных масс (направленных, как правило, от океана в сторону континента) происходило формирование тектонических покровов и чешуйчатонадвиговых дислокаций, которые ограничивались и расчленялись сдвигами вдоль трансрегиональных разломов. Подобные сдвиги нарушают и ОЧВП, но с наибольшей амплитудой они проявились в пределах северной части Корякско-Камчатской тектонической области, где вдоль них

происходило перемещениедвигающихся со стороны океана крупных аллохтонных пластин офиолитовых и островодужных ассоциаций.

Выше уже говорилось о различной геологической роли, которую могли выполнять отдельные, сменяющие друг друга по простиранию отрезки трансрегиональных разломов. Так, при формировании окраинно-континентальных (например, ОЧВП и КЧВП) и островодужных вулканических поясов трансрегиональные разломы в пределах этих поясов выступали в качестве магмоподводящих структур, а в пределах прилежащего глубоководного желоба и океанической плиты играли роль трансформных разломов. Такую функцию на позднемезозойском этапе выполнял, по-видимому, Олюторско-Ануйский меридиональный разлом, протягивающийся из бассейна р. Ануй в хр. Ширшова. На континенте он влиял на размещение меловых тектоно-магматогенных структур, а в пределах океанского ложа играл роль трансформного разлома.

Рассмотренные в настоящей статье сквозные разломы северо-запада Тихоокеанского кольца, проявившиеся здесь на позднемезозойском и кайнозойском этапах, имели, по-видимому, глубинное, подлитосферное заложение. Об этом свидетельствует приуроченность к ним глубинных базальтоидов, а также тот факт, что они выступают в роли ограничения микроплит трансформного характера. О мантийном уровне зон сквозных разломов свидетельствуют и геофизические данные (Н.А. Шило и др., 1979 г.).

Выявление сквозных структур играет важную роль не только с точки зрения расшифровки тектонического строения того или иного региона и более полного понимания геологической истории его развития, но и уточнения прогнозирования эндогенного оруденения, поскольку трансрегиональные разломы осуществляют важную рудоконтролирующую и рудоконцентрирующую роль [1, 3, 6]. Они влияют на размещение рудных зон и отдельных рудных районов различных типов полезных ископаемых, генерирующихся как на мантийном, так и на коровом уровне.

Л и т е р а т у р а

1. Сергеев К.Ф., Ким Ч.У., Кочергин Е.В. Глубинная природа поперечных нарушений Курильской островной системы//Тез. докл. Междунар. совещ. по геодинамике зап. части Тихого океана. Южно-Сахалинск: Ин-т мор. геологии и геофизики ДВНЦ АН СССР. 1981. Вып. I. С. 18-19.
2. Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л. и др. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983. 192 с.
3. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.
4. Филатова Н.И., Дворянкин А.И. Эволюция вулканизма центральной части Охотско-Чукотского вулканического пояса//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № II. С. 51-68.
5. Филатова Н.И. Трансрегиональные разломы Северо-Востока СССР, проявленные на космических снимках//Исслед. Земли из космоса. 1983. № 4. С. 54-57.
6. Филатова Н.И., Дворянкин А.И., Егоров И.В. и др. Структуры континентальной и переходной земной коры на космических снимках. М.: Недра, 1984. 211 с.

А.Е. Тюленев, В.Г. Кушев

РЕЗУЛЬТАТЫ СОПОСТАВЛЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ ЛИНЕАМЕНТНОГО
АНАЛИЗА СИБИРСКОЙ И КИТАЙСКО-КОРЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМ
И ПЛАТФОРМЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ
ПРИМОРСКО-ПРИАМУРСКОГО РЕГИОНА

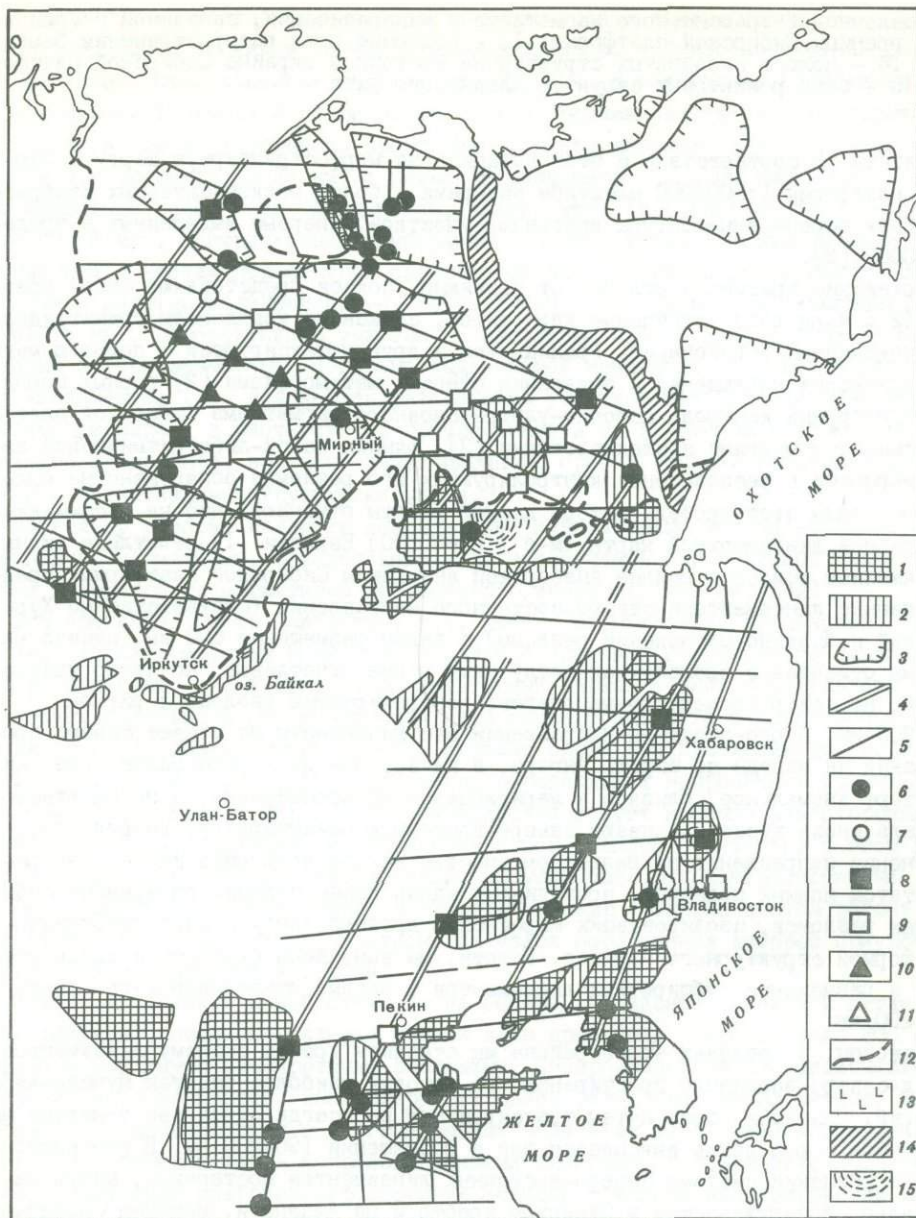
Авторами проведено сопоставление упомянутых регионов на основе выявления глубинного структурного каркаса, контролирующего кимберлитовый магматизм. Каркас фиксируется с помощью космоизображений разного масштаба с учетом степени естественной генерализации объектов, т.е. в зависимости от иерархического положения линеаментов на снимках разного масштаба.

В процессе подобного анализа установлено, что очаги щелочно-ультраосновного и кимберлитового магматизма приурочены к местам пересечения линеаментов. Конкретные очагово-контролирующие зоны и перспективные участки выявляются при сопоставлении космоизображений разного масштаба. В процессе манипуляций с изображениями разной степени генерализации и детализации выявляются перспективные участки разных масштабов и производится сокращение площади последних до размеров, позволяющих применять наземные поиски. Методика способствует выявлению ритмики размещения очагово-контролирующих разломов и, следовательно, дает возможность трассировать их серии, не выявленные традиционными способами.

Сибирская платформа

Наряду с демонстрацией этой методики, реализующей дедуктивный метод, для уточнения направления и ритмики в размещении контролирующих щелочно-ультраосновной магматизм разломов Сибирской платформы производилось сопоставление линеаментной сети этого региона со структурным каркасом Китайско-Корейской платформы, где проявления кимберлитового магматизма контролируются весьма похожим тектоническим аппаратом. Проверку своей концепции авторы производили с помощью контрольных участков, являющихся известными кимберлитовыми полями Якутской алмазонасной провинции [3]. Практически все известные поля оказались приуроченными (см. рисунок) к выявленным региональным сквозным линеаментным зонам и к пересечениям их друг с другом. В связи с этим авторы считают корректным выделять в тех узлах пересечения, где упомянутые объекты отсутствуют, перспективные на кимберлитовый магматизм участки. Критериями перспективности здесь были переходная зона от положительных структур фундамента к отрицательным, а также связь с флексурными перегибами в чехле, с долеритовыми интрузиями, с кольцевыми структурами (диаметр 180-300 км), с глубиной залегания поверхности Мохо и толщиной земной коры, с глубиной залегания границы литосферы и, наконец, с глубиной денудационного среза. При дешифрировании учитывались как подтвержденные, так и не подтвержденные геофизическими данными линеаменты.

Наконец, разбровка известных кимберлитовых полей [3] производилась также на основе концепции С. Фергюссона [4] и В.Г. Кушева [2], выделяющих в фундаменте кратонные архейские мегаблоки, с которыми связан эксплозивный



Морфоструктурная схема Сибирской и Китайско-Корейской платформ. М-6
 1:25000000. Составлена А.Е. Тюленевым с использованием материалов В.Г. Кушева

1 - контуры кратонов в пределах докембрийских щитов; 2 - контуры подвижных поясов в пределах докембрийских щитов; 3 - контуры кратонных частей докембрийского фундамента в пределах платформ; 4 - сквозные линейно-амблитные зоны глубокого заложения северо-восточного направления; 5 - основные разломы глубокого заложения северо-западного и субширотного направления; 6 - известные поля кимберлитов и кимберлитоподобных пород Сибирской платформы (Мокшанцев и др., 1976 г.); 7 - известные поля кимберлитов и кимберлитоподобных пород Китайско-Корейской платформы (Fumio Kishimoto, 1981 г.); 8 - перспективные участки на выявление очагов щелочно-ультраосновного магматизма в пределах кратонов; 9 - перспективные участки на выявление очагов щелочно-ультраосновного магматизма вне пределов кратонов; 10 - перспективные участки на выявление минерализации, связанной с траппами; 11 - комплексные перспективные участки на выявление оча-

гов щелочно-ультраосновного магматизма и минерализации, связанной с траппами; 12 - границы Сибирской платформы; 13 - обширные поля распространения базальтов; 14 - полоса складчатых структур на восточной окраине Сибирской платформы; 15 - зона реликтовых структур Алданского щита

магматизм. В соответствии с этой позицией на морфоструктурную карту Сибирской платформы 1:5000000 масштаба авторами с более мелкомасштабных изображений были перенесены контуры кратонных участков, впервые выделенных в пределах СССР [2].

Архейские кратоны в отличие от подвижных поясов представляют собой древние (2,8 млрд лет) устойчивые ядра щитов, сложенные комплексом гранитоидов и зеленокаменных образований. Границы тех и других фиксируются с помощью магнитометрических наблюдений и выявления степени метаморфизма [2] горных пород.

Структурный контроль щелочно-ультраосновного магматизма Сибирской платформы отмечался многими исследователями [3], однако какой-либо ритмической закономерности в расположении контролирующих его разломов обнаружено не было.

Восполняя этот пробел, авторы данной работы отмечают, что на сверхмелкомасштабной линеamentной карте (м-б 1:2500000) Евразии [1] отчетливо видны протяженные полосы в районе Анабарской антеклизы Сибирской платформы, представленные линеamentами северо-восточного направления (соответственно Хурмайский и Далдыно-Оленекский разломы) с шагом размещения 600 км, однако южнее мы отмечаем в промежутках между ними менее отчетливые, но легко трассируемые на север промежуточные очагово-контролирующие разломы с ритмом 190-200 км. В юго-западном направлении эти линеamentы не меняют своего простирания на западе до широт Ангары, а на востоке до широт Вилюя, где они обретают аномальное, близкое к меридиональному простирание, а затем южнее Байкала вновь восстанавливают северо-восточную ориентировку. По-видимому, изменение направления на Вилюйском участке нельзя объяснить иначе, как результатом мощных подвижек, проходивших вдоль более поздних по времени субширотных разломов, изолировавших Мирнинскую древнюю глыбу с иной ортогональной формой структурного каркаса. Кстати, мы вынуждены отметить и здесь ритмику в размещении субширотных линеamentов с весьма отчетливым шагом опять 190-200 км.

Наконец, в пределах этого района мы отмечаем третью систему линеamentов запад-северо-западного простирания, из которых наиболее заметен Мунско-Хурмайский. Однако и здесь путем трассирования не всегда отчетливо заметных линеamentов с юга легко выясняется шаг в размещении 190-200 км. В юго-восточном направлении система северо-восточных линеamentов постепенно, минуя Забайкалье, обнаруживается в Становом хребте и на Алдане и, наконец, попадает в Северо-Восточный Китай, где шаг расстояния между линеamentами (но не ориентировка их) изменяется в сторону увеличения (до 250-320 км). При этом линеamentы северо-восточного направления реализуются не только в форме единичных глобальных разломов, но и в виде зон шириной до 100 км (Ляодун-Сунгария-Амурская и Хинганская). Разломы по простиранию протягиваются вплоть до Юго-Восточного Китая. Налицо также и здесь система линеamentов субширотного направления с ритмикой размещения 150-180 км. Есть основания полагать, что система эта была, по крайней мере, возобновлена в мезозойское время и обязана своему возрождению исключительно области тектоно-магматической активизации Тихоокеанского подвижного пояса.

Анализируя космоизображения более низкого уровня генерализации (м-б 1:5000000), мы видим те же закономерности, но в более конкретной форме (на рисунке - стилизованный вариант этой схемы). В междуречье Оленека на севере и Нижней Тунгуски и Вилюя на юге четко прослеживается система скрытых линеаментов северо-восточного простирания, контролирующих кимберлитовый магматизм зон (шириной 15-25 км) с ритмичной размещением 190-200 км. Практически все известные здесь поля (Далдынское, Алакитское, Хуромайское, Мунское, Маймеча-Котуйское, Чомурдахское) кимберлитового магматизма [3] оказываются приуроченными к местам пересечения северо-восточных разломов запад-северо-западными и широтными линеаментами, образующими ту же ритмику в размещении (190-200 км). Перспективные участки на выявление очагов кимберлитового магматизма авторы размещают, согласно выдвигаемой концепции, в узлах пересечения линеаментов [3]. Дальнейшая разбраковка участков детализации идет по другим признакам, в частности по приуроченности их к краевым частям кратонов древнего фундамента, величине денудационного среза, глубине границы Мохо и связи с пликативными структурами чехла.

Поскольку разломы являются комплексными индикаторами щелочно-основного и траппового магматизма, юго-западные узлы пересечения перспективны также на очаги долеритового магматизма мезозойского возраста (см. рисунок).

Юго-восточная часть платформы, т.е. район Ботубинской (Мирнинской) седловины, характеризуется иной, ортогональной системой структурного каркаса. Авторы полагают, что такого рода структурный каркас возник в результате сдвиговых дислокаций путем поворота этой глыбы фундамента в предмезозойское время по направлению против часовой стрелки вдоль зон дробления как меридионального, так и широтного простирания, определяющих направление речных долин Нижней Тунгуски и Вилюя. Об этом свидетельствует наличие левосторонних сдвигов этого направления, а также практически полное отсутствие в этом районе разломов диагональных простираний, могущих быть рудоконтролирующими.

По упомянутой причине кимберлитоконтролирующие разломы в этом районе образуют ортогональную сетку, к одному из узлов пересечения которой приурочено Ботубинское кимберлитовое поле.

Исходя из анализа нашей схемы, и на севере, в районе Оленекской петли (см. рисунок), очевидно наличие мощной зоны дробления (ширина около 200 км), ограниченной двумя субширотными разломами. Северо-западное и меридиональное направление линеаментов, контролирующих здесь размещение взрывчатого магматизма, свидетельствует о многочисленных подвижках вдоль разломов субширотного направления с лево- и правосторонними сдвигами. В результате подвижек северо-восточные очаговоконтролирующие системы изменили направление на меридиональное и северо-западное, в силу чего поиски очагов щелочно-ультраосновного магматизма можно проводить лишь в узлах пересечения северо-западных и меридиональных разломов с субширотными.

Итак, по форме структурного каркаса в пределах региона выделяются три блока: северный, южный и центральный. Центральный блок, занимающий основную часть Анабарской антеклизы, организован скрытыми линеаментными зонами северо-восточного, субширотного и отчасти запад-северо-западного простирания, образующими полигональную сетку с ритмичной размещением 190-200 км. Северный и южный (Оленекский и Ботубинский) блоки организованы линеаментами меридионального и широтного простирания, образующими ортогональную сетку с шагом

размещения 60–70 км. Очаги кимберлитового магматизма и связанные с ними минерализованные узлы приурочены к участкам пересечения линейных зон.

Китайско-Корейская платформа

В 70-х годах в Китае было открыто 12 кимберлитовых полей [4–7]. Мы уже упоминали об общности структурного каркаса, контролирующего эффузивный магматизм Сибирской платформы и Северо-Восточного Китая. В самом деле, анализ стилизованной морфоструктурной схемы м-ба 1:5000000 (см. рисунок) позволяет сделать следующие заключения:

- 1) основная масса алмазосносных кимберлитов Китая располагается в пределах выходов докембрийских пород, формирующих кратонные участки, и, следовательно, размещение кимберлитов контролируется зонами этих выходов;
- 2) отмечается явная связь кимберлитового магматизма в северной части платформы с разломами северо-восточного простирания, обнаруживающими четкий ритм в размещении (250–320 км);
- 3) налицо приуроченность упомянутого магматизма к узлам пересечения этой системы разломами широтного направления, также имеющими определенный, но более сложный шаг в размещении (150–200 км);
- 4) линейные субширотного простирания практически образуют широкие (30–50 км) зоны;
- 5) поля кимберлитового магматизма в основном тяготеют к разломам, обрамляющим платформу (например, платформа Ишуань в изгибе Хуанхэ);
- 6) отмечены очаги, расположенные в активизированных областях (вблизи Китайско-Бирманской границы);
- 7) кимберлитоконтролирующие структуры и очаги соответствующего магматизма располагаются лишь в Восточном Китае (западной границей их распространения является западная граница платформы Ишуань и Сычуань);
- 8) основные линейные зоны северо-восточного простирания образуют четыре полосы, ритмично прослеживающиеся в этом направлении за пределы рек Амур и Уссури. Ширина одной полосы (Сунгари-Амурского разлома) – 50–100 км; другая, расположенная северо-западнее первой в 550–600 км от нее, протягивается примерно параллельно хр. Большой Хинган. На юге вблизи платформы Ишуань намечается третья промежуточная полоса, которую можно продолжить в пространстве между двумя первыми и получить, таким образом, ритм размещения в 270–300 км;
- 9) на самом юге Китайско-Корейской платформы (южнее Пекина, см. рисунок) контроль очагов кимберлитового магматизма осуществляется с помощью иной, ортогональной сетки (100х150 км) разломов (как и в Ботуобинской глыбе Сибирской платформы), образованной пересечением меридиональных (шаг 150 км) и субширотных (шаг 100–120 км) линейных зон.

С учетом анализа этой схемы и более детальных космоизображений намечается следующая закономерность: очаги щелочного ультраосновного магматизма находятся, как правило, в узлах пересечения протяженных разломов (см. рисунок). Наиболее интересные очаги связаны с субширотным линейным элементом, проходящим через Чаньчуньское и Тумынское поля провинции Ляонин, на широте г. Находки. Другой субширотный линейный элемент, пересекающий центральную часть Ханкайского массива, фиксируется аэромагнитными аномалиями и размещен к северу от первого на расстоянии 270 км. Небезынтересен и третий линейный элемент, простирающийся в субширотном направлении и образующий очаг эффузивного магматизма в ме-

сте пересечения с Сунгари-Амурским линеamentом северо-восточного направления в пределах Буреинского массива.

Итак, мы можем констатировать, что кимберлитовый магматизм в Северо-Восточном Китае контролируется разломами северо-восточного направления, которые в сочетании с пересекающими их субширотными разломами образуют ритмично ориентированную полигональную сетку со сторонами соответственно 250-320 и 150-200 км, к узлам которой приурочены очаги упомянутого магматизма. Большинство китайских и японских геологов определяют возраст магматизма как мезозойский (в провинции Ляонин) и палеозойский (Шандунь и Хубэй) [4].

Авторы согласны с этой концепцией лишь отчасти, так как имеется кимберлитовое поле в южной части провинции Ляонин (Ляодунский полуостров), которое, по-видимому, связано лишь с субширотной зоной линеamentов и возраст которого более древний: кимберлитовые жилы прорывают синейские-пермские отложения, а перекрываются яньшаньскими осадками. Если это так, то придется сделать допущение о двух возрастных генерациях кимберлитов: более малочисленной, связанной с субширотными разломами, и более молодой, многочисленной, контролируемой разломами северо-восточного направления. Отметим также в качестве поискового признака продуктов щелочно-базальтового магматизма их магнитную восприимчивость, реализующуюся в форме перехода от отрицательных аномалий к положительным. Итак:

1. Судя по результатам сопоставления региональных морфоструктурных схем, в упомянутых регионах отмечается общность структурного каркаса в плане как ориентировки, так и ритмики размещения кимберлитоконтролирующих структур; преобладают полигональные блоки при мелких блоках с ортогональной формой решетки в обеих платформах.

2. Очаги щелочно-ультраосновного магматизма чаще располагаются в пределах краевых частей кратонов докембрийского фундамента.

3. Выявляется четкая связь на значительной части регионов очагов кимберлитового магматизма с разломами северо-восточного направления с ритмом размещения 190-200 км на Сибирской и 250-320 км на Китайско-Корейской платформах.

4. Выявлена приуроченность таких структур в Китае к границам платформ (Сычуань, Ишуань и т.д.) и активизированных областей. Сходная ситуация, видимо, будет отмечена в срединных массивах Приамурья и Приморья.

5. В большинстве случаев кимберлитовый магматизм приурочен к пересечениям упомянутых северо-восточных структур со сквозными субширотными зонами, имеющими более сложный ритм размещения: 150-200 км в Китае вместо 190 км в Сибири. В меньшинстве случаев кимберлитовый магматизм (Ботуобинская глыба в Сибири и Пекинская - в Китае) контролируется пересечением субмеридиональных и субширотных разломов.

6. Возраст щелочно-ультраосновного магматизма в обоих регионах палеозойско-мезозойский.

7. Субширотные структуры из Северо-Восточного Китая трассируются по простиранию в Приморье, а северо-восточные - в Приамурье и Приморье.

Перечисленные закономерности позволяют, на наш взгляд, оценить незаменимость дистанционных методов при выявлении очагов кимберлитового магматизма в платформенных условиях.

Л и т е р а т у р а

1. Еременко В.Я., Пятницкий В.К. Разломы Сибирской платформы по геофизическим данным и материалам дешифрирования телевизионных космических снимков//Глубинное строение восточных нефтеперспективных территорий СССР. Л.: ВНИГРИ, 1979. С. 71-86.
2. Кушев В.Г. Структурно-тектоническое районирование докембрийских областей как основа металлогенического прогнозирования (на примере Восточной Сибири)//Технические средства при космоантропологических исследованиях. Л.: Машиностроение, 1984. С. 47-66.
3. Мокшанцев К.Б., Бабаян Г.Д., Штех Г.И., Брахогель Ф.Ф. Структурно-технические условия и геофизические критерии локализации кимберлитового магматизма восточной части Сибирской платформы //Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в ЯАССР. Якутск: Кн. изд-во, 1976. С. 84-120.
4. Ferguson S. Tectonic setting and palaeogeotherms of kimberlites with particular emphasis on southeastern Australia//Publ. Geol. Dep. Extension Serv. Univ. West. Austral. 1980. Vol. 5. P. 46-83.
5. Fumio K. Diamond and kimberlite in China//Tucay Huecy. 1981. Vol.56, N 11 (327). P. 54-59.
6. Zhang Dehou. On the ages of kimberlites in China//Geol. Rev. 1979. Vol. 25, N 1. P. 36-38.
7. Zhang Peiguan et al. Geological conditions of the formation of the diamond-bearing kimberlite in Southern Liaoning province//Ibid. 1980. Vol. 26, N 1. P. 30-54.

УДК 551.432:553.982(8)

Ш.А. Губерман, М.П. Жидков, Ю.И. Пиковский, Е.Я. Ранцман

РАСПОЗНАВАНИЕ НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ МОРФОСТРУКТУРНЫХ УЗЛОВ АНД

Постановка задачи

Схема морфоструктурного районирования горного пояса Анд была составлена с целью распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений [1]. Распознавание основывалось на гипотезе о приуроченности сильных землетрясений к специфическим морфоструктурам – узлам, выделяемым на схемах морфоструктурного районирования и образованным пересечениями линейментов (Гельфанд и др., 1972 г.). С помощью алгоритма распознавания "Кора-3" на основе морфоструктурных характеристик узлы разделяются на два класса – высоксейсмичные, в которых могут быть коровые землетрясения с $M \geq 7,75$, и низксейсмичные, в которых такие землетрясения невозможны. Распознавание было проведено для наиболее высоксейсмичной прибрежной полосы горного пояса Анд.

На схему морфоструктурного районирования Анд, опубликованную в 1980 г., были нанесены наиболее крупные для каждого бассейна месторождения нефти и га-

за по [4]. Из 17 месторождений 16 оказались расположены в морфоструктурных узлах. Территория узла определялась, как и при сопоставлении узлов с эпицентрами землетрясения, условно – кругом $R = 75$ км с центром в точке пересечения осей линеаментов. При случайном равномерном расположении месторождений в этом регионе в узлы должно было бы попасть менее половины месторождений (по оценке, сделанной А.Д. Гвишиани и Л.А. Соловьевым, 1980 г.). Следовательно, на рассматриваемой территории крупнейшие месторождения нефти и газа, так же как и эпицентры землетрясений, приурочены к морфоструктурным узлам, но не к одним и тем же. Полученный результат позволяет поставить задачу на распознавание – разделение морфоструктурных узлов на два класса: содержащие месторождения нефти и газа (перспективные узлы – класс А) и не содержащие таких месторождений (бесперспективные узлы – класс Б).

Морфоструктурное районирование Анд

Рассмотрим методику специального формализованного морфоструктурного районирования [5] и схему районирования горного пояса Анд [1]. Методика районирования формализована: однозначно сформулированы признаки единиц районирования и установлена последовательность их выделения. Это обусловило воспроизводимость результатов и способствовало применению к анализу морфоструктурных данных методов прикладной математики.

Схемы морфоструктурного районирования отражают реальную блоковую структуру земной коры. На них выделяются три категории морфоструктур, тектоническая активность которых последовательно возрастает: территориальные единицы ("глыбы"), линейные зоны в ограничении глыб (линеаменты), пересечения линеаментов разных простираний (морфоструктурные узлы).

Районирование иерархически упорядочено: глыбы первого ранга (горные страны) делятся на глыбы второго ранга (мегаблоки), которые разделяются на глыбы третьего ранга (блоки). Ранги глыб определяются сочетанием формализованных признаков. Ранг линеаментов зависит от ранга ограничиваемых глыб. Особенности линеаментов определяются их положением относительно крупных элементов рельефа в разделяемых ими глыбах. Выделяются продольные и поперечные линеаменты. В особую группу выделены сдвиги, им всегда присписывается первый ранг. Продольные линеаменты следуют вдоль границ крупных элементов рельефа и включают зоны протяженных хорошо изученных разломов. Поперечные линеаменты пересекают крупные элементы рельефа или проходят по местам их окончаний или кулисных сочленений. Зоны поперечных линеаментов выражены прерывистыми сближенными формами рельефа и отдельными дизъюнктивными нарушениями, создающими в совокупности полосы шириной несколько километров. При выделении поперечных линеаментов, помимо самой зоны, устанавливается и наличие резких и существенных изменений в продольных крупных элементах рельефа в местах их пересечения с предполагаемой зоной линеамента. При выделении поперечных линеаментов широко используются снимки Земли из космоса. На схемах морфоструктурного районирования выделяются только те зоны линеаментов, которые составляют границы глыб.

Пересечения линеаментов образуют морфоструктурные узлы – места наибольшей тектонической активности. Для них характерна мозаичность рельефа, большое число линейных форм разных простираний. Морфоструктурные узлы имеют границы,

определение которых требует специальных полевых исследований, поэтому в большинстве задач по распознаванию в качестве узлов рассматриваются окрестности пересечения линеаментов, попадающие в круг определенного радиуса с центром в точке пересечения осей линеаментов. Величина радиуса устанавливается в зависимости от средних предполагаемых размеров узла региона.

Схема формализованного морфоструктурного районирования горного пояса Анд составлена в м-бе 1:7500000 (см. рисунок) на основе совместного анализа литературных данных, картографических материалов и космических снимков. Масштаб схемы позволил выделить территориальные единицы I и II ранга – горные страны и мегаблоки и ограничивающие их линеаменты I и II ранга, а также поперечные границы блоков – поперечные линеаменты III ранга и главные сдвиги – линеаменты I ранга.

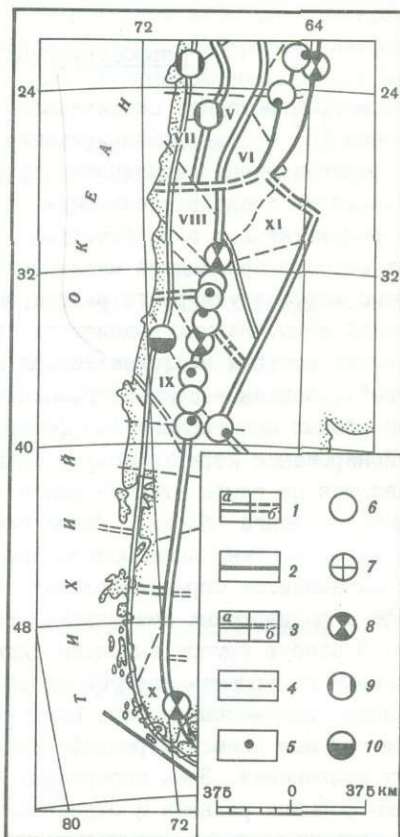
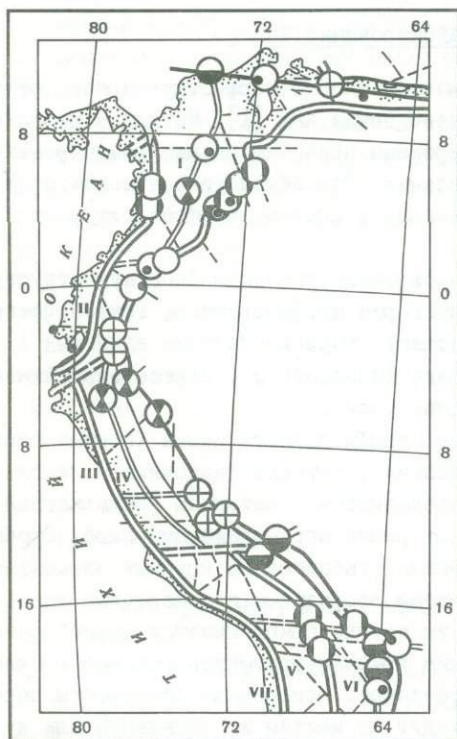


Схема морфоструктурного районирования горного пояса Анд и результаты распознавания нефтегазоносных узлов (а – северная часть, б – южная часть горного пояса)

1-4 – морфоструктурные линеаменты: 1 – I ранга (а – продольные, б – поперечные), 2 – главные сдвиги, 3 – II ранга (а – продольные, б – поперечные), 4 – III ранга, поперечные; 5 – крупнейшие в бассейне месторождения нефти и газа; 6-10 – морфоструктурные узлы: 6 – содержащие месторождения, 7 – перспективные, расположенные в бассейнах, в которых известны крупные месторождения, 8 – менее перспективные (там же), 9 – перспективные, расположенные в бассейнах, в которых крупные месторождения неизвестны, 10 – менее перспективные (там же)

Горная страна объединяет территории с единым типом процесса горообразования и определенным обликом рельефа. В Андах выделены эпигеосинклинальные

горные страны: Северные Анды-I, Перуанские Анды - II, Центральные прибрежные горы - VII, Средне-Чилийские Анды - VIII, Южные Анды - X; эпиплатформенные горные страны: Боливийские Анды - VI, Сьерра-Пампа - XI; вулканические горные страны: Центральные вулканические Анды - У, Южные вулканические Анды - IX, а также Колумбийская - II и Перуанская - III прибрежные страны - территории, только вступающие в раннеорогенную стадию развития.

Соседние горные страны с единым типом горообразования различаются по облику рельефа. Так, Северные и Перуанские Анды различаются простиранием крупных элементов рельефа на 90° . Согласно принятым принципам формализации, этого достаточно, чтобы считать их отдельными горными странами. Они различаются и по другим признакам - разным сочетаниям крупных элементов рельефа. В Северных Андах горные хребты разделены продольными долинами, внутригорными впадинами, межгорными котловинами, тогда как в Перуанских Андах хребты сближены и разделены лишь продольными долинами. Следует отметить, что эти простые признаки горных стран отражают существенные различия в современной морфоструктуре и тектоническом развитии их территорий. Другие горные страны с одинаковым типом процесса горообразования также выделены по различиям в сочетаниях крупных элементов рельефа (Боливийские Анды и Сьерра-Пампа, Центральные прибрежные горы, Средне-Чилийские и Южные Анды).

Границы горных стран - линеаменты I ранга, как продольные, так и поперечные, - в Андах во многих случаях совпадают с границами морфоструктурных подразделений или тектонических зон, выделяемых другими исследователями (Милановский, 1975 г.; Хаин, 1971 г.). Из поперечных линеаментов I ранга рассмотрим зону Писко, которая отделяет Перуанские Анды от Центральных вулканических и Боливийских, различающихся по типу горообразования.

Зона линеамента Писко пересекает горный пояс вблизи $I3-I4^{\circ}$ ю.ш. и прослеживается в рельефе вдоль долин рек и небольших хребтов. Ось хр. Вилькабамба в зоне линеамента смещается. Зона Писко в позднем мелу разделяла бассейны с различной интенсивностью осадконакопления. Севернее зоны отмечается большая мощность верхнемеловых толщ. В плиоцен-четвертичное время зона линеамента разделяла территории с различной величиной тектонических поднятий и характером проявления вулканизма. Зона Писко и ее роль в структуре Анд были установлены ранее исследованиями Ж. Дебельма и Г. Гроттера (1964 г.).

Большинство мегаблоков Анд выделено по признаку закономерных изменений высот осевых частей хребтов. Например, от линеамента Писко, пересекающего Анды вблизи I° с.ш., к северу происходит уменьшение высот осевых частей хребтов, к югу также происходит уменьшение высот. Зона линеамента хорошо дешифрируется на космических снимках. Линеамент прослеживается по широтным участкам долин рек. При пересечении зоной линеамента геологические структуры и элементы рельефа смещаются в соответствии с правосторонним направлением движений. С рассматриваемой зоной связано резкое изменение простираний линий подножий Анд и материкового склона. Вместе с тем линеамент Писко не может быть отнесен к главным сдвигам, поскольку горизонтальные смещения вдоль зоны не создают параллельных линеаменту крупных элементов рельефа.

Поперечные линеаменты III ранга разделяют блоки - территории, в пределах которых все количественные показатели изменяются без резких скачков. В горном поясе Анд они, как правило, разделяют блоки, различающиеся высотами и простираниями крупных элементов рельефа. Так, например, линеамент III ранга северо-западного простирания Сантьяго пересекает Южные вулканические Ан-

ды. Он разделяет блоки, различающиеся по высоте примерно на 1000 м, простиранием осей хребтов на 20° . Вероятно, эта разница высот отражает величину деформаций поверхности выравнивания позднемиоценового возраста, распространенной в этом районе. Вдоль зоны линеамента следуют прямолинейные долины рек Майпо и Дьяманте. Зона хорошо дешифрируется на космических снимках.

Нефтегазоносность морфоструктурных узлов Анд

В межгорных котловинах и вдоль восточной границы Анд в предгорной полосе расположены наиболее крупные нефтегазоносные бассейны Южной Америки: Маракаибский, Верхней и Средней Магдалены, Верхнеамазонский, Гуаякиль-Прогрессо, Центральнопредандийский, Мендоса, Неукен и др. Кроме того, здесь расположено много перспективных седиментационных бассейнов [4].

Для распознавания нефтегазоносных узлов были отобраны те из них, которые лежат в пределах седиментационных бассейнов [6]. Таких оказалось 83. Из них 46 морфоструктурных узлов расположены в седиментационных бассейнах, где известны гигантские и крупные месторождения нефти и газа (в 16 узлах находятся крупнейшие месторождения), а 37 - в бассейнах, где такие месторождения не известны. Рассмотрим задачу распознавания нефтегазоносных морфоструктурных узлов. Методика решения этой задачи с помощью программ распознавания полностью описана в наших предыдущих работах (Гельфанд и др., 1973 г.). От других работ по распознаванию нефтяных месторождений данная задача отличается выбором объекта распознавания (морфоструктурный узел) и набором характеристик, описывающих объект.

Для описания узлов применены характеристики, которые использовались в работе [2] для разделения узлов на высоко- и низкосейсмичные. Таким образом, не только объекты узнавания, но и их описания были взяты из другой задачи. Этот факт представляется чрезвычайно важным для оценки надежности полученного результата, ибо уменьшает возможность подгонки, столь опасную при небольшом материале обучения. Было отобрано 5 наиболее информативных характеристик морфоструктурных узлов (по одномерным распределениям): 1) максимальная разность высот ΔH ; высота в центре пересечения линеаментов $H_{Ц}$; 2) сочетания типов рельефа, встречающихся вкрест простирания продольного линеамента: горы-горы (ГГ), горы-предгорные возвышенности (ГП), горы-равнины (ГР); 3) высший ранг линеамента в узле R_L ; 4) число линеаментов, образующих узел N_L . К ним была добавлена шестая характеристика Δ_4 - расстояние до ближайшей D-широты порядка <4 (положение D-широты задается выражением $D = 5,625^{\circ}i$, где $i = 0, 1, \dots, 2^4$). Это было сделано в соответствии с результатами работы [3], в которой показано, что большинство гигантских месторождений нефти и газа лежит на этих широтах.

Материал обучения I-го класса составили 9 узлов, заведомо принадлежащих классу А, т.е. содержащих крупное месторождение нефти или газа (табл. I). Четыре морфоструктурных узла из этой таблицы не включены в обучение и отнесены в экзамен в качестве контрольной группы. Три морфоструктурных узла, в которых известны месторождения нефти, не использовались в распознавании, ибо располагаются в море, а это делает затруднительным определение их характеристик. Во 2-й класс вошли все остальные 30 узлов, лежащие в пределах нефтегазоносных бассейнов. Среди них, вероятно, имеются объекты класса А, и задача состоит в том, чтобы их выявить. При этом предполагается, что большинство узлов (по крайней мере больше половины) принадлежит классу В, т.е. не содержит крупных месторождений нефти или газа.

Расстояние наиболее крупных в нефтегазоносных бассейнах месторождений нефти и газа до морфоструктурных узлов

№ п/п	Месторождение	Страна	Координаты ближайшего узла	Расстояние до центра узла, км
<u>Маракаибский бассейн</u>				
1	Боливар	Венесуэла	11,0 С 71,3 З	85
2	Ла-Пас	"	11,0 С 71,7 З	40
<u>Бассейн Верхней и Средней Магдалены</u>				
3	Ла-Сира	Колумбия	7,3 С 74,1 З	55
<u>Верхнеамазонский бассейн</u>				
4	Орито	Колумбия	1,2 С 76,6 З	60
5	Сача	Эквадор	0,1 С 77,3 З	55
<u>Бассейн Гуаякиль-Прогрессо</u>				
6	Анкон	Эквадор	2,8 Ю 81,4 З	65
7	Амистад	"	3,3 Ю 79,8 З	55
8	Ла-Бреа-Паринас	Перу	5,5 Ю 81,6 З	35
<u>Центрально-Предандийский бассейн</u>				
9	Санта-Крус	Боливия	17,8 Ю 63,1 З	0
10	Камири	"	20,0 Ю 64,1 З	65
11	Кампо-Дуран	Аргентина	22,3 Ю 64,4 З	75
12	Каймансито	"	24,2 Ю 65,0 З	75
<u>Бассейн Мендоса</u>				
13	Тупунгато	Аргентина	33,9 Ю 69,1 З	55
14	Баранкас	"	33,0 Ю 68,7 З	40
<u>Бассейн Неукен</u>				
15	Пуэсто-Эрнандес	Аргентина	37,6 Ю 69,7 З	40
16	Эстасион-Фернандес-Оро	"	39,1 Ю 68,0 З	30
17	Пласа-Уинкуль	"	38,9 Ю 70,0 З	55

В результате обучения программа отобрала 3 признака I-го класса и 3 признака 2-го класса (табл. 2). Обучение проводилось только один раз, т.е. без корректировки режима обучения по результатам распознавания, что также повышает надежность полученных результатов. Была исследована устойчивость решения с помощью ряда тестов, специально разработанных для такого рода задач. Вероятность правильной классификации узлов может быть оценена величиной 0,8.

В результате распознавания 8 нефтегазоносных узлов, использованных в обучении, были отнесены к классу А. Один из нефтеносных узлов (вблизи 7° с.ш.) ошибочно отнесен в класс В (бесперспективных). Все узлы контрольной группы (нефтеносные, но не использованные в обучении) узнались как нефтегазоносные. Из 30 объектов 2-го класса 4 надежно выделены как нефтеносные и 8 отнесены к тому же классу менее надежно (см. рисунок). В бассейнах, нефтегазоносность которых к настоящему времени не установлена и характеристики которых не использовались при обучении, из 37 узлов как перспективные на нефть и газ распознались 7 узлов, с меньшей надежностью к классу А отнесены еще 9 узлов.

Т а б л и ц а 2

Признаки перспективных (А) и бесперспективных (Б)
на нефть и газ морфоструктурных узлов

Класс	Признак	ΔH	$H_{ц}$	Рельеф	RL	NL	Δ_4
А	1			Не ГГ			$\leq I^0$
	2					>2	
	3		≤ 500	Не ГГ	Граница пояса горообразования		
Б	1			Не ГП			$> I^0$
	2	<4000		Не ГП	Граница пояса горообразования		
	3	<4000					$> I^0$

Полученный выше прогноз позволяет во много раз сузить площадь поисков наиболее крупных в бассейне месторождений - до нескольких кругов диаметром 150 км (в Андах). Особо следует отметить простоту и доступность признаков, по которым выполнен прогноз. Для их получения требуются схемы морфоструктурного районирования исследуемой территории. Методика морфоструктурного районирования хорошо разработана и достаточно формализована. Полученный опыт может быть применен к другим территориям.

Таким образом, на примере одного региона показана принципиальная возможность узнавать морфоструктурные узлы, в которых формировались крупные месторождения нефти и газа, по характеристикам, аналогичным тем, по которым распознаются места возможных сильных землетрясений.

Связь месторождений нефти и газа с современной морфоструктурой Земли несомненно указывает на влияние новейших тектонических движений на формирование и размещение газонефтяных скоплений. Параметры, необходимые для распознавания нефтегазоносных морфоструктурных узлов и конкретные значения этих параметров в регионах с разным геологическим строением и разной морфоструктурой, будут различными. Однако, очевидно, что эти параметры должны отражать новейшую геодинамику.

Л и т е р а т у р а

1. Г а б р и э л о в А.М., Г в и ш и а н и А.Д., Ж и д к о в М.П. Формализованное морфоструктурное районирование горного пояса Анд//Вычисл. сейсмология. 1982. Вып. 14. С. 38-41.
2. Г в и ш и а н и А.Д., Ж и д к о в М.П., С о л о в ъ е в А.А. Распознавание мест возможного возникновения сильных землетрясений. 10. Места землетрясений $M \geq 7,75$ на Тихоокеанском побережье Южной Америки//Там же. С. 56-59.
3. Г у б е р м а н Ш.А., П и к о в с к и й Ю.И. Концепция р-волн и размещение полезных ископаемых//Там же. 1985. Вып. 18. С. 24-31.
4. Г у р е в и ч Г.С., К и ц и с Н.А., С а л ь м а н Г.Б. Нефтегазоносность бассейнов Южной Америки и прогнозная оценка их ресурсов//Обзор ВИЭМС. Сер. У. 1974. С. 15-21.

5. Р а н ц м а н Е.Я. Места землетрясений и морфоструктура горных стран: Проблемы конструктивной географии. М.: Наука, 1979. 171 с.
6. Sedimentary provinces of the World /Comp. by B. St. John. Scale 1:31368000. S.l., 1984.

УДК 553.26:553.07.2:551.24

В.С. Кравцов

СООТНОШЕНИЕ СЕКУЩИХ СПЕЦИАЛИЗИРОВАННЫХ РУДНЫХ ПОЯСОВ
И РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ ЛИНЕАМЕНТОВ
В СЕВЕРНОМ СЕКТОРЕ ТИХООКЕАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА

Рудоконцентрирующие сквозные структуры представляют собой геологический феномен, объяснение которому можно найти, рассматривая в историческом аспекте развитие региональных и глобальных тектонических структур земной коры. При этом рудоконцентрирующие сквозные (или секущие) системы разломов и скрытых линеаментов тесно связаны с другим природным явлением – рудной специализацией территорий. Мы рассмотрим соотношение тех и других на примере северного сектора Тихоокеанского рудного пояса.

подавляющим большинством исследователей, занимающихся проблемами рудоносности Тихоокеанского подвижного пояса, отмечается конформное циркумтихоокеанское положение разновозрастных рудных поясов и зон, которые обрамляют акваторию Тихого океана и только в отдельных случаях имеют с ней торцовое сочленение. В то же время известные "аномальные" закономерности в размещении минерализации на Евразийском и американских континентах приводили геологов-рудников и металлогенистов к необходимости выделения систем рудоконтролирующих разломов, дискордантно секущих складчатые системы.

Нами были изучены тектонические условия размещения разнотипного и разновозрастного золотого, оловянного и медного оруденения на Востоке СССР и сопредельных территориях, которые позволили подкрепить новыми фактами выдвигающееся ранее представление о существовании секущих специализированных рудных поясов. Сразу же отметим, что специализированные сквозные зоны здесь имеют диагональную, а рудоконцентрирующие дислокации – широтную и меридиональную ориентировку.

Применение комплекса методов, среди которых важное место занимало дешифрирование космических снимков, позволило выделить на востоке азиатского материка систему секущих трансрегиональных поясов разломов и скрытых линеаментов северо-западного простирания, в которую входят Контуй-Алдано-Нижнеамурский, Таймыро-Кольмо-Камчатский, Кулар-Каркодонский, Ляховско-Анадыревский и Чукотский пояса.

Секущие трансрегиональные пояса разломов выступают как зоны раздвига, повышенной проницаемости, интрузивного магматизма, а также метаморфизма. Важной чертой магматизма этих секущих поясов является его автономное развитие во времени, более раннее по отношению к магматизму пересекаемых вулканогенных поясов.

Трансрегиональные секущие пояса разломов северо-западного простирания входят в качестве составных элементов в трансрегиональные и глобальные системы линейных элементов Земли. Так, сопоставление поясов разломов северо-западной ориентировки, выделенных на востоке Азии, с известными северо-восточными линейными элементами Североамериканского континента (Жон-Поркьюпайн, Бруин-Клондайк, Стикин, Кинг-Атабаска, Колорадо) позволяют сделать вывод об их взаимосвязи [1]: они образуют единую глобальную концентрическую разломную систему, которая обрамляет площадь бывшей Гиперборейской платформы (см. рисунок).

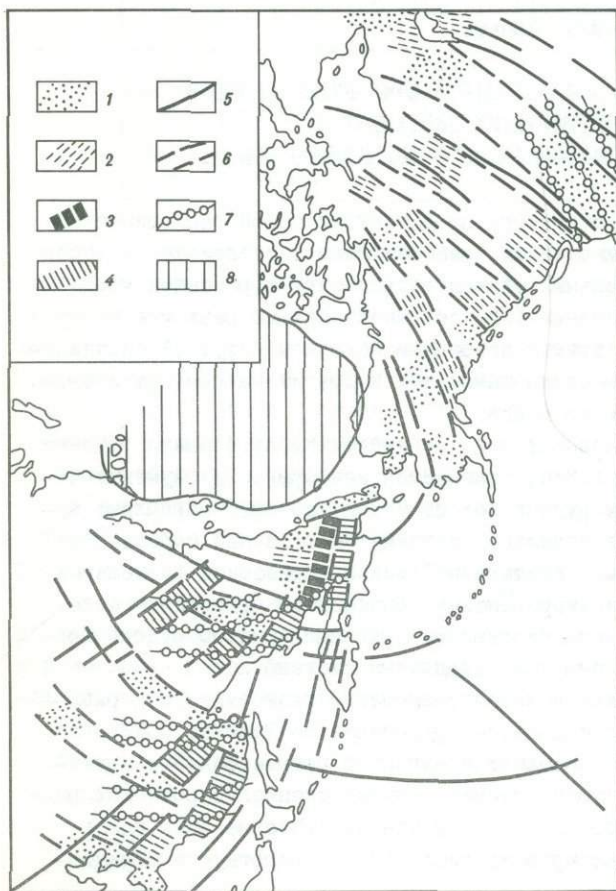


Схема секущих рудных поясов Азии и Северной Америки

Рудные пояса: 1 - золотоносные; 2 - медные (допозднепалеогеновые); 3 - золото-серебряные; 4 - оловоносные (касситерит-силикатно-сульфидные); 5 - трансрегиональные линейные элементы и разломы; 6 - границы секущих рудных поясов; 7 - сквозные рудоконцентрирующие структуры; 8 - Гиперборейская платформа

На востоке Азии устанавливается структурная связь с трансрегиональными секущими поясами разломов северо-западного простирания золотоносных поясов и зон. Сопоставления, проведенные для Востока СССР и сопредельных регионов, показали, что такого рода специализированные рудные пояса, пересекая разновозрастные тектонические структуры, определяют рудный профиль областей пересечения.

Трансрегиональные секущие пояса разломов северо-западного простирания на Востоке СССР контролируют положение юрских-раннемеловых Индигиро-Колымского (или Главного), Анхойского, Алдано-Нижнеамурского золотоносных поясов, а также медно-рудных поясов - раннемелового на Северо-Востоке СССР и палеозойских в Монголии и Китае. Тем самым оказывается, что в пределах внешней зоны северо-западного сегмента Тихоокеанского рудного пояса юрское-раннемеловое золото и медное оруденение концентрируется в поясах и зонах, которые занимают дискордантное положение по отношению к общему простиранию самого Тихоокеанского пояса.

Существование дискордантных рудных поясов, связанных с секущими трансрегиональными поясами разломов, не является специфическим и присущим только северо-западному сегменту Тихоокеанского рудного пояса. Такие секущие рудные пояса существуют и на Североамериканском континенте. Опираясь на данные американских гео-

86

логов, мы провели интерпретацию размещения медной и золотой минерализации на этой территории. Оказалось, что разновозрастные и разнотипные золотые и медные месторождения здесь закономерно группируются в протяженные специализированные рудные пояса, пересекающие тектонически разнородные регионы. Положение их контролируется секущими трансрегиональными поясами разломов северо-восточной ориентировки (см. рисунок). Ранее рудные зоны такого направления выделялись, в частности, В. Лендвером [4].

Взаимосвязанные простирания секущих рудных поясов – северо-западное на востоке Азии и северо-восточное в Северной Америке – можно объяснить тем, что и те, и другие контролируются дугowymi поясами разломов, обрамляющими древнюю Гиперборейскую платформу. На основе этого мы приходим к выводу о существовании самостоятельной Гиперборейской глобальной концентрической структуры, развитие которой на протяжении длительного отрезка времени в дофанерозое и фанерозое влияло на локализацию золотого и медного оруденения, сконцентрированного сейчас в специализированных рудных поясах. Для нее свойственна латеральная зональность в распределении оруденения, выражающаяся в закономерном чередовании золотых и медных поясов. Рудные пояса "гиперборейской" ориентировки распространяются до 27° с.ш.

Иное структурное положение в северо-западном сегменте Тихоокеанского пояса занимают позднемеловые-раннепалеогеновые касситерит-силикатно-сульфидные рудные зоны. Располагаясь часто конформно по отношению к складчатым дислокациям, они в то же время контролируются поясами разломов северо-восточного простирания, входящими в состав выделяемой нами Восточно-Азиатской системы северо-восточных разломов, прослеживающейся вдоль западного побережья Тихого океана от Чукотки до Индокитая.

Оловоносные зоны с оруденением этого формационного типа отличаются торцовым сочленением с золотоносными поясами и зонами, часто прерывая их или прерываясь ими (см. рисунок). Наиболее молодое, кайнозойское, медное, золото-серебряное и свинцово-цинковое оруденение внутренней зоны Тихоокеанского рудного пояса уже полностью конформно по отношению к кайнозойским структурам обрамления Тихого океана.

Эти данные позволяют прийти к заключению о том, что в восточном секторе Земного шара существуют две самостоятельные планетарные рудные провинции – Тихоокеанская и Гиперборейская, которые обладают крупной областью взаимного наложения.

Секущие трансрегиональные пояса разломов северо-западного и северо-восточного простирания в северной части Тихоокеанского пояса оказываются рудоносными не на всем их протяжении. Проведенные исследования и анализ литературных данных показали, что фанерозойское золотое и оловянное оруденение в пределах секущих поясов разломов формировалось только в соответствующих благоприятных для них условиях, предопределявшихся типом докембрийского фундамента. Для золотого оруденения характерной чертой является формирование в зонах, которые оказывались приуроченными к предшествовавшим глубоким рифей-раннепалеозойским и более древним геосинклинальным и протогеосинклинальным прогибам. Напротив, касситерит-силикатно-сульфидное оруденение обычно тяготеет к районам пологих дислокаций или периферийным зонам средних массивов, перекрытых сравнительно маломощным чехлом осадочных или вулканогенно-осадочных пород. В этой особенности тектонической позиции золотого и оловянного

оруденения заключается главная причина территориальной разобшенности специализированных золотоносных и оловоносных площадей в рудных провинциях.

Такая тектоническая предопределенность формирования золотого и оловянно-го оруденения в мезо-кайнозойский этап развития регионов востока Азии привела к его избирательной локализации только в определенных отрезках длительно развивавшихся поясов разломов северо-западного и северо-восточного простирания. Для более раннего золото-кварцевого оруденения это были те отрезки трансрегиональных поясов разломов, которые в предшествовавшие эпохи контролировали положение глубоких рифейских-раннепалеозойских или еще более древних протогеосинклинальных и рифтогенных прогибов или пересекали их. Для более позднего касситерит-силикатно-сульфидного оруденения это были те отрезки трансрегиональных северо-восточных поясов разломов, которые пересекали погребенные части срединных массивов и других "жестких" блоков докембрийского фундамента.

Таким образом, секущие пояса разломов, принадлежащие Гиперборейской и Тихоокеанской рудным провинциям, контролируют неравномерно распределенное по площади разнотипное и разновозрастное оруденение, локализованное в рудных поясах, специализация которых была обусловлена влиянием тектонического типа докембрийского основания.

Концентрация рудного вещества в месторождениях, узлах и районах была обусловлена влиянием пересекающих специализированные рудные пояса широтных и меридиональных линейных элементов регматической ортогональной системы. Этот тип рудоконцентрирующих структур в Тихоокеанском секторе Земли выделяется многими советскими и зарубежными исследователями. Примером таких рудоконцентрирующих структур являются известные широтные зоны разломов в Приморье. В Яно-Колымском регионе к такого рода структурам относятся широтные и отчасти меридиональные пояса разломов, пересекающие специализированные золотоносные и оловоносные рудные зоны, в пределах которых локализованы рудные узлы. Существование широтных секущих рудоконцентрирующих структур Североамериканского континента подчеркивалось ранее И.Н. Томсоном [3].

Исходя из таких соотношений, мы приходим к выводу о том, что рудная специализация секущих поясов разломов и концентрация рудного вещества в них представляют две стороны одного процесса - миграции и неоднократного перераспределения металлов в ходе длительной эволюции земной коры.

Закономерная тектоническая предопределенность размещения и концентрации оруденения позволяет представить следующую модель образования золотых и оловянных месторождений в районах мезозойской орогенной активизации востока Азии. Золото могло поступать в верхние горизонты земной коры и концентрировалось в мезозойских орогенных структурах в виде месторождений в результате неоднократного переотложения. Первичное золото должно было поступать из мантии в ослабленные зоны трансрегиональных и глобальных (регматических) поясов разломов, раздробивших протокуру на ранних этапах ее развития. Пояса разломов представляли собой наиболее проницаемые для золота зоны в протокуре, которые возникли, вероятно, 3-3,5 млрд лет тому назад [2]. Такие пояса разломов входили в состав глобальной системы или трансрегиональных систем типа Гиперборейской или Сибирской.

В дальнейшем в связи с развитием зеленокаменных трогов, а в фанерозое и геосинклинальных прогибов, происходило перераспределение первично-мантийного

золота протокры и вынос его в более высокие горизонты мощных отложений, заполняющих прогибы. Максимальная концентрация золота в последних должна иметь место в зонах наложения зеленокаменных и геосинклинальных прогибов на трансрегиональные и глобальные пояса разломов. Мезозойская орогенная активизация, проявившаяся в восточных районах Азии и сопровождавшаяся интенсивными орогенными процессами, явилась завершающим этапом перераспределения золота и выноса его в верхние горизонты земной коры. Естественно, что при орогенезе для массового образования месторождений наиболее благоприятными оставались те же условия совмещения в пространстве трансрегиональных и глобальных поясов разломов и унаследованно развившихся с докембрия геосинклинальных прогибов.

Аналогичные благоприятные условия для формирования золоторудных месторождений возникали и на Североамериканском континенте. Сочетание здесь трансрегиональных секущих поясов разломов Гиперборейской системы, наложившихся на них разноориентированных архейских зеленокаменных трогов и глубокого унаследованно развившегося фанерозойского геосинклинального прогиба Кордильер с последующей мезо-кайнозойской активизацией, проявившейся на западе континента, привело к образованию в Северной Америке секущих северо-восточных золотоносных поясов большой протяженности, которые включают разновозрастные месторождения.

В отдельных случаях, как, например, на Алданском щите, где имел место интенсивный региональный метаморфизм, мобилизация и концентрация золота в зоне трансрегионального секущего Котуй-Алдано-Нижнеамурского пояса разломов могли происходить в процессе орогенной активизации и без промежуточного переотложения его в условиях геосинклинального прогиба. Возможно, эту роль выполняли архейские прогибы типа зеленокаменных трогов. На древних срединных массивах, в районах пологих дислокаций и валообразных поднятий докембрийского фундамента, слабое развитие плутоногенного и метаморфогенного золотого оруденения объясняется отсутствием благоприятного совмещения этих двух типов региональных докембрийских тектонических структур. В пределах таких устойчивых блоков земной коры золото в достаточном объеме могло мобилизоваться из зон рудоносных секущих трансрегиональных поясов разломов, вероятно, только при мощных процессах орогенного вулканизма. На таких площадях часто происходит совмещение золото-адуляр-кварцевого и касситерит-силикатно-сульфидного типов оруденения с образованием ряда характерных для этих условий рудных формаций.

Максимальные концентрации золота в благоприятных региональных тектонических условиях с образованием месторождений возникали в тех районах, где происходило совмещение глубоких зеленокаменных трогов или фанерозойских геосинклинальных прогибов раннего заложения с рудоконтролирующими трансрегиональными разломами, входящими в состав больших концентрических структур типа Гиперборейской или Сибирской, и линеаментами регматической системы (широтными или меридиональными). Те линеаменты ортогональной системы, которые оказывались наиболее проницаемыми и мобильными, начинали играть в таких условиях роль рудоконцентрирующих структур.

Оловянное оруденение в верхних горизонтах земной коры накапливалось принципиально другим путем. Его устойчивое тяготение к срединным массивам, районам пологих дислокаций, валообразным поднятиям и другим поднятым блокам до-

кембрийского фундамента свидетельствует о первичном значительно более равномерном по сравнению с золотом поступлении в верхние горизонты протокры на ранних этапах ее формирования. Эта миграция происходила, вероятно, в процессе образования первичной гранитной коры.

В дальнейшей области глубоких прото- и геосинклинальных прогибов с их огромными мощностями накопившихся осадков оказались неблагоприятной средой для перераспределения олова и выноса его из подстилающего субстрата в верхние горизонты в эпохи геосинклинального развития. Формировавшиеся фанерозойские (и более ранние) палингенные и анатектические граниты могли заимствовать олово только из архейских толщ или из обогащенных переотложенных осадочных отложений, которые формировались за счет размыва устойчиво поднятых докембрийских блоков фундамента. Таким механизмом можно объяснить образование касситерит-кварцевых месторождений в геосинклинально-складчатых зонах в связи с внедрением гранитов, где оруденение этого типа обычно тяготеет к бортам геосинклинальных прогибов и часто соседствует с золотым оруденением.

Таким же путем, но из более древних перемытых отложений могли формироваться в процессе орогенеза касситерит-кварцевые месторождения в поднятых блоках фундамента срединных массивов или длительно развивающихся докембрийских валлообразных (сводовых) поднятиях. Характерно, что в наиболее высоко поднятых и, следовательно, наиболее эродированных блоках фундамента оловянное оруденение уступает место вольфрамовому.

Мезозойским касситерит-силикатно-сульфидным месторождениям свойственны иные условия локализации. Они образовались в пределах "жестких" блоков докембрийского фундамента, затопленных более молодыми фанерозойскими осадками, или в зонах развития наложенных орогенных и вулканогенных впадин и прогибов. На востоке Азии для этого типа оруденения характерна отчетливая связь с зонами секущих и пограничных глубинных разломов преимущественно северо-восточного простираения и парагенетическая связь с позднеорогенными вулканоплутоническими комплексами сложного состава, которые формировались в процессе мезозойского орогенеза в пределах таких региональных относительно поднятых структур фундамента. Источником олова в этом случае должен был явиться, с одной стороны, неглубоко залегающий мощный гранитно-гнейсовый слой, в котором олово накапливалось с катархей, а с другой – осадочный чехол, обычно перекрывающий такие блоки основания в оловоносных провинциях. Последний мог формироваться за счет размыва обогащенных оловом ранее поднятых участков кристаллического фундамента.

Резко повышенная сульфидность такого типа месторождений при преобладающем касситерите – основном рудном минерале, а также отчетливая приуроченность касситерит-силикатно-сульфидных месторождений к зонам секущих магмоконтролирующих и пограничных глубинных разломов свидетельствуют о возможном поступлении сульфидной серы из мантии в связи с мощными орогенными и вулканическими процессами. В этом плане закономерная приуроченность месторождений этого типа к зонам наложенных орогенных и вулканогенных впадин и прогибов, положение которых контролируется глубинными разломами, подтверждает реальность такого механизма формирования касситерит-силикатно-сульфидного оруденения. Тем самым между образованием наложенных орогенных впадин и прогибов и формированием касситерит-силикатно-сульфидного оруденения проявляется тесная, но парагенетическая связь. И то, и другое вызвано единой причиной – орогенным процессом, имеющим в своей основе глубокие эндогенные корни.

Последнее указывает на возможность участия и мантийного олова в образовании касситерит-силикатно-сульфидных месторождений.

Наиболее проницаемые и мобильные зоны секущих разломов регматической системы в таких случаях играли роль концентраторов касситерит-силикатно-сульфидного оруденения, которое локализовалось в узлах их пересечения с рудоконтролирующими разломами, имеющими на востоке Азии северо-восточное простирание.

Л и т е р а т у р а

1. Металлогения скрытых линейментов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
2. Салоп Л.И. Геологическое развитие Земли в докембрии. Л.: Недра, 1982. 343 с.
3. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.
4. Landver W.R. Belts of major mineralization in the Western United States//Econ. Geol. 1967. Vol. 62, N 4. P. 494-501.

III. ЕВРОПЕЙСКАЯ ЧАСТЬ СССР

УДК 551.243.8:553.078.2(477)

С.С. Быстревская

СКВОЗНЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ УГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И КАРПАТСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Широкое использование в последние десятилетия в геологических и металлогенических исследованиях аэрокосмической информации позволяет привлечь новые данные для развития существующих представлений о глубинных дислокациях Земли различных типов, в частности о линейных системах нарушений сквозного типа и о сквозных рудоконцентрирующих структурах. Положение о последних было выдвинуто в 1968 г. М.А. Фаворской и И.Н. Томсоном и развито в дальнейших их работах.

К важнейшим признакам сквозных планетарных систем нарушений, описанным в обширной литературе последних лет, относится их протяженность в несколько тысяч километров, пересечение ими границ платформ и геосинклинально-складчатых областей, преобладающая широтно-меридиональная ориентировка, длительность существования в геологическом времени и контроль в размещении разновозрастных магматических образований и эндогенного оруденения.

Методы выявления сквозных систем нарушений с помощью анализа структурных аномалий с привлечением материалов космических съемок позволили установить на Восточно-Европейской платформе и за ее пределами сквозные структуры скрытого, завуалированного характера. Являясь отражением глубинных неоднородностей Земли, что подтверждается результатами глубинного сейсмического зондирования, скрытые зоны выражены на земной поверхности лишь фрагментарно и потому на современных геологических и тектонических картах представлены эпизодически.

Применение космических снимков высокого уровня генерализации системы "Метеор-Природа" м-ба 1:5000000 и мельче позволило выявить закономерности пространственного положения линейных планетарных структур на территории Восточ-

ной и Центральной Европы, исследовать вопрос о соотношении линейных структур сквозного типа со сводовыми поднятиями, изучить особенности строения отдельных сквозных структур скрытого типа, в том числе и рудоконцентрирующих.

На территории Восточно-Европейской платформы (ВЕП) по космическим снимкам высокого уровня генерализации выделяется преобладающая широтно-меридиональная сеть линеаментов – зон повышенных геодинамических напряжений и проницаемости литосферы. Она хорошо согласуется с направлениями планетарной трещиноватости по М.В. Стовасу (1963 г.) и Б.Л. Личкову, установившими, что крупнейшие системы нарушений Северного полушария Земли приурочены к критическим параллелям и меридианам.

Характерно, что большинство линейных сквозных структур ортогональной системы нарушений наследует структурный план дорифейского фундамента ВЕП, отражая глубинную неоднородность последнего, выраженную в существовании разнородных по строению, типу и мощности коры древних тектонических мегаблоков.

Положение линейных сквозных систем нарушений в пределах юго-западной части ВЕП прослежено по космогенной карте территории УССР в м-бе 1:1000000, составленной коллективом сотрудников Украинской Академии наук и ЦГО "Кировгеология" Министерства геологии СССР [4]. При этом выделена преобладающая сеть субмеридиональных и субширотных линейных структур, представляющих собой фрагменты сквозных линейных систем нарушений ВЕП и сопредельных регионов. Большинство из выделенных сквозных линейных структур достаточно полно охарактеризовано в геологической литературе. Так, Одесско-Лапландская (Лапландско-Нильская) субмеридиональная сквозная структура разделяет ВЕП на существенно различные по строению сегменты [2]. На Украинском щите она является границей разнородных по структуре и истории геологического развития частей щита: западной – Подольской и восточной – Кировоградско-Приазовской.

К самой же Одесско-Лапландской сквозной структуре пространственно приурочена линейная троговая (протогеосинклинальная?) зона раннепротерозойского времени заложения. Она выполнена метаморфизованными вулканогенно-осадочными толщами базитового и ультрабазитового состава и впервые была выделена в качестве самостоятельной структурной и металлогенической единицы Украинского щита на основании аномального характера физических полей, своеобразия развитых в ее пределах формаций (в том числе железисто-кремнистой), по особенностям внутренней структуры и наличию системы субмеридиональных разломов фундамента [5]. По последним интенсивно проявились процессы разновозрастного магматизма, гранитизации с внедрением пород дайкового комплекса и проявлением процессов метасоматоза и эндогенной минерализации.

Криворожско-Крупецкая субмеридиональная сквозная зона трассируется через южную и центральную части ВЕП. На сканерных космических снимках особенно отчетливо выделяется восточный краевой шов зоны – Верховцевско-Сумской (через Кобеляки) глубинный разлом, интенсивно активизированный в пострифейское время и подчеркнутый руслом р. Ворсклы. Известный Криворожско-Кременчугский глубинный разлом является составной частью Криворожско-Крупецкой сквозной зоны, выделенной как самостоятельный крупный региональный элемент докембрийского фундамента ВЕП и рассмотренный в работах многих исследователей – В.Г. Бондарчука, Я.Н. Белевцева, В.К. Гавриша, С.И. Субботина, Г.И. Каляева, З.А. Крутиховской, В.Б. Соллогуба и др. Эта сквозная зона вмещает крупнейшие железорудные бассейны ВЕП – Криворожский, Кременчугский и КМА. На южном склоне ВЕП к зоне тяготеют Херсонские аномалии.

Субмеридиональные сквозные структуры в пределах ВЕП, по данным глубинного сейсмического зондирования (В.Б. Соллогуб, 1982 г.), характеризуются утолщенной (до 55 км) корой, отражая тектонику раннепротерозойского плана. Система сейсмических профилей на территории юго-западной части ВЕП настолько густая, что позволяет корректно производить глубинную интерпретацию отдекшифрованных структурных элементов фундамента.

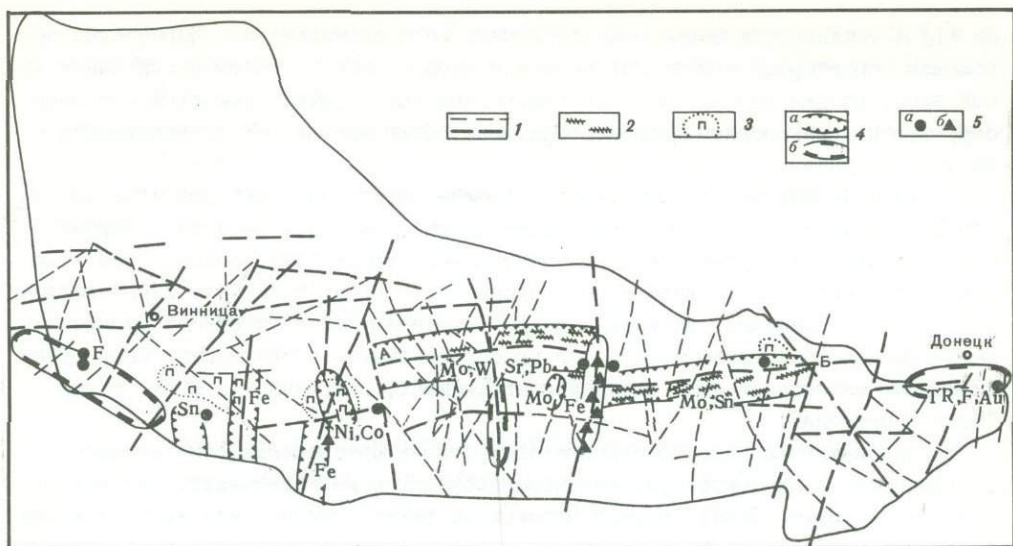
Кроме известных ранее сквозных линейных структур, космические снимки высокого уровня генерализации позволили выделить на исследованной территории скрытые сквозные зоны, выраженные на современной дневной поверхности спорадически и потому не отраженные на существующих тектонических и геологических картах регионов. На последних они нередко представлены сгущением сети кулисообразных продольных и поперечных разломов докембрийского фундамента и фрагментами флексурно-разрывных и надвиговых ("чешуйчатых") структур платформенного чехла территории. Примерами таких скрытых зон могут быть Днепро-Лабская [3] и Дунайско-Черновицко-Девладовская сквозные зоны. Они характеризуются повышенной сейсмоактивностью и неотектонической дифференцированностью движений [6].

Система ортогональных сквозных зон на Украинском щите разграничивает отдекшифрованные мегакольцевые космогеологические структуры, рассматриваемые нами как ядра позднеорогенной кратонизации земной коры в раннем протерозое. Только Дунайско-Девладовская сквозная субширотная зона трассируется через центральную часть Кировоградской сводовой макрокольцевой структуры, пересекая ВЕП в районе 48-й параллели с.ш. и уходя далее в пределы Карпатской складчатой области. На характеристике этой скрытой зоны мы остановимся более подробно.

Дунайско-Девладовская сквозная зона шириной более 80-90 км проходит на территории ВЕП в районе г. Черновцы вблизи южной границы платформы, а восточнее, в районе населенных пунктов Кировоград и Девладово, является геоморфологической осью современной структуры Украинского щита. Восточнее Девладово зона служит границей Приазовского массива щита и Днепровско-Донецкого авлакогена, трассируясь далее через Донецкую складчатую область.

С данной сквозной дискордантной структурой на Украинском щите пространственно совпадают субширотные докембрийские разломные зоны глубокого заложения, достаточно детально изученные традиционными геолого-геофизическими методами (см. рисунок). Так, в центральной части щита на Кировоградском мегаблоке к Дунайско-Девладовской сквозной зоне приурочена глубинная Субботско-Мошоринская тектоническая зона шириной более 12 км. Она отчетливо выражена в рельефе поверхности Мохо, контролируя субширотную полосу относительно утолщенной земной коры (более 46 км мощностью на фоне менее 40 км). К Субботско-Мошоринской зоне приурочены субширотные пояса двек пикритовых порфиритов, диабазов, габбро-диабазов в возрасте от 1700 млн до 1100-1255 млн лет.

Субботско-Мошоринская зона, прервавшись на востоке Кировоградского мегаблока Украинского щита субмеридиональной Криворожско-Крупецкой зоной, сменяется на Приднепровском мегаблоке щита Девладовской глубинной зоной, прослеженной в полосе трассирования Дунайско-Черновицкой структуры наземными геолого-геофизическими исследованиями на расстояние более 180 км. В пределах Девладовской тектонической зоны широко развиты дайки ультрабазитов близкого к широтному простирания, распределенные вдоль зоны. Возраст ультрабазитов



Трассирование Дунайско-Черновицко-Девладовской сквозной линейной зоны в пределах юго-западной части Восточно-Европейской платформы

1 - докембрийские региональные разломные глубинные зоны: А - Субботско-Мошоринская, Б - Девладовская; 2 - разновозрастные дайковые пояса; 3 - поля распространения ультраосновных пород докембрия; 4 - металлогенические зоны (а - докембрийского возраста, б - рифей-палеозойского возраста); 5 - основные месторождения (а) и рудопоявления полезных ископаемых (б)

различные исследователи определяют от архейского до раннепротерозойского, что позволяет рассматривать эту зону как долгоживущую.

Дунайско-Черновицко-Девладовская сквозная структура не имеет на ВЕП единой выраженности в геофизических признаках. Последние подчеркивают отдельные фрагменты структуры в виде региональных разломов. Так, на карте регионального магнитного поля отчетливо выражены Субботско-Мошоринская, Девладовская зоны и южный краевой разлом Днепровско-Донецкого рифта. В крайней юго-западной части ВЕП (на Подольском блоке) сквозная структура представлена серией дугообразных субширотной ориентировки сбросов (Ободовским, Меджибожским), выраженных катаклазированными, милонитизированными брекчированными породами фундамента. Эти тектонические нарушения отнесены О.Б. Гинтовым (1978 г.) к субширотному фрагменту кольцевого вала, ограничивающего с юга Северо-Украинский концентр, рассматриваемый им как кольцевая структура ранних стадий развития континентальной земной коры. В этой части Дунайско-Черновицкой линейной зоны широко развиты образования гранулитовой фации докембрия, вытянутые в виде субширотной полосы от Каменец-Подольска до Первомайска.

Характерна барьерная роль Дунайско-Черновицко-Девладовской сквозной структуры в размещении интрузий гранитоидов рапакиви-апортозитовой формации позднеконсолидационного этапа формирования Украинского щита. Так, зона ограничивает распространение гранитоидов рапакиви Корсунь-Новомиргородского массива с юга, а массива рапакиви в районе Каменец-Подольска с севера.

Дунайско-Черновицко-Девладовская сквозная структура контролирует узлы длительной тектоно-магматической активизации от раннего докембрия до неоге-

на [I] и металлогенические зоны различных эпох формирования. Характерна продольная структурная и металлогеническая неоднородность описываемой планетарной зоны, разделение ее системой отмеченных выше субмеридиональных сквозных структур на разнородные и разновозрастные региональные металлогенические зоны (см. рисунок).

В пределах Карпатской складчатой области сквозная зона простирается через Восточные Карпаты (пос. Кобылецкая Поляна, Тырново, Вышково в Украинских Карпатах) и внутреннюю часть Паннонского срединного массива (район Мишкольца в Венгрии). Западная зона соединяется с Балатонским глубинным разломом, разделяя Западные Карпаты и массив Апусени. Более отчетливо Дунайско-Девладовская зона дешифрируется на преобразованных оптико-электронным путем сканерных многозональных телевизионных снимках, полученных с ИСЗ системы "Метеор-Природа".

В современном ландшафте Карпатского региона описываемая зона выражена спорадически. Она сопровождается коленообразными изгибами верховьев рек Дунай, Тисса, Прут, Серет, Черный Черемош, а также сужением или выклиниванием различных морфоструктурных районов по обе стороны от нее. Зона ограничивает с севера область герцинской консолидации. К ней приурочены юрские (Солночкий трог) и альпийские наложенные впадины. В пределах полосы трассирования выделенной зоны М. Магел (1983 г.) реконструирует островную дугу на основании распространения здесь в верхнем мелу-палеогене фийсоидов особого типа.

Дунайско-Черновицкая сквозная зона является в Карпатах структурным барьером распространения вулканических ассоциаций миоцена и контролирует рудные зоны полиметаллов, золота, ртути различных металлогенических эпох.

На ВВП выделяются также сквозные линейные структуры диагональной ориентировки, контролирующие авлакогены и впадины рифей (Панноно-Вольнского, Днепрово-Донецкого авлакогена и др.). Они подчинены в своем распространении системе ортогональных структур дорифейского фундамента.

Не все из выделенных на исследованной территории сквозных линейных зон рудоцентрирующие, для последних характерно:

- 1) пространственное положение сквозной зоны на стыке разнородных структурных областей (в области сочленения древних платформ и подвижных поясов, в краевой части древних платформ, на границе рифтов и т.д.);
- 2) более глубинный характер зоны, что является одной из причин фрагментарной выраженности зоны на современной дневной поверхности;
- 3) пересечение сквозными зонами макросводовых кольцевых структур;
- 4) контроль зонами узлов длительной тектоно-магматической активизации.

Л и т е р а т у р а

1. Белевцев Я.Н., Гречишников Н.П. К вопросу о причинах образования и закономерного размещения планетарных металлогенических поясов//Геол. журн. 1975. Т. 35, № 6. С. 106-109.
2. Белевцев Я.Н., Быстревская С.С. Опыт применения телевизионных космических снимков при региональном тектоническом анализе//Там же. 1978. Т. 38, № 2. С. 130-135.
3. Быстревская С.С., Пашкевич И.К. О глубинной трансрегиональной зоне длительной тектоно-магматической активизации в пределах Восточно-Европейской платформы//Там же. 1979. Т. 39, № 6. С. 106-112.

4. Быстревская С.С., Гавриш В.К., Земсков Г.А. и др. Космотектоническая карта УССР и ее прогнозные значения//Там же. 1985. Т. 45, № 6. С. 18-24.
5. Проблемы металлогении Украины /Под ред. Я.Н. Белевцева. Киев: Наук. думка, 1964. 238 с.
6. Современные движения земной коры. М.: ВИНТИ, 1968. С. 268-272.

УДК 553.078.2:551.2.03:551.243.8(477)

В.А. Крупенников

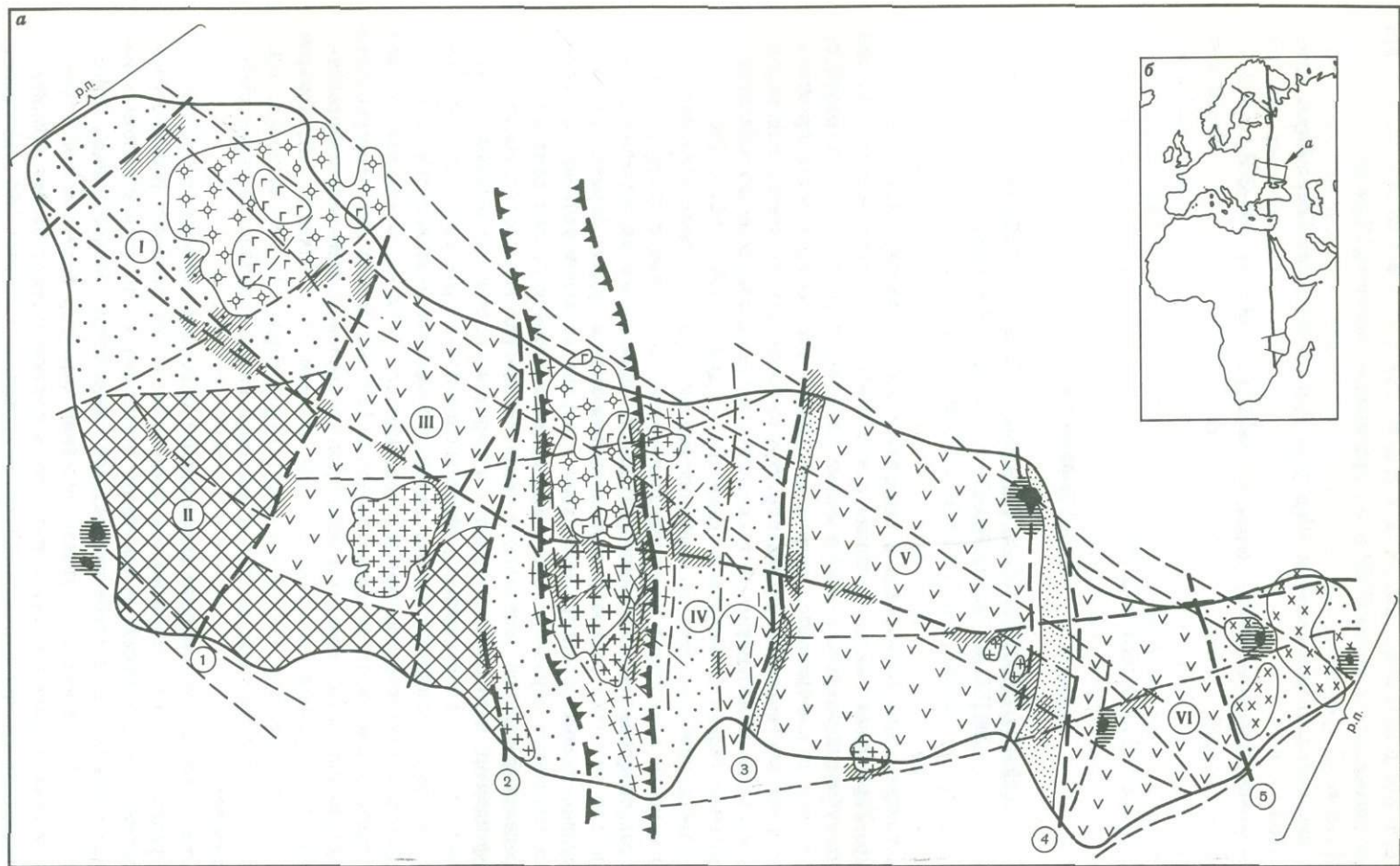
КАНЕВСКО-НОВОУКРАИНСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ – КРУПНЕЙШАЯ
ДЛИТЕЛЬНО РАЗВИВАЮЩАЯСЯ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩАЯ
СТРУКТУРА ФУНДАМЕНТА УКРАИНСКОГО ЩИТА

В настоящее время общепризнаны представления о сложной мозаично-блоковой структуре Украинского щита и наличии в его пределах крупных мегаблоков, разделенных субмеридиональными межблоковыми глубинными разломами (см. рисунок, а). Последние рассматриваются в качестве границ распространения в кристаллическом фундаменте разнообразных структурно-формационных комплексов пород раннего и среднего докембрия, а также основных металлогенических областей (Металлогения Украины и Молдавии. Киев: Наук. думка, 1974. 511 с.).

При характерном для щита сложном внутреннем строении самих мегаблоков особое внимание привлекает Кировоградский блок, центральная часть которого отличается своеобразием глубинного строения, совмещенностью и высокой интенсивностью развития разнообразных магматических и рудных формаций, наличием крупных рудных объектов, находящихся на значительном удалении от межблоковых глубинных Первомайского и Криворожско-Кременчугского разломов.

В пределах указанной центральной части Кировоградского блока кристаллический фундамент щита сложен в основном широкими полями гранитизации и мигматизации, линейно вытянутыми в субмеридиональном направлении, крупным Новоукраинским гранитоидным массивом и рядом разобщенных массивов так называемых кировоградских гранитов раннепротерозойского (2100-2000 млн лет) возраста, а также огромным среднепротерозойским (1850-1800 млн лет) Корсунь-Новомиргородским плутоном магматических пород габбро-анортозит-рапакивигранитной формации. Перечисленные гранитоидные массивы Г.И. Каляев и А.Н. Комаров (1969 г.) рассматривают как осевую часть Кировоградского антиклинория, крылья которого сложены гнейсами так называемой ингуло-ингулецкой серии раннего протерозоя.

Вместе с тем анализ особенностей геологического и глубинного строения Кировоградского блока, особенностей размещения в его пределах разновозрастных эндогенных образований, в том числе гранитоидов, позволяет изложить новые представления о структуре центральной части этого блока. Прежде всего обращает на себя внимание отчетливо линейный характер расположения в плане крупных массивов гранитоидов, образующих в совокупности с полями гранитизации и мигматизации широкую (80-120 км) и протяженную (более 300 км) полосу,



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15



16



17

Положение Каневско-Новоукраинского глубинного разлома на схеме тектоники докембрия Украинского щита (а) и в пределах трансконтинентального линеймента (б) — по М.В. Муратову, В.Е. Хайну, Р.А. Гафарову, К.О. Крайцу

1 — блоки катархейско-раннеархейских комплексов пород; 2 — архейские блоки метавулканитов (в том числе зеленокаменные пояса — в Приднепровском блоке); 3-7 — раннепротерозойские блоки структурно-формационных комплексов метаморфических и ультраметаморфических пород; 3 — сланцы и железисто-кремнистые породы шовных прогибов, 4 — метаморфические комплексы гнейсифицированных вулканогенно-терригенных и терригенных пород; 5-7 — породы ультраметаморфической формации платино-глаз-микроклиновых гранитов и мигматитов; 5 — мигматиты и гранитизированные породы, 6 — среднеархейские граниты и мигматиты, 7 — трахитоидные граниты и чарнокитовиды Новоукраинского массива; 8-12 — эндогенные образования эпохи среднепротерозойской ТМА: 8 — габбро, габбро-анортозиты и монцититы, 9 — граниты рапакивы, 10 — щелочные граниты (а) и щелочно-основные и щелочно-ультраосновные породы (б), 11 — натриевые метасоматиты (фениты, марулиты, альбититы) щелочных интрузивных комплексов (принтрузивные); 12 — приразломные натриевые метасоматиты; 13 — рифтогенный Коростень-Корсунь-Октябрьский тектонический пояс (р.п.); 14 — граничные межблоковые (а) и сквозные трансблоковые и внутрислоковые (б) разломы (цифры в кружках: 1 — Немировский, 2 — Пердмайский, 3 — Кировоградский, 4 — Орехово-Паралоградский, 5 — Малоянцольский); 15 — зона Каневско-Новоукраинского глубинного разлома; 16 — системы региональных разломов, связанные с развитием глубинных разломов; 17 — главные тектонические мегаблоки щита (I — Волынский, II — Подольский, III — Белоцерковский-Одесский, IV — Кировоградский, V — Приднепровский, VI — Приазовский)

пересекающую с юга на север весь Украинский щит и имеющую продолжение под отложениями платформенного чехла на северном склоне щита.

Такой же характер расположения имеют и мелкие тела пироксенитов и габброидов, отмечаемые вдоль западного экзоконтакта Корсунь-Новомиргородского массива. Ему полностью соответствует преобладающая субмеридиональная ориентировка крупных долгоживущих разломов и систем тектонических швов, густо насыщающих отмеченную полосу и развитых как вдоль западного и восточного эндо-экзоконтактов массивов, так и среди последних (Г.И. Каляев, А.Н. Комаров, 1971 г.). Обычно при анализе тектоники Кировоградского блока эти разломы и системы тектонических швов рассматриваются отдельно, как самостоятельные разрывы, занимающие ту или иную позицию по отношению к массивам гранитоидов. Одни исследователи (Я.Н. Белевцев и др., 1968 г.; Н.П. Гречешников, 1973 г.) относят их к глубинным разломам, другие (Г.И. Каляев, А.Н. Комаров, 1971 г.) — к региональным разломам сиалического слоя.

Столь тесная пространственная связь линейно развитых массивов гранитоидов, габброидных и пироксенитовых тел и разломов, их распространение в виде единой широкой полосы, пересекающей весь Украинский щит, не случайно и отражает, по нашему мнению, положение длительно развивающейся мощной зоны глубинного разлома субмеридионального направления, имеющего крутое ($\angle 65-70^\circ$) восточное падение и впервые выделенного нами под названием Каневско-Новоукраинского (см. рисунок). Существование такого разлома подтверждается также различием фациального состава и степени регионального метаморфизма метаморфических пород, относимых к ингуло-ингулецкой серии раннего протерозоя, по обе стороны разлома: гораздо более широким распространением метавулканитов и наличием минеральных парагенезисов, отвечающих гранулитовой фации, к западу от него и отсутствием — к востоку (Г.М. Яценко, 1980 г.). А.В. Чекунов и В.Г. Кучма (1978 г.), подметив встречные падения субмеридиональных глубинных разломов Украинского щита к району г. Кировограда (восточное у всех разломов, развитых западнее, и западное у тех, которые развиты восточнее), пришли к выводу об особой

роли этой структурной границы и существовании здесь в конце протогей субмеридиональных структур растяжения, обусловивших повышенную проницаемость земной коры и возникновение Корсунь-Новомиргородского плутона и рудных ассоциаций.

Выделение нового глубинного разлома, помимо собственно геологических данных, находит объективное подтверждение со стороны геофизических данных, вскрывающих особенности глубинного строения Кировоградского блока. Согласно этим данным, центральная часть рассматриваемого блока, отвечающая положению Каневско-Новоукраинского глубинного разлома, характеризуется повышенной мощностью земной коры (до 40–45 км), резко увеличенной (до 15–18 км) мощностью и высокой степенью расслоенности и вертикальной раздробленности "гранитного" слоя и значительными вариациями в глубине залегания раздела Мохо (В.В. Соллогуб, А.В. Чекунов, 1971 г.) [3]. О.А. Шмидтом и др. [5] показано, что в пределах рассматриваемой части блока располагается зона с разуплотненной корой, испытавшей перестройку в процессе средне-позднепротерозойской активизации, и характеризующейся, по Ю.П. Оровецкому (1981 г.), транскоровой акустической аномалией, а А.В. Чекунов и К.А. Болюбах и ранее Г.Т. Собкарь (1971 г.) пришли к выводу о существовании разуплотнения верхней мантии и неоднородности последней. Согласно Г.Д. Лепигову и К.А. Болюбах (1985 г.), известный Кировоградский минимум силы тяжести как бы открывается в сторону расположенного на север-северо-западе Бориспольского поля пониженных значений силы тяжести, что полностью согласуется с выводом о прослеживании в том же направлении Кировоградской аномалии электропроводности (Б.М. Смольников, 1984 г.). Наконец, должно быть отмечено смещение границы Мохо вдоль некоторых продольных субмеридиональных разломов рассматриваемой полосы на амплитуду от 3–5 (В.А. Крюченко, Б.В. Половинкин, 1981 г.) до 10–15 км (В.В. Соллогуб, А.В. Чекунов, 1971 г.).

Каневско-Новоукраинский глубинный разлом, несомненно, один из главных элементов тектоники Украинского щита. Конкретным структурным выражением его является широкая полоса продольных долгоживущих разломов и систем разрывов главным образом субмеридионального простирания, занимающих различное положение по отношению к крупным гранитоидным массивам. Крупнейшее среди них – Звенигородско-Анновская и Кировоградская зоны разломов, развитые соответственно в западном и восточном экзоконтактах гранитоидных массивов и, по-видимому, представляющие собой граничные структурные линии глубинного разлома. Каждая из них имеет мощность около 10–15 км, характеризуется длительной историей формирования и образована структурными элементами двух резко различных по возрасту и условиям формирования групп.

Наиболее широко в них распространены и интенсивно выражены до- и синультраметаморфические структурные элементы древней, раннепротерозойской, группы, формировавшиеся не менее чем 2,2–2,0 млрд лет назад в глубинных и высокотемпературных условиях дислокационного метаморфизма амфиболитовой и местами гранулитовой фаций. Они представлены широкими зонами неравномерно проявленных смятия, будинажа, гранитизации и мигматизации, включающими линейные тела ультраметаморфических гранитов и аплит-пегматоидных жил, полосы очково-сланцеватых пород (бластокатаклазитов), а также более узкие многочисленные крупные и мелкие blastomylonitовые швы.

Значительно более поздними (1,8–1,7 млрд лет) являются структурные элементы второй группы, формировавшиеся в зонах долгоживущих разломов в условиях диафтореза и проявления приповерхностных хрупких деформаций пород и гидротер-

мальных изменений. Они представлены многочисленными в основном мелкими швами милонитов и катаклазитов, сопровождаемыми зеленосланцевым изменением и нередко контролирующими ореолы приразломных натриевых метасоматитов с альбититами в центральных их частях. Кроме того, в рассматриваемых разломах практически всегда отмечаются неминерализованные трещины и зоны трещиноватости, отражающие новейшие этапы их развития.

Сходное строение, но существенно меньшую мощность (от десятков и сотен метров до первых километров) имеют разломы, развитые среди массивов ультраметаморфических гранитов (Новоукраинского и др.) и занимающие срединное положение в системе тектонических элементов Каневско-Новоукраинского глубинного разлома. Более простое строение и меньшую мощность имеют срединные разломы в среднепротерозойском Юрсунь-Новомиргородском плутоне, среди гранитов которого они представлены в основном относительно слабо выраженными зонами милонитизации, катаклаза и трещиноватости, сопровождаемыми грейзенизацией, окварцеванием и альбитизацией.

История развития Каневско-Новоукраинского глубинного разлома и правомерность его отнесения к сквозным рудоконцентрирующим структурам (Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983) более полно видны при анализе особенностей формирования разнообразных эндогенных образований, локализованных в его зоне. Особое внимание при таком анализе привлекают те признаки эндогенных образований, которые указывают на большую глубинность последних (контрастность магматических ассоциаций, повышенные их щелочность и температуры формирования и т.д.).

Наиболее древние из эндогенных образований, по-видимому, тела ультрабазитов (пироксенитов и других, нерасчлененных) предположительно архейского-раннепротерозойского возраста, прослеженные вдоль северного фланга граничного Звенигородско-Анновского разлома. В следующий этап, имевший место в конце раннего протерозоя (2,2-2,0 млрд лет назад) и отмеченный на Украинском щите широким проявлением ультраметаморфизма, охватившим все его блоки, в пределах зоны Каневско-Новоукраинского глубинного разлома интенсивно протекали процессы гранитизации, обусловившие формирование крупнейшей в рассматриваемой провинции полосы гранитизированных и мигматизированных пород, многочисленных интрузивно-метасоматических тел плагиоклаз-микроклиновых гранитоидов и огромного Новоукраинско-Кировоградского гранито-гнейсового купола. В ядре указанного купола, где наряду с биотит-гранатовыми и гиперстеновыми гранитами возникали чарнокитоиды, соответствующие по минеральным ассоциациям габбро-монцитам, эндербитам и кварцевым монцитам, условия ультраметаморфизма достигали высокотемпературного уровня гранулитовой фации. Отличительными петрохимическими особенностями гранитоидов фаций ядра Новоукраинско-Кировоградского купола являются высокая железистость (60-80%) и высокое содержание щелочей (до 10%) при резком преобладании калия над натрием (Е.Н. Голуб, В.И. Орс, 1984 г.).

Огромные масштабы ультраметаморфизма в центральной части Кировоградского блока, резко восстановительный режим и высокотемпературные условия формирования гранитоидов (В.И. Казанский и др., 1978 г.), повышенная щелочность последних и преобладание в них калия - все это свидетельствует о большой глубинности и проницаемости в раннем протерозое Каневско-Новоукраинского глубинного разлома и дренировании им уровней мантии, генерировавших потоки трансмагматических флюидов. В конечную, постмагматическую стадию раннепротерозой-

ского ультраметаморфического этапа, уже после формирования бластомилонитовых швов, в зонах разломов слабо проявился высокотемпературный калиевый метасоматоз, сформировавший приразломные прерывистые ореолы биотит-микроклиновых метасоматитов.

В дальнейшем эндогенные процессы в Каневско-Новоукраинском глубинном разломе протекали главным образом в эпоху среднепротерозойской тектоно-магматической активизации, с которой связано формирование пород ряда магматических комплексов и различных полезных ископаемых. Они отчетливо тяготеют к очагового типа тектоническому узлу пересечения этого разлома с огромным рифтогенным поясом, выделенным А.П. Виркисом и В.А. Пуура [1] вдоль юго-западной границы Восточно-Европейской платформы и названного нами Коростень-Корсунь-Октябрьским (см. рисунок, а). Этот тектонический узел для данной эпохи явился главной магмо- и рудоконцентрирующей структурой, вдоль которой последовательно поступали контрастные мантийные и коровые магматические расплавы повышенной щелочности, формировавшие Корсунь-Новомиргородский плутон пород габбро-анортозит-рапакивигранитной формации, а также жильные породы дайкового комплекса.

С различными породами плутона связано формирование достаточно широкого спектра полезных ископаемых: ликвационных фосфорно-титановых руд [4], шеелитоносных скарнов [2], мориононосных камерных пегматитов (В.Б. Коваль, В.И. Николаенко и др., 1984 г.), висмут-мышьяковистой минерализации (С.В. Нечаев, С.Н. Бондаренко и др., 1986 г.) и приинтрузивных редкометалльных высокотемпературных альбититов. К самостоятельной группе среднепротерозойских эндогенных образований относятся приразломные среднетемпературные редкометалльные альбититы, отчетливо тяготеющие к указанному выше тектоническому узлу, но локализованные непосредственно в долгоживущих субмеридиональных разрывах Каневско-Новоукраинского глубинного разлома. Эти метасоматиты и присущее им оруденение по совокупности признаков, в том числе геохимической специализации, идентичной породам среднепротерозойского мантийного комплекса щелочных пород и карбонатитов, относятся к продуктам деятельности глубинных мантийных щелочных флюидов. На это указывает, в частности, обнаружение в альбитизированных гранитах рапакиви самородных металлов и интерметаллических соединений (В.А. Стадник, И.Ф. Шраменко, 1984 г.), образование которых возможно только при участии резко восстановленных флюидов.

Другие магмо- и рудоконцентрирующие структуры эпохи среднепротерозойской тектоно-магматической активизации, развивавшиеся в тектонических узлах пересечения зоной рифтогенного Коростень-Корсунь-Октябрьского пояса других глубинных разломов на западе и на востоке Украинского щита, менее значительны по своей рудоносности. К ним относятся структуры очагового типа, отмеченные соответственно Коростенским плутоном магматических пород контрастной габбро-анортозит-рапакивигранитной формации и массивами щелочных пород (Октябрьский, Щербаковский и др.) Приазовья (см. рисунок, а).

Проявления эндогенных и тектонических процессов в Каневско-Новоукраинском глубинном разломе продолжались и позднее, но в существенно меньших масштабах и более локально. К ним относятся центры среднедевонского мантийного щелочно-базальтоидного и щелочно-ультраосновного магматизма, отмеченные Г.Н. Доленко и др. (1981 г.) в зоне этого разлома в пределах Днепровско-Донецкой впадины, эффузивы и туфы мезозойской Болтышской впадины, известные Каневские

дислокации мезо-кайнозойского возраста на северном склоне щита, изменения мощностей и смещения подошвы мезо-кайнозойского чехла, отмечаемые вдоль некоторых субмеридиональных разрывов в центральной части Кировоградского блока, и, наконец, признаки новейших подвижек вдоль этих разрывов.

Проведенный анализ глубинного строения и особенностей развития разнообразных по характеру разновозрастных эндогенных процессов позволяет не только впервые обосновать выделение в центральной части Украинского щита крупнейшего глубинного разлома, но и выявить его черты, свойственные, согласно работе "Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения" (1983 г.), крупным сквозным магмо- и рудоконцентрирующим структурам первого порядка. Отличительными особенностями рассмотренной докембрийской структуры являются:

- 1) исключительно большая длительность развития, превышающая 2 млрд лет;
- 2) многоэтапность проявления тектонических и эндогенных процессов, мощно проявившихся в конце раннего протерозоя и особенно в среднем протерозое в связи с возникновением структуры очагового типа в тектоническом узле пересечения с поперечным рифтогенным поясом;
- 3) устойчиво глубинный характер эндогенных процессов, как правило, мантийной природы, ярко выраженный в очевидных признаках восстановительного флюидного режима формирования ультраметаморфических и контрастных магматических комплексов повышенной щелочности и приразломных щелочных метасоматитов;
- 4) эволюция условий проявления эндогенных процессов от глубинных, отвечающих условиям амфиболитовой и гранулитовой фаций и характерных для раннего протерозоя, до гипабиссальных - приповерхностных, отвечающих условиям фации зеленых сланцев, имевшим место в среднем протерозое и позднее;
- 5) достаточно широкий спектр рудных формаций, среди которых наибольшее значение имеют ликвационная фосфорно-титановых руд и габбро-анортозитов и редкометальная в приразломных щелочных метасоматитах (альбититах).

Каневско-Новоукраинский глубинный разлом, являясь одним из главнейших элементов тектоники Украинского щита, в то же время занимает положение, независимое от границ его основных мегаблоков. Это обстоятельство, а также мощность этого разлома, космогеологические и геофизические свидетельства его продолжения в фундаменте Восточно-Европейской платформы на север вплоть до Балтийского щита включительно не позволяют рассматривать его лишь как элемент внутренней структуры Украинского щита. Положение Каневско-Новоукраинского глубинного разлома на продолжении протяженного трансконтинентального субмеридионального линеамента, разделяющего, по данным М.В. Муратова (1973 г.), В.Е. Хаина и других исследователей, структурно-формационные комплексы архея и раннего протерозоя в пределах всей Восточной Африки и пересекающего Малую Азию (см. рисунок, б), позволяют считать его фрагментом этого линеамента.

Л и т е р а т у р а

- И. Б и р к и с А.П., П у у р а В.А. Анортозитовые и рапакивигранитные комплексы европейской части СССР: (Происхождение и положение)//Геология, петрология и корреляция кристаллических пород (?) европейской части СССР:

- (Тр. III Регион. петрогр. совещ.). Л.: Недра, 1982. С. 53-61.
2. Егорьев О.С., Фомин А.Б., Лепигов Г.Д., Когут К.В. Геохимические признаки фосфатного и титанового оруденения в породах дифференцированных габбро-анортозитовых плутонов Украинского щита//Геохимия и рудообразование. 1982. Вып. 10. С. 63-70.
 3. Крюченко В.А., Половинкин Б.В., Шевченко В.И. Некоторые особенности строения глубоких горизонтов земной коры центральной части УЩ//Геол. журн. 1985. Т. 45, № 2. С. 100-106.
 4. Нечаев С.В., Семка В.А., Воробей А.И., Самойлович Л.Г. Шеелитоносные скарны в западном контакте Корсунь-Новомиргородского плутона//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1986. № 5. С. 17-20.
 5. Шмидт А.О., Титов В.К., Бурьянов В.Б. Глубинное строение Украинского щита и некоторые черты его металлогении//Региональная металлогения докембрия СССР. Л.: Недра, 1980. С. 82-95.

УДК (551.243.8:553.3)(477)(-12)

И.И. Чебаненко, В.П. Бобров, В.Г. Верховцев,
И.С. Потапчук, Н.Ф. Русаков, Н.Н. Шаталов

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ СКВОЗНЫХ ГЛУБИННЫХ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СТРУКТУР ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УССР

В тектоническом плане юго-восточной части УССР отчетливо проявлены системы ортогональных и диагональных разломных структур. Принципиальная схема размещения рудной минерализации, нефтяных и газовых месторождений относительно зон глубинных разломов опубликована ранее [7]. Из схемы следует, что преобладающая часть месторождений контролируется разломными структурами. Часть из приведенных [7] разломов обладает чертами сквозных рудоконцентрирующих структур в понимании М.А. Фаворской, И.Н. Томсона, В.А. Баскиной, И.К. Волчанской и др. [6].

Большинство выделяемых в пределах УССР систем сквозных структур являются фрагментами глобальных трансконтинентальных систем нарушений. Особенности строения и закономерности пространственной ориентировки сквозных глубинных рудоконцентрирующих структур в масштабах Земли свидетельствуют о том, что они располагаются по строго выдержанным направлениям. Вслед за Н.С. Шатским, В.Г. Бондарчуком, А.В. Лейве, М.В. Стовасом и другими исследователями мы считаем, что размещение и ориентировка глобальных глубинных зон разломов, в том числе сквозных глубинных рудоконцентрирующих структур, контролируются планетарной ротационной динамикой Земли.

Анализ размещения и развития сквозных рудоконцентрирующих структур свидетельствует о том, что они заложены в участках неоднородностей литосферы, определяющих возникновение и развитие глубинных разломов. По данным глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ), в зонах сквозных структур наблюдаются перепады глубин по кровле Мохо, астеносферного слоя и других горизонтальных разделов земной коры.

Остановимся на характеристике системы сквозных глубинных рудоконцентрирующих разломов юго-восточной части УССР. К таким структурам субмеридионального простирания в пределах данной территории в первую очередь должны быть отнесены Орехово-Павлоградский, Криворожско-Кременчугский, Одесско-Брусилковский (фрагмент известной Одесско-Лапландской планетарной структуры) глубинные разломы, разделяющие Украинский щит (УЩ) на ряд разновозрастных, металлогенически контрастных геоблоков - Приазовский, Приднепровский, Криворожский, Вольно-Подольский (см. рисунок). Эти зоны не ограничиваются territori-

Схема расположения сквозных разломных рудоконцентрирующих структур юго-восточной части УССР

1 - краевые глубинные разломы северо-западного простирания, ограничивающие Доно-Днепровский авлакоген; 2 - трансрегиональные сквозные глубинные разломы субмеридионального простирания (цифры в кружках: 1 - Орехово-Павлоградский, 2 - Криворожско-Кременчугский, 3 - Одесско-Брусилковский (Одесско-Лапландский)); 3 - глубинные трансрегиональные сквозные зоны субширотного простирания (цифры в кружках: 4 - Днепровско-Хоперская, 5 - Днепровско-Лабская, 6 - Дунайско-Черновицко-Девладовская); 4 - сквозные глубинные разломы северо-восточного простирания (цифры в кружках: 7 - разлом Вранча, 8 - Каховско-Днепровский, 9 - Донецко-Гурзуфский); 5 - Каркинитско-Сивашский линеймент; 6 - Краевой шов (генерализованный) Восточно-Европейской платформы



ей щита, а прослеживаются по аэрокосмическим и геолого-географическим данным в пределах прилегающих к нему геоструктур. Они обладают автономным развитием, характеризуются повышенными значениями теплового поля, сейсмоактивностью, более высокими скоростями современных движений, определяют геотектоническую и металлогеническую зональность, проявление вулканизма. На космических снимках (КС) данные тектонические зоны дешифрируются как трансрегиональные линейменты первого порядка, которые разделяют территорию Украины на космогеоструктурные области и предопределяют изначальное мегаблоковое строение докембрийского фундамента УЩ, Доно-Днепровского авлакогена и других крупных геоструктур.

Орехово-Павлоградский линеймент представляет собой крупный древний разлом глубинного (мантийного) заложения. Он играет значительную роль в тектонике юга Европейской части СССР. Прослеженная длина разлома около 1200 км, ширина в пределах УЩ 10-15 км (А.В. Чекунов, 1972 г.). Он характеризуется многофазностью и длительностью развития, проявлениями ультраосновного и основного магматизма, наличием полосовых магнитных аномалий и гравитационных ступеней, нарушенностью строения земной коры вплоть до раздела Мохо. По данным ГСЗ, здесь наблюдается аномальное утолщение взаимоперехода между корой и мантией.

Трассируясь от Харькова на севере через Павлоград–Мелитополь–Белогорск–Черное море–Анкару до оз. Туз в Турции, он сечет геологические регионы самого различного возраста и структурной принадлежности. Заложен разлом в архее, о чем свидетельствуют многочисленные геологические и геохронологические данные. В частности, в его пределах обнаружены ультрабазиты с изотопным возрастом более 3 млрд лет. Он разделяет Ущ на две крупные части: Приднепровскую (преимущественно архейскую) и Приазовскую архей–протерозойскую, а севернее происходит сочленение Доно–Днепровского авлакогена с Донецким складчатым сооружением.

В ранне- и позднепротерозойское, а также в постпротерозойское время вплоть до неотектонического этапа тектонические движения по данному разлому неоднократно возобновлялись. Здесь развиты пачки железистых кварцитов раннего протерозоя, дайки пикритов, диабазов, кварцевых порфиров, долеритов с изотопным возрастом 1800–1200 млн лет. На южном склоне Ущ в пределах разлома закартированы каменноугольные осадочные отложения, нигде в данном районе более не встречающиеся.

К зоне Орехово–Павлоградского разлома в пределах Доно–Днепровского авлакогена приурочены известные газовые месторождения Шебелинки, а в узле пересечения с Сивашско–Каркинитским линейamentом обнаружено газовое месторождение на Арабатской стрелке в Крыму.

Кроме железных руд, в пределах рудных узлов (Ореховском, Терсянском, Васильковском, Малотерсянском) обнаружены рудопроявления полиметаллов, цветных и благородных металлов, редкоземельных и рассеянных элементов, связанных с зонами милонитизации, окварцевания, эпидотизации, сульфидизации, кварцевыми жилами и дайками ультраосновных, основных и щелочных пород.

Криворожско–Кременчугская сквозная рудоконцентрирующая структура отчетливо прослеживается на КС высокого уровня генерализации в виде полосы близмеридионального направления, простирающейся в пределах Воронежского кристаллического массива, где контролирует формации докембрия [4]. В пределах Ущ, по данным ГСЗ, зона характеризуется утолщением земной коры. Разлом заложен в раннем архее и по всем признакам глубинный. С момента заложения и до настоящего времени вдоль него периодически происходили вертикальные перемещения. К зоне разлома приурочены крупные вулканогенно–осадочные железорудные месторождения Криворожья, локализованные в надразломной части зоны, а также рудопроявления полиметаллов, черных металлов, месторождения графита и др.

В последнее время дешифрированием КС глобального уровня выявлен ряд субширотных скрытых линейamentов, пересекающих всю территорию Украины и являющихся фрагментами сквозных планетарных рудоконцентрирующих структур [2, 4]. Это Днепровско–Хоперская, Днепровско–Лабская, Дунайско–Черновицко–Девладовская и другие зоны (см. рисунок). Морфологически и геологически они слабо проявлены на современной поверхности фундамента. Линейamentы субширотной системы отчетливо дешифрируются лишь на КС глобального уровня и "расплываются" (т.е. дешифрируются дискретно) на снимках регионального масштаба.

Днепровско–Лабская разломная рудоконцентрирующая структура отчетливо проявлена на сканерных КС и ИСЗ "Метеор" на территории Восточно–Европейской платформы и сопредельных регионов Центральной Европы в виде трансрегиональной сквозной тектонической зоны шириной около 50 км. Она сечет Ущ, Вольно–Подольскую плиту, Карпатскую складчатую область и прослеживается далее до южной окраины Свентокшикских гор и верховьев р. Лабы в пределах Чешского мас-

сива [2]. На большом протяжении зоне соответствует магнитный минимум сложного строения, на фоне которого отмечаются локальные, в основном слабо интенсивные, линейные аномалии субширотного и северо-западного простирания. Большинство этих аномалий связано с дайками основного состава, локализованными преимущественно в структурных узлах. Например, в узле пересечения зоны с Верхнебугским разломом развиты габбро-диабазы Хмельницкого дайкового пояса с изотопным возрастом 1200–1320 млн лет.

Днепровско-Лабская сквозная рудоконцентрирующая структура в целом характеризуется достаточно широким проявлением разновозрастного магматизма (ранний протерозой-фанерозой), наличием кольцевых тектоно-магматических структур зонального строения, ярко выраженными дифференцированными вертикальными современными движениями земной коры, сквозной геохимической специализацией на Mo, Cu, Pb, Zn, W, Zr, наличием в структурных узлах геохимических аномалий и рудопроявлений цветных и благородных металлов [2, 4].

Примерно такого же порядка Дунайско-Черновицко-Девладовская сквозная глубинная зона субширотного простирания, имеющая архейский возраст заложения. В пределах Ущ от Кривого Рога до Орехово-Павлоградской зоны к данной структуре приурочены калиевые метасоматиты нижнего протерозоя, дайки девладовских ультрабазитов с изотопным возрастом 2 млрд лет, зоны дробления, катаклаза и гидротермальных преобразований, с которыми пространственно и генетически связаны рудопроявления Ni, Co, Cu, редких и благородных металлов.

В качестве примера сквозных рудоконцентрирующих систем нарушений и приуроченных к ним узлов длительной эндогенной активности юго-восточной части УССР можно привести также ряд "скрытых" глубинных разломов северо-восточного простирания, выявленных в последнее время по аэрокосмическим и геолого-геофизическим данным, – разлом Вранча [4], Каркинитско-Сивашский, Кальмиусский, Каховско-Днепровский, Донецко-Гурауфский и другие линеаменты (см. рисунок). Они секут разновозрастные тектонические структуры и в участках пересечений с системами разломов других простираний образуют сложные узлы повышенной проницаемости. К подобным дискретно расположенным узлам приурочены разнотипные и разновозрастные геологические образования, магматические тела и рудные месторождения.

Каркинитско-Сивашский линеамент северо-восточного простирания контролирует размещение разнообразного оруденения, а также месторождений нефти и газа (Тарханкутская группа месторождений Крыма, Стрелковое газовое месторождение и др.). На отдельных участках он является границей Восточно-Европейской платформы, а в основном сечет различные платформенные, геосинклинальные и субокеанические структуры. По данным Я.Б. Каца и А.Г. Рябухина (1984 г.), линеамент прослеживается до Сицилии.

Донецко-Гурауфский линеамент как единый глубинный трансрегиональный разлом выделен нами на территории Донецкого бассейна, приазовской части Ущ и сопредельных к ним площадях при комплексном региональном анализе геолого-структурных, металлогенических геохимических, космогеологических и геофизических материалов [8]. Этот линеамент уверенно выделяется при визуально-инструментальном дешифрировании оригинальных и преобразованных КС в виде серии субпараллельных разломов различной протяженности, значительная часть которых определяет крупные орографические элементы современной поверхности. Простираясь в северо-восточном направлении (30–35°) линеаментная зона пересека-

ет следующие крупные геоструктуры: Донецкий бассейн, приазовскую часть УЩ, Северо-Азовский прогиб, относящийся к Причерноморско-Кубанской впадине, Скифскую плиту, структуры Горного Крыма. Ширина зоны по простиранию изменчива и составляет первые десятки километров, длина, учитывая результаты дешифрирования КС, — более 1000 км.

Ранее в створе данного линеамента выделялись лишь отдельные фрагменты [1, 3, 5]. Следует отметить, что выделяемый В.Б. Соллогубом (1986 г.) по материалам ГСЗ мантийный разлом, обрамляющий с юго-востока Стамбульско-Севастопольско-Славянскую разломную зону, пространственно совпадает с Донецко-Гурзуфским линеamentом. Следовательно, мантийному нарушению соответствует в земной коре выделяемый нами Донецко-Гурзуфский разлом, глубинность заложения которого очевидна.

Донецко-Гурзуфский разлом характеризуется древним заложением и последующей многократной ранне- и позднепротерозойской, позднегерцинской и альпийской тектоно-магматической активизацией. На архейское заложение разлома указывает то, что в пределах Приазовского массива он является западной границей позднеархейской Центральноприазовской троговой структуры. Протерозойскому этапу свойственно формирование различных гнейсов, мигматитов и гранитоидов, внедрение граносиенитов, ультрабазитов и других пород Октябрьского щелочного массива, а также интрузивных массивов субщелочных гранитов с. Екатериновки и Каменных Могили и их дериватов. Основной и кислый магматизм проявился в виде дайковых тел диабазов, габбро-диабазов, кварцевых порфиров, прослеживающихся дискретно по всему приазовскому интервалу разлома, и образованием мощных зон гранитизации, окварцевания северо-восточного простирания, многих пегматитовых полей (Мануильского, Листвянского, Каратюкского, Андреевского и др.).

Герцинский этап активизации разлома в Донбассе характеризуется началом заложения поперечных к донбасскому направлению структур (Александринского выступа, Донецко-Макеевских флексур и др.), возникновением поперечных нарушений (Французского, Калининского, Первомайского надвигов). Магматическая деятельность проявилась в излияниях андезитов. В Приазовье к разлому приурочены андезитовые порфириды у с. Федоровки. В зоне сочленения Приазовья с Донбассом фиксируются межпластовые интрузии андезитов и лавовые потоки базальтов. В позднем палеозое по северо-восточной ветви линеамента произошел раскол складчатого Донбасса на его опускающуюся северо-западную и воздымающуюся юго-восточную части открытого Донбасса. Разлом контролирует распространение фаций осадков палеозоя и мезозоя, их мощность, степень метаморфизма.

Альпийский этап проявлен в виде порфировых андезитов, развитых вблизи с. Партизаны в пределах южного склона Приазовского массива, регенерацией зон дробления, карбонатизации и других вторичных изменений в Приазовье и Донбассе. В этот этап в Донбассе в пределах разлома унаследованно активизировался рост поперечных структур — антиклиналей, выступов, флексурных складок; продолжали развиваться поперечные разломы.

Характерное минерагеническое свойство полосы трассируемого Донецко-Гурзуфского разлома — сквозной характер ртутной минерализации. Здесь почти повсеместно фиксируются геохимические аномалии ртути, расположены Никитовское месторождение, Донецко-Макеевское, Восточно-Доломитное рудопроявления в Дон-

бассе, Приветинское и Веселовское в Крыму. В пределах Донбасса все известные флюоритовые, ртутные, золоторудные, полиметаллические месторождения и рудопроявления находятся в узлах пересечений продольных (донбасских) глубинных разломов и поперечных сквозных глубинных структур северо-восточного простирания, к которым в первую очередь относится выделяемый нами Донецко-Гурзуфский линеамент и Еланчик-Ровеньковский глубинный разлом.

В узлах пересечений разломов диагональной системы фиксируются интенсивные проявления разновозрастного и разнородного магматизма, продукты которого внедрялись в виде даек, потоков, силлов, лополитообразных и других тел. К Еланчик-Ровеньковскому разлому приурочен Амвросиевский дайковый пояс (более 500 дайковых тел), простирающийся от Еланчикского выступа на юге до Нагольного кряжа на севере. На пересечениях Еланчик-Ровеньковского разлома с Южно-Донбасским и Центральным продольными разломами Донбасса располагаются Покров-Киреевский и Нагольчанский рудные узлы, где обнаружены месторождения и рудопроявления флюорита, полиметаллов, золота, ртути.

Рудоконцентрирующая роль Донецко-Гурзуфского разлома на Приазовском массиве определяется образованием серий тектоно-металлогенических узлов продолжительной активности, локализованных в его створе на пересечениях с разломами северо-западного и широтного направлений. К ним относятся Приморский, Партизанский, Сорокинский, Троицкий, Куйбышевский, Каменномогильский, Екатериновский, Октябрьский и другие, более мелкие, несущие редкие и рассеянные элементы, цветные металлы, карбонатиты, графит, вермикулит, полудрагоценные и драгоценные камни и др.

В заключение отметим, что диагональная система сквозных рудоконцентрирующих структур, характеризующаяся более богатой и разнообразной минерализацией, в минерагеническом отношении превосходит ортогональную систему.

Л и т е р а т у р а

1. Б о б р о в В.П., Р у с а к о в Н.Ф. О юго-западном продолжении Волноваско-Чернухинского глубинного разлома и его перспективах на площади Приазовского кристаллического массива//Степановские чтения: Тез. докл. Артемовск: Мингео УССР, 1986. С. 23-25.
2. Б ы с т р е в с к а я С.С., П а ш к е в и ч И.К. О глубинной трансрегиональной зоне тектоно-магматической активизации в пределах Восточно-Европейской платформы//Геол. журн. 1979. Т. 39, № 6. С. 106-112.
3. Б ы с т р е в с к а я С.С., Ш а т а л о в Н.Н. Глубинная структура земной коры на космических изображениях (на примере Восточного Приазовья) //Исслед. Земли из космоса. 1980. № 5. С. 10-16.
4. Б ы с т р е в с к а я С.С., Г а в р и ш В.К., Н е д о ш о в е н к о А.И. и др. Космотектоническая карта территории Украины и ее прогнозные значения//Геол. журн. 1985. Т. 45, № 6. С. 18-24.
5. М а й д а н о в и ч И.А. О глубинной тектонике Донбасса//Докл. АН УССР. Сер. Б. 1968. № 6. С. 506-509.
6. Ф а в о р с к а я М.А., Т о м с о н И.Н., Б а с к и н а В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.
7. Ч е б а н е н к о И.И. Теоретические аспекты тектонической делимости земной коры. Киев: Наук. думка, 1977. 83 с.

8. Чебаненко И.И., Бобров В.П., Верховцев В.Г. и др. Тектонические аспекты развития сквозных глубинных рудоконцентрирующих структур юго-восточной части УССР (на примере Донецко-Гурзуфского разлома)//Сквозные рудоконцентрирующие структуры: Тез. Всесоюз. совещ. М.: Наука, 1986. С. 67-68.

УДК 551.243.8:5.078.2(477)

В.Н. Бугаенко, В.В. Науменко, Н.П. Семенюк

ЭТАПЫ АКТИВИЗАЦИИ СКВОЗНЫХ СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫХ
РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИХ СТРУКТУР
ЮГО-ЗАПАДА ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геологическое изучение юго-запада Восточно-Европейской платформы с использованием результатов геофизических исследований, материалов дешифрирования космических изображений земной поверхности, а также структурно-геоморфологических данных позволило наметить протяженные линейные зоны, пересекающие в субмеридиональном направлении разновозрастные геоструктурные области: Воронежский кристаллический массив, Днепровско-Донецкую впадину, Украинский щит, Причерноморскую впадину, Скифскую платформу и мегантиклинорий Горного Крыма. Эти зоны являются секущими по отношению к каждому из конкретных регионов и находят свое продолжение по ряду тех или иных признаков в пределах смежных разновозрастных геотектонических подразделений.

Результаты изучения геологического строения таких зон, получивших удачное наименование "сквозных" [5], в пределах весьма широкого по возрастному диапазону комплекса образований позволили установить признаки многоэтапности их активизации и влияния на процессы рудообразования.

В юго-западной части Восточно-Европейской платформы крупные выступы докембрийских образований Украинского щита и Воронежского массива разграничены рифей-девонской рифтовой структурой (авлакогеном), а юго-западная окраина платформы осложнена мезо-кайнозойскими образованиями Причерноморской впадины. Все эти крупные геоструктурные области в дорифейское время входили в состав Сарматского щита, и сквозной характер субмеридиональные зоны приобрели, таким образом, в послерифейское время, после заложения Днепровско-Донецкого авлакогена.

Вследствие послерифейской эволюции земной коры юго-западного сектора Восточно-Европейской платформы многие субмеридиональные зоны глубинных разломов в пределах новообразованных геоструктурных регионов, развиваясь унаследованно, оказывали влияние на процессы магматизма и осадконакопления, играя важную роль в формировании рудных месторождений и накоплении углеводородов. К таким структурам относятся Кировоградско-Верхнеднепровская, Херсонско-Брянская, Верховцевско-Львовская и Орехово-Калужская разломные зоны, известные на Украинском щите соответственно как Кировоградский, Криворожско-Кременчугский, Верховцевско-Чертомлыкский и Орехово-Павлоградский глубинные разломы (см. рисунок).

В пределах Украинского щита перечисленные глубинные разломы являлись границами дифференцированных по своему строению и истории развития протогеоинклинальных и протоплатформенных блоков, контролировавших размещение зелено-каменных поясов.

Результаты дешифрирования космофотоснимков с высоким уровнем генерализации, анализ материалов среднемасштабных геолого-структурных и геохимических исследований показывают характерные закономерности в морфологии Херсонско-Брянской, Кировоградско-Верхнеднепровской и Орехово-Калужской сквозных структур. Эти структуры в полосе до 300 км, соответствующей большей части территории Украинского щита и прилегающих северо-восточных склонов, расщепляются по простиранию и достигают максимальной ширины в зоне, трассируемой через Коростенский, Корсунь-Новомиргородский плутоны и Восточно-Приазовскую область активизации, которую В.П. Оroveцкий (1983 г.) выделяет в качестве одной из древних осей Сарматского щита.

Наиболее масштабно это проявилось в морфологии Херсонско-Брянской, Орехово-Калужской и Кировоградско-Верхнеднепровской структур, ширина которых измеряется десятками километров.

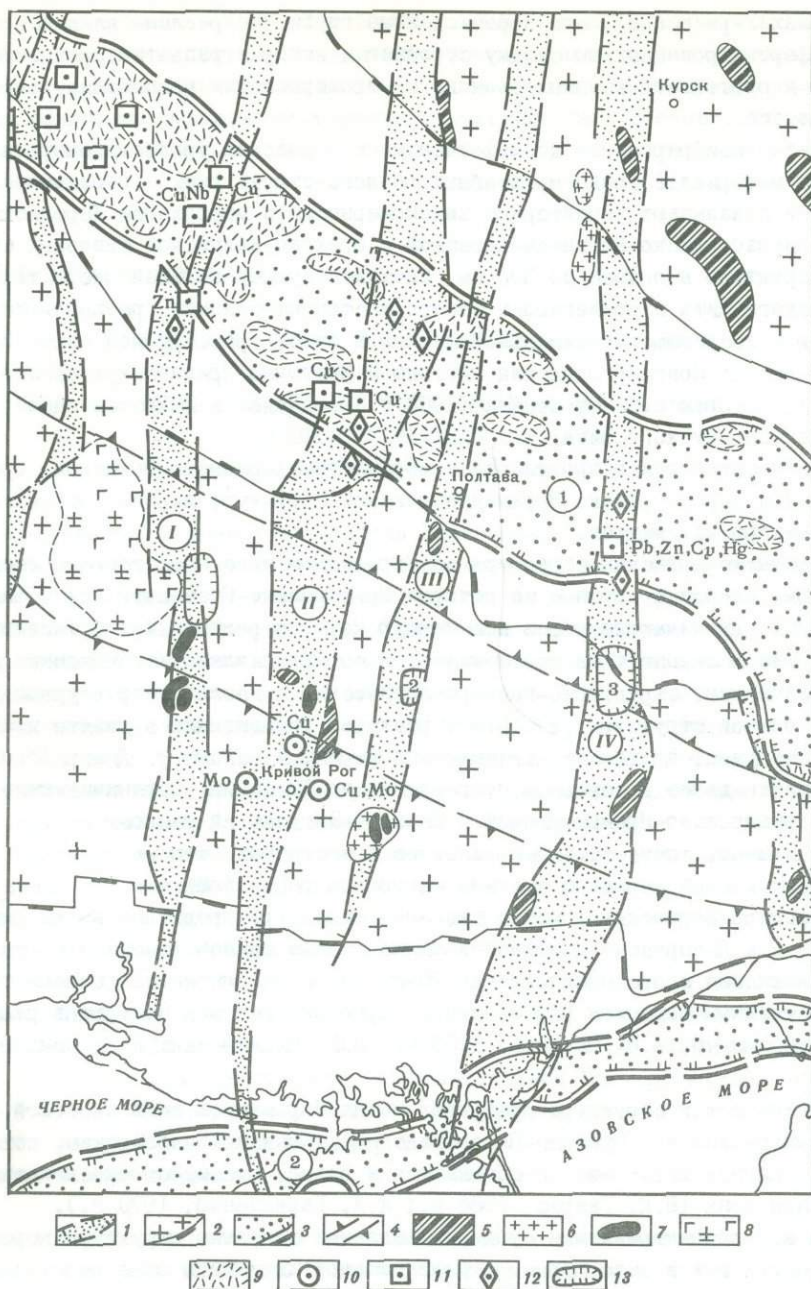
Так, Херсонско-Брянская структура на Украинском щите представлена системой разломов, наиболее крупные из которых Криворожско-Кременчугский и Западно-Ингулецкий, проникающие через всю земную кору до раздела Мохо. Указанные разломы на южном склоне щита прослеживаются по материалам дистанционных съемок, геофизическим, структурно-геоморфологическим и геолого-структурным данным в виде единой структуры [2]. Эта структура, расщепляясь в районе нижнего течения р. Ингулец, достигает максимальной ширины в районе р. Днепр (около 60 км), сужаясь далее в северном направлении до 10-15 км. Ограничивающие структуру Криворожско-Кременчугский и Западно-Ингулецкий разломы имеют встречное падение, соответственно западное и восточное, что не исключает наличие для них единой корневой системы на уровне раздела Мохо.

Кировоградско-Верхнеднепровская сквозная структура представлена на южном склоне щита и в Днепровско-Донецкой впадине в виде единой линейной структуры, расщепляющейся в пределах щита до 20-25 км. Ограничивающие разломы также обладают встречным падением [4] и единой корневой системой на уровне раздела Мохо (В.Б. Соллогуб, А.В. Чекунов, 1983 г.; М.В. Чирвинская, В.Б. Соллогуб, 1980 г.).

Орехово-Калужская структура представлена на Украинском щите системой субпараллельных разломов - Орехово-Павлоградским и Конкско-Белозерским, которые в пределах склонов щита заметно сближаются и далее, очевидно, прослеживаются как единая зона (В.К. Гавриш, 1986 г.; И.А. Гаркаленко, 1970 г.).

В целом все рассматриваемые субмеридиональные сквозные структуры пересекают Украинский щит в виде полосы с максимальной шириной в зоне перехода от собственно щита к его северо-восточным склонам, достигающей 320 км. На Ворожежском массиве ширина этой полосы не превышает 200 км, а в пределах Скифской платформы и мегаантиклинория Горного Крыма - 120 км.

Такие особенности морфологии сквозных структур субмеридионального направления в отдельности и в целом свидетельствуют о заложении этих структур на ранних этапах становления земной коры, об устойчивой во времени тенденции Кировоградского и Приднепровского блоков Украинского щита к воздыманиям. Общая тенденция к воздыманиям усложняется и сопровождается активным развитием



Сквозные субмеридиональные структуры юго-запада Восточно-Европейской платформы

1 - сквозные рудоконтролирующие структуры (римскими цифрами в кружках обозначены: I - Кировоградско-Верхнеднепровская, II - Херсонско-Брянская, III - Верховцевско-Львовская, IV - Орехово-Павлоградская); 2 - морфотектонические ограничения Украинского щита и Воронежского массива; 3 - фанерозойские рифтогены (1 - Днепровско-Донецкий, 2 - Причерноморский); 4 - зона воздыманий Сарматского щита в протерозое; 5 - железисто-кремнистые породы докембрия; 6 - гранитоиды позднеархейской активизации; 7 - крупные тела и поля альбититов; 8 - породы ралакиви-габбро-анортозитовой формы

продольных (диагональных) осей древнего Сарматского щита (становление плутонов) в конце раннего протерозоя и в рифее (предрифтовый этап развития современной Днепровско-Донецкой впадины).

Рассматриваемые сквозные структуры претерпели многоэтапную активизацию. Возраст одной из этих структур – Херсонско-Брянской, прослеживаемой в пределах многих геоструктурных регионов, определяется как минимум в 3 млрд лет.

В позднеархейско-раннепротерозойский этап активизации субмеридиональные сквозные структуры, за исключением Кировоградско-Верхнеднепровской, в той или иной степени контролировали размещение железисто-кремнистых формаций как на Украинском щите [1, 6], так и на Воронежском массиве (В.Н. Котко, 1978 г.). Большая роль в образовании железисто-кремнистых формаций принадлежала процессам вулканизма, пространственно связанным со сквозными структурами. Эти структуры, с одной стороны, определяли пространственное положение бассейнов накопления осадочных, осадочно-вулканогенных и вулканогенных формаций, с другой – способствовали перераспределению рудных компонентов при процессах метаморфизма [1].

Заклученная между Криворожско-Кременчугским и Западно-Ингулецким разломами Херсонско-Брянской структуры Ингулецкая глыба, сложенная гранито-гнейсами, насыщена дайками пород основного и ультраосновного состава, метаморфизованными до состояния амфиболовых сланцев и амфиболитов, достигающих мощности первых десятков метров и ориентированных параллельно с Криворожским прогибом. Дайки и вмещающие их образования подвержены щелочному метасоматозу, гидротермальным изменениям, и в ряде мест секутся апофизами гранитоидов (Г.М. Яценко, 1986 г.).

В поздние этапы активизации раннего протерозоя развитие сквозных структур проявилось процессами гранитизации, становления малых гранитных интрузий и локализацией оруденения, установленного восточнее Херсонско-Брянской (Ю.Б. Бобков и др., 1972 г.) и непосредственно в зоне Верховцевско-Льговской сквозных структур на Украинском щите (В.О. Стульчиков и др., 1976 г.).

В качестве примеров можно привести Александровское медно-молибденовое и Восточно-Анновское медно-вольфрам-молибденовое рудопроявления, располагающиеся соответственно на восточном фланге и в приосевой части Херсонско-Брянской сквозной структуры. Минерализация Александровского рудопроявления локализована в зоне экзоконтакта массива токовских гранитов с комплексом осадочно-эффузивных пород, рудные жилы залегают вертикально и приурочены к участкам грейзенизации. Близкую структурную позицию имеет Восточно-Анновское рудопроявление, заключенное в амфиболитах одноименной синклинали, вблизи их контакта с аплит-пегматоидными микроклиновыми гранитами, в зонах грейзенизации. Кварц-полевошпатовые и кварцевые жилы, секущие амфиболиты, имеют повышенное содержание молибденита, шеелита, халькопирита, пирита и пирротина.

Активизация Кировоградско-Верхнеднепровской сквозной структуры в раннем протерозое проявилась гранитизацией исходных осадочно-вулканогенных пород, формированием широкого спектра тектонитов и альбитизацией. Интенсивность

магии; 9 – девонские щелочные, ультраосновные и основные магматические формации. Оруденение этапов активизации: 10 – докембрийских; 11 – палеозойских; 12 – мезо-кайнозойских (индексами показана рудная специализация); 13 – поля широкого развития битумной минерализации киммерийской эпохи на Украинском щите (1 – Верхнеингулецкое, 2 – Верховцевское, 3 – Малотерсянское)

этих процессов возрастала в направлении с востока на запад и в значительной мере связана с мантийным диапиризмом в пределах Кировоградского блока Украинского щита [3].

В.Н. Котко (1978 г.) отмечает, что на Воронежском массиве вдоль субмеридиональных разломов, многие из которых являются элементами рассматриваемых здесь сквозных структур, ориентированы наиболее крупные залежи железистых кварцитов, а также приразломные интрузии микроклиновых гранитов повышенной щелочности, сиенитов и гранитов рапакиви.

Выделяемая на Украинском щите позднепротерозойская эпоха тектоно-магматической активизации (А.А. Гойжевский и др., 1977 г.) проявилась преимущественно в северо-западной части щита. По мнению А.А. Гойжевского (1987 г.), лишь дайка р. Юшаны в зоне Орехово-Павлоградского разлома может служить косвенным указанием на процессы магматизма в позднем протерозое.

По данным А.С. Гамзеева (1985 г.), в пределах Кировоградско-Верхнеднепровской зоны, в центральной части Украинского щита, развиты позднепротерозойские разнозернистые аплитоидные граниты (черкасские), являющиеся самыми молодыми интрузивными образованиями среди комплексов пород кристаллического основания района и контролирующиеся тектоническими узлами, образуемыми пересечением субширотных и субмеридиональных разрывных структур.

Герцинский этап активизации субмеридиональных сквозных структур тесно связан с развитием Днепровско-Донецкого палеорифта. Эта эпиплатформенная структура представляет собой область сложно дифференцированных опусканий участков земной коры, ограниченную на северо-востоке Барановичско-Астраханской и на юго-западе Припятско-Маньчской рифей-девонскими зонами глубинных разломов. Заложение и развитие рифтовой структуры сопровождалось вулканической деятельностью и накоплением мощных толщ сложно дифференцированных изверженных пород от щелочно-ультраосновного до кислого состава. Большинство исследователей отмечают пространственную приуроченность вулканизма к структурным узлам, связанным с пересечением сквозных и конформных палеорифту структур. Здесь (В.К. Гавриш, 1986 г.; З.М. Ляшковиц, 1985 г.) создавались наиболее благоприятные условия для облегченной связи с глубинными оболочками Земли и проявления щелочно-ультраосновного вулканизма взрывного типа (Белоцерковская, Кинашевская, Ильинецкая и другие площади).

Периоды активизации Кировоградско-Верхнеднепровской, Херсонско-Брянской, Верховцевско-Львовской и Орехово-Калужской сквозных структур в пределах Днепровско-Донецкой впадины охватывают обширный временной диапазон и относятся к позднерифей-кембрийскому, средне-верхнедевонскому, ниже-среднекарбонному, пермскому и раннеюрскому этапам геологического времени, что подтверждается определениями изотопного возраста изверженных пород (176-570 млн лет).

Многостадийность периодов тектоно-магматической активизации в зоне глубинных разломов, широкое развитие постмагматических процессов в вулканогенных и вмещающих их образованиях, значительная обогащенность изверженных пород летучими компонентами указывают на перспективность сквозных глубинных зон в пределах Днепровско-Донецкой впадины на ряд полезных ископаемых. Практическим подтверждением является обнаружение высоких содержаний меди в пропилитизированных туфогенно-вулканогенных толщах Кинашевской, Ильинецкой, Ивангородской площадей (Кировоградский разлом), повышенные концентрации ред-

коземельных элементов в калишпат-карбонатных метасоматитах и полиметаллов во вторичных аллюокварцитах северо-западной части региона и др.

Киммерийский этап активизации проявился развитием в пределах сквозных структур на Украинском щите битумной минерализации (А.А. Гойжевский и др., 1987 г.; В.А. Шумлянский, 1983 г.).

Кировоградско-Верхнеприднепровская зона контролирует Верхнеингулецкое рудное поле, где природные битумы образуют густую и тонкую вкрапленность в биотитовых гнейсах и тонкие сетчатые прожилки в гранитах, пленки, гнезда, прожилки в пегматоидных гранитах и мигматитах. Возраст антраколита одного из проявлений, определенный свинцово-изотопным методом, составляет 118 ± 42 млн лет.

На Желтоводском участке Херсонско-Брянской структуры проявление твердых битумов приурочено к узлу пересечения Криворожско-Кременчугского разлома и Субботско-Можоринской зоны и встречено в кварц-карбонатных жилах (В.А. Шумлянский, 1983 г.). Возраст битумов, определенный по комплексу методов, колеблется от 113 до 120 млн лет.

Разломы, входящие в систему Орехово-Калужской сквозной структуры, контролируют южнее г. Павлограда, в краевой части Украинского щита, Малотерсянское рудное поле с проявлением минерализации битум-флюорит-карбонатного типа (В.А. Шумлянский, 1983 г.).

В Днепровско-Донецкой впадине к Кировоградско-Верхнеднепровской структуре тяготеют проявления карбонат-галенит-сфалеритовой и битум-карбонат-киноварной минерализации, к Херсонско-Брянской - битум-карбонат-киноварной и целестин-карбонат-серной, к Львовско-Верховцевской - битумной, к Орехово-Калужской - карбонат-галенит-сфалеритовой (В.А. Шумлянский, 1983 г.).

В Причерноморской впадине Херсонско-Брянская структура разделяет фундамент на два блока - Одесский и Сивашский - с различной глубиной залегания фундамента. В Одесском блоке фундамент залегает на глубинах 8-10 км, в Сивашском - 5,0-6,5 км (И.А. Гаркаленко, 1970 г.). В Степном Крыму по сейсмическим данным к этой сквозной структуре приурочен сброс с амплитудой по поверхности палеозойских отложений около 500 м; мегантиклинорий Горного Крыма испытывает западнее структуры резкое погружение.

Орехово-Калужская структура в Присивашье и Степном Крыму, по данным сейсмических исследований (А.В. Чекунов и др., 1965 г.), контролирует протяженную линейную положительную аномалию поля силы тяжести, что может быть связано с наличием здесь основных и ультраосновных пород. В Горном Крыму эта структура является границей между западной и восточной частями мегантиклинория, к ней тяготеют магматические тела: Аюдаг, Кастель, Урага и др.

Таким образом, четко прослеживается значительная роль сквозных субмеридиональных структур юго-запада Восточно-Европейской платформы как основных структурных элементов, определяющих длительно развивающуюся крупноблоковую дифференциацию территории и многоактивные процессы метаморфизма, магматизма, формирования оруденения на протяжении практически всей истории развития этого региона.

1. Белевцев Я.Н., Епатко Ю.М., Веригин М.И. и др. Железорудные месторождения докембрия Украины и их прогнозная оценка. Киев: Наук. думка, 1981. 232 с.
2. Карта разломно-блоковой тектоники Украинского щита масштаба 1:1000000. Киев: Мингео УССР, 1984.
3. Основные черты тектоники Украины. Киев: Наук. думка, 1978. 160 с.
4. Тектоника Украинского щита. Киев: Наук. думка, 1972. 298 с.
5. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология, 1968. № 10. С. 6-20.
6. Тяпкин К.Ф., Капун О.В. О роли систем разломов земной коры в размещении железисто-кремнистых формаций докембрия на Украинском щите// Геол. журн. 1986. Т. 46, № 4. С. 16-24.

УДК 528.77:551.243.8:553.078.2

Ю.В. Нечаев, В.М. Саттарова

НЕКОТОРЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ КAVKAZA ПО КОСМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

При решении вопросов прогноза рудоносности важное место отводится выделению сквозных рудоконцентрирующих структур. Впервые понятие о сквозных структурах как о зонах глубоких деформаций "скрытого типа" было введено Н.С. Шатским [5], а их металлогеническая роль установлена в результате исследований сотрудников ИГЕМ АН СССР под руководством М.А. Фаворской и И.Н. Томсона [2, 3].

Как наиболее глубинные геологические объекты сквозные структуры, не меняя своего простирания, пересекают громадные площади поверхности суши и океанов. Заложенные в докембрии [4], неоднократно обновляясь в периоды тектоно-магматической активизации, они обычно являются секущими по отношению к фанерозойским тектоническим сооружениям. Особенность сквозных структур - неоднородность их выраженности по простиранию, что наиболее наглядно фиксируется на космических изображениях. Именно потому для выделения этих структур все активнее привлекается информация из космоса [1].

Выделение зон глубинных деформаций в пределах азербайджанской части Большого Кавказа проводилось по комплексу космогеолого-геофизической информации. Здесь по результатам поисково-разведочных работ выделяется Белокано-Закатальская рудоносная провинция, где уже разведан ряд месторождений, имеющих промышленное значение, и выявлено значительное количество рудопроявлений, требующих оценки. Это послужило основанием для рассмотрения особенностей внутреннего строения этой территории на предмет выделения рудоконцентрирующих структур, которые до настоящего времени геологами не выделялись.

Проведенные за последние 10–15 лет исследования по изучению линеаментов и их систем свидетельствуют о значительных возможностях их использования при изучении земных недр. Применяемые количественные методы изучения пространственного расположения линеаментов направлены на максимальное исключение фактора субъективности при обработке и сопоставлении получаемых данных с имеющейся геологической информацией. Для этих сопоставлений необходимо подобрать такой параметр, который, с одной стороны, зависел бы от пространственного распределения линеаментов, а с другой – являлся бы объективным параметром, характеризующим геологическую среду, и в то же время был бы тесно связан с широко используемыми геофизическими полями.

Нам кажется, что в качестве такого параметра может быть использован коэффициент глобальной трещиноватости, характеризующий глобальные, региональные и локальные неоднородности изучаемой территории, образовавшиеся за всю историю геологического развития и создавшие такие особенности ее строения, которые проявляются на космических изображениях в виде линеаментов. В связи с тем что эти неоднородности обусловлены неоднородностями материала, строения и развития коры и верхней мантии Земли, глобальная трещиноватость тектоносферы должна предопределяться широким комплексом геологических процессов, среди которых важнейшие – тектонические процессы, приводящие к деформациям земной коры под действием механических напряжений и появлению неоднородностей строения тектоносферы. Связанные с тектоническими движениями процессы – омоложения древних разрывных дислокаций, инъецирования коры магматическим материалом, регионального и локального метаморфизма – предопределяют появление в объеме литосферы неоднородностей различного по размерам порядка, на выявление и картирование которых и направлено применение геофизических методов в геологической практике. И наконец, глобальная трещиноватость может быть оценена по характеру проявления тектонических процессов на карте линеаментов изучаемой территории.

При использовании математических методов обработки линеаментных сетей наибольшее распространение получил метод оценки суммарной протяженности (удельной длины) или густоты (плотности) линеаментов на единицу площади. Построение уже давно вошедших в практику карт плотности линеаментов производится путем вычисления для каждой точки карты величины отношения суммарной длины всех линеаментов в пределах элементарной ячейки к размеру ее площади. Получаемые таким путем величины именуется нами "значения удельной длины линеаментов".

Рассмотрим подробнее понятие "удельная длина линеаментов". По определению величина удельной длины линеаментов (\bar{l}) представляет собой отношение суммы длин всех линеаментов в пределах элементарной площадки (Σl) к ее размеру (S):

$$\bar{l} = \Sigma l / S. \quad (1)$$

Учитывая, что величину \bar{l} можно определять для различных по размерам элементарных площадок $S_{\min} < S < S_{\max}$, формулу (1) целесообразно переписать в виде

$$\bar{l}_i = \Sigma l / S_i. \quad (2)$$

Такая привязка вычисленных значений удельной длины линеаментов к размерам используемой для ее вычисления площадки осреднения указывает на существо-

вание зависимости между измеряемым параметром (\bar{l}_1) и размером площади используемой элементарной ячейки (s_1).

Установим связь между введенными выше понятиями "коэффициент глобальной трещиноватости" и "удельная длина линеаментов". Для этого рассмотрим более подробно формулу для вычисления коэффициента глобальной трещиноватости.

Коэффициент глобальной трещиноватости изучаемого объекта определяется отношением суммарного объема неоднородностей ("трещин") ко всему объему объекта. Выбрав объект литосферы высотой H и площадью S и оценивая объем неоднородностей в пределах выбранного параллелепипеда, отождествляя их с линеаментами, через их длину (l_1), ширину (δ_1) и глубину проникновения (h_1), выраженные для коэффициента глобальной трещиноватости ($K_{ГТ}$) можно записать в виде

$$K(a) = \frac{\sum_{i=1}^n l_1 \delta_1 h_1}{HS}, \quad (3)$$

или, задаваясь объемом литосферы кубической формы с ребром a в км и выражая размеры неоднородностей в единицах, в виде

$$K(a) = \frac{\sum_{i=1}^n l_1 \delta_1 h_1}{a^3} = \frac{n}{\sum_{i=1}^n \delta_1} \cdot \frac{l_1}{a^2} \cdot \frac{h_1}{a}. \quad (4)$$

Принимая во внимание, что с космических снимков для линеаментов определяется лишь их длина (l_1), в то время как параметры δ_1 и h_1 остаются неизвестными, на настоящей стадии исследований целесообразно ввести ряд ограничений для определения двух последних. При этом надо согласиться, что полученные таким путем величины коэффициента глобальной трещиноватости будут носить оценочный характер. Однако даже такие оценки позволяют произвести классификацию различных участков земной коры (районирование) с количественных, а не только с качественных позиций.

Полагая, что при мелкомасштабных исследованиях (мельче 1:200000) глобальные закономерности геологического развития земной коры характерны для значительных территорий, можно положить, что:

1) ширина раскрытия "трещин" для всей территории может быть охарактеризована средней величиной, которую можно считать постоянной, т.е. положить, что $\delta_1 = \delta_{ср} = C_1$;

2) глубинность исследования определяется размером выбранного объема породы и для каждого размера элементарной площадки имеет свое среднее значение, т.е.

$$\frac{h_1}{H} = \frac{h_1}{a} = C_2 \quad \text{при } a = \text{const.}$$

Тогда, вынося постоянные величины из-под знака суммы, выражение для коэффициента глобальной трещиноватости можно представить в виде

$$K(a) = C_1 \cdot C_2 \cdot \bar{l}_1, \quad (5)$$

где C_1 - коэффициент, характеризующий среднюю ширину раскрытия "трещин"; C_2 - коэффициент, характеризующий относительную глубинность (в единицах размера a); \bar{l}_1 - удельная длина линеаментов, равная отношению суммарной длины всех линеаментов в пределах элементарной площадки к ее площади.

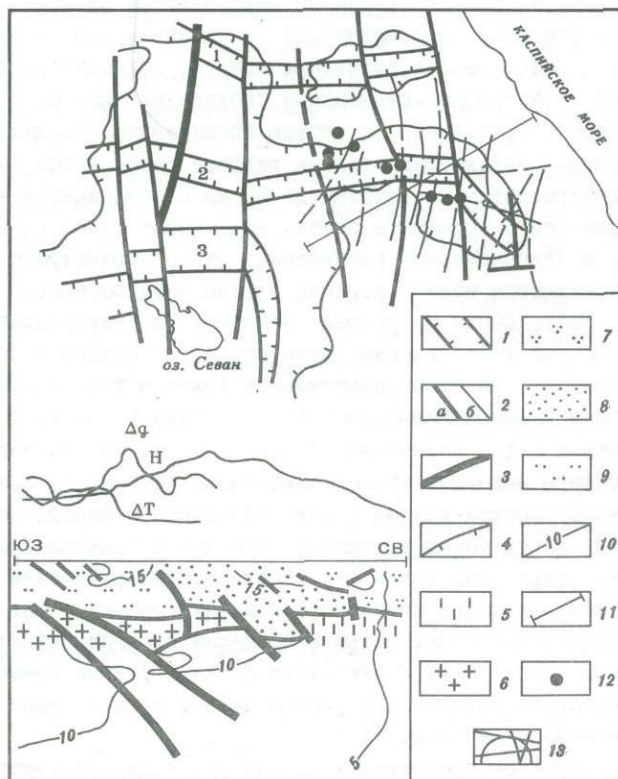
Таким образом, величина коэффициента глобальной трещиноватости $K_{(a)}$ при сделанных допущениях оказывается прямо пропорциональной значениям удельной длины линейаментов \bar{l}_1 , вычисленным для заданного размера элементарной площадки $S = a^2$. Поэтому значения удельной длины линейаментов могут рассматриваться в качестве меры коэффициента глобальной трещиноватости и, следовательно, характеризовать степень тектонической напряженности среза литосферы, отвечающего глубине, определяемой выбранным размером a .

Вышеизложенное предопределило подход к интерпретации карт l_1 как к материалам, характеризующим степень глобальной трещиноватости литосферы изучаемого объекта и, исходя из наших представлений о содержании термина $K_{ГТ}$, отвечающим изменению степени ее тектонической напряженности по латерали. При таком подходе к интерпретации данных о значениях удельной длины линейаментов, вычисленных для конкретного размера элементарной площадки, появляется возможность построения объемной модели степени тектонической напряженности изучаемой территории и дальнейшей ее интерпретации на базе имеющейся геолого-геофизической информации. Такой подход был положен в основу изучения глубинного строения территории азербайджанской части южного склона Большого Кавказа.

На представленной карте (см. рисунок) приведено сопоставление двух глубин-

Карта тектонической напряженности литосферы Кавказа по космическим данным с расположением месторождений и рудопроявлений

Главнейшие линейные элементы литосферы по космическим данным: 1 - шовные зоны повышенной трещиноватости и раздробленности, отделяющие блоки-пластины в нижней части литосферы с различным типом строения (1 - Северная, 2 - Центральная, 3 - Южная); 2 - глубинные разломы (a - мантийные, b - внутрикоровые); 3 - зоны ползучести или полного исчезновения следов хрупких деформаций в нижней части литосферы (на профиле). Полигональные элементы литосферы по космическим данным: области повышенных и аномально высоких значений степени тектонической напряженности: 4 - на срезе 40 км, 5 - с эпигерцинской Скифско-Туранской плитой - переработанная в фанерозое океаническая кора с фрагментами ультраметаморфического комплекса (Кавказский блок); 6 - с эпипайкальской Аравийской плитой - докембрийский ультраметаморфический комплекс, активизированный в мезокайнозойе (Закавказский блок). Объекты верхней части литосферы: структурно-формационные комплексы Кавказского блока с активным тектономагматическим развитием: 7 - в течение раннего палеозоя; 8 - всего палеозоя; 9 - в позднем палеозое и раннем мезозое; 10 - изодипы степени тектонической напряженности литосферы по космическим данным; 11 - линия профиля; 12 - области месторождений и рудопроявлений эндогенного типа; 13 - наблюдаемые кривые геофизических полей и рельеф местности



ных срезов. Нижний отвечает глубине расположения поверхности Мохо (порядка 40 км). На этом уровне, помимо главного кавказского максимума степени тектонической напряженности литосферы (с эпицентром, расположенным несколько севернее оз. Севан), четко обособляется дополнительный максимум степени тектонической напряженности литосферы, соответствующий восточному погружению Большого Кавказа. Области аномально повышенных значений степени тектонической напряженности на этих глубинах интерпретируются нами как рудоконцентрирующие структуры. Характеризуя собой мощные шовные зоны повышенной трещиноватости и раздробленности литосферы, рудоконцентрирующие структуры имеют близширотное простираие и системой близмеридиональных нарушений разделены на отдельные блоки с различными перемещениями по ним. На приведенном рисунке выделены три такие зоны: Северная, Центральная и Южная.

Детальное рассмотрение изменения в плане повышенных значений степени тектонической напряженности литосферы на верхнем срезе позволило выделить в пределах Большого Кавказа отдельные блоки, отмечающиеся и по геологическим данным, которые разделяются близмеридиональными разломами внутрикорового порядка.

Для удобства сопоставления разноуровневых данных и демонстрации подхода к выделению площадей, перспективных на поиски промышленных эндогенных месторождений, на рисунке приведен вертикальный разрез, где на фоне изменения степени тектонической напряженности (показано в изолиниях \bar{I}_1) приводится геологическое истолкование характера поля \bar{I}_1 с глубиной. Верхняя часть разреза, которой свойственно интенсивное проявление процессов тектоники, магматизма и складкообразования (с четким проявлением хрупких деформаций массива горных пород), характеризуется на разрезе резко дифференцированным полем \bar{I}_1 . Он распространяется на глубину до 40 км и связывается нами с жесткой литосферой. Ниже этого горизонта земная кора имеет слабо изменяющееся по латерали поле \bar{I}_1 и закономерное уменьшение этого параметра с глубиной. Эта область отождествляется нами с верхней частью астеносферного слоя.

Приведенные на разрезе основные близвертикальные границы, отождествляемые с зонами тектонических деформаций, проведены в областях повышенных градиентов поля \bar{I}_1 . При этом значительное большинство их приведено в самой верхней, еще более дифференцированной по значениям \bar{I}_1 части разреза, которая может связываться с так называемым "гранитным" слоем. По параметру \bar{I}_1 в нижней части литосферы выделены стабилизированная литосфера, связанная с эпигерцинской Скифско-Туранской плитой – переработанная в фанерозое океаническая кора с фрагментами ультраметаморфического комплекса (Кавказский блок), и стабилизированная литосфера, связанная с эпибайкальской Аравийской плитой – докембрийский ультраметаморфический комплекс, активизированный в мезо-кайнозойе (Закавказский блок). Верхняя часть литосферы в пределах профиля представлена структурно-формационными комплексами Кавказского блока с разным временем активного тектоно-магматического развития: в раннем палеозое, в течение всего палеозоя и в позднем палеозое-раннем мезозое.

Характер представленных над разрезом гравиметрического (Δg_λ) и магнитного (ΔT) полей в совокупности с рельефом (Н) показывает, что в геофизических полях находит отражение лишь верхняя часть разреза литосферы, где наблюдается аналогия между аномалиями Δg_λ и ΔT с аномальными (повышенными) значениями степени тектонической напряженности в самом верхнем (до 15 км) срезе разреза литосферы.

Анализ материалов, характеризующих изменение степени тектонической напряженности литосферы по вертикали, показал, что наиболее благоприятными участками для локализации подметаллических месторождений промышленного характера являются те области на земной поверхности, для которых наблюдается монотонное увеличение тектонической напряженности снизу вверх. К таковым областям приурочены рудоносные провинции в Азербайджанской ССР и Дагестанской АССР. Характерно, что известные месторождения в своем расположении тяготеют к периферийным областям блоков повышенной тектонической напряженности и в большинстве приурочиваются к разломам, их разграничивающим. Это наглядно представлено на приводимом рисунке. При этом отмечается локализация известных месторождений и рудопроявлений в области, непосредственно приуроченной к выделенным на нижнем срезе литосферы рудоконцентрирующим структурам.

Вышеизложенное позволяет следующим образом сформулировать подход к выделению рудоконцентрирующих структур и прогнозу перспективных площадей.

Рудоконцентрирующие структуры выделяются по картам значений удельной длины линейных элементов, характеризующих низы литосферы (на уровне, соответствующем залеганию границы Мохо), по аномально высоким значениям параметра \bar{I}_1 . Особенностью таких структур является их прослеживаемость на значительных расстояниях, иногда со смещениями. Поэтому их выделение необходимо проводить на значительно больших по размерам площадях исследования – в региональном масштабе. Для выделения на поверхности потенциально перспективных рудоносных площадей необходимо изучить характер изменения степени тектонической напряженности от нижних частей литосферы к верхним. К числу перспективных площадей следует относить те области, для которых наблюдается монотонное нарастание степени тектонической напряженности от нижних горизонтов к верхним. Эту операцию целесообразно выполнять либо по разрезам \bar{I}_1 , либо по картам \bar{I}_1 , характеризующим различную глубину исследований.

Таким образом, комплексный анализ космогеолого-геофизической информации подтвердил существование на Кавказе близширотных зон повышенной раздробленности литосферы, связываемых нами с рудоконцентрирующими структурами.

Л и т е р а т у р а

1. Космическая информация в геологии. М.: Наука, 1983. 534 с.
2. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6–20.
3. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
4. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.
5. Шатский Н.С. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области: (Поволжье и Кавказ)//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 39–66.

Л.С. Меликян

СКВОЗНЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ В ОФИОЛИТАХ
СЕВАНСКОЙ ЗОНЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Проблема рудоконцентрирующих структур является новой и весьма перспективной в геологии. Ввиду сложности и скрытости этих структур их существование в настоящее время либо воспринимается искаженно, либо отрицается полностью. Однако геологи, изучающие условия локализации гидротермального оруденения и продуктов магматизма, обычно приходят к выводу о большой роли именно этих структур в концентрации оруденения и магматизма, об их региональном характере. Они часто объединяются в сквозные или сверхсквозные глубинные структуры высокой проницаемости [6].

Долголетние и детальные геологические исследования, проведенные на определенных рудоносных площадях в пределах Севанской офиолитовой зоны (Армянской ССР), позволили нам убедиться в наличии здесь скрытых, сквозных, рудоконцентрирующих структур. Из изученных рудоносных площадей можно отметить Зодское, Сариланджское, Тигранабердское рудные поля с прилегающими территориями в центральной и Арманское рудное поле в северо-западной части отмеченной зоны.

Общеизвестны сложные геологические взаимоотношения комплексов пород офиолитовой ассоциации. Однако крупномасштабное картирование поверхности (м-бы 1:2000, 1:10000, 1:25000) и большого объема подземных выработок (м-б 1:1000) позволили выявить ряд важных особенностей внутреннего строения офиолитов, обусловленных швами согласного глубинного разлома северо-западного, близширотного, простирания, швами близмеридионального-поперечного и диагонального направления.

Близширотные глубинные швы участвовали в заложении офиолитового пояса, а в дальнейшем служили путями подъема магматических масс ультрабазитового и базитового состава, ограничивали их распространение в поперечном направлении [1, 2].

Поперечные и диагональные по отношению к офиолитовой зоне глубинные структуры пересекают всю ее ширину, местами проявляясь с высокой концентрацией оруденения, как на изученных рудоносных площадях. Рассматриваемые структуры не являются разрывными в обычном понимании, а соответствуют скрытым разломам, зонам напряжений, которые чаще устанавливаются совокупностью косвенных признаков (И.Н. Томсон, 1972 г.). Они, как выяснилось, оказали определенное влияние на формирование многих особенностей и деталей геологического строения Севанской офиолитовой зоны и, в частности, изученных рудоносных площадей. Ими обусловлены: изменения форм массивов ультрамафитов и габброидов по простиранию, места локализации габброидов и их сонахождений с ультрамафитами; контуры распределения различных по составу и по возрасту пород, их фаций и взаимоотношения по латерали; проявление различных даек, пространственные и морфологические их особенности; разные качественные изменения в широтных зонах швов продольного глубинного разлома. Подземное картирование пока-

зало, что изменение в структурных особенностях месторождений (Зод, Арманис и др.) морфологии рудных тел и интенсивности оруденения во многом обусловлены именно этими структурами.

На Зодском рудном поле из числа закартированных и предполагаемых структурных швов меридионального и диагонального направления наиболее важными являются (с востока на запад): "Пограничный", "Восточный", "Глубокий", "Порфировый", "Подчиненный", "Меридиональный", "Новый", "Тигранагетский", "Диоритовый", "Параллельный".

Полоса структурного шва "Пограничный" вместе со швом "Восточный" ограничивает Зодский габбровый массив с востока. К ней приурочено и основное большинство выходов плагиогранитов рудного поля, все тела дацитовых порфириров. Они практически ограничивают зону гидротермальных метасоматитов в восточном направлении, резко концентрируя их на территории месторождения.

Полоса шва "Порфировый" вмещает согласные дайковые тела риодацитовых порфириров на интервале порядка 1500 м. К ней приурочены участки развития брекчий габбро, ультрамафитов и риодацитов. Главные зоны гидротермальных метасоматитов Зодского месторождения по простиранию на запад упираются в эту поперечную структуру и в ее полосе претерпевают четкие изменения как в морфологическом отношении, так и по составу. То же происходит и с рудными телами, которые резко кончаются с приближением к данной структуре. Установлено, что Зодское месторождение расположено именно между двумя отмеченными структурными швами - "Пограничным" и "Порфировым". Западная граница блока Зодского месторождения подчеркивается поперечным швом "Меридиональный".

Весьма характерной структурной единицей является расположенный западнее шов "Новый". В своей южной части он обуславливает некоторые внутренние особенности габбрового массива и появление здесь аномально ориентированных меридиональных и близмеридиональных, довольно выдержанных зон дробления и гидротермальных метасоматитов. Чуть севернее появляются вулканогенные и осадочные образования офиолитовой ассоциации шириной до 200 м также с аномальным север-северо-восточным простиранием. В восточном направлении с удалением от данного шва залегание этих пород постепенно приобретает обычную ориентировку с падением на север.

В полосе шва "Новый" севернее происходит выклинивание отдельных апофиз габброидов. С приближением к этой полосе по простиранию близширотные зоны гидротермальных метасоматитов то исчезают, то приобретают резко линзовидную форму с увеличением мощности от 1-2 до 20-30 м. В них происходят и качественные изменения - на выклиниваниях развиваются серпентин-карбонатные, а на раздувах - листовитоподобные породы и листовиты.

Шов "Новый" стал причиной резкого сужения крупного массива гипербазита в поперечном-меридиональном направлении от 700-1000 до 200 м. Севернее данного массива среди обособленных небольших выходов гипербазитов появляются меридионально ориентированные, что нехарактерно для общей зоны офиолитов.

Тигранагетский структурный шов вносит существенные изменения в строение западного окончания Зодского массива габбро. Более четко проявляется его магмоконтролирующая роль по отношению к комплексу малых интрузивов. Если западнее рассматриваемого шва проявлены выходы диорит-порфириров, то восточнее и севернее - выходы всех остальных составляющих этого комплекса: малахитов, одинитов, спессартитов, дацитовых и риодацитовых порфириров.

Полоса шва "Диоритовый" – одна из ярко выраженных. Она выдержанная и имеет строго меридиональное направление. В ее южной части, в известняках верхнего сенона (надофиолитовая покрывка), наблюдается интенсивное дробление мергелистых и органогенных известняков. В них внедрены штокообразные и бисмалитоподобные небольшие тела диорит–порфиритов. К северу тела диорит–порфиритов в виде цепочки трассируют рассматриваемую полосу (4 тела). Прослеживаемые в широтном направлении габброиды и ультрамафиты в полосе шва "Диоритовый" обрываются, а развивающиеся вулканогенно–осадочные образования проявлены в изменчивых фациях с грубообломочным материалом. Прерывистость контуров различных пород на севере рассматриваемого шва прослеживается до самой южной границы крупного широтно ориентированного массива ультрамафитов, который в силу своего размера и особенностей проявления преодолевает барьер шва "Диоритовый". Однако границы массива сильно извилисты с глубокими "заливами" и значительными выступами по направлению шва глубокого заложения.

Шов "Диоритовый" в геолого–структурном отношении имеет много общего с расположенным в 400 м западнее швом "Параллельный", который также отличается строго меридиональной ориентировкой. С приближением к шву "Параллельный" все зоны гидротермальных метасоматитов восточной части рудного поля выклиниваются полностью. То же самое происходит и со всеми выходами разных пород, входящих в массив гипербазитов. Таким образом, на Зодском рудном поле четко выражен концентрирующий и скрытый характер всех приведенных поперечных швов.

Анализ фактического материала из разных площадей офиолитовой зоны позволяет прийти к выводу, что поперечные структурные полосы глубокого заложения древнее глубинного разлома близширотного простирания и являются доофиолитовыми [5]. Они долгоживущие и контролировали особенности внутреннего строения офиолитовой зоны.

Поперечные швы более четко выражены на восточной половине центральной части Севанской зоны – в бассейне р. Тергер, от осевой части Восточно–Севанского хребта на западе до бассейна р. Тутхун (правый приток р. Тергер) на востоке. В полосе Тергерского разлома (Э.Ш. Шихайлибеги, 1966 г.; М.А. Кашкай, 1972 г.; и др.) имеются мощные выходы высокотермальных вод, тесное переплетение различных даек магматических пород, широкие поля согласно вытянутых гидротермальных метасоматитов и разные рудопроявления.

Ширина общей Зод–Тергерской поперечной полосы составляет 35–40 км. Она выходит в пределы регионального меридионального линеамента, который подтверждается характерными признаками морфоструктуры в виде речных долин и ушей, расположенных на одной линии, хребтов с выдержанным простиранием (Восточно–Севанского и Зангезурского, Карабахского нагорья). Сюда же относятся высокогорные вершины хр. Мровдаг и меридионально ориентированные его отроги. Линеамент объединяет ряд крупных геологических структур Малого Кавказа, таких, как Мровдаг–Зодское поперечное поднятие, Кельбаджарская наложенная мульда, зона Тергерского разлома, Сарибабинский синклиниорий, Кафанская близмеридиональная структурная зона, Хуступ–Гиратахская, Дебаклинская, Парагачайская зоны меридиональных разломов и др. Этот линеамент, прослеживаясь между реками Кура и Аракс, объединяет фрагменты пересеченных им Сомхето–Карабахской, Севано–Акеринской и Анкаван–Зангезурской продольных структурно–формационных зон.

По данным М.А. Кашкай и Г.Т. Тамразяна (1967, 1978 гг.) эту меридиональную структурную полосу можно выделить под названием "Дагестанско–Зангезур–

ской". Ее наличие ("Зангезурская меридиональная зона разломов") предполагает также М.М. Константинов (1973 г.). Она получила свое подтверждение в работах последних лет [2-4].

Т.Г. Гаджиев и др. (1981 г.) отмечают, что наибольшей ширины (40 км) Севанская офиолитовая зона достигает в бассейне р. Тертер. Это, по нашим представлениям, обусловлено Дагестанско-Зангезурской структурной полосой. Именно в пределах данного расширения и сконцентрированы наиболее крупные массивы габбро и ультрамафитов, что подчеркивается также М.М. Константиновым (1973 г.). Дагестанско-Зангезурская полоса характеризуется общей высокой концентрацией интрузивных комплексов, специфично проявленных в каждом из сегментов отмеченных выше структурно-формационных зон общекавказского простиранья.

Особенности распределения полей гидротермального оруденения в пределах Севано-Акеринской офиолитовой зоны четко указывают на высокую их концентрацию по всей ширине сегмента, входящего в состав Дагестанско-Зангезурского линейного элемента. В западной, Сараландж-Зодской, половине сегмента к востоку сменяются рудные поля ртутной, медно-колчеданной и полисульфидной (с мышьяком, теллуром, золотом и сурьмой) минерализации. В этом направлении они следуют до меридиональной полосы миоплиоценового вулканизма, слагающей Восточно-Севанский хребет. В этих и более древних эффузивах Кельбаджарской мульды наблюдаются повышенные фоновые содержания молибдена. Восточнее, в полосе Тертерского разлома, отмечается ряд рудопоявлений и месторождений молибденовой, полиметаллической, полисульфидной, сурьмяной и ртутной минерализации (М.А. Кашкай, М.М. Алиев и др., 1967 г.; Т.Г. Гаджиев, Э.А. Мамедов и др., 1981 г.; и др.).

Гидротермальное оруденение в пределах офиолитового сегмента проявлено довольно сложно, что обусловлено многоэтапностью гидротермального процесса. В осевой части сегмента, по Тертерской зоне разлома, развивается молибденовая минерализация, наложенная на раннюю медную. За молибденовым следует полиметаллическое оруденение с ранней арсенипиритовой стадией. Полиметаллическая минерализация на наиболее активных узлах сменяется полисульфидной с золотом и теллуридами. Она завершается антимонитовой, антимонит-реальгар-аурипигментовой стадией. Наиболее поздний, завершающий этап оруденения - ртутный - проявлен по всей ширине поперечной полосы, приурочиваясь к поздней активизированным швам.

На всех рудных объектах четко заметен структурный контроль оруденения, сочетающий продольные и поперечные элементы. На этом фоне в большинстве случаев рудовмещающими являются фрагменты структур продольного направления, заключенные между поперечными. При этом промышленное оруденение развивается в пределах блоков - в узлах длительной эндогенной активизации.

Для рудоконцентрирующих поперечных структур характерна многократная активизация. В Дагестанско-Зангезурской структурной полосе на раннем и среднем этапах геологического развития региона активизация структур носила равномерный, общеплощадной характер. Продукты соответствующего магматизма и оруденения проявились по всей длине от южных до северных границ Кавказского региона, в том числе в Кафанском, Сомхетском сегментах и частично в Севано-Акеринском.

На орогенном этапе активизация в поперечной полосе бурно проявилась в южной - Зангезурской - части, где имеем основную разгрузку продуктов магматизма и оруденения. Характерные процессы этого этапа постепенно затухали к се-

веру – в офиолитовом сегменте, где продукты соответствующего магматизма проявлены разнообразно, но в небольшом масштабе, а промышленное оруденение – более поздними формациями. При этом продольные офиолитовые швы стали рудовмещающими в силу большой проницаемости. Они, будучи глубинными по своему характеру и резко выраженными, стали региональным экраном на пути проникающих с юга продуктов магматизма и рудных компонентов, промышленные концентрации которых не проявились севернее – в Сомхетском сегменте.

Локализация продуктов магматизма и оруденения в Дагестанско-Зангезурской структурной полосе – длительный и унаследованный процесс. Этот линеймент, по всей вероятности, существовал с самого начала геологического развития региона. Об этом свидетельствуют следы поперечной складчатости в структурных ярусах (от древних до миоплиоценового включительно) разных геолого-формационных зон, приведенная выше характеристика соответствующих полос в офиолитовой зоне.

Подобно Дагестанско-Зангезурскому линейменту, развиваются многие близкие по характеру структуры в Индийском океане, на Африканском континенте, в Анатолийско-Армянско-Иранском и Индостано-Памирском регионах. Ярким примером такого линеймента является Транскавказский, который продолжается на север в пределы Русской платформы. Это сверхсквозная, высокопроницаемая, магмо- и рудоконцентрирующая структура (А.Т. Асланян, 1984 г.; Е.Е. Милановский, Н.В. Коронковский, 1973 г.). К ней в пределах Армянской ССР приурочена Айрум-Арагатская рудоносная полоса (И.К. Волчанская, Р.Т. Джрбашян и др., 1971.; Б.М. Меликсетян, Б.К. Архипов и др., 1975, 1976 гг.), которая в северной части республики охватывает интервал с месторождениями Техут-Алаверды-Привольное.

Все вышеприведенное подтверждает принадлежность рассматриваемых в Севанской офиолитовой зоне поперечных и диагональных структурных полос к скрытым, сквозным, долгоживущим магмо- и рудоконцентрирующим структурам, входящим в состав общего сквозного Дагестанско-Зангезурского поперечного линеймента. Он имеет большое металлогеническое и общегеологическое значение. Его присутствие в некоторой степени объясняет установленное рядом геологов (А.Г. Мидян, 1971 г.; С.А. Мовсесян, 1979 г.; и др.) развитие гидротермального оруденения на Малом Кавказе в поперечном направлении на фоне близширотных-продольных структурно-формационных зон. Это может относиться также к собственно магматическим месторождениям ранних этапов развития региона и к особенностям размещения ряда важных неметаллических полезных ископаемых (М.М. Константинов, 1973 г.).

Выявление скрытых, сквозных рудоконцентрирующих структур и особенностей их геологического развития поможет правильно понимать геологическое строение регионов, закономерности распределения фаций и формаций осадочных образований и закономерности размещения полезных ископаемых, что, в свою очередь, позволит направлять поисковые работы на обнаружение крупных месторождений.

Л и т е р а т у р а

1. А с л а н я н А.Т. История тектонического развития Тавро-Кавказской области. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1984. 161 с.
2. Г а б р и е л я н А.А., С а р к и с я н О.А., С и м о н я н Г.П. Сейсмоструктурная Армянской ССР. Ереван: Изд-во Ерев. ун-та, 1981. 283 с.

3. Караханян А.С. Линеamentная тектоника Анатолийско-Кавказско-Иранского региона//Исслед. Земли из космоса. 1985. № 4. С. 41-47.
4. Меликсетян Б.М., Архипов Б.К., Капранов Г.П., Мещерякова В.В. Особенности тектоно-магматического развития и закономерности размещения магматизма и оруденения в южной части Малого Кавказа//Изв. АН АрмССР. Науки о Земле. 1975. Т. 28, № 6.
5. Меликян Л.С. Офиолиты юго-восточной части Севанского хребта: структура, условия становления//Там же. 1979. Т. 32, № 4. С. 53-61.
6. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А. и др. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.

УДК 528.77:553.078.2:551.243.8.(470.2)

В.В. Баржицкий, Б.М. Гринченко

СИСТЕМА СКВОЗНЫХ РАЗРЫВОВ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ БАЛТИЙСКОГО ЩИТА И ЕЕ МИНЕРАГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Изучению разрывных нарушений Балтийского щита в целом и его северо-восточной части в частности, роли их в минерагении региона посвящено множество исследований [2, 3 и др.]. Однако применение космических снимков позволило получить в этом направлении новый обширный материал. В 1985 г. нами было завершено составление космофотогеологической карты Кольского полуострова и Северной Карелии. Результаты этих работ дали новую информацию, в том числе и по разрывным структурам региона.

Анализ результирующей схемы дешифрирования позволил разделить разрывы на круто- и пологопадающие. Последние, относящиеся в подавляющем большинстве к надвигам, проявились более чем на 2/3 площади исследований, формируя широкие зоны и поля чешуйчатых надвигов. В то же время основную массу отдешифрированных разрывов составили крутопадающие дизъюнктивы. Была установлена их подчиненность восьми основным азимутальным направлениям при отклонениях, редко превышающих $\pm 5^\circ$ от осевых (5, 25, 50, 70, 95, 295, 320 и 340°). Роза-диаграмма суммарных длин разрывов указанных направлений показала два отчетливых максимума с ориентировками 5 и 295° и некоторое преобладание широтных нарушений. Мы предположили, что разрывы с ориентировками 5 и 295° являются основными составляющими двух систем нарушений, а остальные, согласно эллипсоиду деформаций, представляют собой ортогональные и диагональные элементы соответствующих систем [1]. Это предположение было подтверждено результатами дешифрирования, геолого-геофизическими данными, материалами математической обработки схемы дешифрирования, а также результатами проведенного нами в более позднее время среднemasштабного изучения структуры Терского блока.

Первая из выделенных систем объединяет дизъюнктивы с азимутами простира-ния 295° и 25° (ортогональная пара) и 70° и 340° (диагональная пара). Главная составляющая системы ориентирована согласно с ориентировкой основных вещественных комплексов, маркируется разнообразными проявлениями магматической дея-

тельности и процессами осадконакопления по крайней мере от позднего архея до палеозоя. Ее основные проявления отвечают западному сегменту суперлинеамента Карпинского в объеме, выделенном А.Ф. Фоминых (1983 г.), и на исследованной территории представляют собой долгоживущий, пульсирующий в проявлениях эндогенной активности широкий пояс глубинных разломов. Описываемая система, контролируя размещение основных вещественных комплексов региона, по сути своей конструктивная. Она же отвечает и за размещение основных структурно-металлогенических зон в понимании Ю.А. Билибина. Однако, как уже неоднократно упоминалось в литературе последних лет [3, 5 и др.], рудоносность того или иного участка структурно-металлогенической зоны в большей мере связана с процессами деструкций. Эту роль, вероятно, и выполняет вторая система дизъюнктивных нарушений.

Эта система объединяет разрывы, имеющие сквозьструктурный характер, меридиональную и широтную ортогональные, северо-западную (320°) и северо-восточную (50°) диагональные составляющие. Элементы системы тесно связаны между собой. Так или иначе, роль составляющих ее разрывов в размещении эндогенного оруденения на территории щита отмечалась и ранее. В различных работах [3, 5 и др.] указывалось на приуроченность медно-никелевого, молибденового, редкоземельно-редкометалльного оруденения к субширотным, северо-восточным и северо-западным зонам разломов и отмечался сквозной характер некоторых из них. Однако ранее эти зоны не рассматривались в единстве ни в геологическом, ни в минерогеническом отношении. Полученные нами данные позволяют осветить этот вопрос несколько подробнее.

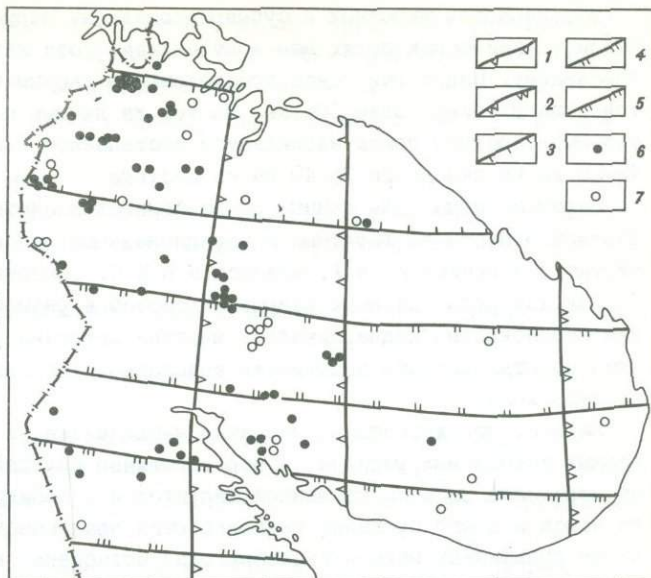
Элементы системы на космических снимках прослеживаются в виде поясов и зон различной ширины [1], насыщенных субпараллельными разрывами, и отдельных разрывов, имеющих протяженность до нескольких сот километров. Ограничения поясов, особенно меридиональных, неотчетливы, так как распределение разрывов по площади носит экстенсивный характер. Сгущения разрывов нередко эшелонированы и иногда кулисообразно надставляют друг друга.

Внутри поясов выделяются зоны более высокого порядка. Такие же зоны с шагом около 100–120 км наблюдаются и между поясами. Зоны диагональных нарушений в основном выделяются более отчетливо и чаще всего выражены сериями субпараллельных протяженных разрывов, иногда имеющих кулисообразное распределение.

Полученные данные по сквозным нарушениям хорошо коррелируются с результатами автоматической обработки КС "Landsat", проведенной финскими геологами по территории Финляндии. Выделенные нами визуально широтные пояса и диагональные зоны (см. рисунок) имеют на сопредельной территории свое закономерное продолжение. Меридиональная составляющая системы здесь также отчетливо выражена широким поясом разрывов. Его условная ось проходит по меридиану 28° . Расстояние между условными осями Кильдинско-Энгозерского и Восточно-Кольского поясов около 350 км, т.е. шаг между одноранговыми структурами в этой части Балтийского щита сохраняется. Отмеченная на финской территории меридиональная структура является северной оконечностью Лапландско-Нильского трансконтинентального суперлинеамента, выделенного В.А. Бушем на схеме крупнейших линейных структур Европы (1983 г.). Параллельно указанному линеamentу на космофотогеологической карте СССР (1984 г.), южнее границы Балтийского щита, обозначены аналогичные суперлинеаменты вдоль меридианов 32 и 42° . Выделенные нами меридиональные пояса продолжают эти структуры далее на север.

Пояса разрывных нарушений системы сквозных разрывов и позиция сульфидного медно-никелевого и молибденового оруденения

I, 2 - меридиональные пояса: I - Кильдинско-Энгозерский, 2 - Восточно-Кольский; 3-5 - широтные пояса: 3 - Печенгско-Североморский, 4 - Ковдорско-Краснощельский, 5 - Нуорунен-Турьинский; 6 - проявления медно-никелевых руд; 7 - проявления молибденовых руд



В геологическом отношении пояса сквозных нарушений проявляются в первую очередь как неотчетливо ограниченные структурные барьеры. Попадая в зону их влияния, структуры, выполненные позднеархейскими и протерозойскими вещественными комплексами, меняют свое простирание на близкое к меридиональному, быстро сокращаются в мощности, выклиниваются. Однако отчетливого срезания разновозрастных структур не происходит.

Для Кильдинско-Энгозерского пояса характер структурного барьера выражен наиболее отчетливо. Практически на всем протяжении он является широкой полосой разграничения относительно простых северо-западных структур на востоке и сложно построенных на западе советской части Балтийского щита.

Отметим некоторые особенности внутреннего строения поясов системы сквозных нарушений. В целом для частных разрывов, составляющих пояса, характерно то, что они довольно редко выполняют роль тектонических ограничений вещественных комплексов. Анализ геологических материалов показывает, что каких-либо заметных вторичных изменений в связи с частными разрывами обычно не наблюдается, за исключением проявлений катакластических преобразований. С отдельными разрывами меридиональных ориентировок связаны дайки диабазов, имеющие в основном возраст пострanneпротерозойский. Широтные нарушения в большинстве случаев не имеют магматического наполнения. Исключение составляют многочисленные широтные и субширотные дайки амфиболитизированных основных пород, относимые по различным данным к раннепротерозойским образованиям, маркирующие восточную часть Ковдорско-Краснощельского пояса.

Несколько иначе, чем пояса, ведут себя зоны диагональных нарушений. Иногда с ними связаны отчетливые смещения разновозрастных вещественных комплексов. Вдоль них отмечаются зоны диафорических преобразований, катаклаза и низкотемпературного метасоматоза. С северо-восточными (50°) нарушениями нередко наблюдаются дайки основных пород, имеющие палеозойский возраст. В силу таких особенностей диагональные нарушения довольно уверенно наблюдаются в физических полях по отчетливым нарушениям корреляций или прерывистым линейным аномалиям разных знаков.

Выраженность широтных и субмеридиональных нарушений и особенно поясов в целом в физических полях менее отчетлива, хотя характер ее аналогичен вышеописанному. Некоторые пояса прослежены по данным глубинных геофизических методов на глубину более 100 км. По тем же данным по западной границе Кильдинско-Энгозерского пояса наблюдается постепенное изменение мощности коры от 45–50 км на западе до 35–40 км на востоке.

Перечисленные выше данные об особенностях системы сквозных нарушений позволяет отнести ее широтные и меридиональные пояса к проявлениям сквозных структур в понимании М.А. Фаворской и И.Н. Томсона [5, 6].

Так как роль сквозных разрывных систем в размещении эндогенного оруденения неоднократно подчеркивалась многими авторами [2–4, 6], нами была предпринята попытка оценить значимость выделенной системы в минерации территории исследований.

Первое, что достаточно уверенно наблюдается на мелкомасштабных картах полезных ископаемых региона, – это отчетливо большая его рудоносность к западу от меридиана 32° . На изученной территории к западу от Кильдинско-Энгозерского пояса и в его пределах располагаются практически все существенные проявления сульфидных медно-никелевых руд, молибдена, апатита, слюды, на востоке и также в пределах пояса основные проявления руд редких земель и редких металлов, аметистовые и амазонитовые проявления, т.е. пояс имеет характер металлогенического барьера. Примерно такая же ситуация наблюдается в положении эндогенного оруденения относительно Ковдорско-Краснощельского широтного пояса (см. рисунок).

С целью более детальной оценки перспектив рудоносности территории исследований был проведен статистический анализ пространственного соотношения различных видов эндогенного оруденения с разрывными нарушениями региона вообще и системой сквозных нарушений в частности.

В качестве эталонных объектов были выбраны проявления сульфидных медно-никелевых руд, связанных с базит-гипербазитами, и молибденовых, связанных с гранитоидами. Было установлено, что каждому виду оруденения в области его проявления соответствует определенная пара максимумов интенсивности проявления разрывов сквозной системы: для медно-никелевого – широтных и северо-восточных, для молибденового – меридиональных и северо-западных [1].

Методом скользящего окна схема дешифрирования крутопадающих разрывов преобразована в поле плотности этих разрывов и в поля плотности разрывов заданных направлений. В качестве расчетного параметра принимались суммарная длина разрывов, количество узлов пересечения разрывов, число разрывов на единицу площади. Кроме того, аналогичным способом были получены суммарные поля плотности разрывов парных направлений. Сопоставление полученных карт полей с регистрационными картами медно-никелевого и молибденового оруденения показало следующее.

По сульфидному медно-никелевому оруденению:

1. Оруденение (от месторождений до рудных точек включительно) пространственно отчетливо приурочено к градиентным зонам суммарной плотности разрывов северо-восточного (50°) и субширотного направлений при расчете плотности всеми указанными способами.

2. Корреляции положения оруденения с прочими полями плотности нет, за исключением приуроченности рудных узлов к градиентным зонам суммарной плотности разрывов всех направлений.

3. Наблюдается относительно отчетливый контроль оруденения участками и полосами повышенных значений поля плотности субширотных разрывов. Корреляции с полем плотности северо-восточных разрывов не отмечается.

4. В целом оруденение тяготеет к субширотным поясам, зонам и отдельным разрывам.

По молибденовому оруденению:

1. Оруденение (рудопоявления и рудные точки) пространственно увязываются с зонами градиентов суммарной плотности разрывов субмеридионального и северо-западного (320°) направлений.

2. Корреляции с полями плотности разрывов других ориентировок не наблюдаются.

3. Отмечается общее тяготение проявлений оруденения к меридиональным зонам.

Полученные результаты в целом не равнозначны для указанных видов оруденения, так как количество эталонных точек и степень изученности медно-никелевого оруденения значительно выше. Для сульфидного медно-никелевого оруденения нами был сформулирован новый прогнозно-поисковый критерий (К-критерий), позволяющий наряду с другими признаками и критериями производить среднемасштабное прогнозирование оруденения по площади [2]. Методика выделения К-критерия отмечена бронзовой медалью ВДНХ СССР. Был проведен опыт укрупнения масштаба выделения К-критерия, в первом приближении давший положительный результат. В настоящее время ведется его дальнейшая разработка.

Подводя итог, отметим, что даже на первом, пока еще во многом предварительном этапе исследования системы сквозных нарушений были получены новые, не традиционные для региона и важные в поисковом отношении данные. Это указывает на необходимость проведения дальнейшего целенаправленного изучения описанных структур с широким применением статистических методов и в то же время на необходимость некоторого переосмысливания традиционного подхода к прогнозу полезных ископаемых.

Л и т е р а т у р а

1. Баржицкий В.В., Гринченко Б.С. Связь сульфидного медно-никелевого оруденения с разрывными нарушениями: (По данным космофотогеологического картирования С-В части Балтийского щита//Базит-гипербазитовый магматизм главных структурных зон Кольского полуострова. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1986. С. 95-101.
2. Комплект карт "Металлогения восточной части Балтийского щита" /Под ред. А.В. Сидоренко. М.: Картофабрика об-ния "Аэрогеология", 1978.
3. Первозчикова В.А. Тектоника восточной части Балтийского щита. Л.: Недра, 1974. 288 с.
4. Савицкий А.В., Козлов М.Т. Основные этапы развития разломов Кольского полуострова//Тектоника и глубинное строение северо-восточной части Балтийского щита. Апатиты: Кол. фил. АН СССР, 1978. С. 12-19.
5. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. 168 с.
6. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Баскина В.А., Волчанская И.К. Рудоконцентрирующие структуры и их соотношения с границами плит//Глобальные закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Недра, 1974. С. 175-178.

IV. КАЗАХСТАН И СРЕДНЯЯ АЗИЯ

УДК 553.078.2:551.243.8(574)

Е.А. Алекторова, В.С. Зорина

РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ КАЗАХСТАНА

В процессе металлогенических исследований, проводившихся нами на территории Казахстана, была установлена закономерная приуроченность большей части эндогенных месторождений, в том числе значительных, к протяженным мощным тектоническим зонам сложного блокового строения. Эти рудонасыщенные структуры представляют собой, как правило, фрагменты крупных линейментов земной коры, которые пересекают разнотипные региональные структуры, что дает основание называть их сквозными, или трансрегиональными, разломами. Не исключено, что они являются отражением в верхних структурных этапах земной коры тех глубинных каналов, которые способствуют дифференциации и дегазации глубинного вещества Земли [3]. Наблюдается неоднократное возобновление активности одних и тех же фрагментов трансрегиональных разломов в разные геотектонические эпохи в фиксированном в пространстве от докембрия до кайнозоя положении каналов, связывающих поверхностные и глубинные части планеты.

Важное металлогеническое значение рассматриваемых структур было установлено еще в 50-60-е годы исследованиями Е.А. Радкевич, Н.А. Фогельман, И.Н. Томсона, Г.Н. Щербы и др. Позднее И.Н. Томсон и М.А. Фаворская [5] определили эти крупные рудоносные линейменты как рудоконцентрирующие структуры.

На примере Казахстана, Забайкалья и других регионов Советского Союза и всего мира устанавливается, что способность трансрегиональных тектонических нарушений концентрировать проявления рудной минерализации наиболее ярко выражена в этапы господства орогенного режима. Мы объясняем это тем, что само возникновение активных орогенных структур, в первую очередь сводовых поднятий, в значительной степени предопределяется центрами разуплотнения мантии, которые приурочены к "отдушинам" на пересечении глубинных трансрегиональных разломов.

Этот тезис подтверждается анализом соотношений известных на территории Центрального, Южного и Восточного Казахстана сквозных разломов и выделяемых нами в этом обширном регионе позднепалеозойских орогенных структур: Балхашского и Алтайского мегасводов и Зайсанской буферной системы¹ (см. рисунок).

С узлом пересечения ортогональных и диагональных разломов планетарной регматической сети совпадает геометрический центр позднепалеозойского Балхашского мегасвода. К числу этих разломов относятся: Центрально-Казахстанский, Джекказган-Балхашский, Каратау-Томь-Кольванский и Рузаевско-Талдыкурганский. Логично предположить, что располагающийся на пересечении названных трансрегиональных нарушений глубинный эпицентр позднепалеозойской активизации явился и центром сводообразования. Сам Балхашский мегасвод как бы вписан в ромб, образованный пересечением линейментов северо-западного и северо-восточного простирания, расколовших в рифее древнюю Казахстанскую платформу.

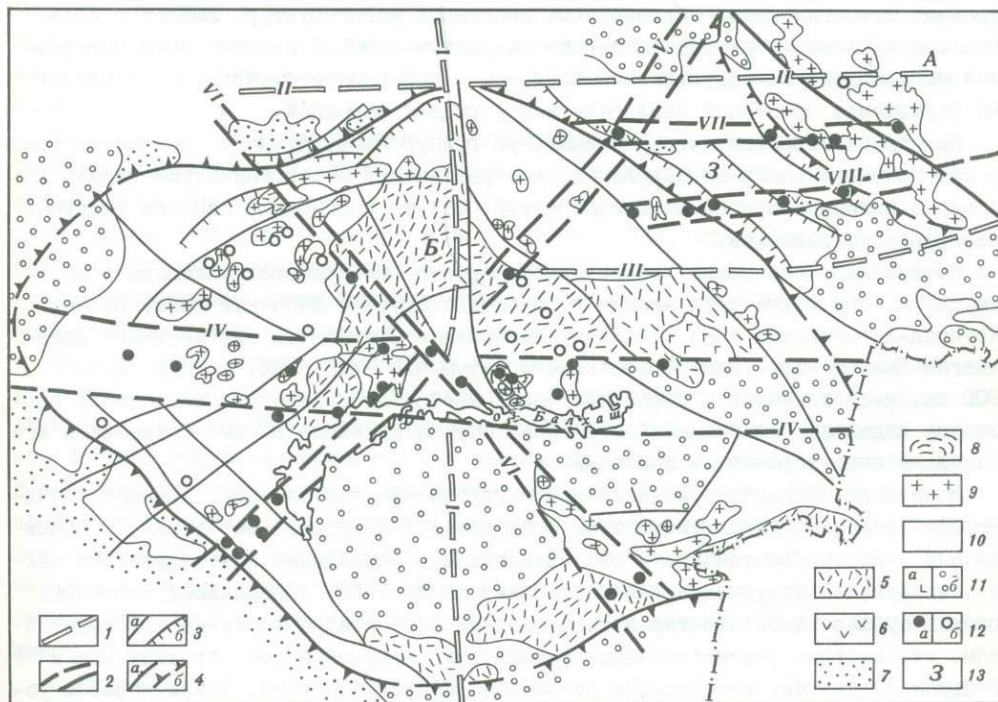


Схема размещения рудоконцентрирующих разломов в позднепалеозойских орогенных структурах Казахстана

1 - трансрегиональные разломы: I - Центрально-Казахстанский, II - Тенгиз-Семипалатинский, III - Коктал-Зайсанский; 2 - рудоконцентрирующие разломы: IV - Коунрад-Актагайский, V - Каратау-Томь-Кольванский, VI - Рузаевско-Талдыкурганский, VII - Знаменско-Зыряновский, VIII - Чингиз-Нарымский; 3 - прочие тектонические нарушения (а), в том числе надвиги (б); 4 - границы мегасводов (Б - Балхашского, А - Алтайского), совпадающие с глубинными разломами (а), предполагаемые (б); 5-9 - позднепалеозойские континентальные орогенные комплексы, коррелятные сводообразованию: 5 - вулканогенные, 6 - вулканогенно-молассовые, 7 - молассовые, 8 - морские молассовые, 9 - гранитоидные; 10 - доорогенные комплексы (позднего протерозоя-раннего карбона); 11 - платформенные комплексы: платобазальтовый (а), современных отложений (б); 12 - проявления эндогенной минерализации в пределах рудоконцентрирующих структур (а), за их пределами (б); 13 - Зайсанская буферная система

¹Буферная система выделена нами впервые в качестве нового тектонотипа в ряду орогенных структур [2].

Все перечисленные разломы прослеживаются на многие сотни и даже тысячи километров, пересекая разновозрастные складчатые области палеозойского Казахстана [1]. Для большинства из них характерно "пунктирное" проявление в современной структуре, неоднородное внутреннее строение по простиранию часто в виде зон рассеянной трещиноватости. Все это затрудняет их геологическое картирование, чем и объясняется отсутствие многих, столь важных для металлогенического анализа структур на картах Казахстана.

Имея, как правило, древний возраст заложения, трансрегиональные разломы обладают способностью фрагментарно подновляться в последующие этапы геологического развития земной коры и вызывать при этом тектоническую и магматическую активизацию тех региональных структур (часто уже в значительной мере консолидированных), которые они пересекают. Однако роль трансрегиональных нарушений этим не ограничивается: в свою очередь они становятся важными элементами строения вновь образованных орогенных мегаструктур. Вместе с аркогенными разломами они обуславливают радиально-концентрический план деформаций мегасводов, их секториально-блоковое и поперечное расчленение и влияют на размещение орогенных геологических и рудных формаций.

Нам представляется, что максимальную рудную нагрузку несут именно те фрагменты трансрегиональных нарушений, которые входят в тектонический каркас эндогенно активных орогенных мегаструктур. Они-то и отвечают понятию рудоконцентрирующих разломов.

Высказанное положение хорошо иллюстрируется на примере Балхашского мегасвода. На его территории важное рудоконцентрирующее значение имеет осевая Коунрад-Актагайская зона разломов, являющаяся фрагментом субширотного Джекказган-Балхашского трансрегионального нарушения. Эта зона, длиной около 900 км, располагается в шарнирной части мегасвода, представляющей собой горстовое поднятие "клавишного" строения. Ширина ее около 90 км. С севера и юга глыбовая зона ограничена сбросами.

В наиболее поднятых блоках осевого горста обнажаются самые древние (позднерифейские) комплексы, известные в пределах Балхашского мегасвода. В одном из них - Атасу-Моинтинском - они представлены формациями платформенного чехла, в другом - Итмурундинском - офиолитовой триадой, выполнявшей троговый прогиб субширотного простирания. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что система рассматриваемых субширотных нарушений существовала уже в позднем докембрии, контролируя положение рифейского трога. Таким образом ус-танавливается древний возраст заложения рассматриваемой зоны разломов.

Позднепалеозойские геологические комплексы, коррелятивные сводообразованию, в пределах Коунрад-Актагайской зоны представлены в основном гранитоидами и наземными вулканитами. В отличие от остальной части мегасвода, где эти ко-магматические образования находятся в тесной пространственной ассоциации, в осевой зоне гранитоиды образуют изолированные массивы. Это указывает на большой эрозионный срез осевой зоны и ее приуроченность к поднятию.

Коунрад-Актагайская зона характеризуется золото-редкометалльно-медной рудной специализацией. В ее пределах развиты месторождения медно-порфирового, медно-скарнового, грейзенового и других формационных типов. При этом золотое и медное оруденение сосредоточено в центральной и восточной частях зоны, где развиты рифейско-раннепалеозойские базит-гипербазитовые комплексы, а ред-кометалльное оруденение тяготеет к западной части зоны, где система разломов сечет блоки сиалического профиля.

Распространение отмеченных рудно-формационных типов в зоне субширотных разломов ограничивается площадью Балхашского мегасвода, хотя сами разломы прослеживаются за пределами последнего. На востоке система разломов перекрыта рыхлыми современными отложениями; непосредственно к западу от мегасвода она по косвенным геоморфологическим признакам прослеживается среди пермских континентальных отложений Джезказганской орогенной впадины. И здесь на простирании той же зоны в 75–90 км от границы мегасвода располагается группа месторождений медистых песчаников. Каково влияние глубинного разлома на образование этих стратиформных объектов, остается неясным. Рассматриваемый участок Джезказган–Балхашского трансрегионального нарушения, пересекающий относительно пассивную орогенную структуру континентальной впадины, значительно уступает Коунрад–Актагайскому фрагменту по количеству в его пределах рудных проявлений. Таким образом, с очевидностью выступает рудоконцентрирующая роль Коунрад–Актагайской зоны, представляющей фрагмент трансрегиональной системы разломов и в то же время являющейся элементом строения крупной металлоносной орогенной структуры – позднепалеозойского Балхашского мегасвода.

Рудоконцентрирующими являются и подновленные фрагменты трансрегиональных разломов Каратау–Кольванского и Рузаевско–Талдыкурганского, расчленяющих крылья Балхашского мегасвода на секториальные блоки, которым соответствуют обособленные металлогенические зоны и подзоны. Так, вдоль Каратау–Томь–Кольванского разлома как на территории Балхашского мегасвода, так и в смежных с ним разновозрастных орогенных структурах Малого Каратау и Западной Калбы размещаются эндогенные золоторудные проявления.

Другая группа трансрегиональных нарушений участвует в строении Алтайского мегасвода и Зайсанской буферной системы. В эту группу входят Тенгиз–Семипалатинский, Коктал–Зайсанский, Знаменско–Зыряновский, Чингиз–Нарымский разломы. Все эти нарушения субширотного простирания были выделены геофизическими методами в качестве скрытых разломов фундамента (Любецкий, 1965 г.), в современной структуре проявлены фрагментарно. Подчеркнем, что по отношению к оси Зайсанской буферной системы, имеющей северо–западное простирание, и генеральному плану складчатости герцинид, на которых сформировались эта орогенная структура и Алтайский мегасвод, разломы занимают дискордантное положение.

Тенгиз–Семипалатинский и Коктал–Зайсанский сквозные тектонические нарушения по своей протяженности сопоставимы с описанными для территории Балхашского мегасвода. Судить об их внутреннем строении и рудоносности практически невозможно, поскольку они на значительном протяжении перекрыты современными рыхлыми отложениями. Не исключено, что вместе с тектоническими нарушениями других направлений они способствовали формированию Алтайского мегасвода.

Знаменско–Зыряновский и Чингиз–Нарымский разломы по масштабам уступают вышеописанным и относятся к более низкому рангу трансрегиональных нарушений. Они пересекают Зайсанскую буферную систему и уходят на восток в пределы Алтайского мегасвода, а на запад в пределы Чингизской периферической зоны Балхашского мегасвода. Протяженность этих трансрегиональных нарушений составляет 400–500 км. Оба разлома сопровождаются зонами блоковых дислокаций шириной 25–30 км, которые контролируют размещение наложенных орогенных впадин и проявлений позднепалеозойского магматизма.

В зонах Знаменско-Зырянского и Чингиз-Нарымского разломов концентрируется эндогенная минерализация. В пределах Зайсанской буферной системы, Жарма-Саурской переходной зоны и отчасти в Чингизской периферической зоне к зонам сквозных разломов тяготеют золоторудные проявления разных формационных типов позднепалеозойского возраста: для буферной системы характерен золото-сульфидный тип прожилково-вкрапленного оруденения, для Жарминской и Чингизской зон — золото-сульфидно-кварцевый жильный. На востоке в Калба-Нарымской переходной зоне золотое оруденение сменяется вольфрамовым и оловянным того же позднепалеозойского возраста. Далее на восток на Рудном Алтае Знаменско-Зырянская и Чингиз-Нарымская зоны контролируют положение колчеданно-полиметаллических месторождений, имеющих более древний, среднепалеозойский, возраст.

В данном случае сквозные разломы, сохраняя рудоконцентрирующее значение, меняют металлогенический профиль при пересечении разнотипных и разновозрастных геоструктур.

Все изучавшиеся нами рудоконцентрирующие структуры находят отчетливое выражение в строении современного рельефа и выявляются с помощью морфоструктурного анализа [4]. Успешное применение последнего при реконструкции палеоструктур Казахстана объясняется высокой степенью унаследования элементами современного рельефа структурных форм позднепалеозойского орогенного этапа. Это в первую очередь относится к трансрегиональным разломам, консервативность которых определила устойчивость структурного каркаса региона.

Как правило, сквозные тектонические нарушения в современном рельефе выражаются протяженными глыбовыми зонами, ограниченными подновленными в кайнозойе линейными элементами. Эти пояса взаимосвязанных блоков, выраженные комплексом структурно-геоморфологических аномалий, резко выделяются на фоне более однородного строения окружающей территории.

Устанавливается, что в пределах мегасводов рудоконцентрирующие структуры трассируются глыбовыми зонами клавишного строения, представляющими собой чередование блоков относительно опущенных с повышенными мощностями кайнозойских отложений или высоко поднятых с признаками интенсивного рельефообразования, блоков с повышенной тектонической расчлененностью, аномальным структурным планом рельефа и т.д. Примером может служить Каратау-Томь-Кольванский трансрегиональный разлом, выделенный по данным морфоструктурного анализа. Крупный фрагмент этой структуры, протягивающийся от р. Иртыш до гор Каратау, трассируется цепочкой блоков шириной от 25 до 40 км. Южнее долины р. Иртыш зона разлома выражена современной линейной впадиной северо-восточного простирания, заполненной толщей рыхлых отложений большой мощности, к юго-западу впадина сменяется расчлененной на мелкие блоки седловиной, заключенной между двумя локальными сводами; разлом, ограничивающий на этом интервале зону с юго-востока, контролирует размещение мелких кольцевых морфоструктур; в центральной части Балхашского палеосвода рассматриваемая линейная морфоструктура выражена серией горстовых поднятий, структурный план которых подчинен поперечному к оси свода северо-восточному направлению; юго-западный фланг зоны Каратау-Томь-Кольванского разлома трассируется впадиной оз. Балхаш, ось которой, подчиняясь секущему трансрегиональному нарушению, резко меняет широтное направление на юго-западное. За пределами Балхашского палеосвода в Чуйской впадине эта сквозная структура выражена поперечным

поднятием фундамента впадины и резким сокращением (на сотни метров) мощности рыхлых толщ кайнозоя.

В пределах Зайсанской седловины (отвечающей Зайсанской буферной палеосистеме) рудоконцентрирующие структуры выражены преимущественно поясами широтно вытянутых горстовых блоков. Так, выше упомянутая Чингиз-Нарымская рудоконцентрирующая структура, протягивающаяся далеко на восток в пределах Алтая, в современном рельефе представляет собой глыбовую зону. Последняя состоит из серии ромбовидных блоков горстового типа с повышенной неотектонической активностью, возвышающихся над более низменной поверхностью на 250–400 м.

Нередко в пределах этих блоков размещаются кольцевые морфоструктуры, nasledующие позднепалеозойские вулканотектонические депрессии, которые испытывают в новейшее время инверсионное развитие. Подобное строение имеет и Знаменско-Зырянская линейная морфоструктура.

Часть рудоконцентрирующих разломов в новейшее время играла роль тектонических нарушений, расчленяющих региональные палеоморфоструктуры на крупные неотектонические элементы. Так, по осевой Коунрад-Актагайской зоне в новейшее время произошло расчленение верхнепалеозойского Балхашского мегасвода на две противостоящие морфоструктуры с различной тенденцией развития – Центрально-Казахстанский свод и Балхаш-Алахьюнскую впадину.

В пределах Зайсанской буферной системы активизированные в новейшее время Знаменско-Зырянский и Чингиз-Нарымский трансрегиональные разломы расчленили современную Зайсанскую межсводовую седловину на три крупных блока и определили ее поперечное ступенчатое строение с разной степенью сохранности рудоносных кор химического выветривания.

Итак, трансрегиональные тектонические нарушения, будучи активными проводниками эндогенной энергии и вещества и осуществляя тепломассоперенос в существенно консолидированных блоках земной коры, стимулируют зарождение сводово-глыбовых поднятий и становятся элементами их тектонического каркаса. Орогенные структуры, в свою очередь, в зависимости от динамики развития, геохимического профиля субстрата, характера синхронного магматизма и общей металлогенической специализации данного блока земной коры "используют" входящие в их структурный каркас фрагменты трансрегиональных разломов в качестве рудоконцентрирующих зон.

Четко проявленные признаки влияния одних и тех же трансрегиональных разломов на формирование разновозрастных и разнотипных структур (геосинклинальных, сводово-глыбовых) от докембрия до кайнозоя свидетельствуют о длительности существования и большой прерывистой эндогенной активности этих крупных линеаментов земной коры.

В заключение отметим, что рудоконцентрирующее значение трансрегиональных разломов обнаруживается во всех металлогенических провинциях орогенного режима развития. Наиболее ярко оно проявляется у тектонических нарушений, дискордантных по отношению к директивному структурному плану доорогенных складчатых комплексов.

Л и т е р а т у р а

- И. Абдулкабирова М.А. Роль глубинных разломов в формировании структур Казахстана//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 47–51.

2. А лек т о р о в а Е.А. Мегасводы и буферные зоны – геодинамическая пара региональных орогенных структур//Докл. АН СССР. 1983. Т. 269, № 6. С. 1420–1423.
3. Б е л о у с о в В.В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках//Геотектоника. 1977. № 5. С. 44–55.
4. З о р и н а В.С. Отражение орогенных рудоносных структур в рельефе Казахстана//Тр. ЦИГИ. 1981. Вып. 163. С. 58–65.
5. Т о м с о н И.Н., Ф а в о р с к а я М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6–20.

УДК 553.078:551.243.8:001.8

Л.Б. Иванов, А.А. Лекерова

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ РАЗВИТИЯ СКВОЗНЫХ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ РАЗЛОМОВ КАЗАХСТАНА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Глубинные разломы открытого и скрытого типов играли определяющую роль в развитии геологической структуры Казахстана [1–3 и др.]. Открытые возникали в этапы радиальных поднятий и растяжения земной коры в поле дифференцированно–уравновешивающихся (термин Г.Л. Поспелова) ротационных напряжений и обусловили образование геосинклинально–складчатых поясов и зон. Рифейско–палеозойские геосинклинально–складчатые пояса в Казахстане развивались в виде узких протяженных полигональных "дуг" и замкнутых поясов, они расчленили дорифейскую платформу на ряд глыб и блоков, длительное время развивавшихся в режиме плит, межгеосинклинальных и внутригеосинклинальных срединных массивов. Пространственно–временной анализ связи глубинного строения земной коры Казахстана и металлогении, проведенный на моделях изменения первичной дорифейской платформенной коры, показал, что в орто– и медиогеосинклинальных зонах и в краевых частях межгеосинклинальных срединных массивов преобладала "базальтификация", а во внутригеосинклинальных срединных массивах – "гранитизация". С "базальтификацией" древней коры связаны ультрамафитовый и мафитовый магматизм, халькосидерофильные рудные формации, с "гранитизацией" – магматиты среднего, умеренно–кислого, кислого, щелочного состава, литофильные рудные формации, а также золото и менее сидерофильные формации.

В целом геосинклинально–складчатые пояса, включая внутренние срединные массивы, имеют комплексную лито–халькосидерофильную специализацию: в них развиты формации эндогенных руд вольфрама, олова, тантала, ниобия, редких щелочей и земель, молибдена, меди, свинца, цинка, бария, золота, титана, железа, хрома, никеля, ванадия, фосфора и т.д. Пояса межгеосинклинальных срединных массивов имеют халькосидерофильную специализацию: в них развиты формации руд меди, молибдена, свинца, золота, железа и марганца. Металлогеническая зональность второго порядка определяется закономерностями размещения структурно–формационных зон различных по глубинному строению коры и рудной специализации типов.

Рудоконцентрирующие металлогенические зоны развивались в связи с глубинными разломами скрытого типа в обстановке радиальных опусканий и сжатия земной коры, в поле интегрированно уравнивающихся ротационных напряжений. В этой обстановке происходило более полное проявление дислокаций. Фрагментарная структура геосинклинально-складчатых "дуг" и замкнутых поясов обновлялась и существенно дополнялась за счет формирования скрытых разломов. Последние активизировались на продолжениях линейных элементов полигоналей, а также возникали вне связи с открытыми разломами рассматриваемого региона.

Скрытые разломы отличаются прямолинейностью и значительной протяженностью, ими пересечены геосинклинально-складчатые пояса и срединные массивы, они выходят за пределы рассматриваемого региона на окружающие платформы и складчатые области. Состав рудных формаций в секущих структурах определяется охарактеризованной выше металлогенической зональностью региона.

С конца 50-х годов (Поспелов, 1957 г.) существует точка зрения о принадлежности открытых и скрытых разломов к двум структурным планам, которые в публикациях последних лет охарактеризованы как план земной коры и "скрытый" план глубинных оболочек. В середине 70-х годов [2] нами было установлено, что открытые и скрытые глубинные разломы имеют единый структурный план, являясь составными частями регматической сети дислокаций Земли. Регматическая сеть (регмагены растяжения и сжатия) формировалась в результате периодически повторявшегося ротационного эффекта неравномерно вращающейся планеты. Глобального характера дислокации ориентированы симметрично по отношению к современному положению оси вращения Земли. Об азимутальной ориентировке регматических систем будет сказано ниже, здесь отметим, что их размещение соответствует принципиальной схеме И.И. Чебаненко (1963 г.).

За последние 5-7 лет точка зрения, согласно которой скрытые и открытые разломы являются элементами единой сети разломов, укрепилась в результате наших исследований, касающихся металлогенических особенностей регматических дислокаций и связи металлогении с глубинным строением земной коры. Было установлено, что металлогенические пояса и зоны в широком плане смешанные открыто-скрытые, т.е. развиваются неравномерно - в виде пунктира. Участки, выраженные геосинклинально-складчатыми поясами, сменяются по простиранию не менее протяженными участками, где трасса разлома прослеживается лишь по признакам, свойственным скрытым структурам. Эти скрытые отрезки могут приходиться на покрытые чехлом плиты и массивы, платформы и на ориентированные к ним под углом складчато-геосинклинальные пояса. Регматические дислокации имеют около пятнадцати порядков по масштабности и представлены более чем восемью системами, отличающимися азимутами простирания. Сложная картина взаимопересечений открытых и скрытых отрезков этих систем и усиление роли скрытых разломов в дислокациях высокого порядка создают впечатление наличия двух структурных планов.

В складчатых поясах продольную ориентировку обычно имеют аномалии экстенсивности оруденения, аномалии интенсивности чаще ориентированы под углом к главному направлению складчатости. Среди рудоконтролирующих секущих глубинных разломов некоторые отличаются аномально повышенной рудоносностью, в них сосредоточены главные по запасам рудные объекты региона. Как показал анализ, это разломы низких порядков, имеющие тектонический "шаг" в сотни, реже десятки километров. Зоны низкого порядка отличаются крупными размерами, проникают на большую глубину, функционируют длительное время: с ними связаны более мощ-

ные тепловые поля, обширные очаговые зоны, длительный и интенсивный магматизм, более глубокая магматическая и метаморфическая дифференциация вещества. Именно к таким рудоконтролирующим структурам подходит термин "рудоконцентрирующие" [5].

Учитывая большую практическую важность вопроса о регулярности проявления глубинных разломов, была проделана определенная работа по установлению их иерархических рядов. Печать изобилует данными о регулярности проявления рудоконтролирующих структур, но эти данные не сопоставимы, так как обычно приводятся без указания на принадлежность структур к определенному порядку. Регулярно проявляются лишь дислокации одного порядка. Недооценкой этой детали, возможно, и объясняются слишком большие диапазоны тектонического "шага".

Очень важным представляется вопрос о физической природе явления регулярности, о величине "шага" структур первого порядка и о формуле перехода к последующим порядкам. Анализ тектонических структур и взаимообусловленных с ними форм рельефа в глобальном масштабе [4] (Л.Б. Иванов, А.А. Декерова, 1981 г.) показал, что они закономерно распадаются на порядки, располагаясь не беспорядочно, а ярусами. В.В. Пиотровский заметил, что прямолинейные структуры ранга Большого Кавказа по своей длинной оси, проведенной на глубине 30 км под центром горного сооружения, являются как бы хордами, стягивающими дуги, описанные радиусом, близким к 6000 км, что относительно точно совпадает с радиусом Земли. По-видимому, такие структуры связаны с фигурой и размерами планеты. Показатели всего морфометрического ряда обнаружили такую же зависимость. Расчет производился по формуле $L = r/\pi$, где L - полная длина волны, равная удвоенному показателю ширины формы рельефа по морфометрическому ряду (в случае сочетания положительной формы с отрицательной); r - радиус Земли (в исходном расчете принят экваториальный радиус, равный 6378 км); $\pi = 3,14$ - величина, необходимая для перевода линейных величин на сферу. Результаты расчета по элементам разного масштаба, начиная от песчаной ряби и кончая фигурой Земли, приведены в таблице.

Переход от одного порядка к другому во всех случаях однообразен: коэффициент изменения равен 3. Периодичность проявления структур связывается с колебательными движениями поверхности планеты, вызванными общими внутренними и космическими причинами (В.В. Пиотровский, 1964 г.; Л.Б. Иванов, А.А. Декерова, 1981 г.; Л.Б. Иванов, 1986 г.; и др.). Как показали наши исследования, глубинные разломы (скрытые и открытые) также ярусно распадаются на порядки и имеют внутри одного порядка определенные тектонические "шаги", идентичные приведенным в таблице. Это свидетельствует о связи пликативных и дизъюнктивных дислокаций с единым полем ротационных напряжений Земли. Открытые разломы приходятся на борта (узлы синусоиды) положительных и отрицательных складок (тектонических блоков) соответствующих порядков. Отмеченная регулярность - единая для всех систем регматической сети, и это определило симметричный характер первичной тектонической делимости литосферы. Параметры разнопорядковых блоков, определенных первичной делимостью, позволяют с большей степенью достоверности определять ранги конкретных глубинных разломов.

Установлено, что изометричной формы блоки (платформы, плиты, замкнутые пояса, сводово-глыбовые поднятия) имеют размеры в диаметре, равные полной длине волны. Так, блоки первого порядка (Русская платформа, Западно-Сибирская плита, Сибирская платформа и др.) имеют в диаметре около 2000 км (L_1), блоки второго порядка (Балхашский, Кокчетавско-Сарьсуйский, Прикаспийский,

Соотношение показателей морфометрического ряда и параметров волн, вычисленных по отношению к радиусу Земли (по В.В. Пиотровскому)

Порядок волн	Длина волн L , км	$L/2$, км	Ширина форм по морфометрическому ряду S , км	Разность $L/2 - S$, км	Порядок ряда
1	2031,21	1015,6	1000	15,6	XVI
2	648,88	323,44	300	23,44	XV
3	206,01	103,0	100	3,00	XIV
4	65,6	32,8	30	2,8	XIII
5	20,9	10,4	10	0,4	XII
6	6,65	3,32	3	0,32	XI
7	2,111	1,05	1	0,05	X
8	0,6723	0,336	0,3	0,036	IX
9	0,214	0,107	0,1	0,007	VIII
10	0,0681	0,034	0,03	0,004	VII
11	0,0217	0,0108	0,01	0,0008	VI
12	0,0069	0,0034	0,003	0,0004	V
13	0,0022	0,0011	0,001	0,0001	IV
14	0,0007	0,0003	0,0003	0	III
15	0,00022	0,00011	0,0001	0,00001	II
16	0,00007	0,00003	0,00003	0	I

Туранский и др.) - 650 км (L_2), третьего (Сарысуйский, Тенизский, Кокчетавский, Атасу-Моинтинский, Северо-Токрауский, Арганатинско-Северо-Джунгарский и др.) - 220 км (L_3) и т.д. Блоки линейной формы имеют размеры в длину, соответствующие половине волны своего порядка, и в ширину - половине волны следующего, более высокого порядка, т.е. соотношение ширины к длине равняется 1:3. Линейные структуры первого порядка (Южноуральско-Мугоджарская, Зайсанская, Кавказская вместе с Малым Кавказом и др.) имеют размеры 1000x340 км, второго (Улутауская, Чингизская, Карагандинско-Успенская, Чаткало-Кураминская, Каратауская, Тиманская, Днепровско-Донецкая и др.) - 340x110 км, третьего (Саянская, Жайльминская, Карагандинская, Акжал-Акбастауская и др.) - 110x36 км и т.д.

Как показал общий анализ, открытыми разломами первого порядка определены границы геосинклинально-складчатых областей: Алтае-Саянской, Казахстанской, Среднеазиатской и др. (см. рисунок). Разломы второго порядка служат границами складчатых систем (Зайсанской, Уральской, Кавказской и др.), третьего - складчатых зон, четвертого-пятого - структурно-формационных элементарных блоков.

Периодичность проявления разломной тектоники практически установлена нами по известным структурам открытого и скрытого типов. Это можно показать на примере разломов второго порядка, имеющих тектонический "шаг" 330-350 км. Меридиональные разломы (0°) этого ранга представлены Западно-Уральским, Восточно-Уральским, Западно-Улутауским, Целиноградским, Токрауским, Восточно-Чингизским, Восточно-Алтайским и т.д. (последние четыре разлома - скры-

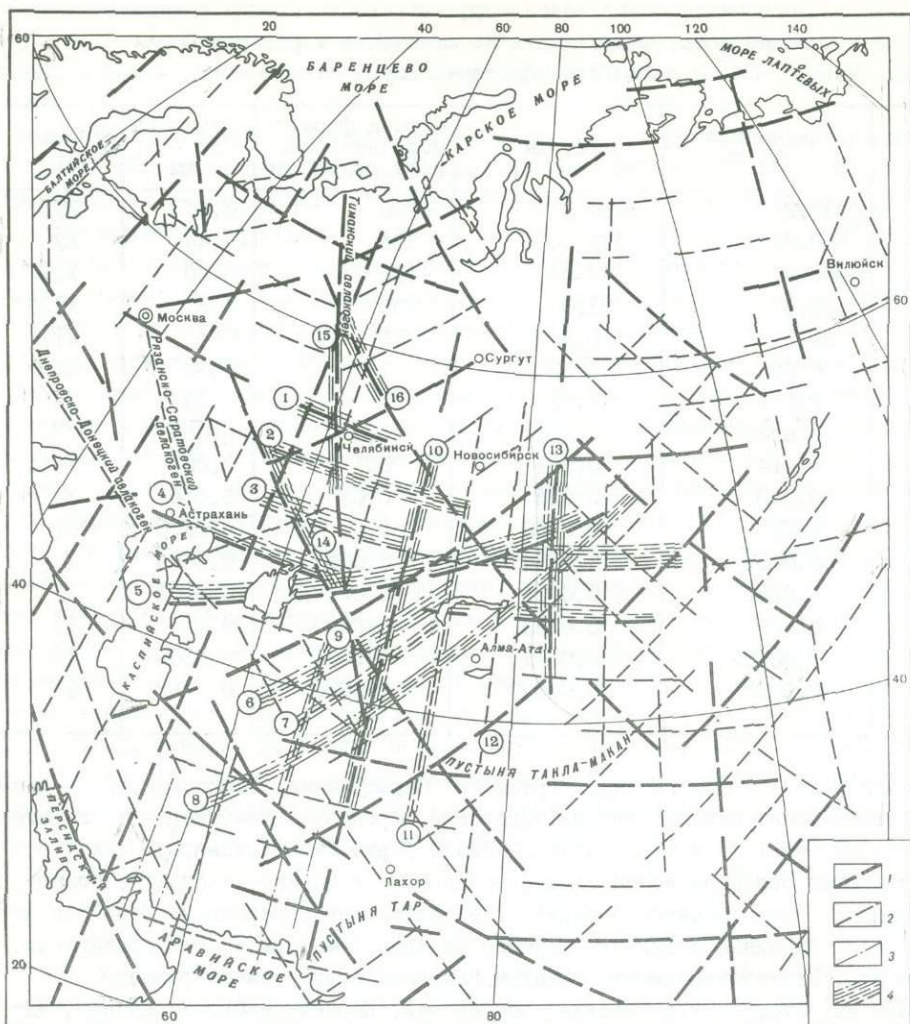


Схема размещения сквозных рудоконцентрирующих структур Казахстана и сопредельных территорий (составлена Л.Б. Ивановым с использованием геологической карты м-ба 1:5000000; ВСЕГЕИ, 1972)

1 - глубинные разломы первого порядка; 2 - второго порядка; 3 - третьего порядка; 4 - сквозные рудоконцентрирующие структуры: 1 - Волго-Уральская, 2 - Магниторско-Кокчетавская, 3 - Кимперсайско-Рудноалтайская (Лениногорская), 4 - Гурьевско-Коунрадская, 5 - Мангышлак-Джезказган-Успенская, 6 - Джонкызылкумско-Прибалхашская, 7 - Джанатасско-Коунрадская, 8 - Кураминско-Рудноалтайская, 9 - Байконурско-Юнотьяншаньская, 10 - Атасуйско-Малокаратауская, 11 - Бозшакульско-Акжалская, 12 - Текелийско-Богутинская, 13 - Восточно-Алтайская (Зыряновская), 14 - Кимперсайско-Каратауская, 15 - Тиманско-Уральская, 16 - Уральско-Чингизская

тые), северо-западные (315°) - Букантауским, Жалаир-Найманским, Западно-Кентарлауским, Чингизским, Северо-Восточным и т.д.

Глубинные разломы закономерно ориентированы по отношению к современному плану ротационных напряжений Земли (аз. простираения, град: 0, 270, 315° , 45, 292, 337, 22, 67 и т.д.); если их выделять правильно (в открытых разде-

лять полигонали на линейные элементы, а в качестве скрытых рассматривать только координационные структуры), они четко разбиваются на указанные системы без осреднения по розам-диаграммам. Отличие координационных разломов фундамента от поддающихся геологическому картированию разломов верхних структурных ярусов хорошо видно на схемах размещения аномалий плотности распространения последних. Аномалии плотности проявления, по существу, отражают зоны макробрекчий в земной коре, развитых вдоль координационных дислокаций. По осям аномалий можно точно определить местоположение и ориентировку скрытых нарушений; по розам-диаграммам можно сделать менее точные, а иногда и неправильные выводы. Возможно, отмеченными выше причинами объясняются значительные расхождения в ориентировке разломных систем по разным авторам. Следует отметить большую сходимость полученных нами ориентировок с данными Р. Зондера (1938, 1948 гг.).

То, что выделенные азимутальные направления объективно существуют, можно показать на примере известных структур: 0° - Урал, Улутая; 90° - Срединный Тянь-Шань, Джунгария; 315° - Каратау, Чингиз; 45° - Чаткало-Кураминская и Томско-Каменская зоны, Башкирская и Щугорско-Юньяхская флексуры Урала; 292° - Мангышлакско-Центральноустуртская и Акжал-Аксоранская зоны, Кавказ, Днепровско-Донецкий авлакоген; 337° - Тиманский авлакоген, Актюбинский прогиб, Итмурундинский антиклинорий; 67° - Карагандинско-Успенская зона, Саякский синклинорий; 22° - Челябинский и Валерьяновский синклинории.

Рудоконцентрирующие глубинные разломы - структуры скрытого типа, выявлялись нами методом пространственно-статистического анализа, позволяющим выделять все элементы многосистемной тектонической решетки одновременно, в их естественной взаимосвязи. Анализ проводили сначала по отдельным однородным компонентам геологической и геофизической ситуации: по интрузивным и эффузивным породам, первичным и вторичным геохимическим полям, рудометрическим аномалиям (интенсивность оруденения), гравиметрическим и магнитометрическим полям, морфометрии, картируемым дизъюнктивным нарушениям верхних структурных ярусов (аномалии плотности распространения) и аэрокосмическим данным. Далее эти компоненты группировались по родственности процессов: геохимические и рудометрические данные (металлоносность), интрузивные и эффузивные породы (магматиты), гравиметрические и магнитные поля (глубинная анизотропность) и т.д. Закономерности размещения в плане выявленных моно- и поликомпонентных аномалий - формализованных и количественно выраженных признаков тектонической активности - соответствуют закономерностям размещения координирующих эти признаки глубинных разломов скрытого типа.

Связь дизъюнктивных и пликвативных регматических дислокаций с единым планетарным полем ротационных напряжений длительное время нами недооценивалась в практике работ по выявлению скрытых разломов, которые выделялись преимущественно в результате отмеченных трансформаций по аномальным полям. Сейчас они трассируются также и по геолого-тектонической ситуации на соответствующих картах разных масштабов: по бортам положительных и отрицательных блоковых складок высоких порядков, флексурам, границам блоков с неодинаковым характером проявления геологических и рудных формаций, линейным геологическим телам и закономерно расположенным их торцам, линейным элементам контуров геологических образований и т.д.

Как уже отмечалось, открытые и скрытые разломы развиты в тесном взаимодействии, являясь элементами общей для них сети регматических дислокаций. При определении ранговости скрытых структур мы учитывали положение их по отношению к развитым с ними в единых системах складчатым поясам и зонам, таксономия которых давно определена.

Представленные на схеме (см. рисунок) рудоконцентрирующие разломы относятся к шести системам регматических дислокаций. Часть из них развилась на продолжении складчатых структур различных порядков (Мангышлак-Джезказган-Успенская - 67° , Кемпирсайско-Каратауская - 315° и др.), часть - вне видимой связи с ними (Южнокызылкумско-Прибалхашская - 45° , Джанатасско-Коунрадская - 45° , Кураминско-Рудноалтайская - 45° , Гурьевско-Коунрадская - 270° , Кимперсайско-Рудноалтайская - 270° , Магнитогорско-Кокчетавская - 270° , Степнякско-Коунрадская - 337° , Атасуйско-Малокаратауская - 0° , Восточно-Алтайская - 0° и др.). Во второй группе перечислены зоны, ориентированные поперечно (под 90°) к господствующим в регионе направлениям складчатости.

Выделенные сквозные рудоконцентрирующие структуры (СРС) развиты в связи с регматическими дислокациями первого, второго и третьего порядков. Это серии неравномерно развитых кулисных зон, сливающиеся на мелкомасштабной схеме (см. рисунок) в сплошные полосы шириной от 30-40 до 100-110 км. Поражает протяженность СРС, измеряющаяся сотнями и тысячами километров. СРС заключают в себе практически все крупные месторождения полезных ископаемых региона, в том числе нефти и газа (Газлийский район на продолжении Южнокызылкумско-Прибалхашской структуры, Джетыбай-Узеньский - в Мангышлако-Успенской, Гурьевский - в Гурьевско-Коунрадской структуре). Месторождения контролируются узлами пересечения СРС разных направлений между собой и с граничными открытыми разломами складчатых поясов.

Л и т е р а т у р а

1. А б д у л к а б и р о в а М.А. Роль глубинных разломов в формировании структур Казахстана//Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1979. № 2. С. 47-51.
2. И в а н о в Л.Б. Геотектоническая решетка Земли и предпосылки к созданию новой общей металлогенической теории//Информ. сб. ИГН АН КазССР. 1975. Вып. 3. С. 65-75.
3. К а ю п о в А.К., Р у д е н к о Б.М., К а з а н и н Ю.М. Некоторые закономерности размещения эндогенного оруденения в металлогенических зонах //Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1970. № 2. С. 10-20.
4. П и о т р о в с к и й В.В. Использование морфометрии для изучения рельефа и строения Земли//Земля во Вселенной. М.: Мысль, 1964. С. 278-297.
5. Т о м с о н И.Н., Ф а в о р с к а я М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6-20.

И.Н. Томсон, Г.А. Тананаева, Н.Т. Кочнева,
Б.А. Черновский

МЕРИДИОНАЛЬНЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕГО ТЯНЬ-ШАНЯ

Чаткало-Кураменский регион расположен в пределах активизированного среднего массива, отличающегося интенсивным развитием позднепалеозойского магматизма и продуктивного оруденения. Тектоно-магматическая активизация сопровождалась образованием и оживлением различных разломов, среди которых особенно широко проявились разломы северо-восточного и северо-западного простирания. К северо-восточным разломам приурочены многочисленные интрузивные тела и дайковые пояса, в определенной мере они обуславливают и экстенсивность оруденения. Разломы северо-западного простирания разграничивают блоки с различным типом оруденения, но контролируют также и размещение магматических тел и оруденения. В сочетании с северо-восточными они образуют каркасную структуру региона в целом [1, 2].

Хорошо проявлены также и широтные разломы, контролирующие размещение крупных интрузивов, вулканотектонических грабенов и различных рудопроявлений. В большинстве своем разломы перечисленных выше простираний представляют собой границы структурных блоков.

Меридиональные зоны дислокаций являются секущими по отношению к основному структурному плану региона. Только некоторые их фрагменты проявлены отчетливо, в целом же они относятся к категории скрытых разломов. Рядом исследователей было замечено, что именно эти разломы, пересекая металлогенические зоны, контролируют размещение крупных рудных полей и узлов различного оруденения [4]. Поэтому авторы предприняли специальное изучение этой системы дислокаций.

Меридиональные зоны глубинных разломов на рассматриваемой территории впервые были выделены Л.Н. Котляревским (1968 г.) по данным аэромагнитной съемки. В дальнейшем они отмечались и другими геологами (Н.Т. Кочневой, Н.Б. Вольфсоном, В.А. Араповым, Ю.С. Глинским, А.В. Перетрутовым и др.), которые выявляли их по геофизическим и космическим данным.

Авторы статьи привлекли для изучения меридиональных зон (I-VI) новые данные, полученные при дешифрировании космических и высотных снимков, исследовании геофизических полей, геологических и геохимических аномалий.

На космических снимках видно, что меридиональные зоны, простираясь несогласно с основными современными структурами, как бы искажают их формы, изменяют размеры, смещают отдельные их части, меняют их простирание. С ними связаны ступени в гипсометрическом поле региона и т.д. Меридиональные зоны хорошо подчеркиваются рисунком речной сети. Крупные водотоки часто образуют в их пределах коленаобразные и волнообразные изгибы, а простирание средних и мелких из них подчиняется направлению меридиональных зон. Последние нередко фиксируются также концентрацией мелких параллельных водотоков и другими линейными элементами, проявленными в современном рельефе и отраженными на космических и высотных снимках. К их числу относятся валы, перегибы, уступы,

цепочки локальных поднятий и опусканий и т.д. Сквозные зоны проявляются на космических снимках и более темным или более светлым фототонном, а иногда чередованием полос или блоков контрастных фототонов.

По данным морфоструктурного анализа, меридиональные зоны слагаются разновысотными мелкими блоками, осложненными цепочками мелких кольцевых или овальных структур. Вместе с тем каждая из выделенных в рельефе сквозных меридиональных зон имеет индивидуальные особенности строения: некоторые из них слагаются преимущественно приподнятыми блоками, другие – опущенными или же продолжными и поперечными элементами.

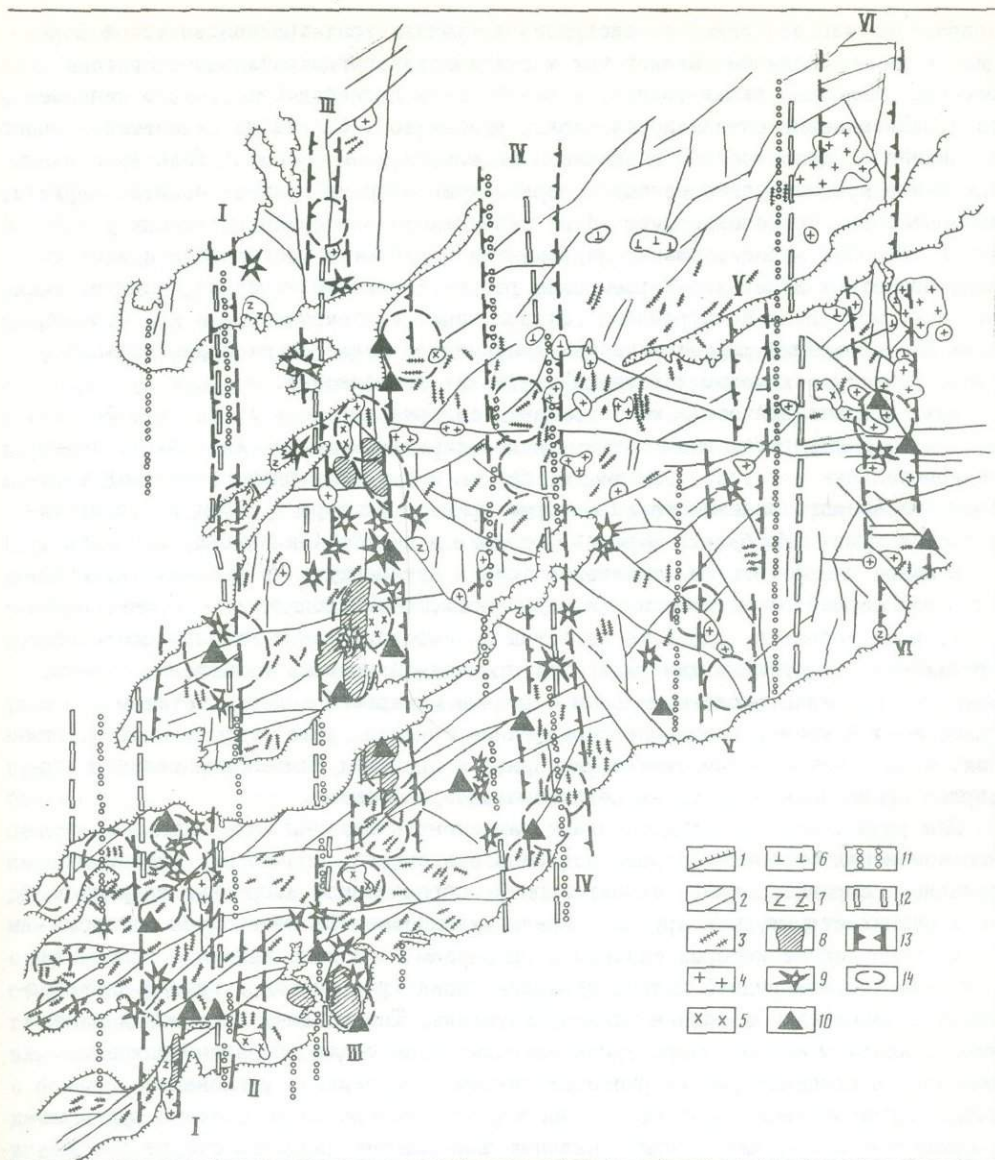
На геологических материалах фрагменты меридиональных зон прослеживаются в виде меридионально ориентированных разломов или их систем, а также концентраций даек, экстррузивов и т.д. Их протяженность колеблется в пределах 20–50 км и более, но лишь отдельные из них протягиваются практически непрерывно на всей территории региона и выходят за ее пределы (Алмалыкская (II–II), Янгиабад–Гушайская (III–III), Кассанская (IV–IV) сквозные меридиональные зоны). Эти зоны – основные рудоконцентрирующие линеаменты региона.

Ширина зон меридиональных линеаментов колеблется в пределах 3–10 км, редко больше, и не постоянна на всем их протяжении: она увеличивается на стыке меридиональных зон с крупными грабенами (Янгиабад–Гушайский меридиональный линеамент вблизи Ангренского и Лскемского грабенов, Алмалыкский – вблизи Ангренского и в пределах Алтынтюпканского грабенов, Кассанский – на участке между Кассанским и Чаткальским грабенами и др.). В этих же участках происходит и усложнение внутреннего строения этих зон: возрастает количество меридиональных трещин, разломов, даек, появляется диагонально–лестничное строение, увеличивается количество вулканических аппаратов, магматических тел, даек и т.д. При прослеживании меридиональных зон по простиранию местами наблюдается также некоторое смещение их фрагментов относительно друг друга. Амплитуда смещения – несколько километров.

Меридиональные линеаменты пересекают различные тектонические структуры: вулканогенные грабены, кальдеры, разделяющие их блоки пород нижнего структурного яруса. В изверженных и осадочно–метаморфических породах последнего линеаменты проявлены значительно лучше и выражены меридиональными разломами, экстррузивами, вулканическими жерлами, дайками. В пределах верхнего структурного яруса, особенно в породах самых верхних вулканогенных свит, на продолжении линеаментов проявлены зоны трещиноватости. Они трассируются также расположением вулканических жерл, молодых экстррузивов и т.д. В этих же вулканиках на продолжении меридиональных зон, помимо крутопадающих, наблюдаются пологопадающие меридиональные разломы.

Из приведенной схемы (см. рисунок) можно видеть, что зоны меридиональных линеаментов отличаются от смежных территорий более сложным строением и характеризуются, как уже упоминалось, наличием меридиональных разломов и их фрагментов, такими же дайковыми поясами, наличием систем поперечных и ориентированных диагонально по отношению к линеаментам мелких разломов, трещин и даек.

Региональные разломы и дайковые пояса северо–восточного и северо–западного широтного простирания испытывают в полосе меридиональных зон изменение простирания и становятся близмеридиональными. В некоторых случаях в пределах меридиональных зон наблюдается расщепление или выклинивание региональных



Геолого-структурная характеристика меридиональных линеаментов Чаткало-Кураминского региона

I - выходы палеозойских пород; 2 - разломы, прослеженные по геологическим данным; 3 - дайки и дайковые поля; 4-9 - магматические породы: 4 - гранодиорит-порфиры S_{2-3} , 5 - граниты, гранит-порфиры P, 6 - диориты S_2 , 7 - габбро-монцонит-сиениты P_I , 8 - эффузивные купола, 9 - вулканические жерла различного возраста; 10 - участки повышенной интенсивности оруденения; 11-13 - границы линеаментов: 11 - по морфоструктурным данным, 12 - геофизическим данным, 13 - по геологическим данным; 14 - основные кольцевые структуры

разломов и дайковых полей. Хотя вулканические жерла распространены на всей территории региона, в зонах меридиональных линеаментов их количество резко увеличивается, причем они группируются в меридиональные цепочки. Заметно

возрастает также количество экстрезивов трахилипарит-трахиандезитовой формации, в меньшей степени мелких тел магматических пород различного состава, особенно щелочных базальтоидов. В южной части Янгиабад-Гушсайского линеймента В.В.Потапьевым описан ареал кислых вулканитов, отличающихся аномально высокой калиевой щелочностью, повышенным содержанием Ва, Рь и F. Тела эруптивных брекчий в пределах линейментов содержат существенную примесь иоцита, феррита, когенита, что свидетельствует об их образовании в восстановительных условиях. В пределах меридиональных линейментов отмечаются месторождения всех типов, известных в Чаткало-Кураминском районе: полиметаллические, медные, висмутовые, молибдено-вольфрамовые, флюоритовые, редкометалльные и др. Особенностью месторождений рассматриваемых линейментов является их более сложный состав. Зачастую их можно характеризовать как комплексные.

Так, полиметаллические месторождения содержат примесь W, Mo, Ag, Te, Se, Bi, Cd, Ga, флюорита; висмутовые и медно-висмутовые - Ag, As, Sb, W; кварц-редкометалльные - Te, Se, Bi, Mo, W, Sb, Sn и т.д. Для ряда проявлений Янгиабад-Гушсайского линеймента характерны примеси фосфора и ртути в полиметаллических рудах (Кочбулак, Дудесай), таллия в пирите (Лачинхона, Кочбулак).

В южной части того же линеймента (южнее Канимансура) в пределах Асказанских гор широко развиты медные и медно-висмутовые проявления с примесью никеля, реже кобальта. Здесь же известны и самостоятельные никель-кобальтовые проявления. Характерна для ряда этих проявлений примесь молибдена, сурьмы. *Всем рудным телам, многим жильным и рудным минералам и метасоматитам этого участка свойственно повышенное содержание ванадия, реже иттрия, ниобия, галлия, фтора. Метасоматические образования в пределах Чилтенской кальдеры содержат повышенные количества редкоземельных элементов.*

Для ряда участков меридиональных линейментов типичны интенсивные площадные изменения вмещающих пород, особенно вулканитов. Обычно эти изменения связаны с серицитизацией, алунитизацией, образованием вторичных кварцитов. Но в нижних структурных ярусах в пределах линейментов отмечаются метасоматиты, образование которых связано с привнесом закисного железа - биотитизация (Алмалыжское рудное поле), турмалинизация (ряд участков Гушсай-Янгиабадского линеймента - в районе Шаваса, Узумлека, Ташкескена; Кассанский линеймент). Хлориты низкотемпературных метасоматитов также обогащены закисным железом. В пределах рассматриваемых линейментов заметно усиливаются процессы калишпатизации. Изложенные особенности минерального состава руд и метасоматитов в пределах меридиональных линейментов свидетельствуют о повышенной "фемичности" и восстановленности рудообразующих флюидов. В большинстве случаев они оказываются и достаточно щелочными.

В результате анализа геофизических полей также были получены признаки существования меридиональных линейментов. Для этого были использованы методические приемы выделения глубинных разломов, изложенные в работах К.Ф. Тяпкина и др. (1972 г.), Н.Я. Кунина (1972 г.), В.Д. Вашилова (1975 г.). Основными признаками линейментов в геофизических (гравиметрических и магнитометрических) полях являются: а) зоны высоких горизонтальных градиентов (гравитационные ступени); б) торцовое сочленение аномалий или аномальных зон; в) цепочки максимумов и минимумов; г) изгибы и другие деформации изоаномалий, изменение рисунка и смена простираций изолиний и т.д. Анализ ортогональной системы дислокаций позволяет прийти к выводу об уверенном выделении меридиональных и фрагментарно-широтных зон.

Распределение региональных магнитных аномалий позволяет предположить, что зоны разломов меридиональных систем II-II - VI-VI наиболее активные, так как в этих зонах сосредоточены все региональные магнитные аномалии. При этом к зонам дислокаций II-II и VI-VI приурочены наиболее интенсивные аномалии (200-250 нТл). В коридоре между этими аномалиями поле спокойное и слабо интенсивное (50-100 нТл). Высокоинтенсивные аномалии расположены симметрично. Все это позволяет предположить, что зона между этими разломами наиболее магнитоактивная рудопроницаемая. Так, например, вдоль южной части зоны II-II размещаются рудные поля Моголтауское, Алмалыкское, Каржантауское, расстояние между которыми составляет в среднем 40-50 км.

Сопоставление линейных дислокаций, выделенных по геофизическим признакам, с зонами, выделенными в результате дешифрирования космических снимков и морфоструктурного анализа, показывает их хорошее совпадение. Это повышает достоверность их выделения. Границы меридиональных линеаментов на приведенной схеме проведены по совокупности всех имеющихся данных.

Меридиональные линеаменты находят отчетливое выражение в строении земной коры. Так, Янгибад-Гушсайская зона уверенно выделяется в виде ступени в рельефе поверхности Конрада и Ферча. Судя по данным о региональных изостатических аномалиях в редукции Грааф-Хантера, можно также сделать вывод, что эта зона имеет мантийное заложение.

Кратко остановимся на рудоконцентрирующей роли меридиональных линеаментов рассматриваемого региона. Ранее нами отмечалось, что площади повышенной плотности (экстенсивности) оруденения имеют вытянутую, реже изометричную форму и приурочены к обрамлению грабенов, кальдер, опущенным или, напротив, поднятым блокам внутри кальдер, узлам пересечения различных (как линейных, так и кольцевых) разломов [3]. Из приведенной схемы можно видеть, что площади повышенной интенсивности оруденения в подавляющем большинстве случаев приурочены к меридиональным линеаментам, а внутри последних - к узлам их пересечения с разломами других направлений. Но при этом для площадей с повышенной концентрацией оруденения характерно общее усложнение геологического строения и, в частности, многофазный магматизм, особенно вулканогенной фации, а также признаки глубинного (мантийного) происхождения пород и руд: наличие примесей в рудах элементов фемических магм, летучих, обилие калия, признаки, свидетельствующие о большой восстановленности и щелочности рудообразующих флюидов. Все это свидетельствует о том, что в числе факторов концентрации оруденения большую роль играют наиболее глубинные флюиды, поступавшие в течение длительного времени в сферу рудоотложения.

Л и т е р а т у р а

1. А р а п о в В.А. Вулканизм и тектоника Чаткало-Кураминского региона. Ташкент: Фан, 1983. 256 с.
2. Б у т о в с к а я Е.М., А т а б а е в Х.А., Ф л е н о в а М.Г. Строение земной коры Восточного Узбекистана и сопредельных районов по сейсмологическим данным//Глубинное строение земной коры территории Узбекистана. Ташкент: Фан, 1971. С. 9-27.
3. Рудноносность орогенных структур Среднего Тянь-Шаня /Под ред. Н.П. Лаврова. М.: Наука, 1985. 150 с.

4. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6-20.

УДК 553.065.011

В.В. Потапьев, Н.Т. Кочнева

ПРИЗНАКИ СКРЫТОЙ ЯНГИАБАД-ГУШСАЙСКОЙ СКВОЗНОЙ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩЕЙ ЗОНЫ

Идеи о существовании закономерно ориентированных разрывных линейных зон, пересекающих все разновозрастные структурные комплексы земной коры и уходящих своими корнями в глубокие слои литосферы, и влиянии их на процессы эндогенного рудообразования в том или ином виде высказывались давно. В историческом аспекте следует, например, напомнить об интересных в этом направлении работах Г.Л. Пospelова [3] и др. Но наиболее последовательное и целенаправленное развитие эти идеи получили в трудах И.Н. Томсона и М.А. Фаворской [5] и др., выделивших самостоятельный класс "сквозных рудоконцентрирующих структур" и обосновавших особо важную роль их в формировании крупных узлов и месторождений - гигантов самого разнообразного состава и генезиса. В числе отличительных черт этого класса рудоконцентрирующих структур отмечается узловый характер проявления в их пределах магматических и рудообразующих процессов. Другая особенность заключается в том, что в узлах наиболее активного и длительного развития эндогенных процессов сквозной характер структур этого типа нередко прямо не выступает, а выражается через геологические, геофизические, геохимические признаки и имеет скрытый завалуированный характер. Именно к такой категории скрытых рудоконцентрирующих структур относится в Среднем Тянь-Шане Янгиабад-Гушсайская сквозная линейная зона.

Янгиабад-Гушсайская сквозная зона была выявлена методами дешифрирования космических снимков и морфоструктурного анализа современного рельефа [2]. На мелкомасштабных снимках она выступает в виде крупного вала, который пересекает в субмеридиональном направлении отроги Среднего и Северного Тянь-Шаня. Ширина вала порядка 30 км, прослежен он на расстояние около 400 км (см. рисунок).

На снимках более крупного масштаба удается рассмотреть его внутреннее строение. Внутри вала, вдоль осевой его части, выделяется продольное понижение, которое прослеживается на всем протяжении структуры. По периферии линейного понижения выделяются участки дифференцированного строения, осложненные узкими грядами и валобразными формами, а фототон на космоснимке становится светлее. В целом в структуре зоны отражаются сочетания многочисленных линейных и кольцевых структурных элементов.

Для Янгиабад-Гушсайской зоны характерна концентрация крупных магматических узлов. В пределах ее выделяются Чилтенская, Кызылнуринская, Кашкасайская, Гульдараминская и Адрасманская вулканические мульды. Палеовулканологические реконструкции указывают на возникновение их в пределах длительно раз-

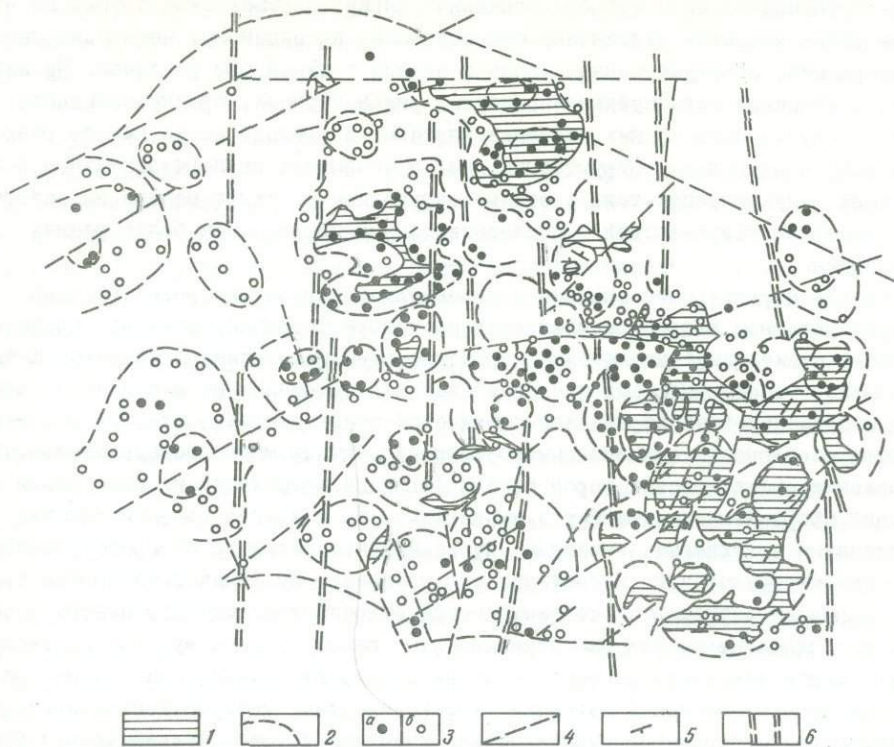


Схема положения в структуре Адрасманской вулканической мульды выходов субвулканического массива и точек проявления рудной минерализации

1 - выходы субвулканических риолитов, риодацитов, дацитов; 2 - условные изолинии погружения кровли массива; 3 - точки минерализации (а - медно-висмутовой, б - полиметаллической); 4 - разломы; 5 - падение полосчатости и пластовой отдельности в породах массива; 6 - линейные тектонические элементы меридиональной Янгибад-Гушсайской сквозной зоны

вивавшихся верхнепалеозойских вулканических центров. При геологической съемке здесь картируются реликты вулканических построек, вулканотектонические структуры типа вулканических грабен и палеокальдер. Общность геологической истории тектономагматического развития в указанных узлах для всего верхнего палеозоя и в первую очередь общие черты в эволюции вулканических процессов указывают на их глубинный характер и соответственно выделенной меридиональной зоны, с которой они тесно связаны.

Ниже мы попытаемся на примере одного наиболее детально изучавшегося нами крупного узла верхнепалеозойской активности - Адрасманской вулканической мульды - показать, как через разного рода геологические события и связанные с ними магматические и рудные аномалии проявляется сквозной характер этой скрытой рудоконцентрирующей структуры.

Развитие магматизма в Адрасманском магматическом узле охватывало интервал времени от среднего карбона до перми и, может быть, нижнего триаса включительно. Общая мощность комплекса выполнения мульды составляет 2,0-2,5 км. Заложение мульды произошло в линейных структурах субширотного простирания на

участке пересечения их с субмеридиональной Янгибад–Гушсайской зоной. На начальном этапе развития вулканизма существовало, по-видимому, несколько центров извержений, сосредоточенных вдоль северной и южной зон разломов. Но вскоре, как показывают палеовулканологические реконструкции, преимущественное развитие получил один из них, локализовавшийся в средней части южного разломного ограничения мульды. Структурный анализ указывает на периклинальное залегание всех вулканогенных толщ с общим погружением от этого центра на северо-запад, север и северо-восток с последовательным перекрытием более ранних толщ поздними.

На основе структурного анализа и палеовулканологических реконструкций весь вулканогенный разрез расчленяется на четыре формации: базальт–андезитовую, две андезит–дацит–риолитовые и позднюю формацию калиевых риолитов. Каждая из них может рассматриваться как результат повторяющейся, но в различной степени редуцированной базальт–андезит–риолитовой последовательности. Примечательна следующая особенность вулканогенного разреза: антидромная последовательность в накоплении вулканических пород внутри формаций происходит на фоне общей гомодромной направленности развития вулканизма. Та и другая закономерности взаимосвязаны и отражают, очевидно, пульсационное развитие прогрессирующего во времени внутрикорового магматического процесса. Вулканические породы трех ранних формаций размещаются концентрически относительно единого центра извержений, расположенного, как уже отмечалось, у южной окраины мульды. На геологической карте для этого раннего этапа не фиксируются субмеридиональные разломы, отвечающие положению Янгибад–Гушсайской зоны, которые контролировали бы распределение продуктов вулканических извержений. Этот вулканический этап завершился образованием кальдеры типа Кракатау. Она возникла на месте жерла вулкана и была занята некком андезитов, завершающих третью формацию.

С извержением лав четвертой формации связано образование кальдер второго этапа. Они локализованы на периферии мульды, имеют удлиненные по ее периметру формы и не связаны непосредственно с ранее существовавшим жерлом вулкана. По классификации Вильямса, они относятся к кальдерам типа Веллис, которые образуются при извержениях сильно флюидизированных кислых лав из линейных дугообразных трещин, возникающих в краевых частях вулканических построек. Такие особые условия их образования объясняются поднятием периферического магматического очага, расположенного близко к основанию вулканической постройки. Протяженные дугообразные уступы и разломные швы этих кальдер частично сохранились и закартированы в северной и северо-восточной частях мульды.

Новые структурные преобразования в мульде происходили на третьем, заключительном, этапе вулканической деятельности и были связаны с формированием комплекса субвулканических риолитов. Субвулканические риолиты занимают секущее положение по отношению к породам всех стратифицированных вулканогенных толщ. Вместе с тем выходы их прослеживаются обыкновенно в видимом согласии с простираемием вмещающих толщ. Субвулканические риолиты сложно и порой чрезвычайно тонко вписываются в создаваемые ими в породах кровли локальные структуры разных порядков. Суммарная площадь выходов субвулканических риолитов составляет менее 1/8 площади мульды. Объединяемые общими структурами интрузивно–купольных поднятий, а в сближенных участках и общими ореолами контактового метаморфизма, отдельные выходы субвулканических риолитов представляют со-

бой, скорее всего, выступы единого крупного массива, соизмеримого на глубине с размерами мульды. Образование такого крупного массива субвулканических пород следует рассматривать как результат раскристаллизации периферического магматического очага, приблизившегося к поверхности Земли на заключительном этапе вулканической деятельности (Е.К. Мархинин, 1964 г.).

Форма отдельных тел и некоторые особенности пространственного расположения выходов субвулканических риолитов подчеркивают тенденции подчинения общей кольцевой структуре вулканической постройки (см. рисунок). В то же время явно проступает как главная черта их положения в структуре мульды группировка выходов субвулканических риолитов в полосы субмеридионального простиранья. Достаточно четко выражены две полосы интрузивно-купольных поднятий с выходами субвулканических риолитов. Одна из них, расположенная в восточной части мульды, содержит особенно много крупных выходов интрузивных риолитов. Пространственно она совпадает с полосой резко дифференцированных и густо расчлененных блоков современного рельефа, выделенных при морфоструктурном анализе площади мульды. На космических снимках она соответствует западной периферической части Янгибад-Гушсайской сквозной зоны. Другая, менее выраженная геологически в современном рельефе субмеридиональная полоса выходов субвулканических риолитов прослеживается в средней части мульды. С субвулканическими риолитами на площади мульды пространственно ассоциируют многочисленные полиметаллические и медно-висмутовые рудопроявления. Они связаны с ними, по-видимому, и генетически, так как размещаются концентрически-зонально по отношению к их выходам. В западной части мульды субмеридиональная группировка концентров проявлений рудной минерализации фиксирует, вероятно, еще одну полосу интрузивно-купольных поднятий, в пределах которых массив субвулканических риолитов еще не вскрыт эрозией.

Таким образом, намечается целая система субмеридиональных полос интрузивно-купольных поднятий с выходами субвулканических риолитов и ассоциированных с ними проявлений рудной минерализации. Она совпадает с простираньем Янгибад-Гушсайской сквозной зоны, резко несогласной с общей концентрической структурой мульды. В этой субмеридиональной системе интрузивно-купольных поднятий, выходов субвулканических риолитов и концентров рудной минерализации отражается, очевидно, сложная гребневидная и многокупольная форма апикальной поверхности частично вскрытого эрозией единого субвулканического массива - "законсервированного", по выражению Ю.А. Кузнецова, в структуре вулканической постройки магматического очага. В направлении с востока на запад, по мере удаления от осевой части Янгибад-Гушсайской линейной зоны, степень морфологического выражения субвулканического массива в современном рельефе и соответственно на снимках высотных съемок ослабевает. Это следует объяснить увеличением в этом направлении глубины залегания апикальной поверхности субвулканического массива и меньшей проявленностью интрузивных процессов в поверхностных структурах.

На графике трендов дифференциации базальтовых магм точки составов вулканических пород трех ранних формаций тяготеют к линии эволюции магмы щелочно-базальтоидной серии [4]. Породы четвертой формации резко отличаются от близких по кремнекислотности пород ранних формаций аномально высокой щелочностью. Сумма щелочей в породах достигает 8-12 мас.% при исключительно высокой калиевости - до 95%. Подобного типа калиевые риолиты, как это было отмечено В.А. Баскиной [1], характерны именно для сквозных структур.

Породы формации калиевых риолитов отличаются также аномально высокими содержаниями Ва (в среднем до 2-3 г/т), Rb (до 250-350 г/т), Li (до 48 г/т), F (до 600-700 г/т). На диаграммах зависимости калиевых пород (отношение калия к сумме щелочей) от содержания кремнезема и общей железистости (отношение общего железа к сумме железа и магния) обращают внимание принципиальные отличия тенденции в эволюции составов пород четвертой формации и близких им по кремнекислотности пород ранних формаций [4]. Если для кислых пород ранних формаций типично возрастание калиевости с ростом содержания в них кремнезема и увеличением общей железистости, что отражает нормальный ход дифференциации вещества в базальт-андезит-риолитовых сериях, то для риолитов четвертой формации устанавливаются полная независимость калиевости от этих параметров или прямо противоположные тенденции. Подобного рода аномалии в зависимостях калиевости от кремнекислотности и общей железистости пород были в свое время отмечены В.С. Соболевым (1970 г.) для лейцитовых базальтов. В.С. Соболев показал, что образование высококалиевых пород с такими тенденциями противоречит нормальному ходу эволюции магм. Анализ материала привел его к выводу, что подобного рода аномалии могут быть объяснены только дополнительным поступлением в область магмообразования калия, "независимого от содержания других главных компонентов расплава". Можно думать, что этот вывод в полной мере касается и остальных, "некогерентных" элементов, присутствующих в породах четвертой формации в аномально повышенных количествах.

Основываясь на этих наблюдениях и изложенных выше данных по особенностям геологического строения мульды, мы вправе заключить, что на этапе развития вулканизма четвертой формации возобновились связи довольно близко подступившего к корневым зонам вулканической постройки внутрикорового очага риолитовой магмы с глубинным источником существенно калиевых флюидов.

Развитие вулканизма в мульде завершилось формированием комплекса субвулканических риолитов, крупный массив которых во всей совокупности выходов есть основание рассматривать как приблизившийся к поверхности Земли периферический магматический очаг. Этот вывод подтверждается наблюдениями о широком развитии в ореольных зонах риолитовых куполов процессов магматического замещения. Не останавливаясь подробно на рассмотрении этого вопроса (это сделано в подготовленной к печати специальной статье), отметим, что эти наблюдения свидетельствуют также о разрастании периферического очага риолитовой магмы в корневых зонах вулканической постройки под влиянием потоков глубинных флюидов.

Для массива субвулканических риолитов, помимо процессов магматического замещения в ореольных зонах, характерны также обширные поля гидротермально измененных пород и очень неоднородное внутреннее строение, обусловленное широким развитием явлений расслаивания расплава, пульсационной кристаллизации и эксплозивного брекчирования, особенно активно проявленными в апикальных участках куполов и окончаниях апофиз. Как уже отмечалось, с выходами риолитов ассоциируют многочисленные рудопроявления полиметаллов, меди, висмута и др. Причем со степенью неоднородности строения куполов риолитов коррелируется интенсивность сопровождающего их оруденения. Все это указывает на обогащенность магмы флюидами. По петрографическим особенностям [4] субвулканические риолиты Адрасманской мульды соответствуют так называемым "флюид-порфирам" А.А. Маракушева.

Анализ составов субвулканических риолитов на диаграмме "кварц-альбит-ортоклаз" [4] показывает, что по мере перехода от слабо дифференцированных участков массива к куполам происходит смещение фигуративных точек к кварц-ортоклазовой линии и широкий разброс вдоль нее для пород апикальных участков куполов и апофиз. Можно сказать, что на диаграмме наглядно запечатлено движение потока существенно калиевых флюидов из глубины магматического очага к его апикальной части и возрастание интенсивности метаматических процессов в купольных участках камеры. Тот факт, что в субвулканических риолитах коррозии предпочтительно подвергаются фенокристаллы кварца, по сравнению с калиевым полевым шпатом, подтверждает вывод о щелочном характере глубинности флюидов.

Обобщим основные выводы. Сквозная Янгибад-Гушсайская рудоконцентрирующая структура в пределах Адрасманской вулканической мульды выражена в скрытом виде, в значительной мере завуалированном поверхностными вулканическими процессами. Выявляется она преимущественно методами морфоструктурного анализа и дешифрирования высотных снимков. Сквозной характер ее проявляется: в особенностях эволюции вулканизма и связанной с нею эволюции процессов кальдерообразования, что объясняется перемещением очагов внутрикорового магмообразования на более высокие уровни; в петрохимических аномалиях магматических комплексов пород, возникающих на фоне этой эволюции и указывающих на периодические поступления во внутрикоровые магматические очаги дополнительных потоков глубинных флюидов существенно калиевого состава; в группировках выходов субвулканических риолитов и ассоциированных с ними центров концентрации гидротермальных и рудообразующих процессов вдоль линейных зон, соответствующих положению и простираю Янгибад-Гушсайской зоны. Морфологическое отражение сквозной Янгибад-Гушсайской зоны преимущественно в структурах современного рельефа объясняется поднятием к поверхности Земли на позднем этапе развития вулканизма периферического магматического очага, давшего крупный массив субвулканических риолитов. Форма его апикальной части формировалась под влиянием потоков сквозьмагматических глубинных флюидов, поступающих по субмеридиональным линейным зонам сквозной структуры, что и отразилось в структурах поверхности и рельефа.

Л и т е р а т у р а

1. Б а с к и н а В.А. Типовые магматические ассоциации рудоконцентрирующих структур//Сквозные рудоконцентрирующие структуры. М.: Наука, 1986. С. 4-6.
2. Л а в е р о в Н.П., Т о м с о н И.Н., П о л у э к т о в В.Н., К о ч н е в а Н.Т. Орогенная структура Чаткало-Кураминского региона и ее влияние на размещение оруденения//Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1980. С. 20-42.
3. П о с п е л о в Г.Л. О типах механических геологических напряжений и геотектонической решетке//Изв. Вост. фил. АН СССР. 1957. № 1. С. 14-26.
4. П о т а п ъ е в В.В. Формация ультракалиевых липаритов Адрасманской вулканической мульды//Изв. вузов. Геология и разведка. 1986. № 2. С. 9-17.
5. Т о м с о н И.Н., Ф а в о р с к а я М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6-20.

Л.Н. Афиногенова, Р.Н. Сальникова

СИСТЕМЫ СКВОЗНЫХ СТРУКТУР ПАМИРА И ТЯНЬ-ШАНЯ
И ИХ ЗНАЧЕНИЕ В МЕТАЛЛОГЕНИИ

Глубинные структуры секущего к основным тектоническим элементам направления известны из работ Н.С. Шатского (1974 г.), А.В. Пейве (1947 г.), Б.А. Петрушевского (1955 г.), однако изучение их роли в геологическом развитии регионов, в размещении магматических и рудных образований, начатое Е.А. Радкевич и И.Н. Томсоном (1956 г.), Г.П. Воларовичем (1960 г.), широко распространилось сравнительно недавно. Принципы выявления сквозных структур, их рудоконцентрирующая роль охарактеризованы в публикациях М.А. Фаворской, И.Н. Томсона и других исследователей.

В Средней Азии системы поперечных, так называемых "анти Тяньшаньских", структур рассматривались в работах Д.П. Резвого, О.М. Борисова начиная с 1962 г. Д.П. Резвым их образование связывается с молодой (не древнее юрской) тектонической активизацией Азиатского материка. Б.А. Петрушевский с 1961 г. развивал представления о длительном - с начала фанерозоя - развитии глобальной Индо-Памирской субмеридиональной структуры, представляющей собой системы сближенных блоков между сквозными разломами. Субмеридиональные зоны разломов Памира изучались в 60-е годы геоморфологами Н.П. Костенко и О.К. Чедия, относившими их к новообразованиям, тогда как Л.Н. Афиногеновой в 1968 г. сделана попытка обоснования геологическими данными длительности существования этих структур и их значения в концентрации разнотипного оруденения [1]. В дальнейшем связь рудной минерализации со сквозными структурами рассматривалась с разных позиций во многих статьях, посвященных геологии Таджикистана.

Нами в результате многолетних металлогенических исследований на Памире и в Южном Тянь-Шане установлены многочисленные разноориентированные глубинные разломы и ограниченные ими крупные блоки, сгруппированные в четыре основные системы: субширотную, субмеридиональную, две диагональные - северо-восточную и северо-западную [4].

Главным методом выявления и изучения структур было обобщение данных в виде карт аномалий (геоморфологических, структурных, магматических, геохимических, геофизических), схем размещения эпицентров землетрясений, затем совместный анализ всей графики и проверка полевыми наблюдениями полученных результатов.

Глубинный план структур не только в пределах Таджикистана, но и всей восточной части Средней Азии значительно отличается от тектонической зональности на поверхности. Основным его элементом является крупное Нуристан-Иссык-кульское поднятие (ранее мы называли его Аргандаб-Кокуйбельским) северо-восточного направления, имеющее протяженность от Афганистана через Памир до восточного окончания оз. Иссык-куль (по неполным данным) 1700-2000 км; ширина осевой части достигает 200-250 км на Памире и в Афганистане, к северу сужаясь до 50 км. По геоморфологическим данным намечается продолжение структуры к юго-западу до Оманского залива. Продольными глубинными разломами поднятие расчленено на ряд блоков [5].

Субпараллельные северо-восточные структуры выявлены западнее, в Тянь-Шане; наиболее крупное из них Гиссаро-Кураминское поднятие прослеживается от Кугитанга (а возможно, от западной части Афганистана) через Шинк-Магианский блок до Талассо-Ферганского разлома; предполагается продолжение структуры в Северный Тянь-Шань и далее к северу до оз. Алаколь, где северо-восточное простира-ние геологических элементов четко выражено.

Между Нуристан-Иссыккульской и Гиссаро-Кураминской структурами существует ряд элементов такого же направления, но меньшего масштаба. В целом выделяется крупный линейный блок северо-восточного направления, имеющий характер шовной зоны, вероятно, продолжающейся к северо-востоку и юго-западу. В пределах этой зоны, кроме северо-восточных, развиты также субширотные простира-ния тектонических элементов, тогда как за пределами блока они резко сменяются на северо-западные: к востоку от Памира главенствуют структуры Кунь-Луна и Каракорума, продолжением которых на территории Советского Союза являются зоны Талассо-Ферганского разлома и ряд глубинных разломов, ограничивающих блоки соответствующего направления на Памире и в Южном Тянь-Шане (Восточнопамирский, Кугитуринский, Севидарский, Мацкокбайский, Каттамарджанайский и пр.); к западу от шовной зоны преобладают северо-западные структуры Западного Узбекистана, Киргизии и Казахстана.

Пересекаясь, северо-восточные и северо-западные структуры (Нуристан-Иссыккульское с Восточнопамирским, Гиссаро-Кураминское с Талассо-Ферганским поднятием) образуют своеобразные структурные треугольники, с внешней стороны которых расположены первичные эвгеосинклинали (Северотяньшаньская, Североафганопамирская), а внутри сформированы наложенные эвгеосинклинали (Южнотяньшаньская, Южноафганопамирская). Сочетание диагональных поднятий с субширотными, ограничивающими прогибы с юга, определяло конфигурацию геосинклиналей, т.е. влияло на тектоническую зональность, а значит, и на размещение магматических и рудных образований в мегаструктурах.

Длительность существования главных диагональных и субширотных поднятий подтверждается характером стратиграфического разреза на их площади: сокращенной мощностью осадков, начиная с раннего палеозоя; преобладанием карбонатных и тонкотерригенных фаций, отсутствием существенных стратиграфических перерывов в опущенных блоках либо отсутствием осадков определенных интервалов времени в поднятых блоках [3, 6].

В пределах стабильных поднятий отмечается повышенная (на Памире до 55-75 км) мощность земной коры, особенно гранитного слоя, высокое стояние кристаллического фундамента; установлено смещение сейсмических границ [7], в том числе и поверхности Мохо, по близвертикальным зонам ограничивающих разломов, что доказывает глубинность заложения структур. Северо-восточные поднятия отличаются повышенной сейсмичностью, в пределах Нуристан-Иссыккульской структуры расположена совпадающая с ней по направлению Афгано-Памирская сейсмофокальная зона; пересекающая по диагонали весь Памир отрицательная аномалия региональной составляющей силы тяжести также фиксирует положение Нуристан-Иссыккульского поднятия, тогда как аномалии магнитного поля более свойственны субширотным зонам.

Диагональные поднятия и разломы в современной структуре рассматриваемых территорий проявлены фрагментарно, а субширотные - часто являются элементами тектонической зональности и только на флангах тектонических зон имеют

скрытый характер, устанавливаются по геофизическим и геоморфологическим признакам. Фрагменты диагональных структур характеризуются спрямленными долинами рек, их коленообразными поворотами, аномальными направлениями участков хребтов, линейными депрессиями рельефа с цепочками озер, сериями сближенных разрывов соответствующего направления, аномальными простираниями толщ, вытянутостью крупных интрузивов и дайковых полей, направлением осей геохимических аномалий, цепочками эпицентров землетрясений. На космоснимках диагональные структуры четко выражены в рельефе, фиксируются сериями разломов.

Изучение меридиональных сквозных структур началось ранее, чем других направлений в Таджикистане, однако их строение, роль в геологической истории регионов, в концентрации магматических и рудных образований выяснена хуже, чем для диагональных структур, что объясняется характером проявления в виде некартируемых на поверхности зон повышенной трещиноватости и мелких кулисообразных разрывов. Поскольку на Памире к меридиональным разломам тяготеют наиболее крупные глубокие землетрясения, можно предполагать их глубинное заложение, что подтверждается также приуроченностью к этим разломам базальтоидов повышенной основности и щелочности, рудопроявлений, источник которых считается глубинным (например, сурьмы, ртути, серебра и пр.). На рассматриваемой территории к наиболее крупным относятся Бадахшанский линеамент и Гунтская поперечная структура.

Формирование меридиональных разломов происходило в условиях растяжения при воздымании Памира по его оси (Гунтская структура) и на границе областей интенсивно воздымавшегося Памира и (с тенденцией к погружению) Афганистана (Бадахшанский линеамент). Ширина ограниченных ими блоков колеблется от 20 до 70–80 км. Закономерные изменения фациального состава осадков в подобных блоках в разные интервалы времени, начиная с палеозоя, указывают на близкоодновременное заложение меридиональных разломов к структурам другого направления. В поднятых блоках мощность осадков сокращена, как, например, на площади Гунтского осевого поднятия; в опущенных блоках Бадахшанской зоны мощность герцинского геосинклинального комплекса, наоборот, увеличена.

Наиболее характерны для меридиональных структур геоморфологические аномалии, гравитационные ступени, полосы геохимических аномалий.

В размещении интрузивных и рудных проявлений ведущая роль принадлежит диагональным, особенно северо-восточным, структурам; среди последних Нуристан–Иссыккульское поднятие и в целом вся шовная зона рассматривается нами как главная магмо- и рудоцентрирующая структура восточного сектора Средней Азии. На площади этой структуры (см. рисунок) сосредоточены колоссальные объемы разновозрастных – от протерозоя до неогена включительно – интрузивных пород, преимущественно орогенных гранитоидов со свойственной им рудной минерализацией. Намечается поперечная зональность в размещении разновременных и отличающихся по составу и этапности внедрения интрузивных массивов и оруденения. Вдоль границы Нуристан–Иссыккульского поднятия с Североафганопамирской эвгеосинклиналью внедрены небольшие массивы гранитоидов габбро–плагиогранитовой формации S_1 с проявлениями железа, меди, вольфрама в скарнах, того же возраста гипербазитов с никелевым оруденением. Здесь же, по периферии поднятия, распространены интрузии орогенных многофазных гранитоидов T_3 с минерализацией олова, редких металлов, вольфрама разных генетических типов [2, 6].

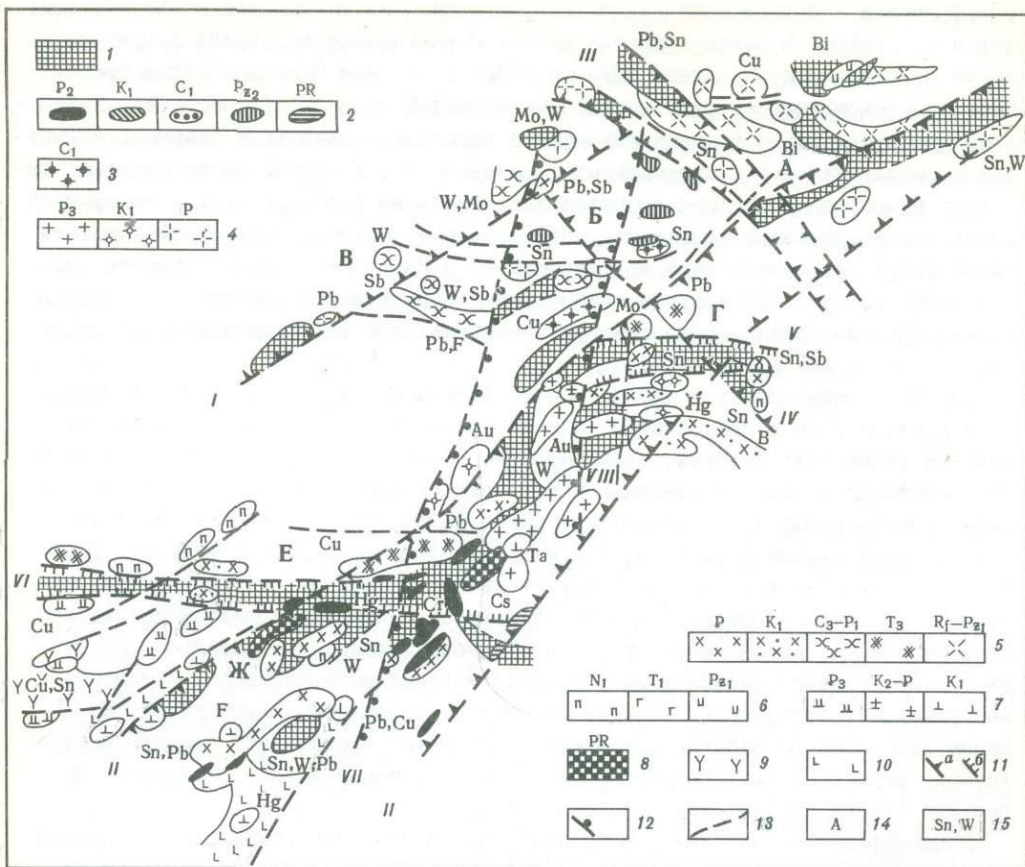


Схема трансрегиональных сквозных структур Тянь-Шаня, Памира и Афганистана

1 - выходы докембрийского кристаллического фундамента. Магматические образования: 2-8 - интрузивные комплексы: 2 - гипербазитовый, 3 - габбро-диорит-плагитогранитовый, 4 - гранодиорит-гранитовый, 5 - многофазный гранитоидный, 6 - щелочных гранитов и сиенитов, 7 - монцитит-гранодиоритовый, 8 - гнейсо-гранитовый; 9, 10 - вулканические формации: 9 - наземная базальт-андезит-липаритовая, 10 - диабазо-андезитовая; 11 - сквозные структуры: а - диагональные. Северо-восточные: I - Гиссаро-Кураминская, II - Нуристан-Иссыккульская; северо-западные: III - Талассо-Ферганская, IV - Восточнопамирская; б - субширотные: V - Центральнопамирская, VI - Среднеафганская; 12 - субмеридиональные: VII - Бадахшанский линеймент, VIII - Гунтское осевое поднятие; 13 - откартированные разломы; 14 - геологические области: Урало-Монгольского пояса: А - Северный Тянь-Шань, Б - Срединный Тянь-Шань, В - Южный Тянь-Шань; Средиземноморского пояса: Г - Северный Памир, Д - Южный Памир, Е - Северный Афганистан, Ж - Южный Афганистан; 15 - рудопроявления полезных ископаемых

Особенно широко на площади поднятия проявлен орогенный магматизм мела и палеогена. В южной части структуры (Афганистан) вдоль границ с меловыми вулканогенными прогибами размещены тела раннемеловых гипербазитов и гранитоидов повышенной основности, с которыми пространственно, а возможно, и парагенетически ассоциирует ртутное оруденение. По внутренней периферии поднятия в стабильных блоках с телами монцититоидов, входящих в единую с наземными вулканиками мел-палеогенового возраста вулканоплутоническую ассоциацию андезит-монцититового состава, связаны парагенетически проявления золото-

вольфрамовой и полиметаллической минерализации, известные как в Афганистане, так и на Памире. В более поднятых блоках Нуристан-Иссыккульской структуры, также по периферии, внедрены крупные межформационные массивы кислых гранитоидов, сопровождающиеся редкометальными пегматитами и (в Афганистане) уникальными месторождениями драгоценных камней (рубинов, лазурита в скарнах, изумрудов в пегматитах и гидротермальных образованиях). К осевой части поднятия тяготеют многофазные массивы гранитов палеогенового возраста (?), с которыми связана минерализация вольфрама, золота, олова, редких металлов преимущественно гидротермального типа в Афганистане. В Кабульском блоке поднятия, на его пересечении с субширотной структурой и Бадахшанским линеаментом, сосредоточены крупные массивы палеогеновых гипербазитов с хромитовой минерализацией.

Подобная зональность в других северо-восточных структурах менее отчетлива и проявлена не в полной мере, однако преобладание скарновых и гидротермальных типов золоторудной, вольфрамовой, меньше оловорудной и молибденовой минерализации в связи с крупными интрузиями орогенных гранитоидов и поясами даек гранитоид-порфиров герцинского цикла характерно как для южной части Гиссаро-Кураминской структуры, так и в пределах Срединного Тянь-Шаня. В последнем случае ее отличительной чертой является широкое распространение наземных вулканитов состава андезитов-липаритов, повышенная щелочность магматических пород, интенсивное проявление трубок взрыва, даек пестрого состава в сопровождении разнообразной гидротермальной минерализации, преимущественно медно-золоторудной, полиметаллической, сурьмяной, флюоритовой [8]. В Южном Тянь-Шане на площади описываемого поднятия преобладает поздняя минерализация ртути, сурьмы, полиметаллов, флюорита, тяготеющая к разломам с цепочками трубок взрыва щелочных базальтоидов.

Концентрация магматизма и оруденения на площади северо-западных поднятий (Востоchnопамирское, Талассо-Ферганское) менее значительна; преобладают небольшие и немногочисленные проявления вольфрама, олова, реже молибдена и золота. Кугитуринский блок (Южный Тянь-Шань) на пересечении с Гиссаро-Кураминским поднятием концентрирует гидротермальную минерализацию вольфрама, олова, сурьмы и ртути, совпадающую пространственно с поясами даек пестрого состава и трубками взрыва базальтоидов.

Меридиональные структуры особо значительно влияют на концентрацию рудной минерализации в раннегеосинклинальные этапы, когда в их зонах резко увеличивается интенсивность базальтоидного вулканизма и колчеданного оруденения, а также внедряются практически все интрузии габбро-плагиогранитовой формации на пересечении с северо-восточными поднятиями (см. рисунок). Также активно влияют меридиональные структуры на размещение орогенных гранитоидов и гипербазитов конца геосинклинальных циклов, что особенно выражено в зоне Бадахшанского линеамента. В период тектоно-магматической активизации палеоген-неогенового времени проявляется не только рудоконцентрирующая, но и рудоконтролирующая роль меридиональных структур. К ним приурочены пояса молодых даек пестрого состава и полиметаллическая минерализация с серебром и висмутом, флюоритом, иногда также с сурьмой, оловом (Памир, Тянь-Шань).

Интенсивность концентрации магматизма и оруденения увеличивается при пересечении разноориентированных сквозных структур; в общем концентрация имеет линейно-узловой характер, чем и определяется размещение рудных районов, узлов и рудных зон. Так, в отношении золота, вольфрама, молибдена наиболее

перспективны участки пересечения северо-восточных поднятий со структурами других направлений, предпочтительнее с зонами меридиональных разломов. Крупные концентрации олова и редких металлов гидротермального и грейзенового типов приурочены к пересечениям меридиональными зонами внутригеосинклинальных поднятий в наложенных эвгеосинклиналях. Здесь же концентрируются полиметаллические проявления, тогда как серебряно-полиметаллическое, висмутовое и флюоритовое оруденение размещается в зонах меридиональных разломов.

Выявленные закономерности концентрации оруденения в зависимости от расположения сквозных структур необходимо шире использовать при прогнозно-металлогенических исследованиях и проведении поисковых работ в регионах Памира, Тянь-Шаня и примыкающих к ним областях. Особого изучения требуют северо-восточные стабильные поднятия и разломы, отличающиеся высокой концентрацией интрузивных и рудных образований.

Л и т е р а т у р а

1. Афиногенова Л.Н. Поперечные структуры Памира и их рудоконцентрирующее значение//Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1973. № 3(49). С. 85-93.
2. Афиногенова Л.Н. Основные черты эндогенной металлогении Южного Памира. Душанбе: Дониш, 1979. 127 с.
3. Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Типы металлогенических зон Южного Тянь-Шаня и Памира//Изв. АН ТаджССР. Отд-ние физ.-мат., хим. и геол. наук. 1982. № 4. С. 50-69.
4. Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Направленность развития магматизма и рудообразования как следствие неоднородности глубинного строения: (На примере Южного Тянь-Шаня и Памира)//Минералы, горные породы и месторождения полезных ископаемых в геологической истории. Л.: Наука, 1985. С. 65-73.
5. Баратов Р.Б., Афиногенова Л.Н., Сальникова Р.Н. Структурный план и металлогенические особенности области сочленения Урало-Монгольского и Средиземноморского подвижных поясов: (На примере Таджикистана и прилегающих территорий)//Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1985. Т. 14. С. 84-94.
6. Геология и полезные ископаемые Афганистана. М.: Недра, 1980. Т. I, 2. 750 с.
7. Литосфера Памира и Тянь-Шаня. Ташкент: Фан, 1982. 245 с.

УДК 551.243.8:551.2.03(235.216)

Н.В. Виноградов, Н.Н. Биндеман

ЭВОЛЮЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ В ГИССАРСКОМ ЗВЕНЕ ХАНБАНДЫТАУ-БАЙСУНСКОЙ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩЕЙ СТРУКТУРЫ

Ханбандытау-Байсунская рудоконцентрирующая структура (линеамент) является одной из наиболее значительных поперечных систем сквозных нарушений Тянь-Шаня [1, 2], свое название она получила от горных гряд на севере и юге, меж-

ду которыми прослежена почти на 700 км. На космических снимках линеамент выглядит как меридиональный пояс сгущения макротрещиноватости шириной 50–60 км. По геофизическим данным в его пределах поверхность Мохо уступом погружается на восток от 40 до 50 км.

Каледонские, герцидские дислокации описываемой системы носят скрытый характер. Это простые или флексуобразные изгибы длинных осей синклиналиев и антиклиналиев, отдельных крупных складок, виргации зон региональных разломов, резкие изменения мощности палеозойских геосинклинальных отложений, необычные простирания даек [1]. Дислокации хорошо проявлены в поле силы тяжести, магнитном и радиоактивном полях.

В период становления позднепалеозойских орогенных интрузий описываемая система представляла собой серию относительно подвижных блоков, вместивших многочисленные интрузии с относительно повышенным количеством пород среднего и основного состава. Этим интрузиям, кроме того, свойственно проявление большого количества фаз, более сильная контрастность их состава, по сравнению с одновозрастными интрузиями к западу и востоку от линеамента. Это, в частности, хорошо видно на примере Западного сектора Гиссарского батолита, заключенного в пределы системы сквозных нарушений (см. рисунок).

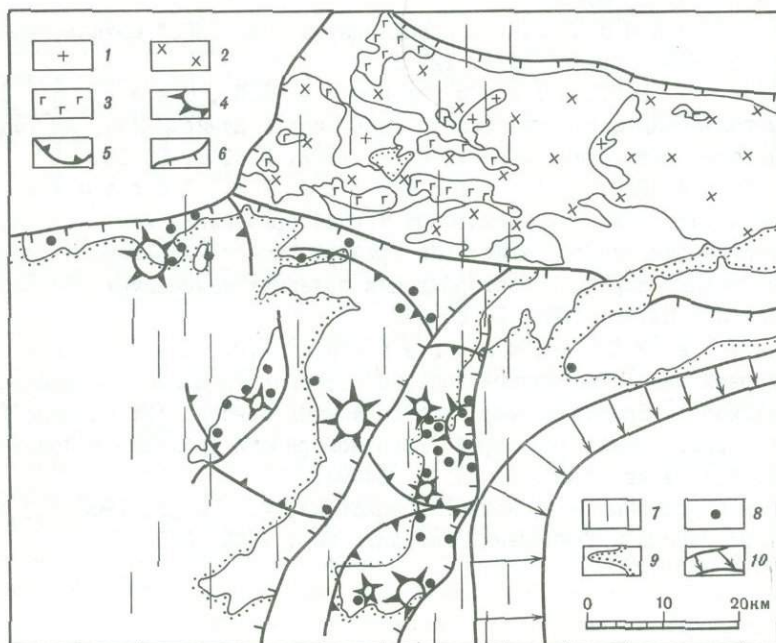


Схема размещения позднепалеозойских батолитовых интрузий, вулканотектонических впадин и связанного с ними оруденения в Гиссарском звене Ханбандытау-Байсунской рудоконцентрирующей структуры (составил Н.В. Виноградов)

1–3 – Гиссарский батолит: 1 – лейкограниты, 2 – граниты, гранодиориты, 3 – габбро; 4, 5 – Байсунский кристаллический массив: 4 – вулканы, 5 – контуры вулканотектонических впадин; 6 – альпийские надвиги, пологие взбросы; 7 – зоны сквозных нарушений Ханбандытау-Байсунской рудоконцентрирующей структуры; 8 – месторождения и рудопроявления; 9 – контуры выступов домезозойских пород; 10 – зона резких градиентов рельефа складчатого фундамента под толщей мезозойских платформенных отложений

Альпийские горообразовательные движения обогатили сквозные зоны нарушений отдельными вновь образованными сдвигами, взбросами и надвигами, иногда ограничивающими выступы фундамента. Яркий пример последних – серия разломов, по которым кровля палеозойского складчатого фундамента Юго-Западного Гиссара погружается под толщу мезо-кайнозойских осадков Сурхандаринской депрессии на глубину почти 10 км. Вдоль этой ступени, по данным геотермии [3], фиксируется аномально высокий тепловой поток, достаточный, по геолого-геотермической модели Ю.Н. Зуева, для того, чтобы вызвать на глубине гранитизацию.

Хотя Ханбандытау-Байсунский линеамент не несет черт металлогенической специализации, в его бортах (зонах сквозных нарушений более высокого порядка) локализуются наиболее значительные проявления эндогенной рудной минерализации региона. Это сопряженные с кислым вулканизмом девонские стратиформно-свинцово-цинковые (Учкулач), раннекарбонные колчеданно-полиметаллические (Хандиза), связанные с гранитоидными интрузиями позднекарбон-пермские касситерит-пегматитовые (Наука), шеелит-скарновые (Джилао, Тарор, Койташ, Яхтон) и золото-кварцевые, а также мезозойские телетермальные сурьмяно-ртутные (Магианская группа) месторождения.

Таким образом, Ханбандытау-Байсунский линеамент как типичная рудоконцентрирующая структура [5] контролирует разнотипное, разновозрастное крупномасштабное оруденение и дифференцированный магматизм, имеет сквозной характер, долгоживучесть, глубинность, скрытую форму проявления.

Дополнительное свидетельство приуроченности упомянутых выше месторождений – появление в их структуре меридиональных элементов: простираций различных геологических контактов, даек, рудоносных блоков и т.д. [1]. Наличие таких элементов во вновь обнаруживаемых рудопроявлениях является, по нашему мнению, признаком их перспективности.

Другой признак крупности месторождения – многоэтапность и комплексность оруденения. Так, общеизвестно наложение золото-сульфидной минерализации на шеелит-скарновое оруденение в наиболее крупных объектах Зеравшано-Гиссарской области. Как показывают исследования последних лет, на золото оказываются перспективными и проявления сурьмяно-ртутного оруденения [2]. Наконец, исследованиями одного из авторов (Н.Н. Биндемана) выявлено наложение на крупномасштабное колчеданно-полиметаллическое оруденение Юго-Западного Гиссара золото-серебряной минерализации, по-видимому, связанной с пермскими субвулканическими телами среднего и кислого состава. Рассмотрим несколько подробнее рудные узлы этого региона, пространственно приуроченные к бортам Гиссарского звена описываемой рудоконцентрирующей структуры.

Образование колчеданно-полиметаллических залежей тесно связано с эволюцией герцинского вулканического пояса. Он заложился в раннем карбоне по периферии Байкальского кристаллического массива синхронно развитию располагающейся севернее узкой шовной эвгеосинклинали Южного Гиссара. Риолиты, их туфы, мелководные осадки заполняли неглубокий морской бассейн, мелеющий к внутренним южным частям массива. Как показывает анализ мощностей и фаций этих отложений, эта зональность была осложнена образованием вулканотектонических впадин, представляющих собой относительно пониженные участки единого бассейна. В центре впадин располагались крупные стратовулканы и экструзивные купола, вершины которых достигали поверхности моря. Размещение крупных и мелких вулканических центров контролировалось системой субширотных (продольных) и

поперечных (меридиональных) зон скрытых нарушений. При этом поперечные зоны имели конседиментационную природу: вдоль них располагались участки наибольшего прогибания. Зоны следуют вдоль бортов Ханбандытау-Байсунской системы дислокаций и соответствуют линейам высоких порядков, представляющих собой ее составные части.

Точки колчеданно-полиметаллической свинцово-серебряной минерализации распределены по всей площади Юго-Западного Гиссара. Однако наибольшие их концентрации приурочены к вулканическим центрам, локализованным в пределах поперечных зон нарушений. В центрах, характеризующихся наиболее длительной магматической активностью, наряду с повсеместно распространенными риолитами, риодацитами проявлены более основные субщелочные породы. Центры отличает насыщенность экструзиями, пластовыми субвулканическими телами, разновозрастными дайками, в том числе пострудными. Они пронизаны пермскими малыми интрузиями, составы которых отличаются от состава разновозрастных гранитоидов вне зон нарушений дифференцированностью от ультраосновных до кислых, субщелочным уклоном. Среди метасоматитов долгоживущих вулканических узлов встречены своеобразные калишпатизированные породы, нигде больше не встречающиеся, отличительная черта березитов таких узлов - широкое развитие фаций сопряженного отложения.

Следствием усложненной эволюции позднепалеозойских долгоживущих вулканических узлов явилось и разнообразие в них рудных формаций и минеральных типов руд. Помимо колчеданных и барит-полиметаллических, здесь обнаруживаются скарново-полиметаллические и золото- и свинцово-серебряные проявления, связанные, очевидно, с субвулканическими и гиабиссальными телами среднего и кислого состава. Интересно отметить, что подавляющее большинство жильных зон и простых жил с таким оруденением ориентировано субмеридионально.

Перспективы Гиссарского звена Ханбандытау-Байсунской рудоконцентрирующей структуры на свинец, цинк, медь не исчерпываются позднепалеозойским оруденением. В пределах долгоживущих узлов обнаруживаются медно-цинково-колчеданные залежи, связанные с метаморфизованными ордовик-силурийскими базальт-риолитовыми комплексами [4]. Судя по последним находкам, благоприятны перспективы обнаружения здесь и стратиформных свинцово-цинковых рудных тел в мезозойских известняках платформенного чехла, сопровождающихся альпийской (?) индикаторной прожилковой минерализацией.

Специфика магматических и метасоматических процессов крупных рудных узлов, отличающая их от фоновых проявлений, по-видимому, отражает особые условия потока глубинной теплоты и вещества в узле зон повышенной проницаемости. В Гиссарском звене Ханбандытау-Байсунской рудоконцентрирующей структуры такими узлами явились пересечения ее бортовых зон дислокаций высоких порядков с субширотными "тяньшаньскими" разломами.

Л и т е р а т у р а

1. В и н о г р а д о в Н.В., Б и н д е м а н Н.Н. Ханбандытау-Байсунский линейный элемент - крупная рудоконцентрирующая зона Тянь-Шаня/Мизв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 76-83.
2. Г а р ь к о в е ц В.Г., М у ш к и н И.В., Т и т о в а А.П. и др. Основные черты металлогении Узбекистана. Ташкент: Фан, 1979. 272 с.

3. Земная кора и верхняя мантия Средней Азии /Под ред. И.Х. Хамрабаева. М.: Наука, 1977. 212 с.
4. П а н к р а т ь е в П.В., М и х а й л о в а Ю.В. Рудные формации стратиформных свинцово-цинковых месторождений Узбекистана. Ташкент: Фан, 1981. 254 с.
5. Т о м с о н И.Н., Ф а в о р с к а я М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6-20.

УДК 551.1./4:551.4:551.244:553.4:553.982

Е.Н. Сапожникова, С.М. Жданов

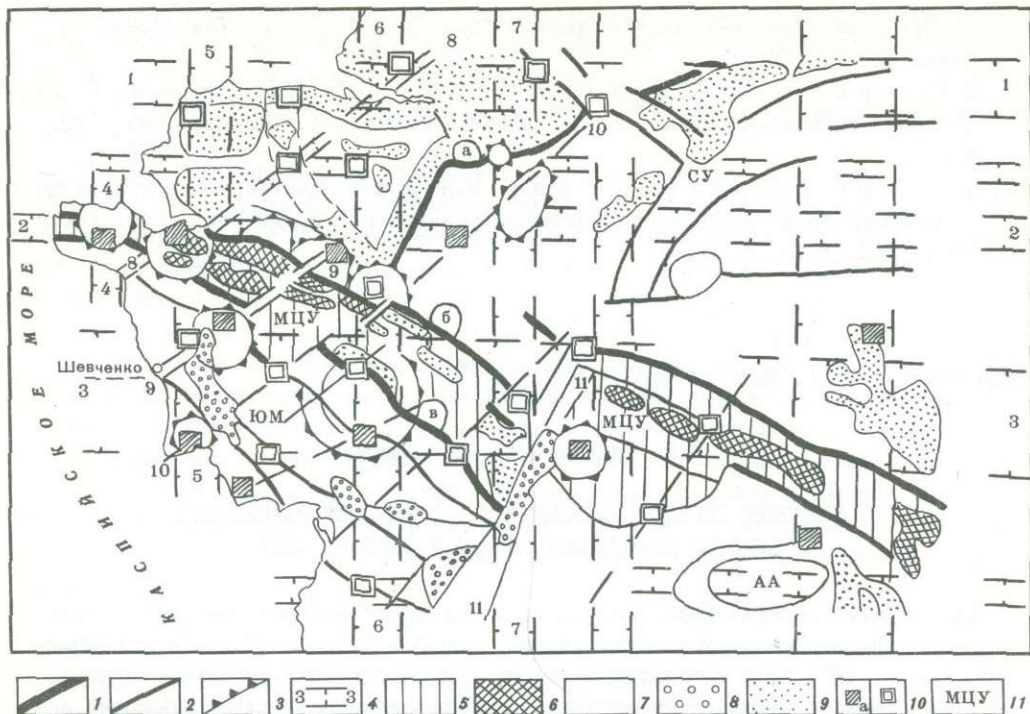
СКВОЗНЫЕ СИСТЕМЫ НАРУШЕНИЙ И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ ЗАПАДА ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

На территории п-ова Мангышлак проводились специализированные морфоструктурные исследования по методике, разработанной в ИГЕМ АН СССР ([2], Волчанская и др., 1975 г.). Результатом работ явилась структурная схема региона, которая отражает наряду с геологическими образованиями верхней оболочки земной коры элементы строения более глубоких ее этажей. В связи с применением этого метода получают несколько иное освещение явления, относящиеся к разряду тектонических деформаций, кинематики известных и вновь выявленных тектонических нарушений. Результаты морфоструктурного анализа в значительной степени совпадают с данными геофизических исследований, что особенно актуально для закрытых территорий платформ.

Своеобразие приемов морфоструктурного анализа в условиях слабой дифференцированности рельефа и неотектонических движений заключается в широком использовании при дешифрировании топографических карт и космических снимков наряду со структурными чертами рельефа элементов ландшафта.

В работе решалась задача - рассмотреть характер отражения в геофизических полях, выявленных при геолого-геоморфологических исследованиях региональных и локальных систем нарушений. Полученная в результате проведенных исследований картина структурных элементов запада Туранской плиты отражает наряду с основным геологическим планом территории скрытые сквозные системы нарушений (см. рисунок).

Доминирующий в структурном плане территории - Мангышлакско-Центрально-Устюртский (МЦУ) мегавал. Он сложен пермско-триасовыми отложениями, смятыми в изоклинальные складки [4, 6] северо-западного простирания, ограничивается глубинными разломами - Северо-Каратауским (б) и Южно-Каратауским (в), уходящими корнями в верхнюю мантию [3]. Они находят отражение в морфоструктуре в виде крупнейших линеаментов, отделяющих область более дифференцированного рельефа МЦУ поднятия от прилежащих прогибов и других тектонических элементов - Южно-Мангышлакского прогиба, Ассак-Ауданского поднятия и Северо-Устюртской тектонической области с недифференцированным рельефом. Обе области имеют различия и в структурном плане. Для МЦУ поднятия характерны линейно-



Структурная карта запада Туранской плиты

I - границы крупнейших структурных областей, соответствующие глубинным разломам: а - Сор-Кайдакскому, б - Северо-Каратаускому, в - Южно-Каратаускому; 2 - границы структурных зон; 3 - границы кольцевых структур; 4 - сквозные системы нарушений и их индексы. Геолого-структурные области: 5 - дифференцированное поднятие Мангышлакско-Центрально-Устыртского мегавала (МЦУ); 6 - максимальные дифференцированные поднятия; 7 - недифференцированные поднятия; 8 - максимальные опускания (бессточные впадины); 9 - ландшафты, структурно приуроченные к активным участкам; 10 - структурные узлы: а - вмещающие полезные ископаемые, б - прогнозные; II - индексы структурных областей и зон. Индексы сквозных систем нарушений: I - залив Комсомолец - Северо-Аральская; 2 - Тюрб-Караган - Актумсукская; 3 - Карагие-Барсакельмесская; 4 - Тюрбеджикская; 5 - Бузачи-Ракушечная; 6 - Карабагазгол - залив Комсомолец; 7 - Туаркыр-Бейнеуская; 8 - Унгаза-Кызанская; 9 - Шетпинская; 10 - Песчано-Западно-Устыртская; II - Карынжарьская

вытянутые согласные с общим простиранием структурные элементы. Для южных прогибов и Северо-Устыртской тектонической области присущ совершенно иной структурный план, что находит прямое отражение в морфоструктуре региона. Так, северная область четко распадается на два крупных геоблока, разделенных северо-восточным Сор-Кайдакским (а) линеаментом, отвечающим крупнейшему тектоническому нарушению региона. Внутри геоблоков тектонические структуры имеют разнообразную ориентировку (см. рисунок).

Линейно вытянутая структура МЦУ поднятия распадается на две крупные под-области (западную и восточную), разграниченные северо-восточной Карын-Жарькской зоной (II). В свою очередь, эти два крупных геоблока разделены на ряд более мелких сегментов благодаря наличию других северо-восточных зон. Вдоль поперечных зон наблюдается смещение сегментов, что находит отражение в смещении таких крупных структурных форм, как максимально поднятые линейно вытянутые блоки и ограничивающие МЦУ мегавал глубинные разломы (см. рисунок).

Выделенная таким образом система северо-восточных зон рассматривается нами как зона сдвиговых нарушений. Многие из них являются трансструктурными не только для области молодой платформы, но и для расположенного на юге альпийского пояса.

Раздробленность территории усугубляется наличием линейных структур ортогональной ориентировки. Последние характеризуются значительной протяженностью, трассируются фрагментами через всю описываемую территорию и являются секущими по отношению к основным структурным областям и зонам. Геологически эти структуры отражаются как в фундаменте, так и в платформенном чехле Туранской плиты. Они выделяются цепочками локальных поднятий и опусканий фундамента, разломами в его структуре, периклинальными и центриклинальными замыканиями генерального структурного плана, кулисообразным расположением антиклинальных северо-западных складок, тектоническими ступенями и мезо-кайнозойскими прогибами, наложенными мульдами осадочного чехла.

Линейные зоны северо-восточной ориентировки и ортогональная сеть представляют собой сквозные системы нарушений скрытого типа. Вместе с тем некоторые из них удается проследить не только в верхнем структурном этаже (в том числе и в элементах рельефа), но и по сейсмическим горизонтам, отражающим внутреннюю структуру кровли верхней юры, фундамента и поверхности Мохо [1, 5, 6].

Среди сквозных зон широтные Тюбеджик-Актумсукская (2) и Карагие-Барсакельмесская (3), а также северо-восточная Шетпинская (9) и Песчаномысско-Западноустуртская (10) выражены в рельефе поверхности Мохо градиентными зонами, разделяющими поля разного знака, и в изгибах изоглубин.

В рельефе поверхности фундамента Туранской плиты сквозные зоны как ортогональной, так и диагональной ориентировки находят еще более отчетливое выражение, нежели в поверхности Мохо. Они прослеживаются цепочкой изолированных поднятий и опусканий, а также по сгущению образующих их изолиний, резким изменениям в простирании градиентных зон или цепочками фрагментов градиентных зон соответствующего простирания, ограничивают замыкания поднятий и опусканий структур фундамента. Поперечные северо-восточные и северо-западные зоны выражены сложными пересечениями и изгибами в простирании северо-западных разломов или подчеркиваются простиранием разломов фундамента.

Большинство из выделенных зон сквозного типа могут быть прослежены также и в одном из горизонтов платформенного чехла. Геофизическими работами структурные особенности региона лучше всего удается проследить в поверхности кровли верхней юры.

Наличие скрытых систем нарушения авторам удалось подтвердить при анализе данных магнитометрических съемок М.И. Калинина и Ш.М. Сейфулина (1984 г.). Выделенные зоны служат границами обособленных объектов в теле кристаллического фундамента, которые представляют собой предположительно интрузивные комплексы различного состава. Сквозные системы нарушений часто подчеркнуты осями гравитационных магнитных аномалий, а также градиентными зонами магнитного поля (см. таблицу).

Как показывает анализ размещения полезных ископаемых региона, наблюдается приуроченность их к продольным зонам разломов. В то же время позиция полезных ископаемых связана с неоднородностями в простирании продольных зон: чаще всего это места их пересечения с северо-восточными, широтными и меридиональными линеаментами. Таким образом, положение полезных ископаемых опреде-

Геофизическая характеристика сквозных систем нарушений запада Туранской плиты

№ п/п	Ориентировка	Сквозная зона	Поверхность			Дополнительные характеристики
			Мохо	Фунда-мента	Кровли юры (J ₃)	
1	2	3	4	5	6	7
1	Широтная	Тюб-Караган-Актумсукская (2)	+	+	+	Подчеркивается линейным минимумом Δg широтного простирания, приуроченным к осевой части Южно-Бузачинского прогиба, а также широтно ориентированным $\max \Delta g$ Актумсукского поднятия. Кроме того, зона трассируется южной широтной границей Северо-Устьюртского $\min \Delta T_a$ [6]
2	"	Карагие-Барсакегельмесская (3)	+	+	+	Южный фланг Карагие-Барсакегельмесской зоны совпадает с границей областей распространения резко отличных геофизических полей (магнитного и гравитационного), а также с границей различных скоростей распространения волн по горизонту фундамента [6]
3	Меридиональная	Тюбеджикская (4)	-	+	-	Подчеркивается гравитационными $\max \Delta g$ [6]
4	"	Бузачи-Ракушечная (5)	-	+	+	Меридионально ориентированная цепочка гравитационных $\max \Delta g$ подчеркивает эту зону в пределах МЦУ области, а также является меридиональной границей областей различной дислоцированности пермско-триасовых пород, выявленной по МОВ [4, 6]
5	"	Туаркыр-Бейнеуская (7)	-	+	+	Совпадает с меридиональной границей, разделяющей различные по интенсивности геотермические поля [6], прослеживается по изгибам изолиний гравитационного поля [6]. Кроме того, зона (7) является границей областей различных скоростей распространения волн по поверхности фундамента [1]
6	Северо-Восточная	Унгаза-Казанская (8)	-	-	+	Подчеркивается линейными изоаномалиями магнитного поля северо-восточного простирания, а также зоной локальных \max и $\min \Delta g$ [6]
7	"	Шетпинская (9)	+	+	-	Подчеркивается линейными аномалиями магнитного поля северо-восточного простирания, цепочкой локальных \max и $\min \Delta g$, ориентированных в северо-восточном направлении [6]
8	"	Песчано-Западно-Устьюртская (10)	+	+	+	Зоны (10, II) трассируются линейными магнитными изоаномалиями северо-восточного простирания
9	"	Карынжарыкская (II)	-	+	+	"

Примечание. В графах 4, 5, 6 значки обозначают проявленность зон в различных горизонтах; в круглых скобках в графе 3 даны индексы зон, обозначенных на рисунке. МОВ - метод отраженных волн.

ляется узлами, представляющими собой участки интенсивной раздробленности земной коры, что предопределено пересечением многих линейных элементов и наличием других осложняющих факторов (кольцевых структур, автономных блоков высокого порядка и т.п.).

Под узлами авторы понимают тектонические элементы, обладающие определенным объемом на глубину, в котором происходят сложные взаимодействия тектонических нарушений различной глубины заложения, кинематики и ранга. Узлы имеют специфическую выраженность в морфоструктурных чертах: многоплановые поднятия и опускания, локализованные на определенном участке, наличие большого числа мелких изолированных форм и т.п. Морфоструктурные признаки узлов являются индикаторами наличия на глубине специфической тектонической обстановки.

Если обратиться к особенностям размещения узлов, содержащих полезные компоненты, выясняются следующие закономерности. Наибольшее количество полезных ископаемых приурочено к Тюб-Караган-Актумсукской (2) широтной зоне и к южной раме Карагие-Барсакельмесской (3). Эти сквозные зоны следует отнести к категории рудоконцентрирующих. Вместе с тем зоны Залив Комсомолец-Северо-Аральская (1) и Кара-Богаз-Гол-Залив Комсомолец (6) могут быть охарактеризованы как перспективные рудоконцентрирующие благодаря большому количеству в их пределах структурных узлов, которые относятся к категории либо прогнозных, либо вмещающих проявления полезных ископаемых.

Другой особенностью в размещении проявлений полезных ископаемых является приуроченность наиболее значительных из них к северо-восточным скрытым системам нарушений, которые характеризуются повышенной мобильностью и отчасти глубиной заложения, а также горизонтальной составляющей (разломы-сдвиги).

Предлагаемый комплекс приемов анализа позволил выявить принципиально новую структурную основу региона, в которой важную роль играют скрытые системы нарушений различного типа. С ними связаны структурно-геологические аномалии и проявления полезных ископаемых. Выделяются два типа сквозных систем нарушений на западе Туранской плиты. С одной стороны, это сквозные зоны, преимущественно ортогональные, вмещающие большое количество продуктивных узлов, с другой — это зоны сдвигов глубокого заложения северо-восточной ориентировки, к которым приурочены наиболее значительные концентрации полезных компонентов.

Для данной геоструктурной области выделен новый тип тектонических структур — узлы повышенной раздробленности земной коры и, следовательно, повышенной тектонической активности, имеющие специфическую выраженность в геологии и морфоструктуре. При этом они являются структурами, вмещающими полезные ископаемые различного профиля. Установлены признаки этих узлов, позволяющие осуществлять прогноз. Среди них наиболее перспективны узлы пересечения сквозных систем нарушений разного типа с глубинными разломами основного структурного плана.

Л и т е р а т у р а

1. Б а б а д ж а н о в Т.Л., К у н и н Н.Я., Ш е й х - З а д е Э.Р. Глубинное строение Арало-Каспийского региона//Сов. геология. 1984. № 10. С. 67-74.
2. В о л ч а н с к а я И.К., С а п о ж н и к о в а Е.Н. Морфоструктурные образы рудолокализирующих линейных зон и узлов Средней Азии//Дистанционные исследования при поисках полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1986. С. 74-80.

3. Димаков А.И., Тамаров А.И. Глубинная структура Мангышлака: Тр. ВНИГРИ. 1973. Вып. 322. 76 с.
4. Летавин А.М. Фундамент молодой платформы юга СССР. М.: Наука, 1980. 153 с.
5. Структурная карта поверхности фундамента платформенных территорий СССР. М-б 1:2500000. М.: ПГО "Центргеология", 1982.
6. Чакабаев С.Е., Кононов Ю.С., Завгородний А.Л. и др. Геология, история развития и перспективы нефтегазоносности запада Туранской плиты. М.: Недра, 1973. 216 с.

V. СИБИРЬ И ДАЛЬНИЙ ВОСТОК

УДК 551.243.8:553.078.2(571.5)

В.Н. Образцов, А.В. Салаев, В.А. Наумов

СКВОЗНЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ЮЖНЫХ ОГРАНИЧЕНИЙ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

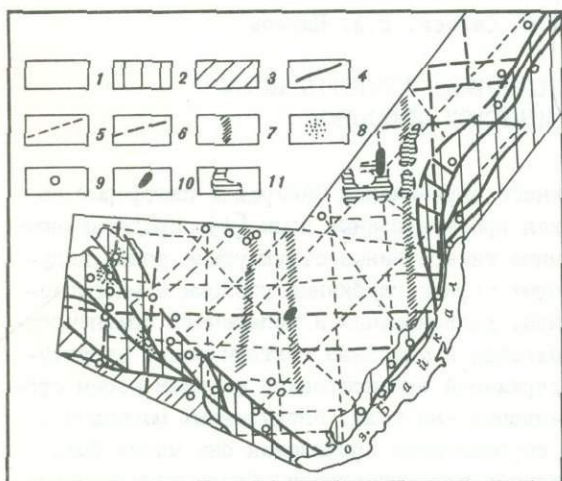
В разломно-блоковой тектонике южного ограничения Сибирской платформы выделяются Присянская и Прибайкальская краевые шовные зоны [4], представляющие собой сложно развивавшиеся пограничные гетерогенные структурные зоны, ведущую роль в строении и развитии которых играли глубинные разломы и многочисленные разрывные нарушения продольной, диагональной и поперечной ориентировки. Среди последних двух типов выделяются и сквозные тектонические структуры. Это линейные секущие зоны с выдержанной ориентировкой на всем своем протяжении, невзирая на возраст пересекаемых ими толщ, интрузивных массивов и складчато-разрывных комплексов. По особенностям проявления они могут быть идентифицированы с системами планетарной трещиноватости. Среди них обособляются системы крутопадающих сдвиговых нарушений (правых и левых сдвигов), ориентировка которых сохраняется неизменной на всей площади характеризуемого региона и прослеживается за его пределы. Подобные разрывы большинством исследователей относятся к системам регматического скалывания, имеющим планетарное распространение.

Основные глубинные разломы Присянской и Прибайкальской краевых шовных зон морфологически представляют собой правый и левый сдвиги соответственно. Разломы мантийного заложения и проявились первоначально в архее-нижнем протерозое. В последующем они неоднократно активизировались. Глубинным разломам краевых шовных зон принадлежит ведущая роль в формировании структурно-тектонических элементов Восточного Саяна и Прибайкалья, а также прилегающей части Сибирской платформы. В местах пересечения глубинных разломов сквозными линейными элементами отмечается смещение первых, изменяется их простираение, наблюдается расщепление, а в ряде случаев к ним приурочены узлы длительной эндогенной

активности, проявления и месторождения золота, редких металлов в Восточном Саяне и Северо-Западном Прибайкалье.

Сквозные разломы северо-восточного простирания в Присяянской краевой шовной зоне были установлены в основном по геофизическим данным [1 и др.]. Отдельные их фрагменты фиксируются разрывными нарушениями различной протяженности, северо-восточной вытянутостью крупных интрузий гранитоидов протерозойского, ордовикского и среднепалеозойского возраста, трассируются дайками, зонами катаклаза, брекчирования. В зонах среднепалеозойской активизации в Восточном Саяне они контролируют расположение вулканических аппаратов центрального типа, а также находят отражение в неотектонических формах рельефа центральной части Восточного Саяна. Разломы северо-восточного направления являются смещающимися по отношению к северо-западным разломам Присяянской зоны.

В прилегающей к складчатому обрамлению платформенной области в аномальном магнитном и гравитационном полях выделяется несколько субпараллельных разломов (Катырминский, Тангуйский, Кадинский и др.) [1, 2] северо-восточного простирания, трассирующихся на сотни километров без изменения направления (см. рисунок). Морфологический тип разломов северо-восточного направления неясен,



Разломы ограничений Сибирской платформы. По материалам геологических, геофизических и тематических исследований Г.Я. Абрамовича, А.С. Барышева, В.В. Брынцева, Т.Ф. Галимовой, Л.Н. Звезда, В.А. Наумова, П.И. Шамеса и др.

1 - осадочный чехол Сибирской платформы; 2 - Саяно-Байкальская складчатая область; 3 - Алтае-Саянская складчатая область; 4 - основные разломы Присяянской и Прибайкальской краевых шовных зон и глубинные разрывные нарушения, ограничивающие структурно-формационные зоны; 5, 6 - сквозные разрывные нарушения выделенные: 5 - по геофизическим и геологическим данным, 6 - предполагаемые по комплексу косвенных данных (дешифрированию, линейному расположению различных геологических аномалий); 7 - рудоконцентрирующие зоны по А.И. Шипицину и др. [8], М.А. Фаворской [6]; 8 - узлы длительной эндогенной активности; 9 - месторождения и рудопроявления полезных ископаемых, 10 - месторождения нефти; 11 - контуры ореолов свинца, цинка, серебра, меди по П.И. Шамесу и др. [7]

вероятно, преобладают сбросы, взбросо-сдвиги небольшой амплитуды корового и корово-мантийного заложения. Время образования разломов предположительно протерозойское, но они активно проявлялись в периоды последующих тектонических активизаций. Проявления полезных ископаемых в контурах разломов северо-восточного простирания отмечаются лишь в узлах пересечения со структурами других типов и разрывных нарушений иного плана. Так, в сочетании с субмеридиональными и (или) субширотными сквозными тектоническими структурами они наблюдаются на ряде проявлений и месторождений редких металлов, полиметаллов в Восточном Саяне, на платформе в районах железорудных месторождений Иркутской области (см. рисунок) [2].

Близкие морфологические черты имеют сквозные разломы Северо-Западного Прибайкалья, отличающиеся северо-западной ориентировкой, их заложение связано с формированием в раннем рифее Северо-Байкальского вулканического пояса [3].

Субмеридиональная система разломов в складчатом обрамлении Сибирской платформы фиксируется фрагментарно, кулисообразно расположенными разломами, зонами сближенных в пространстве субпараллельных тектонических нарушений протяженностью в десятки километров, выполненных милонитами, катаклазитами. В ряде случаев они трассируются поясами даек и малых тел ультраосновного, основного, реже кислого состава различного возраста. К скрытым сквозным разломам субмеридиональной ориентировки относятся Ангаро-Кизи-Хемский, Удинско-Хайламинский и др. (см. рисунок), обнаруживаемые дистанционными методами, а также фрагментами зон милонитов, катаклазитов, линейным характером распределения различных геологических аномалий в их контурах, фиксируемых при геологическом картировании. Морфологически разломы субмеридиональной ориентировки, по-видимому, представляют собой взбросы корового и корово-мантийного заложения. Первоначальное активное проявление разломов, вероятно, архейско-нижепротерозойского возраста при неоднократных в последующем подвижках по ним.

Системы субмеридиональных разломов наиболее характерны для юга Сибирской платформы, особенно в интервале между меридианами 100° - 108° в.д. [2, 4]. М.А. Фаворской в данном интервале выделяется трансконтинентальная сквозная система нарушений, пересекающая Азию от мыса Челюскина до п-ова Малакка. По геофизическим и морфоструктурным данным [2, 4, 6], в осевой части структуры между $103^{\circ}30'$ и 104° в.д. фиксируется протяженная меридиональная полоса, в пределах которой сосредоточено большинство геофизических аномалий и существенная часть железорудных месторождений Ангаро-Илимского района. В складчатом обрамлении платформы следует отметить также линейное меридиональное расположение проявлений и месторождений железных руд метаморфогенного генезиса. В контроле расположения железорудных месторождений наряду с меридиональными разломами участвуют и близкие к ним по природе широтные сквозные тектонические структуры. Узлы пересечения разломов имеют в основном ортогональную систему и контролируют размещение месторождений полезных ископаемых на платформе и в ее складчатом обрамлении. В большинстве подобных узлов пересечения разломов в Присаянской шовной зоне отмечается интенсивное и длительное развитие гидротермальных процессов, формирование рудных полей, месторождений и проявлений редких, благородных металлов, полиметаллов, а в зонах влияния глубинных разломов северо-западного простирания отмечаются узлы длительной эндогенной активности.

П.И. Шамесом и Э.М. Рябых [5] отмечается пространственная приуроченность аномальных ореолов свинца, цинка, серебра, бария к ортогональной системе линейных зон повышенной проницаемости, большинство из которых в бассейнах рек Лены и Киренги совпадает с разломами меридионального и широтного простирания. Интересен и факт приуроченности к подобным узлам пересечения сквозных тектонических структур и известных нефтяных месторождений (Марковское, Атовское).

Как отмечает П.Н. Кропоткин (1986 г.), в отложениях венда и нижнего кембрия Непско-Ботубинской антеклизы нефте- и газопроявления или залежи прослеживаются до самых нижних слоев осадочных пород, а местами локализируются в верхних трещиноватых слоях кристаллического фундамента, где происходит по-

ступление метана, водорода, газоконденсата и нефти из пород фундамента. В свете теории минерального происхождения нефти возможно высказать предположение о приуроченности путей миграции углеводородов глубинного происхождения к узлам пересечения разломов меридионального и широтного направления, где при наличии коллекторов и ловушек могут сформироваться многоэтажные месторождения с залежами нефти, конденсата и газа.

Субширотные скрытые разломы первоначально были выделены при детальном поисково-съёмочных и тематических, геологических исследованиях Восточного Саяна [1 и др.] и установлены их сквозной тип по отношению к Присаянской краевой шовной зоне и широкое распространение в регионе [1, 2]. Разломы субширотного простираения выражены зонами повышенной трещиноватости и проницаемости, сопровождаются мелкими разрывами, зонами расщепления, милонитов, псевдоконгломератов, брекчий. Субширотные сквозные разломы имеют глубинное заложение, являются крутопадающими сдвиго-взбросами и сбросо-сдвигами с небольшими левосторонними сдвиговыми смещениями (максимально до 12 км по Зиминскому разлому [1]).

На Сибирской платформе Л.Н. Зведер [2] также отмечает, что вдоль субширотных разломов субмеридиональные зоны сильномагнитных пород смещаются в проекции на горизонтальную плоскость на 2-10 км.

Согласно А.С. Барышеву [1], Ангарский, Китойский, Кандатский, Зиминский и Ийский разломы (см. рисунок) относятся к категории корово-мантийных, а остальные - к внутрикоровым в пределах Присаянской краевой шовной зоны. Время заложения разломов субширотного простираения определяется по связи с ними интрузивных массивов протерозойского возраста. Время заложения некоторых из них устанавливается в связи с контролем расположения интрузий, абсолютный возраст которых определен как вендский. Но в основном время заложения их - протерозойское при неоднократной последующей активизации.

Сквозные разломы в пределах Присаянского ограничения платформы являются важнейшими рудоконцентрирующими структурами. Пересечение разломов субширотной, северо-восточной, северо-западной и субмеридиональной ориентировки определяет размещение рудных узлов с минерализацией золота, серебра, цинка, меди, вольфрама, молибдена, олова, ртути, редких металлов, а также мусковита, исландского шпата, графита, генетически связанной с разнообразными магматическими комплексами. При этом рудопроявления связаны с мелкими оперяющимися структурами или приурочены к отдельным структурным элементам крупных разломов в сочетании с другими факторами контроля оруденения.

Роль разломов в металлогении Прибайкальского ограничения платформы еще только начинает проявляться. С ними связано размещение в Северо-Западном Прибайкалье преимущественно редкометалльно-редкоземельной и полиметаллической минерализации.

По общей зависимости мощностей осадочных формаций от тектонического рельефа, размещению образований и формированию ограничений отдельных структур в пределах складчатого обрамления Сибирской платформы и ее прилегающей части отчетливо прослеживается связь осадконакопления и проявления магматизма с глубинными основными разломами краевых шовных зон и сквозными тектоническими зонами. Морфоструктуры концентрического типа также контролируются сквозными тектоническими нарушениями и приурочиваются большей частью к узлам их пересечения [5 и др.].

По-видимому, полициклическим активным проявлением сквозных разломов регматической сети в сочетании с динамикой взаимодействия крупных литосферных блоков по глубинным разломам краевых шовных зон и обусловлена складчато-блоковая структура складчатого обрамления Сибирской платформы и ее прилегающих южных окраин.

Важное металлогеническое значение среди сквозных разломов имеют субширотные зоны. Характерной морфологической особенностью субширотных сквозных разломов является взбросо-сдвиговый характер (правые, левые сдвиги) перемещений. В складчатом обрамлении амплитуда вертикальных перемещений блоков по субширотным разломам максимальна (до 1,8 км [3]) и затухает по направлению к платформе.

Эти особенности проявления широтных сквозных разломов, по нашему мнению, обусловлены взаимодействием Сибирской платформы со складчатым обрамлением по зонам глубинных разломов краевых шовных зон, т.е. в связи с поддвигом ее под складчатое обрамление. Геодинамический, палеогеографический анализ региона позволяет высказать мнение о начальном этапе этого процесса в венде-нижнем кембрии, впоследствии неоднократно возобновлявшемся. Таким образом, можно заключить, что сквозные нарушения претерпели некоторую миграцию в пространстве. Выявление смещенных фрагментов ранее проявившейся регматической сети разрывов в значительной мере позволит конкретизировать локальный металлогенический прогноз.

Металлогеническая специализация сквозных рудоконцентрирующих структур в каждом конкретном случае находится в прямой зависимости от длительности их активного проявления и глубинности заложения, а также формационного выполнения пересекаемых ими структурно-формационных зон, характера размещения в их контурах ответственных за рудогенез магматических образований. В связи с этим максимальной потенцией к контролю размещения магматических и вулканогенных комплексов как рудогенерирующих формаций выступают глубинные разломы краевых шовных зон Сибирской платформы. К узлам пересечения глубинных разломов сквозными разрывными нарушениями приурочены в ряде случаев узлы длительной эндогенной активности, роль которых в металлогении складчатой области имеет первостепенное значение как узлов с различной, разновременной минерализацией.

Л и т е р а т у р а

1. Б а р ы ш е в А.С. Основные элементы тектоники Восточного Саяна по геофизическим данным. М.: Недра, 1976. 118 с.
2. З в е д е р Л.Н. Рациональные методы трассирования главных региональных разломов юга Сибирской платформы//Материалы по региональной геологии Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М.: Недра, 1972. С. 41-53.
3. Н а у м о в В.А. Морфология и эволюция краевого шва Сибирской платформы. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1974. 143 с.
4. Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. 167 с.
5. Ш а м е с П.И., Р я б ы х Э.М. Геохимические критерии минерации юга Сибирской платформы//Геохимические поиски в областях докембрийской консолидации. Новосибирск: Наука, 1985. 124 с.

6. Ш и п и ц и н А.И., А н и с и м о в К.Н. О тектоническом контроле железорудных месторождений на юге Сибирской платформы//Геофизические исследования Сибирской платформы. Иркутск: Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1977. С. 260-266.

УДК 551.2.243+553.31.311.41.439

И.К. Коротаяевская, И.В. Булдаков, С.И. Корнеев

ОПЫТ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ КОНЦЕПЦИИ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ
СТРУКТУР ДЛЯ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ
МЕДНО-НИКЕЛЕВОГО И ТИТАНО-МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

В отдельных работах [3, 6] отмечалась перспективность Алданского щита на медно-никелевое оруденение. В настоящее время геологами ПГО "Якутскгеология" и Ленинградского университета выявлены и изучены в связи с базит-гипербазитовыми интрузиями в зоне сопряжения алданид и становид медно-никелевые сульфидные и титано-магнетитовые рудопроявления. В результате возникает проблема оценки региона на возможность обнаружения месторождений соответствующих типов.

Наряду с геологическими, петрографическими, петрохимическими, геохимическими методами прогнозирования нами использована концепция рудоконцентрирующих структур. Именно с такими структурами связано большинство известных крупных рудных объектов различной специализации [2], т.е. в пределах этих структур можно с большой долей уверенности прогнозировать такие объекты. С этой точки зрения и рассматриваются в данном случае геологические особенности региона.

Рудоносные интрузии представляют собой две петрографические формации: перидотит-ортопироксенит-норитовую и формацию роговообманковых базит-ультрабазитов. Первая известна на всех континентах, с нею ассоциируют сульфидные медно-никелевые (бушвельдский тип) и титано-магнетитовые (скергаардский тип) месторождения (Н.П. Михайлов и др., 1981 г.). Вторая изучена на Сино-Корейском щите и на Дальнем Востоке СССР как никеленосная (С.С. Зимин, 1973 г.) и рассматривается Н.П. Михайловым и др. в группе габбро-верлитовых формаций, среди которых встречаются комплексы как с сульфидным медно-никелевым, так и с титано-магнетитовым оруденением.

Изученные медно-никелевые проявления представлены вкрапленными, прожилково-вкрапленными и брекчиевыми рудами, которые приурочены к отдельным горизонтам расслоенных серий и тектоническим нарушениям в нижних, существенно ультраосновных по составу частях интрузий. Протяженность рудных зон по геохимическим, гидрогеохимическим, биогеохимическим данным достигает 1100 м при мощности 50-250 м. Основные рудные минералы - пирротин, халькопирит, пентландит. Магнетит-титаномагнетитовое оруденение встречено в верхних габброидных горизонтах массивов в виде вкрапленности, оруденелых зон, массивных руд.

Область распространения рудоносных интрузий приурочена к протяженному широтному поясу гипербазитов и локализована в полосе длиной, около 500 км при мощности 60 км, расположенной в Южно-Алданской сквозной зоне нарушений, которая в качестве таковой выделена Н.В. Виноградовым (1982 г.) в системе древних сквозных ортогональных линеаментов Алдано-Становой области, "пересекающих весь регион независимо от границ структурно-формационных зон, уходящих в сопредельные территории". Анализ распределения проявлений полезных ископаемых позволил вышеназванному автору выделить среди этих линеаментов ряд сквозных зон нарушений, в которых сосредоточена большая часть месторождений и которые по этому признаку с учетом их глубинного заложения и регионально-го характера отнесены в разряд рудоконцентрирующих. Данные рудоконцентрирующие зоны определяли особенности геологической, тектонической и магматической зональности региона начиная с раннего архея вплоть до кайнозоя; к этим зонам приурочена большая часть базит-гипербазитовых, иногда субщелочного и щелочного состава, проявлений. В разряд рудоконцентрирующей предварительно отнесена и группа Южно-Алданских линеаментов в целом, где установлен ряд месторождений, рудопоявлений (в том числе и медно-никелевых сульфидных) и перспективные площади (Н.В. Виноградов, 1982 г.). Таким образом, рассматриваемые медно-никелевые и магнетит-титаномагнетитовые рудопоявления и точки минерализации дополняют широкий спектр рудных узлов различной специализации и разного возраста, уже известных в пределах Южно-Алданской рудоконцентрирующей системы.

Изучение характеристик системы Южно-Алданских линеаментов позволило выявить, в дополнение к вышеперечисленным, следующие особенности.

1. На всем протяжении система трассируется разномасштабными до- и постмезозойскими морфоструктурами центрального типа, формирующими на общем региональном фоне вытянутую субширотную аномальную цепочку (Карта морфоструктур центрального типа территории СССР, 1981 г.); аналогичные протяженные пояса взаимосвязанных различных аномалий морфоструктурного плана отмечены И.К. Волчанской и М.А. Фаворской в качестве характерной особенности рудоконцентрирующих структур Канады и Аляски, в пределах которых размещаются крупные и уникальные рудные узлы [2].

2. В размещении троговых структур (зеленокаменных поясов) региона [5] можно наметить определенную закономерность: наряду с субмеридиональными цепочками этих структур довольно уверенно выделяется субширотный пояс, трассирующий Чадский и Улканский линеаменты Южно-Алданской зоны сквозных нарушений. Среди метавулканитов троговых структур преобладают толеитовые базальты, присутствуют базальтовые коматииты, метавулканиты ультраосновного состава, щелочные базальтоиды, вулканиды среднего и кислого состава [5]; в единичных случаях отмечается (Н.Н. Красников, 1985 г.) присутствие коматиитов. Широкое развитие структур типа зеленокаменных поясов, петрохимическое разнообразие базальтоидов, присутствие средних и кислых вулканидов, проявления ультрабазитового вулканизма рассматриваются в качестве типоморфных магматических признаков рудоконцентрирующих поясов [1, 2].

3. Чадский и Улканский широтные линеаменты разделяют площади распространения гранитоидов различного возраста, широко проявленных к югу и северу вдоль зоны этих линеаментов, что также отмечается в числе важных геолого-магматических признаков широтных сквозных структур [1].

4. Изученные авторами интрузии, часть из которых рудоносна, локализованы в пределах Чадского и Улканского линеаментов. Интрузии представляют собой лополито- и силлообразные тела мощностью от первых сотен метров до нескольких километров, которые по структурно-геологическим характеристикам относятся к типичным расслоенным или несущим черты расслоенного строения массивам. Нижние горизонты этих интрузий представлены ритмичночередующимися гипербазитами и базитами, верхние - габброидами. Устанавливается мега-, макро- и микрорасслоенность объектов как на уровне пород, так и на уровне минералов. Как правило, присутствуют более поздние дайковые фации. Наличие расслоенных интрузивных комплексов является одной из важных особенностей магматизма сквозных рудоконцентрирующих линеаментов [1].

Весь комплекс перечисленных признаков позволяет с уверенностью рассматривать Чадский и Улканский линеаменты Южно-Алданской зоны нарушений в качестве сквозных рудоконцентрирующих. Таким образом, появление серии медно-никелевых сульфидных и магнетит-титаномагнетитовых рудопоявлений в пределах этих линеаментов является, по-видимому, не случайным, а связано со свойствами указанных линеаментов как рудоконцентрирующих сквозных структур.

Следует обратить внимание, что к данным линеаментам приурочены Удоканские месторождения меди, известные месторождения мезозоя, а также архейские и протерозойские титано-магнетитовые месторождения Чинейского, Ангашанского, Якутского базит-гипербазитовых массивов, что позволяет отнести Чадский и Улканский линеаменты в разряд рудоконцентрирующих "интенсивного" типа (термин заимствован из работы [2]). В отличие от "экстенсивного" типа структур, характеризующихся "увеличением плотности точек минерализации на единицу площади по сравнению с окружающим фоном", с интенсивным связаны уникальные и крупные месторождения различного состава.

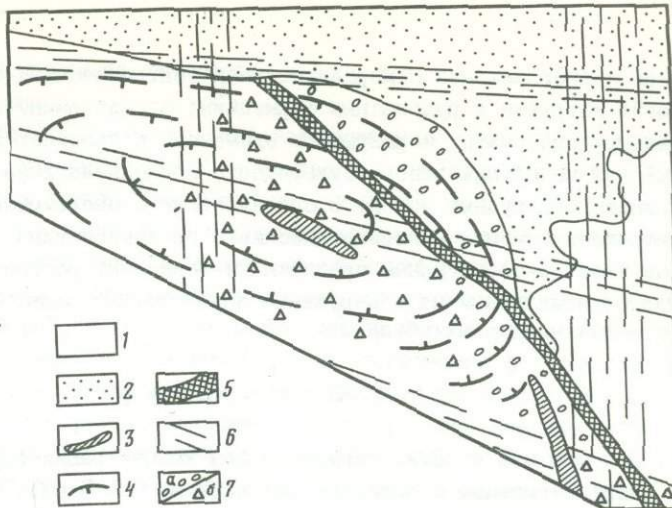
Необходимо заметить, что в пределах двух рассматриваемых линеаментов не известны медно-никелевые месторождения, однако анализ литературного материала показывает, что большая часть никеленосных поясов связана именно с рудоконцентрирующими структурами. Так, по важнейшим геолого-структурным и вещественным характеристикам никеленосные пояса Балтийского щита и Сибирской платформы сходны между собой и с известными зонами Тимискаминг-Кивино и Трансваальской, к которым приурочены никеленосные провинции Седбери и Бушвельда соответственно [4, 6]. Две названные зоны, по данным [2], входят в состав крупнейших рудоконцентрирующих структур мира.

Специализированные на два вышеназванных типа оруденения интрузии Алдано-Станового региона, согласно результатам определения абсолютного возраста (1800-1900 млн лет для роговообманковых базитов-ультрабазитов, 800 млн лет для перидотит-ортопироксенит-норитовой формации) и их наложенному положению по отношению к зеленокаменным поясам, могут рассматриваться как поздние и посттровоые образования.

Рассмотрим локальные геолого-структурные характеристики изученных рудоносных объектов Алдано-Станового региона. Основная их часть сконцентрирована на площади 150x60 км, в зоне пересечения широтных сквозных линеаментов с диагональным глубинным разломом северо-западного простирания в пределах блока, ограниченного с запада и востока меридиональными зонами сквозных нарушений (см. рисунок). Для сопоставления отметим, что диагональные нарушения наряду с меридиональными в узлах пересечения широтных сквозных рудокон-

Геолого-структурная схема прогнозируемой площади

1 - архейский фундамент; 2 - фанерозойские образования; 3 - троговые структуры; 4 - структурные линии отрицательных овальных форм; 5 - глубинный разлом; 6 - зоны сквозных нарушений; 7 - аномальные поля (а - медно-никелевые сульфидные, б - титаномагнетитовые)



центрирующих структур определяют локализацию крупных месторождений Дальнего Востока, Канады, Аляски, США [2]. В пределах выделенного блока массивы занимают, согласно двум типам рудной специализации, две смежные площади (см. рисунок); фактически можно говорить о поле развития магнетит-титаномагнетитовых объектов и сульфидных медно-никелевых, что подтверждается приуроченностью к этим полям соответственно титановых с титаномагнетитом и медно-никелевых с сульфидами геохимических и минералогических аномалий.

Аномальные поля приурочены к вытянутой в широтном направлении отрицательной складчатой овальной структуре, выделенной в числе прочих аналогичных структур М.З. Глуховским и др. (1977 г.), причем титаномагнетитовая область расположена в центральной части этого овала, где общее направление складчатых структур совпадает с широтным направлением Чадского сквозного линеамента, являющегося длинной осью овала. Титано-Магнетитовая специализация также характерна для зоны пересечения широтного Улканского линеамента с меридиональным, ограничивающим рассматриваемый блок.

Медно-никелевая область расположена в краевой части овала, где общее направление многочисленных здесь синклиналино-антиклиналиных складчатых форм; совпадающее с направлением контура овальной структуры, имеет северо-западную ориентировку, в результате чего широтный Чадский линеамент занимает секущее положение по отношению к структурам этой площади. Следует отметить, что имеются отдельные медно-никелевые объекты, приуроченные к меридиональным трещинным структурам, также занимающим секущее положение по отношению к складчатым структурам. Подобные сопряжения овальных и складчатых форм с осевыми разрывными нарушениями формируют поля с наибольшей напряженностью деформаций и являются благоприятными для локализации магматогенных месторождений (Г.Г. Ремпель, 1979 г.). Именно к узлам пересечения краевых зон мульд (Норильской и Хараелахской) с осевым разломом приурочены, согласно Г.Г. Ремпелю, известные медно-никелевые месторождения Норильского района.

Таким образом, выявлено сочетание благоприятных региональных и локальных геолого-структурных факторов, а именно локализация рудоносных объектов, формирующих рудный "узел", в зоне сопряжения сквозной рудоконцентрирующей струк-

туры с диагональной и меридиональной тектоническими структурами; принадлежность интрузий к рудоносным формациям; определенный характер сопряжения локальных складчатых и разрывных элементов в пределах аномальных полей, который для медно-никелевого сульфидного поля аналогичен таковому Норильского и Талнахского рудных узлов. В совокупности с имеющимися петрографическими, петрохимическими, минералогическими, геохимическими характеристиками массивов геолого-структурные предпосылки позволяют рассматривать изученный регион как перспективный на обнаружение значительных медно-никелевых сульфидных и титаномагнетитовых объектов.

Л и т е р а т у р а

1. Баскина В.А. Магматизм зон концентрации крупных рудных месторождений//Магматизм и полезные ископаемые. М.: Наука, 1975. С. 25-42.
2. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 191 с.
3. Годлевский М.Н., Лихачев А.П., Кочнев - Первухов В.И. и др. О принципах прогнозирования медно-никелевых месторождений//Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 158-163.
4. Горбунов Г.И., Гончаров Ю.В., Астафьев Ю.А. и др. Структурные факторы прогноза сульфидных медно-никелевых месторождений в протерозойских подвижных зонах и областях тектонической активизации Кольского полуострова//Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 180-187.
5. Моралев В.М., Глуховский З.М., Коген В.С. Докембрийские троговые структуры Алдано-Становой области и их металлогения//Рудоносные структуры докембрия. М.: Наука, 1982. С. 79-96.
6. Попов В.Е., Рундквист Д.В. О некоторых общих чертах геологического строения и металлогении никеленосных вулканических поясов//Проблемы петрологии в связи с сульфидным медно-никелевым рудообразованием. М.: Наука, 1981. С. 204-212.

УДК 551.24(571.5)

А.А. Сидоров, Р.Б. Умитбаев, А.П. Соболев

ФАКТОРЫ ПРОДУКТИВНОСТИ СКВОЗЬСТРУКТУРНЫХ ЛИНЕАМЕНТОВ (НА ПРИМЕРЕ СЕВЕРО-ВОСТОКА СССР)

Сам факт существования сквозьструктурных линеаментов, не только "пронизывающих" в субширотном и субдолготном направлениях разнородные геотектонические области континентов, но и продолжающихся в океанические плиты, теперь уже можно считать общепризнанным. И.Н. Томсон и М.А. Фаворская - основоположники учения о линеаментной металлогении - в своей статье, помещенной в этом же сборнике, попытались вскрыть причины рудоцентрирующей роли этих

структур, высказали соображения об их природе и др., и с выводами этих ученых в целом можно согласиться.

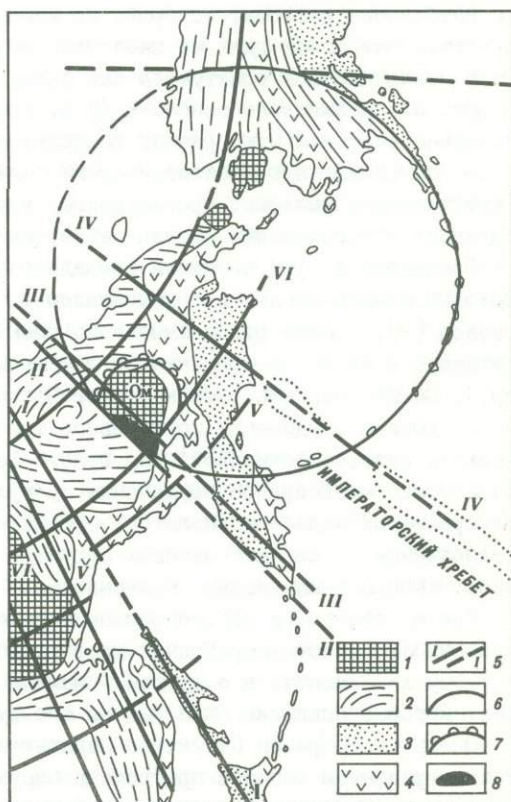
Совершенно очевидно, что рудоносность сквозьструктурных линеаментов неодинакова в разных отрезках, причем "пустых" интервалов в их пределах неизмеримо больше, чем продуктивных узлов. Иными словами, наличие этих структур еще не может служить основой для локального прогнозирования, а металлогенические исследования на нынешнем этапе должны решать именно такие задачи. Вполне естественно, что от глобальной линеаментной концепции до локального прогноза — "дистанция огромного размера", и в данной работе на примере Северо-Востока СССР предпринята попытка наметить лишь некоторые геологические факторы, обусловившие продуктивность конкретных отрезков сквозьструктурных линеаментов.

Сеть рудоконцентрирующих структур Дальневосточного региона впервые была намечена Н.Л. Шилиным и Е.Н. Сапожниковой [5], в дальнейшем их наличие подтвердили многие исследователи, в том числе и авторы (см. рисунок). Следует,

Схема главных сквозьструктурных линеаментов Дальнего Востока (по Н.Л. Шилину и Е.Н. Сапожниковой, 1982 г.) с изменениями и дополнениями авторов

1 — древние платформы и срединные массивы; 2, 3 — складчатые области: 2 — мезозойские, 3 — кайнозойские; 4 — вулканогенные пояса; 5 — сквозьструктурные линеаменты и их предполагаемое продолжение (I—I — Охотско-Сахалинский, II—II — Омсукучно-Западнокамчатский, III—III — Омолонско-Камчатский, IV—IV — Чукотско-Императорский, V—V — Челомджа-Ямский, VI—VI — Охотско-Олюторский); 6, 7 — границы: 6 — Чукотско-Аляскинской мегаструктуры, 7 — Омолонского мегаблока; 8 — Омсукучанская рифтогенная впадина

однако, отметить, что при примерно одинаковой выраженности выделенных линеаментов в современной морфоструктуре региона и, естественно, на космоснимках в геологическом строении и в геофизических полях они проявлены различно. Так, Охотско-Олюторский линеамент в большей части не сопровождается линейными геологическими объектами и лишь к северу от п-ова Тайгонос к нему приурочен узкий Иченгейский грабен, выполненный палеогеновыми базальтами. А вот находящийся к югу от него Челомджа-Ямский отрезок другого широтного линеамента совпадает с одноименным глубинным разломом, вдоль которого протянулась цепь гранодиорит-гранитных интрузий охотской серии и зоны разломов, по которым контактируют разновозрастные геологические образования. Совершенно не проявлен в геологии Чукотско-Императорский линеамент, если не считать его южной части,



совпадающей с Императорским поднятием на дне океана. Все три отмеченные структуры отчетливо выделяются в аномальном поле силы тяжести. В то же время Охотско-Сахалинский и Омско-Камчатский линеаменты в геофизическом полях практически не выражены и с трудом опознаются в геологии по приуроченности к ним выходов изверженных пород, причем последние трассируют лишь отдельные фрагменты линеаментов.

Подобные неравнозначные геолого-геофизические характеристики имеют и другие сквозьструктурные линеаменты Северо-Востока СССР, но, подчеркнем еще раз, на космоснимках все они выглядят примерно одинаково и сомневаться в их наличии не приходится. К отдельным участкам этих структур приурочены золотые, золото-серебряные и другие месторождения, т.е. они действительно выступают в качестве рудоконцентрирующих.

Хорошо известна повышенная золото-сереброносность Челомджа-Ямского отрезка субширотного линеамента, в пределах которого находится месторождение и ряд рудопроявлений. Как уже отмечалось, он совпадает с зоной Челомджа-Ямского глубинного разлома, который, по мнению Н.А. Шило и Р.Б. Умитбаева [6], представляет собой один из швов Монголо-Чукотской палеосейсмофокальной зоны. Этот наклонный шов трактуется как скол, возникший в зоне взаимодействия Охотоморского и Колымского геоблока (Л.И. Красный, 1974 г.; и др.), имевших первоначально вертикальную границу раздела, в значительной мере (если не полностью) обусловленную изостатическими силами [4]. Вертикальными являются и неотектонические разломы, протянувшиеся вдоль линеамента и во многих случаях служащие ограничениями неоген-четвертичных впадин.

Промышленная рудоносность совпадает с тем участком Челомджа-Ямского шва, который сочленяется с дуговым разломом, ограничивающим Верхне-Колымский мегасвод [3], однако рудоносные зоны имеют северо-западную ориентировку и протягиваются вдоль унаследованных глубинных разломов (Карамкено-Утеснинская и др.). Важно отметить, что к югу от Челомджа-Ямского шва широко развито медно-молибденовое оруденение порфирирового типа, и, по мнению А.А. Сидорова, оно явилось базовой формацией¹ для золото-серебряного оруденения. Наконец, вмещают золото-серебряное оруденение субвулканические интрузии и экструзии ультракислых калиевых риолитов, сформировавшихся на заключительных этапах становления локальных очаговых структур преимущественно кальдерообразного типа, выполненных кислыми вулканитами.

Таким образом, в рассмотренном случае, с одной стороны, налицо факт приуроченности золото-серебряных месторождений и рудопроявлений к сквозьструктурному линеаменту, а с другой – наличие целого ряда дополнительных факторов, которые повлияли на создание его рудоконцентрирующего облика.

Очень своеобразен Омсукчано-Западнокамчатский линеамент, к которому в рассматриваемом регионе приурочена Омсукчанская впадина – линейная (270х20 км) структура, считавшаяся орогенной (см. рисунок). В последние годы доказана ее связь с процессами тектоно-магматической активизации и рифтогенная природа (Р.Б. Умитбаев, 1983 г.; и др.), которая вытекает из следующих главных осо-

¹ Термин "базовые рудные формации" предложен А.А. Сидоровым и И.Н. Томсоном для обозначения большеобъемных комплексных месторождений, возглавляющих рудно-формационные ряды. Установлено, что такие месторождения (базовые формации) нередко являются промежуточными источниками рудного вещества для более простых жильных месторождений.

бенностей строения впадины: 1) ее щелевидная форма; 2) налегание выполняющих впадину молассовых формаций с перерывом и резким угловым и структурным несогласием на породы фундамента; 3) большие мощности этих формаций (до 5 км), особенно в западной, приразломной, части. Отметим, что ни в одной из орогенных впадин мезозойских таких мощностей молассовых толщ не установлены и в то же время они сопоставимы с мощностями отложений, выполняющих Южно-Байкальский грабен — типичную рифтогенную структуру; 4) проявление на ранних и поздних этапах развития впадины "экзотичного" магматизма (пикритоиды, ультракалийевые риолиты, щелочные базальтоиды с включениями лерцолитов); 5) вертикальный характер разломов в верхних структурных этажах; 6) предполагаемое по геофизическим данным наличие в фундаменте впадины базитов и (или) гипербазитов.

В Омсукчанской впадине сконцентрировано серебряное, золото-серебряное, оловянное и другое оруденение. Подчеркнув, что ее положение в пределах Омсукчанско-Западнокамчатского линейного элемента вполне очевидно, уместно задаться вопросом: связана ли она с ним генетически и если да, то почему же в пределах других структур подобного типа во всем Тихоокеанском поясе такие рифтогенные впадины отсутствуют? Думается, что для возникновения впадины только наличия субмеридиональной зоны разломов было недостаточно и, скорее всего, она приурочена к участку ее сочленения с дуговыми разломами, ограничивающими Чукотско-Аляскинскую мегаструктуру поперечником около 3000 км (Р.Б. Умитбаев, 1983 г.; и др.) — см. рисунок. В южной части окраинные разломы этой мегаструктуры контролируют положение Алеутской островной дуги. Их продолжение в пределы Камчатки установлено достаточно надежно по наличию поперечной по отношению к камчатскому структурному плану зоны повышенной трещиноватости пород, разграничивающей области с различным характером кайнозойского вулканизма. На Аляске мегаструктуру ограничивает дуговой разлом Бруин-Бей, по которому установлено изменение фаций и мощностей верхнепалеозойских отложений (Ф.Б. Кинг, 1972 г.). С северным ее ограничением совпадает резкий уступ дна Северного Ледовитого океана.

Исходя из имеющихся данных, можно полагать, что Чукотско-Аляскинская мегаструктура была заложена по крайней мере в верхнем палеозое и в дальнейшем унаследованно развивалась в мезозое и кайнозое. Участок сочленения сквозьструктурного линейного элемента и дуговых разломов претерпел интенсивное дробление, и именно к нему оказалась приуроченной Омсукчанская впадина, отличающаяся повышенной рудоносностью. Поскольку к зоне дуговых разломов на Камчатке и на Аляске приурочены "вспышки" оруденения, не исключено ее немалое рудоцентрирующее значение, нежели линейных сквозьструктурных разломов.

Ярко выражено рудоцентрирующее значение Чукотского отрезка Чукотско-Императорского линейного элемента, который был выделен А.А. Сидоровым [1] в качестве серии крутых разломов, поперечных к структурам Чукотских мезозойских. В его пределах расположено своеобразное месторождение золото-сульфидных вкрапленных руд, имеющих, возможно, негидротермальный генезис [2]. Оно приурочено к интрузивно-купольной структуре, хорошо выраженной в гравиметрическом поле и в рельефе. Рудное тело имеет субмеридиональную ориентировку и представляет собой вертикальную прожилково-метасоматическую залежь с тонкой вкрапленностью золото-содержащих сульфидов (пирит, арсенипирит и др.) и небольшим количеством свободного золота. По мнению А.А. Сидорова, оно может рассматриваться в качестве базовой золото-сульфидной формации, с которой генетически связаны золо-

то-серебряные и сурьмяно-ртутные месторождения, расположенные в пределах Чукотско-Императорского линеамента и несколько южнее, в том числе и в пределах вулканических образований Охотско-Чукотского пояса. А вот в Корякско-Камчатской складчатой области в пределах линеамента концентрации каких-либо руд неизвестны. Правда, степень изученности этого региона пока значительно меньше, чем Чукотского.

Совсем недавно подтверждено рудоконцентрирующее значение Омолонского отрезка (примерно 100 км) Омолонско-Камчатского линеамента. Особый интерес здесь представляют золотое оруденение в среднепалеозойских и серебро-полиметаллическое – в меловых вулканитах. На ряде участков нами выявлено важное значение субмеридиональных скрытых разломов в строении района и в размещении оруденения.

Есть основание полагать, что и среднепалеозойское золотое, и мезозойское серебро-полиметаллическое оруденение гидротермального генезиса сформировалось за счет регенерации полиметаллических, возможно стратиформных, залежей, испытавших скарнирование под влиянием интрузий, принадлежащих эпохам среднепалеозойской и меловой тектоно-магматической активизации массива. Это предположение базируется на находках рудоносных скарнов в глубоких частях рудных полей, причем в районах золотоносных объектов эти скарны специализированы на золото, а в сереброносных – на серебро. В то же время среди сульфидов обоих типов районов преобладают галенит и сфалерит. Важно также отметить широкое развитие в рудных полях баритовых жил, коррелирующихся с повышенной бариеносностью докембрийских метаморфических толщ Омолонского массива и свидетельствующих о возможности проявления здесь процессов экстрагирования (регенерации) вещества из нижних горизонтов сиалической коры. Наиболее интенсивно они протекали, скорее всего, в среднепалеозойскую эпоху в связи с явлениями термотектогенеза, приведшими к формированию Омолонского мегасвода (В.В. Соловьев, 1978 г.), унаследованно развивавшегося и в позднем мезозое.

Мы рассмотрели рудоносность четырех важнейших в металлогеническом отношении отрезков четырех сквозьструктурных линеаментов Северо-Востока СССР. При этом вся она связана с эпохами тектономагматической активизации – девонской и меловой. Поскольку ориентировка главных металлогенических зон в мезозойских и кайнозойских складчатых структурах Северо-Востока СССР диагональная, т.е. северо-восточная или северо-западная, невольно возникает вопрос: не проявлялось ли рудоконцентрирующее значение ортогональных субмеридиональных и широтных линеаментов лишь в связи с процессами тектоно-магматической активизации? На этот вопрос напрашивается положительный ответ по следующей главной причине: и сквозьструктурные линеаменты и тектоно-магматическая активизация – глобальные явления, связанные с эволюцией очень глубоких геосфер, а геосинклинальные зоны – это более локальные, как правило, линейные "отдушины" в литосфере, корневые части которых (астенолиты) не столь глубинны, как у областей тектоно-магматической активизации.

Мы допускаем, что в эпохи господства геосинклинальных геодинамических режимов в эволюции конкретных сегментов Земли происходила своеобразная "закупорка" глубоких частей сквозьструктурных линеаментов и они теряли способность поставлять ювенильное рудное вещество к поверхности. В лучшем случае оно достигало областей генерации рудно-магматических систем геосинклинальных зон, где это вещество ассимилировалось последними и распределялось вдоль

структурно-вещественных комплексов геосинклиналей. Очевидно оставались "закупоренными" глубинные зоны сквозьструктурных линеаментов и на орогенном этапе развития геосинклиналей, когда астенолиты их еще не отмерли. И только после превращения складчатой области в молодую платформу, когда термодинамика недр Земли выравнивалась и стабилизировалась на больших площадях, сквозьструктурные линеаменты получали возможность при благоприятных условиях проявить себя. Таким благоприятным условием и является возникновение геодинамического режима тектоно-магматической активизации, или дейтероорогенеза, который в одних случаях значительно оторван во времени от предшествующего геосинклинального, а в других – может почти непосредственно сменять последний.

Однако и в эпохи тектоно-магматической активизации сквозьструктурные линеаменты были рудоконцентраторами лишь на отдельных участках, которые характеризуются наличием дополнительных факторов продуктивности. Среди них на примере Северо-Востока СССР намечены пока два типа: 1-й – наличие в блоках земной коры, расчлененной линеаменами, базовых рудных формаций – промежуточных источников рудного вещества, которое мобилизуется и переносится на более высокие уровни в связи с проявлением процессов тектоно-магматической активизации; 2-й – сопряжение линеаментов с мантийными линейными или кольцевыми структурами, что обеспечивает более свободное проникновение ювенильного магматического и рудного вещества в верхние части земной коры.

Линеаментная металлогеническая концепция безусловно перспективна, однако ее признание не должно повлечь за собой отказ от апробированной "линейной" металлогенической теории геосинклинальных зон и гипотезы "нелинейной" металлогении областей тектоно-магматической активизации (А.Д. Щеглов, 1983 г.; и др., [3]). Почему это замечание необходимо? Потому, что факт диагонального (по отношению к сквозьструктурным линеаменам) положения важнейших высокопродуктивных металлогенических зон во многих складчатых областях является объективной реальностью и относится к числу фундаментальных геологических законов. Столь же очевидно, что магматическая и рудная зональность окраинно-континентальных металлогенических провинций, возникших на разном (эв-, миогеосинклинальном и платформенном) субстрате, обусловлена их развитием над палеосейсмофокальными зонами; осложнена зональностью, связанной с мегасводовыми и сводовыми структурами, и в целом имеет "нелинейный" облик. Исходя из этого, дальнейшее успешное развитие линеаментной металлогенической концепции невозможно в отрыве от магистральных методологий учений о геосинклиналях и тектоно-магматической активизации (дейтероорогенезе).

Л и т е р а т у р а

1. С и д о р о в А.А. Золото-серебряное оруденение Центральной Чукотки. М.: Наука, 1966. 146 с.
2. Т о м с о н И.Н., С и д о р о в А.А., П о л я к о в а О.П. и др. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР//Геология руд. месторождений. 1984. Т. 26, № 6. С. 19-31.
3. У м и т б а е в Р.Б., С а д о в с к и й А.И., С и д о р о в А.А., С м и р н о в В.Н. Основные черты строения и металлогении Охотско-Чукотской области//Сов. геология. 1981. № 9. С. 77-78.
4. У м и т б а е в Р.Б. Охотско-Чаунская металлогеническая провинция. М.: Наука, 1986. 285 с.

5. Ш и л и н Н.Л., С а п о ж н и к о в а Е.Н. Сквозные линеаменты северо-западного сектора Тихоокеанского пояса и их металлогеническое значение// Металлогения Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 48-60.
6. Ш и л о Н.А., У м и т б а е в Р.Б. Монголо-Чукотская система глубинных разломов - древняя сейсмофокальная зона//Геология и геофизика. 1977, № II. С. 158-165.

УДК 553.078/551.243.8+551.243.13/

А.И. Садовский

СКВОЗНЫЕ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ПРОГНОЗИРОВАНИЕ

Начиная с первой экспедиции Геолкома в 1928 г. Ю.А. Билибина, Северо-Восток Азии (СВА) рассматривали как геосинклинально-складчатую систему. Наиболее полно это отображено в работе В.Т. Матвеевко (1960 г.), посвященной металлогении СВА. По характеристике факторов она не утратила значения, но их трактовка существенно изменилась.

Металлогеническую провинцию СВА уже нельзя считать только геосинклинальной. Она была создана в условиях нелинейного (по Щеглову, 1983 г.) взаимодействия Верхояно-Чукотской миегеосинклинальной системы со сквозными структурами двух внешних по отношению к ней тектоно-магматических активизаций. По истории формирования она является не мезозойской, а палеозойско-мезозойско-кайнозойской, т.е. полихронной. Этот вывод меняет подход к анализу металлогении СВА и открывает новые перспективы для выявления в его пределах месторождений типа осадочно-метасоматических, многометалльных регенерационных, полициклических и т.д., еще не ставших для СВА традиционными.

С 60-х годов самостоятельно [3] и в содружестве с другими исследователями [2] на примере восточной Приколымской части СВА автор обосновал глубокое влияние на ее структурно-металлогеническую организацию процессов позднемезозойско-кайнозойской (охотской) тектоно-магматической активизации. В 80-х годах это стало общепризнанным, однако еще не объясняло всей сложности металлогенической провинции СВА. В западной Приверхоянской части СВА геологические образования данной активизации представлены местами или в завуалированной форме.

Как было показано на примере Западной Чукотки [3], охотская активизация дополняла и кардинально видоизменяла процесс предшествовавшего миегеосинклинального развития. Однако и в таком уточненном варианте металлогеническая концепция не могла объяснить природу и локализацию рудных объектов, находящихся внутри миегеосинклинальных образований, но выделяющихся на общем мало-сульфидно-кварцевом фоне многометалльностью, высокой железистостью, сульфидностью и сложностью формирования. Эталонами их являются рудные узлы Дербек-Нельгехинской и Чохуро-Чохурдахской зон (по: В.Т. Матвеевко, 1960 г.). Первая из них пересекает поперек общего простирания Яно-Колымский, а вторая - Яно-Чукотский миегеосинклинальные прогибы.

Узлы того же типа имеются в Прикольмской части СВА. В последнее время некоторые исследователи связывают их с "перивулканической зоной Охотско-Чукотского вулканогенного пояса". Это не решает всей проблемы. Совместное рассмотрение всех аналогичных узлов потребовало бы распространить эту "зону" до р. Лены, что лишено смысла.

При углубленном исследовании автором установлено, что, помимо охотской, в создании металлогенической провинции СВА еще более мощно участвовала палеозойская активизация. Она отмечена созданием обширного, очень неоднородного, но геологически единого мегакомплекса, состоящего из гипогенных магматических и метаморфогенно-метасоматических формаций щелочно-ультрамафического, мафического, мафическо-салического и салического состава.

Данный комплекс является самостоятельным рудоносным. По составу и положению в мегаструктуре СВА он не выводится из эволюции позднепротерозойско-палеозойского (катазиатского) и палеозойско-мезозойского (верхоянского) седиментогенных мегакомплексов. Структурно он раздвигает их, а местами совмещается с верхними и нижними горизонтами.

Металлогеническую провинцию СВА обычно рассматривают в составе Тихоокеанского подвижного пояса. В действительности она развивалась более сложно. В палеозое она была частью трансрегиональной системы дейтероорогенных (по К.В. Боголепову) регионов Центральной Евразии, опиравшихся на глобальный раздел литосферы (см. рисунок, I-I) на Приатлантический (на севере) и При тихоокеанский (на юге) сегменты, пережившие резко различную интенсивность активизации. С этими регионами - Приалданьем, Прибайкальем и Средней Азией - в палеозойском структурном этаже СВА имеет много общего, в том числе по рудогенезу.

Лишь Прикольмская часть СВА в охотскую эпоху стала достаточно специфической частью Тихоокеанского подвижного пояса. От Приверхоянья ее отделяла зона трансрегионального Кольмо-Хинганского линеамента (см. рисунок, I-3), которая на СВА и южнее служила внешней границей Восточно-Азиатской ветви Тихоокеанского рудного пояса. Приверхоянье же вместе с Приалданьем и Прибайкальем находилось в обрамлении этого пояса и переживало лишь резко ослабленную Кольмо-Хинганским барьером отраженную активизацию. Не случайно между Приверхояньем и Прибайкальем, как отметил еще С.С. Смирнов (1962 г.), наблюдается больше металлогенического сходства, чем между ним и Прикольмьем.

Интенсивно проявленная на СВА и в других регионах Центральной Евразии палеозойская активизация была частью планетарного процесса. Им обусловлена специфика формаций (А.Б. Ронов, В.Е. Хаин, 1950 г.) и орогенеза (Ю.Г. Леонов, 1976 г.) девона и литостратиграфии карбона (В.В. Соловьев, 1984 г.). По Н.С. Шатскому, эта эпоха отмечена "пышным расцветом всех сторон развития земной коры", создавшей "огромное количество полезных ископаемых эндогенного происхождения". Она стала "кульминационным пунктом" эндогенной активности, из-за которой каледониды "умерли в юношеском возрасте", т.е. не завершив полной геосинклинальной эволюции [6, с. I4-I6]. Сходное оборванное развитие прогиба с осадками катазиатского комплекса было на СВА отмечено П.Н. Кропоткиным и Н.П. Херасковым еще в 1939 г.

Проделанный автором всесторонний анализ изменения геологических формаций палеоструктур внутри СВА и в его окружении (1982-1985 гг.) позволил сделать следующие выводы.

4. В середине ордовика напряжения активизационного стресса достигли предела, при котором в разных местах – на Омудевке, в Коркодун–Рассошинском блоке, в Пенжинском крыже – произошли рифтовые вулканические извержения. Одновременно начались процессы термотектогенеза, сопровождавшиеся формированием салических и щелочных флюидо–магматических плутонов.

5. Максимальной интенсивности процессы активизации достигли в середине девона–начале карбона. Образованная накануне мегакольцевая область осадко–накопления была трансформирована в это время в соразмерную с данной областью континентально–сводовую мегаструктуру. Внутри нее, в том числе на территории Приверхоянья, очень напряженно протекали процессы термо–тектогенеза, сводо– и рифтообразования, очагового и взрывного магматизма с образованием кальдер обращенного типа.

6. Указанные процессы местами продолжались в позднем карбоне и даже начале перми. После их затухания дейтероорогенная континентально–сводовая мегаструктура СВА релаксировала и была почти полностью похоронена под флишеидными осадками перми, триаса, юры и раннего мела (верхоянский комплекс). Они образовали на территории СВА мегакольцевую систему миогеосинклинальных прогибов, вместивших огромное (примерно $6,3 \times 10^6$ км³) количество кварцево–полевошпатовых ("гранитоидных" по валовому составу) осадков. По распространенности в них обломков решетчатого микроклина и с помощью палеорекострукции автором установлено, что эти континентально–флишевые (П.В. Маркевич, 1980 г.) осадки образовались за счет разрушения кристаллического щита Гиперборейской палеоплатформы, находившейся у северных берегов СВА и подвергшейся деструкции именно в это время (И.С. Грамберг и др., 1981 г.). Контурным течением, возникшим вокруг палеозойской мегаструктуры, они доставлялись в пределы СВА, где своим распределением повторили общую мегакольцевую архитектуру погруженной палеозойской континентально–сводовой мегаструктуры. Это видно на геологической карте СВА. Дальше гиперборейские осадки распространялись в Приалданье, Прибайкалье, Приморье и т.д. вплоть до Филиппин (П.В. Маркевич, 1980 г.).

7. В позднем мезозое в связи с глобальным возбуждением планетарного выступа мантии, находящегося под Тихим океаном, на фланге его образовался Тихоокеанский подвижный пояс. Приколымская часть СВА вошла в него в виде Охотско–Чукотского звена Восточно–Азиатского пояса, простирающегося от Чукотки до Индокитая. На западе его ограничивает Кольмо–Хинганский линеамент, а на севере – зона глобального раздела, о которых уже сказано выше (см. рисунок). При этом вулканы Восточно–Азиатского пояса вдоль указанного раздела почти под прямым углом уходят в сторону Аляски (см. рисунок и геологическую карту региона). Дуговая форма наиболее крупной Охотско–Чукотской зоны и зоны вулканитов в его составе объясняется приуроченностью к "оплавленному" краю погребенной континентально–сводовой палеозойской мегаструктуры (А.И. Садовский, 1985 г.).

8. Особо отметим влияние на формирование палеозойской структуры СВА Вилейско–Алеутского трансрегионального линеамента (см. рисунок, 1–5). Он вычленил геоблок СВА в самостоятельную структурно–металлогеническую ячейку и повлиял на образование Верхояно–Кольмского прогиба. При этом внутри поля напряжения, выявленного этим линеаментом, образовалась регулярная система взаимопараллельных разломов (см. рисунок, 3–19). Накладываясь на более крупные

притихокеанские разломы северо-восточного направления, они вычленяют геоблоки Охотско-Омолонско-Чукотской структурно-металлогенической системы, уже характеризовавшейся раньше [2].

Активизационные структуры, согласно А.Д. Щеглову (1983 г.), связаны с глубокими преобразованиями тектоносферы. Это находит отражение в базальтофильной (по В.И. Смирнову) фоновой и рудной специализации. На макроуровне на СВА она прослеживается по наличию в гипогенных породах, в том числе гранитоидах и сиенитах, высоких содержаний магнетита, а на микроуровне — по наличию над такими структурами крупноплощадных относительно положительных аномалий Cr, Ni, Co и других мантийных элементов.

Сквозные структуры также являются мантийными (И.Н. Томсон, М.А. Фаворская, 1968 г.). Это главнейший в металлогеническом отношении тип активизационных структур СВА, имевших, по-видимому, наиболее глубокое заложение. Для охотской эпохи они лучше известны, поэтому остановимся подробнее на палеозойских элементах, фактически еще не изучавшихся.

Прежде всего отметим в целом мантийно-коровую дейтероорогенную мегаструктуру. Ею предопределена современная мегаструктура СВА, имеющая форму амфитеатра, ярко выраженного в геологическом, орографическом, геофизическом и других объективных информационных полях (А.И. Садовский, 1986 г.).

При формировании палеозойская мантийно-коровая мегаструктура была наделена системой закономерно вписанных в нее, как общерегиональное поле напряжения, структурных элементов более низких рангов. Они охватывали не только Приколымскую, но также Приверхоанскую части СВА, хотя в той и в другой имели свой особый рисунок. Это было связано с воздействием уже отмеченных выше трансрегиональных структурных барьеров (см. рисунок).

По положению и происхождению сквозные структурно-металлогенические элементы палеозойской активизационной эпохи систематизированы по следующим основным признакам: 1 — отношению к общей мегаструктуре СВА (внешние и внутренние), 2 — отношению к создавшей ее активизации (геодинамические новообразованные, исторически унаследованные), 3 — форме (линейные прямые и дуговые, объемно-площадные с плоскостной и центральной симметриями), 4 — иерархии (глобальные, трансрегиональные, внутрирегиональные), 5 — полноте отображения в информационном поле геологической карты (ясно выраженные, частично и полностью скрытые).

Положение прямолинейных элементов, показанных на схеме (см. рисунок), понятно из сказанного выше. Дуговые элементы, прослеживающиеся как зоны повышенного метаморфизма, интенсивного дробления пород и т.д., приспособлялись к протоструктурам центрального типа (см. рисунок, 3-14-18), либо их группам, образующим ядра Колымского (5-25), Омолонского (28-30), Охотского (24) остаточных массивов.

Протоструктуры эти очень специфичны. Они образованы при дифференциации мантии в глубоком архее [4] и с того времени существуют как автономные геологические неоднородности, характеризующиеся автономным базальтофильным профилем рудной специализации.

В эпохи активизации сквозные тела этих протоструктур служили проводниками тепла и флюидов, которые в основном концентрировались по их флангам. Поэтому последние наглядно влияют на распределение гипогенных активизационных комплексов палеозоя, особенно в Омолонском рудном районе [1], где они имеют рудо-контролирующее значение. Та же тенденция прослеживается вокруг сильно активизированного в позднем мезозое Охотского массива (см. рисунок, 3-22а), а так-

же в тех случаях, где протоструктурные неоднородности, пережившие интенсивную активизацию в палеозое и менее интенсивную в позднем мезозое, находятся в погребенном под верхоянскими осадками состоянии (3-15, 17, 18).

По совокупности имеющихся данных можно заключить, что в целом влияние палеозойских элементов на структуру и металлогению СВА было глубоким и во многом определяющим. Естественно, что в современной структуре СВА проявлены наиболее крупные и устойчивые сквозные элементы палеозоя. Они же были основными рудоносными. Поэтому даже при сравнительно слабой повторной активизации в охотскую эпоху, как это было на западе "перивулканической зоны" Приколмыя и в Приверхоянье, они были способны создавать в перекрывающих миогеосинклинальных осадках уже отмеченные вспышки концентрированного, аномального по отношению к этим осадкам, оруденения. Фактически они регенерировались из палеозойских месторождений. Это придает системе палеозойских сквозных структурных элементов в составе СВА, показанной на рисунке, исключительно важное прогнозное значение.

Исходя из общей схемы развития, в составе металлогенической провинции СВА намечается следующая общая схема геологических типов рудных месторождений, образованных под воздействием сквозных структур двух фанерозойских активизаций:

1. При наложении процессов палеозойского термо-тектонеза на осадки катазиатского комплекса, которые на массивах накапливались в условиях длительно-го континентального перерыва и поэтому были обогащены рудными компонентами, создавались осадочно-метасоматические месторождения. Примером является частично разведывавшееся в 50-х годах Победное железорудное месторождение (В.Т. Матвеев, 1960 г.).

2. В палеозое в связи со сквозными структурами создавались собственно палеозойские активизационные рудные узлы, частично уже известные на Омолоне [1] и в других местах СВА.

3. При наложении охотских рудоцентрирующих систем непосредственно на палеозойские возникали бициклические (палеозойско-охотские) активизационные рудные узлы. Они хорошо известны по данным автора и других геологов в Коркдон-Рассошинском блоке, находящемся на западе Омолонского массива [1].

4. Функциональность палеозойских сквозных рудоцентрирующих структур завершалась, когда уже началось накопление верхоянского комплекса. При этом под влиянием связанных со сквозными структурами гидротерм создавались осадочно-термодиффузионные месторождения сложного генезиса, например месторождение, находящееся в Южном Верхоянье, описанное со ссылкой на материалы А.Б. Кокина М.М. Константиновым (1986 г.).

5. Над палеозойскими рудоносными системами в позднем мезозое формировались уже отмеченные телескопированные, регенерированные и еще более сложные композиционные месторождения, в создании которых, кроме активизационных, участвовали также миогеосинклинальные процессы. Узлы такого типа хорошо известны в Яно-Борулахском междуречье Приверхоянья, на Чукотке, в Южном Верхоянье и в других местах.

Схема сквозных рудоцентрирующих структур СВА, созданных в эпоху палеозойской активизации (см. рисунок), включает мало элементов ортогональной системы. Это не значит, что на СВА они вообще проявлены слабо. Напротив, как и в других регионах, они здесь имеют широкое распространение [5]. Однако в па-

палеозое они не были столь активными, как в охотскую эпоху, потому что их ориентировка сильно отличалась от положения линий глобального напряжения, господствовавшего в эту эпоху. Главными в палеозое были на СВА разломы СВ-СЗ системы, которые интерферировали с внутренними протоструктурными неоднородностями и надрегиональными линеаментами, уже охарактеризованными выше, и создавали довольно сложную картину (см. рисунок).

Поскольку со сквозными элементами палеозоя связаны в основном скрытые, многометалльные и другие нетрадиционные месторождения, успех выявления их прямо будет зависеть от совершенства и точности применяемой научной концепции. В ней, как следует из изложенного, важное место занимают структурно-металлогенетические элементы, созданные на СВА в эпоху палеозойской активизации. В этой связи автор считает назревшим вопрос о производстве их специального картирования и изучения широким комплексом методов как целостных элементов. В свете общего курса на перестройку и ускорение его возможно осуществить путем рационального соединения академической, прикладной науки и практики. На СВА это прямо отвечает интересам ускоренного создания рудной базы, способной в недалеком будущем заменить основную добычу металлов из россыпей.

Л и т е р а т у р а

1. Садовский А.И. Омолонский золоторудный район и его перспективы //Кольма. 1972. № 12. С. 40-42.
2. Садовский А.И., Сидоров А.А., Смирнов В.Н., Умитбаев Р.Б. Охотско-Омолон-Чукотский тектоно-магматический пояс, главные черты его строения и металлогении//Там же. 1980. № 9. С. 33-37.
3. Садовский А.И. Анжуйский мегасвод - типоморфная структура активизации на складчатых мезозоидах Верхояно-Чукотской миогеосинклинали//Рудоносные орогенные структуры. М.: Наука, 1981. С. 88-103.
4. Садовский А.И. Докембрий в тектонике и металлогении северо-востока Азии/Тихоокеан. геология. 1983. № 1. С. 43-53.
5. Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л. и др. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983. 192 с.
6. Шатский Н.С. Геотектонические закономерности распределения эндогенных рудных месторождений//Изв. вузов. Геология и разведка. 1960. № 11. С. 9-18.

УДК 551.243.8:553.078.2(571.5)

С.А. Чернов, В.А. Печерская

МЕСТО РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СТРУКТУР В СИСТЕМЕ ЛИНЕАМЕНТОВ ЮГО-ВОСТОКА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Изучение трансрегиональных глубинных нарушений - линеаментов, пересекающих юго-восток Сибирской платформы и ее складчатое обрамление, - неразрывно связано с минерагеническими исследованиями. Первые данные о существовании трансрегиональных магмо-рудоконтролирующих структур на северо-востоке Азии

опубликовал в 1934 г. Ю.А. Билибин, который проследил зону мезозойских тектонических дислокаций, "мощным полукольцом охватившую всю Алданскую плиту", от устья Лены (Харулахские горы) через Верхояно-Колымский край до Забайкалья и отметил, что "верхнеюрские гранитные интрузии, протягивающиеся... свыше 4000 км, вызвали на всей этой громадной территории проявление рудоносности" [2, с. 208].

Позже Ю.А. Билибин (1937 г.), характеризуя выделенные им металлогенические провинции Якутии, подчеркнул, что все золотоносные районы Алданской провинции "расположены двумя полосами примерно широтного простираения вдоль южного края Алданской плиты" [2, с. 216]. Третья золотоносная полоса, намеченная Ю.А. Билибиным, протягиваясь в широтном направлении от р.Олекмы до побережья Охотского моря (р.Лантарь), пересекает юго-восточный край Сибирской платформы, Джугджуро-Становую орогенно-магматическую область, Охотско-Чукотский вулканогенный пояс и северо-восточное окончание Монголо-Охотской складчатой системы и проявляется, таким образом, полную независимость по отношению к структурно-формационным зонам земной коры.

В качестве особого предмета металлогенических исследований скрытые линейменты или системы сквозных нарушений впервые были выделены М.А. Фаворской и И.Н. Томсоном [4]. В результате специального анализа было установлено магмоконтролирующее значение сквозных структур меридионального простираения. Выделенные ареалы синхронного магматизма, связанного с мезо-кайнозойской тектономагматической активизацией, протягиваются от Алданского щита до широтной зоны Яньшань в Центральном Китае. Размещение ареалов контролируется мегаблоками сквозного типа, т.е. планетарными структурами подкорового заложения. Границы мегаблоков проходят вдоль меридианов 123, 132 и 138° в.д.

Недавно М.А. Фаворской [5] была выделена и охарактеризована трансзиатская ортогональная система рудоконцентрирующих структур. Согласно намеченной этим исследователем схеме, рассматриваемая область входит в состав меридионального пояса глубинных нарушений, пересекающих континент в интервале 126-142° в.д. Билибинские золотоносные полосы широтного простираения являются фрагментами также трансконтинентальной системы нарушений, прослеженных от Урала до Алеутских островов.

Интересные данные, подтверждающие доминирующее значение ортогональной системы линейментов в размещении эндогенного оруденения юго-востока Сибирской платформы, были получены А.А. Ельяновым и В.М. Моралевым [3]. При изучении закономерностей размещения массивов ультраосновных-щелочных пород ими установлено, что такие массивы приурочены к узлам пересечения скрытых субширотных и субмеридиональных разломов, образующих единую сеть глубинных структур, заложившихся задолго до формирования рудоносных массивов, т.е. в раннем докембрии.

В последнее время в связи с развитием космофотогеологических методов интерес к линейментной тектонике резко возрос, однако методы выявления рудоконцентрирующих и рудолокализирующих структур на основе анализа дистанционных материалов еще далеки от совершенства. Авторы надеются, что данные, полученные ими при проведении космофотогеологического картирования масштаба 1:500000, имеют региональное минерагеническое и методическое значение.

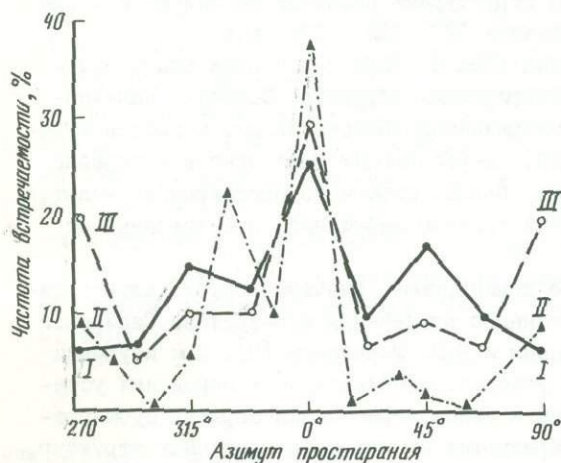
С целью выделения линейментов анализировались космические снимки, геологические, геофизические (магнитного и гравитационного полей) и топографические карты. Были использованы материалы регионального и глобального уровней

генерализации: снимки серии "Метеор" и карты м-бов I:2500000, I:5000000, I:10000000. Подразумевалось, что линеаменты представляют собой линейно-организованные структурные элементы сквозных систем тектонических нарушений, образующих геометрически упорядоченную сеть планетарных трещин и проявленных в виде разного рода ландшафтных, структурно-вещественных, геофизических и других аномалий, связанных с глубинными зонами тектоносферы. Дешифрирование материалов осуществлялось визуальным способом, аналогичным тому, который применяется при выделении корреляционных осей геофизических полей.

Линеаменты прослеживались и в контуре Сибирской платформы и за ее пределами. Причем выяснилось, что "скрытые" линеаменты на отдельных отрезках выступают в роли явных тектонических нарушений, например пограничных глубинных разломов. На карту линеаментной тектоники выносились лишь те элементы сквозных систем нарушений, которые были выявлены по независимым дешифровочным признакам при анализе полного комплекса материалов.

Откартированная линеаментная сеть имеет регулярную структуру, в ее строении участвуют следующие взаимно перпендикулярные системы нарушений: 0-90, 290-20, 315-45, 335-65°. Отклонения от указанных средних значений азимутов простираения не превышают 5°. Дистанция между "элементарными" линеаментами, ширина которых составляет 5-10 км, в среднем равна 50 км. Дистанция между группами линеаментов - сериями и поясами - закономерно увеличивается, что свидетельствует о ранжированности линеаментных систем.

Меридиональная система линеаментов, как показали результаты статистической обработки полученных данных (рис. 1), играет особую роль в тектонике и

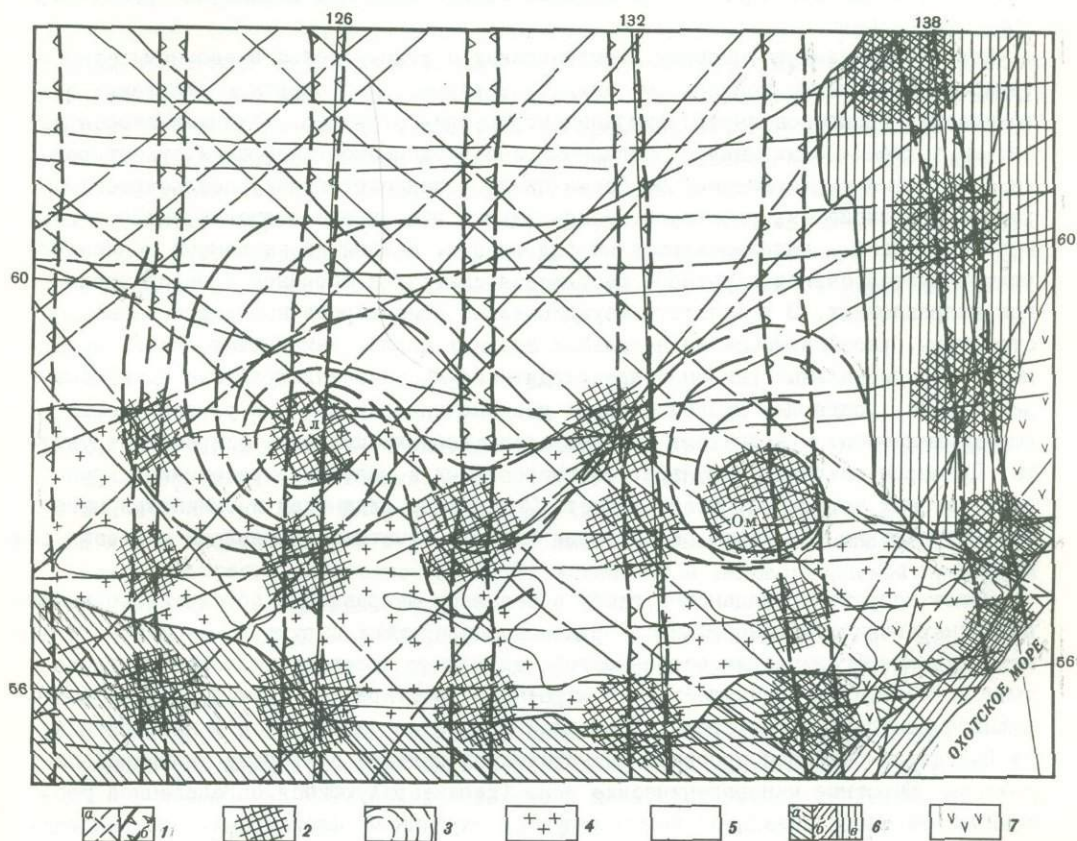


Р и с. 1. Влияние ориентировки линеаментов на размещение россыпей

I - распространенность различных ориентированных линеаментов по данным геолого-геофизической интерпретации результатов дешифрирования космических снимков серии "Метеор"; II - распространенность уклонений от меридиана простираения зон диастрофизма в фундаменте Сибирской платформы (по: В.В. Белоусов, 1977 г.); III - зависимости протяженности россыпей от ориентировки вмещающих их долин

минерализации территории. По данным В.В. Белоусова [1], именно меридиональные зоны диастрофизма определяют структурный план фундамента платформы. И тот факт, что наиболее протяженные и богатые россыпи сформированы в меридионально ориентированных долинах, объясняется приуроченностью этих долин к наиболее интенсивно минерализованным зонам разломов - элементам строения рудоконцентрирующих структур. Золото является типоморфным минералом рассматриваемой территории, формирование его месторождений началось, судя по всему, в раннем архее и продолжается в кайнозое. С учетом этого и были намечены зоны

трансрегиональных рудоконцентрирующих структур (рис. 2). Следует заметить, однако, что рудоконцентрирующие структуры вмещают весьма разнообразное по минеральному составу и формационной принадлежности оруденение, это особенно ярко проявлено в пределах узлов длительной эндогенной активности, расположенных в наиболее напряженных пересечениях линейментов.



Р и с. 2. Схема размещения рудоконцентрирующих структур юго-востока Сибирской платформы и сопредельной территории

1 - зоны основных тектонических нарушений сквозного типа (а), в том числе рудоконцентрирующие структуры (б); 2 - рудоносные районы - узлы длительной эндогенной активности; 3 - вращательные сдвиги - элементы строения вихревых систем: Центрально-Алданской (Ал) и Омнинской (Ом); 4 - выступы архейского кристаллического фундамента; 5 - плитный комплекс Сибирской платформы; 6 - подвижное обрамление платформы: Джугджуро-Становая орогенно-магматическая область (а), Монголо-Охотская складчатая система (б), Южно-Верхоянская складчатая система (в); 7 - вулканические поля Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Не случайно приведенная схема размещения рудоконцентрирующих структур во многом совпадает с тектоникой архейских фациальных зон, влияющих на минерогенез кристаллического фундамента платформы [6].

В размещении рудоконцентрирующих структур наблюдается отчетливо выраженная периодичность, их осевые линии проходят вблизи меридианов 120, 123, 126, 129, 132, 135 и 138° в.д. Ширина этих структур 50-80 км. Анализ истории развития

региона показывает, что на всем ее протяжении система меридиональных рудоконцентрирующих структур в сочетании с широтными сквозными нарушениями служила своеобразным тектоническим каркасом территории. Это хорошо видно на примере развития древнейших рифтогенных структур, среди которых известны такие рудоносные структуры раннедокембрийского возраста, как Чаро-Токкинский, Субганский и Билякчанский трюги, трассирующие осевые зоны меридиональных рудоконцентрирующих линейментов.

Возрастные взаимоотношения магматических и рудных тел с осадочными структурно-вещественными комплексами свидетельствуют о многократном оживлении тектонических процессов внутри рудоконцентрирующих структур. Устанавливается до восьми тектонических циклов, связанных с периодической инверсией ориентировки сил сжатия и растяжения. Основные циклы – раннеархейский, позднеархейский, раннепротерозойский, рифейский, венд-силурийский, девон-пермский, мезозойский и кайнозойский – подразделяются на ряд стадий. Каждый из названных циклов характеризуется сменой широтного растяжения сжатием в широтном и меридиональном направлениях. В результате меридионально ориентированные рифтогенные структуры, развивающиеся на начальных стадиях цикла, замыкаются, вдоль широтных и меридиональных разломов происходят взаимно перпендикулярные сдвиговые дислокации, рождающие многочисленные диагональные сколы, а в узловых пересечениях линейментов возникают системы вращательных сдвигов – вихревые структуры. Примером вихревых структур, сформированных в узловых пересечениях крупных сквозных нарушений, могут служить Центрально-Алданская и Омнинская мегаконцентрические структуры, в строении которых отчетливо проявлена винтовая симметрия.

Общее погружение Алданской глыбы в северном направлении обусловило продольную минерагеническую зональность рудоконцентрирующих структур. Индикатором изменения минерагенических особенностей, связанных с трансрегиональными блоковыми дислокациями преимущественно широтного простирания, служит уровень пострудного денудационного среза. Последний дискретно уменьшается в направлении от Джугджуро-Становой орогенно-магматической области в сторону Вилкойской синеклизы. Широтные минерагенические зоны (характеризующиеся определенной геохимической специализацией) контролируются глубинными флексурами, определяющими рубежи распространения структурно-фациальных зон.

Глубоко эродированные блоки вмещают метаморфогенные железорудные и флогопитовые месторождения архейского возраста, раннепротерозойские мусковитовые, хрусталеносные и редкометальные пегматиты. Рифейские и мезозойские интрузии центрального типа, несущие редкометальное, золотое и платиновое оруденение, а также кимберлитвидные тела расположены в умеренно эродированных блоках; в пограничных участках таких блоков известны четвертичные россыпи золота. Слабо эродированные северные зоны рудоконцентрирующих структур перспективны в отношении стратиформного полиметаллического оруденения и углеводородного сырья.

Важным свойством меридиональных рудоконцентрирующих структур является их ранжированность. Так, если между выделенными "элементарными" рудоконцентрирующими структурами дистанция по долготе примерно 3° , то мощные 3–6-градусные пояса, разделяющие земную кору на глыбы, расположены на расстоянии $24-30^{\circ}$ друг от друга; они отличаются наибольшим разнообразием рудных формаций и богатством месторождений. Среди таких поясов, относящихся к структурам первого порядка, можно назвать Норильск-Горно-Алтайскую (90° в.д.), Айхал-Дарасунскую

(I14° в.д.), Кулар-Комсомольскую (I38° в.д.) и другие рудоконцентрирующие структуры. Расположенные между ними Ангаро-Илимская (I02° в.д.), Алдано-Соловьевская (I26° в.д.) и Учуро-Буреинская (I32° в.д.) относятся к рудоконцентрирующим структурам второго порядка.

Таким образом, роль меридиональных линейментов древнего заложения представляется ведущей в концентрации и локализации полезных ископаемых. Рудоконцентрирующие структуры определяют упорядоченную дискретность размещения месторождений внутри структурно-формационных зон различных простираний и различной металлогенической специализации; пересекаясь с последними, меридиональная система сквозных нарушений создает характерный решетчато-узловой структурный рисунок Алданской, Вилуйской и Дальневосточной минерагенических провинций.

Углубленное изучение линейментных систем, особенно при помощи компьютерной обработки картографических и дистанционных материалов, может дать качественно новую информацию о геологическом строении и минерагении Сибири и Дальнего Востока и привести к выявлению крупных месторождений полезных ископаемых.

Л и т е р а т у р а

1. Белоусов В.В. Об упорядоченности в расположении зон диастрофизма на материках//Геотектоника. 1977. № 5. С. 44-55.
2. Билибин Ю.А. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1961. Т. 3. 518 с.
3. Ельянов А.А., Моралев В.М. Скрытые разломы и размещение массивов ультраосновных-щелочных пород Алданской и Южноверхолянкой провинций //Геология и геофизика. 1973. № 1. С. 32-41.
4. Фаворская М.А., Томсон И.Н., Иванов Р.Г. и др. Связь магматизма и эндогенной минерагении с блоковой тектоникой. М.: Недра, 1969. 264 с.
5. Фаворская М.А., Баскина В.А., Шилин Н.Л. и др. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983. 192 с.
6. Черкасов Р.Ф. Архей Алданского щита. М.: Наука, 1979. 160 с.

УДК 553.3/4.078

А.М. Жирнов, О.А. Степанов

РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ МАЛОГО ХИНГАНА И ИХ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ ПРОГНОЗА ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Проблема обеспечения действующих рудников надежной сырьевой базой для Дальнего Востока весьма актуальна. В настоящее время положение с запасами особенно обострилось на Малом Хингане вследствие сорокалетней добычи руды на ряде месторождений. Ранее предпринимавшиеся, неоднократно, попытки решить проблему простым усилением в регионе геолого-разведочных работ, без учета региональных металлогенических обобщений, практически не приводили к положительным результатам. В то же время по Малому Хингану имеются различные разработки, в той или иной мере раскрывающие вопросы закономерностей размеще-

ния и прогноза эндогенного оруденения. Однако они рассеяны в многочисленных публикациях и рукописных работах и базируются на устаревшем материале. Результаты поисковых работ, проведенных в последние годы на Малом Хингане, вместе с известными сведениями и данными по дешифрированию космических снимков позволяют несколько восполнить этот пробел и сформулировать новые представления о главных рудоцентрирующих структурах региона и направлении дальнейших поисковых работ.

Малый Хинган представляет собой южную часть Буреинской глыбы. Это четко обособленный геологический регион меридиональной ориентировки, ограниченный с запада Зейско-Буреинской депрессией и с востока Урмийским прогибом. В крупном плане он рассматривается, по С.А. Музылеву, Л.И. Красному и др., как часть докембрийской платформы, существенно переработанной в эпоху палеозойской складчатости и подвергшейся интенсивной тектоно-магматической активизации в позднемезозойское время. Здесь выделено несколько структурных этажей, разделенных резкими угловыми и азимутальными несогласиями. Значительная часть территории в северной и восточной частях региона сложена многофазными палеозойскими гранитоидами с редкими останцами докембрийских пород. В центральной и южной частях обнажаются породы протерозойско-кембрийского возраста, собранные в сложное синклиналиное сооружение строго меридионального простирания. Они представлены метаморфизованными терригенно-карбонатными отложениями, графитистыми и железистыми кварцитами, амфиболовыми и слюдяными сланцами. Антиклинальные складки в осевой части прорваны удлиненными гранитоидными интрузиями раннепротерозойского и раннепалеозойского возраста. Наиболее древние, архейские, породы, представленные слюдяными сланцами, кварцитами, амфиболитами и гнейсами, слагают отдельные складки широтного и меридионального простирания в западной части региона.

На породах фундамента сформировано несколько наложенных вулканогенных прогибов позднемезозойского возраста. Наиболее крупными из них являются Хингано-Олонойский и Сутарский прогибы северо-восточного простирания. Таланжинская и Каменушинская вулканоструктуры изометричной формы. Эффузивные породы представлены главным образом кислыми разностями (риолиты, игнимбриты, риодацииты), в меньшей мере средними (андезитовые порфиры, их лавобрекчии и туфы), прорванными небольшими штоками и силлами гранит-порфиров и дайками различного состава. Завершающим звеном магматизма являются покровы базальтов неоген-четвертичного возраста.

В регионе широко проявлены разрывные нарушения, разнонаправленная сеть которых обуславливает сложную мозаично-блоковую структуру территории. Выделяются меридиональные, широтные, северо-восточные и северо-западные разломы. Общепризнана важная роль разрывной тектоники для размещения магматизма и эндогенного оруденения.

В оценке значимости конкретных разломов для рудообразования и определения главных рудоцентрирующих структур мнения геологов сильно расходятся. Так, при изучении оловянных месторождений долгое время ведущее значение придавали разломам северо-западного и северо-восточного направлений, особенно участкам их пересечения. В последнее десятилетие активно развивается концепция о связи оловянного оруденения главным образом с полями распространения поздне-мезозойских вулканитов и соответственно ведущей роли разломов северо-восточного направления, контролирующих, как считается, размещение этих вулканитов [3]. При этом заложение указанных разломов относят к раннему мелу - времени

начала формирования вулканогенных прогибов и излияния эффузивов. Однако анализ известных работ по региону и новые данные позволяют высказать иные соображения о характере тектонического развития региона и его металлогении.

Среди всего разнообразия разломов на Малом Хингане наиболее крупными и более важными для размещения эндогенного оруденения являются, по мнению Ю.А. Ходака, С.Ф. Усенко и др., разломы ортогональной ориентировки, в первую очередь меридиональные. Они же являются и самыми древними разломами, заложившимися, вероятно, еще в архее и протерозое [5, 6]. Разломы северо-восточного простирания по своей металлогенической значимости уступают ортогональным (см. рисунок). Главные из них контролируют положение узких трогов пермо-карбонových отложений и цепочек палеозойских интрузий в юго-восточной части региона (Ку-канский разлом), а также ориентировку крупных вулкано-тектонических структур позднемезозойского возраста (Хингано-Буреинский разлом и др.). Разломы северо-западного простирания также значительно моложе ортогональных. Они были заложены преимущественно в позднемеловое время и часто контролируют, в локальных участках, положение дайковых поясов и рудопроявлений.

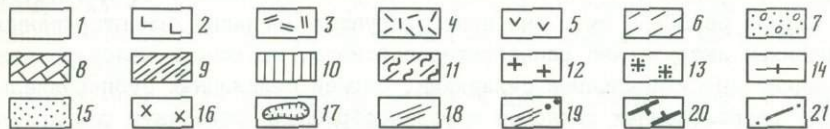
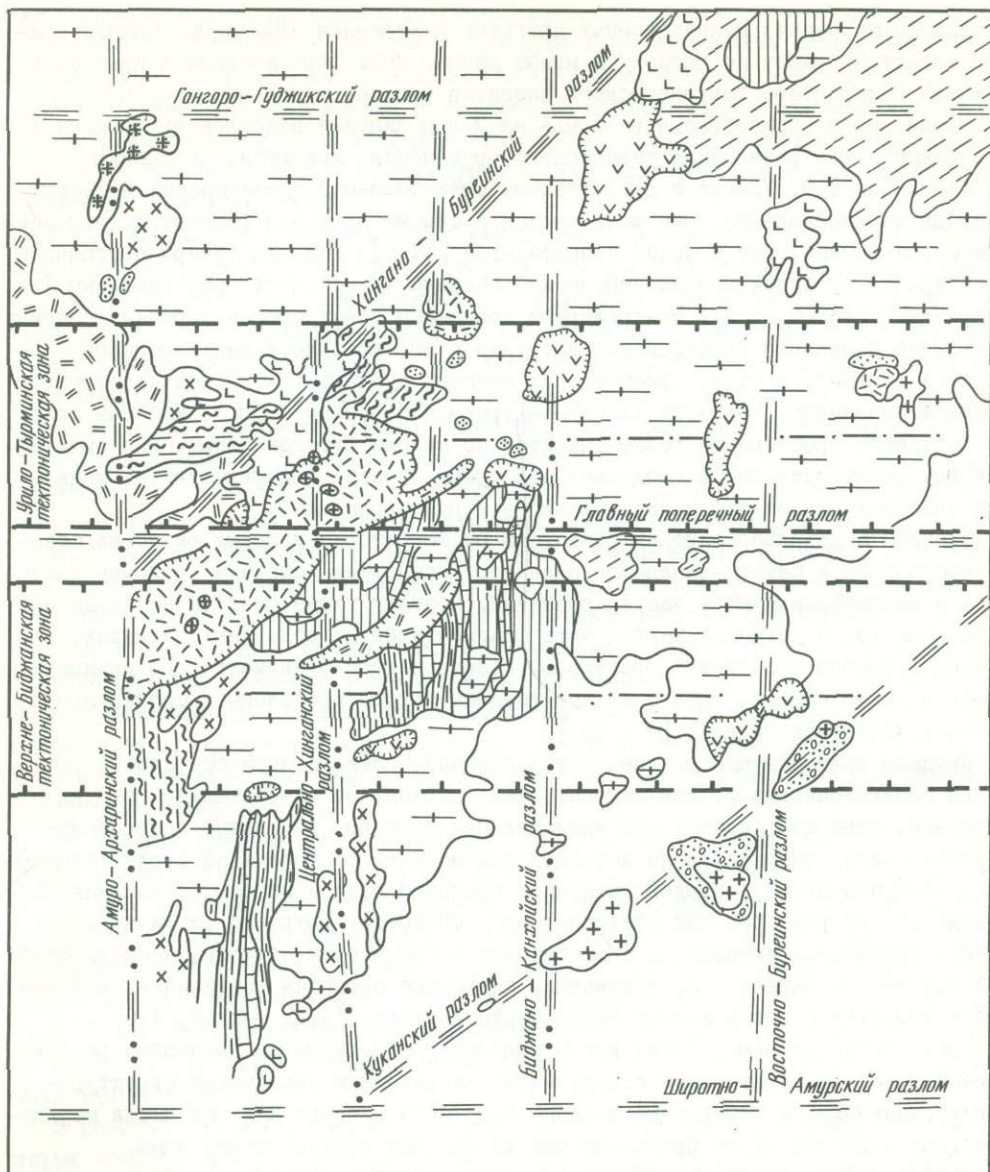
В связи с довольно широким развитием на территории молодых разломов северо-восточного и северо-западного плана ортогональная система разломов оказалась в значительной мере завуалированной. Поэтому такие разломы не везде проявлены четко, а устанавливаются лишь фрагментарно на отдельных площадях, главным образом в пределах протерозой-палеозойского фундамента. По данным анализа космоснимков, ортогональные разломы хорошо проявлены в сопредельных районах Хабаровского края [4 и др.].

Крупные долгоживущие разломы ортогонального плана в процессе своего развития эволюционировали, как отмечал М.И. Ициксон, от относительно простых разломов, контролировавших геосинклинальные прогибы, до сложно построенных тектонических зон шириной до десятков километров, состоящих из серий сближенных субпараллельных разрывов различной протяженности и глубины заложения. На разных этапах развития они контролировали внедрение интрузий различного состава, рудоносных эманаций и представляют собой, таким образом, зоны длительной эндогенной активности, отражающие глубинные процессы развития магматического вещества в определенных зонах верхней мантии (А.Д. Щеглов, 1980 г.).

Среди таких разломов (зон) можно выделить продольные складчатые разломы, ориентированные параллельно генеральному направлению складчатых структур - меридиональному, и поперечные разломы широтного направления. Из числа меридиональных наиболее четко проявлены четыре крупные тектонические зоны.

1. Амуро-Архаринская тектоническая зона, расположенная в западной части региона. Ширина ее 30-50 км. Зона контролируется согласно ориентированными с ней линейными интрузивами раннепротерозойского, юрского и мелового возраста, отдельными антиклинальными складками, серией сближенных субпараллельных или кулисно расположенных разломов и коленообразными отрезками рек Архара и Амур субмеридиональной ориентировки. Она представляет собой часть так называемого Буреинско-Ченгодинского трансрегионального разлома, простирающегося с юга от горы Ченгодин в Корее до хр. Джагды на севере [6].

2. Самаро-Хинганская, или Главная, тектоническая зона четко прослеживается через весь регион с юга на север, совпадая в южной части с Центральной антиклиналью. Ширина ее около 40 км. Зона характеризуется сосредоточением линейно вытянутых в меридиональном направлении интрузивов раннепротерозойско-



Геолого-структурная схема Малого Хингана (составлена по материалам ПГО "Дальгеология", с дополнениями)

I - четвертичные отложения (Q); 2 - базальты ($\beta_{N_2-Q_1}$); 3 - эффузивно-осадочные породы (K_2); 4 - эффузивы кислого состава (K_{I-2}); 5 - эффузивы среднего состава (K_I); 6 - терригенные отложения (J); 7 - конгломераты, песчаники (P); 8 - известняки, сланцы, кварциты (E_I); 9 - доломиты, филлиты, кварциты (PR_2); 10 - слюдяные и амфиболовые сланцы, мраморы (PR_2); 11 - слюдяные слан-

го, раннепалеозойского и поздне мелового возраста, антиклинальных складок, серий даек различного состава и разломов, линейных отрезков крупных рек и водоразделов. Меридиональные разломы в пределах зоны четко отображаются в гравиметрическом и магнитометрическом полях как в породах фундамента, так и в эффузивах.

Главная тектоническая зона отличается длительным, с начала палеозоя, сво- дово-глыбовым развитием, прерываемым нисходящими движениями лишь в отдельных тектонических блоках в период мезо-кайнозойской тектоно-магматической активизи- зации. В осевой части тектонической зоны прослеживается Центрально-Хинган- ский магмоконтролирующий разлом шириной около 10 км, отдельные фрагменты ко- торого описаны многими геологами (Б.И. Бурдэ, М.Г. Золотов, Г.Д. Мальх, Л.В. Эйриш и др.).

3. Биджано-Экханойская тектоническая зона шириной 15-25 км, расположенная восточнее Главной тектонической зоны. Она контролируется линейными интрузива- ми габброидного состава, полями мезо-кайнозойских вулканитов, спрямленными отрезками крупных рек, отдельными разломами, описанными В.И. Казанским, С.А. Музылевым, А.П. Романюха, В.В. Трушко, Л.В. Эйришем и др.

4. Восточно-Буреинская тектоническая зона фиксируется в восточной части региона, на границе с Урмийским прогибом. Зона проявлена отдельными линейны- ми интрузиями и полями мезо-кайнозойских вулканитов, частично - Буреинским хребтом, спрямленными отрезками отдельных рек. Эта зона является составной частью трансрегионального Владивостокско-Буреинского разлома, простирающего- ся от г. Владивостока на юге до хр. Джагды на севере [6]. Северный фрагмент этого разлома, в рамках данного региона, описан под названием "Восточно-Бу- реинский разлом" С.Ф. Усенко и М.В. Чеботаревым [5], а еще севернее, до хр. Джагды, зона разлома описана под названием "Хингано-Буреинская полоса" Г.П. Воларовичем (1963 г.).

Описанные четыре тектонические зоны характеризуются длительным унаследо- ванным развитием - от раннего протерозоя до неоген-четвертичного времени [5, 6]. Сопоставление геологических материалов с данными пространственного рас- пределения полезных ископаемых показывает, что в указанных зонах повышенной тектоно-магматической активности концентрируются подавляющее число коренных и россыпных месторождений, рудопроявлений и геохимических аномалий различ- ных металлов. Такая связь эндогенного оруденения с линейными тектоническими зонами не случайна и, по-видимому, отражает закономерное тектоно-магматиче- ское развитие этих зон, завершающееся на конечном этапе геологической эволю- ции серией рудогенерирующих центров. Поэтому рассмотренные региональные текто- но-магматические зоны, контролирующие в регионе распределение главной массы эндогенного оруденения, можно отнести, по нашему мнению, к категории структ- урно-металлогенических зон первого порядка.

цы, гнейсы, кварциты (AR_2); I2 - гранит-порфиры поздне меловые (γK_2); I3 -гранитоиды юрского возраста (γJ); I4 - палеозойские гранитоиды (γPZ); I5 - габ- бро-диориты раннепалеозойского возраста (νPZ_1); I6 - гранитоиды раннепротеро- зойские (γPR_1); I7 - границы вулкано-тектонических прогибов; I8 - долгоживу- щие разломы глубокого заложения; I9 - оси структурно-металлогенических зон; 20 - границы рудоконцентрирующих зон; 21 - оси рудоконцентрирующих зон

В пределах этих структурно-металлогенических зон оруденение многометальное, но выделяются и ведущие металлы, определяющие основной металлогенический профиль той или иной зоны (олово, золото и др.). Распределение оруденения по простиранию металлогенических зон неравномерное. Участки с повышенной концентрацией металлов в ранге районов и узлов локализуются в определенных геолого-структурных условиях, а именно на пересечении металлогенических зон с региональными тектоническими зонами широтной ориентировки. Среди зон широтного простирания на Малом Хингане выделяются Гонгоро-Гуджикская, представляющая собой западный фрагмент Сяркумского линеамента [2], Урило-Тырминская – западный фрагмент Совгаванского линеамента [2], Главный поперечный разлом – фрагмент Бурей-Бирского разлома [5], Верхне-Биджанская и Сунгарь-Амурская (см. рисунок). Наиболее важными из них в металлогеническом отношении представляются Урило-Тырминская и Верхне-Биджанская.

Урило-Тырминская тектоническая зона шириной около 50 км простирается с запада на восток через весь регион. Это одна из наиболее древних тектонических структур, заложенная еще в нижнем протерозое и многократно подновлявшаяся до неоген-четвертичного времени. В регионе она и наиболее проработанная в тектоническом отношении. Зона контролируется широтно ориентированными складками архейских пород (на западе), гранитоидами раннепротерозойского возраста, многочисленными малыми интрузиями габбро-диоритов раннепалеозойского возраста, дайками различного состава, многочисленными разрывными нарушениями, хр. Малый Хинган и спрямленными отрезками многих рек (см. рисунок).

На пересечении этой зоны с металлогеническими зонами меридиональной ориентировки концентрируется основная масса эндогенного оруденения, ярким примером чего может служить Хингано-Олонойский оловорудный район. Последний представляет собой тектонический блок, образованный на пересечении рассматриваемой зоны с Главной (Самаро-Хинганской) структурно-металлогенической зоной. Поэтому Урило-Тырминская зона относится к категории рудоконцентрирующих зон, в современном понимании этого термина [1, 4]. В ее пределах выделяется несколько рудоконцентрирующих зон второго порядка, характеризующихся повышенной концентрацией интрузий, разрывных нарушений, рудопроявлений и геохимических аномалий. Отдельные разрывные нарушения в пределах тектонической зоны хорошо выявляются методами морфоструктурного анализа и магнитометрии, а зоны сгущения разломов, отвечающие рудоконцентрирующим зонам второго порядка, хорошо отображаются, по данным Г.А. Павлова и др., в гравиметрическом поле как зоны преимущественного распространения локальных минимумов силы тяжести (Δg).

Верхне-Биджанская тектоническая зона шириной около 50 км расположена южнее Урило-Тырминской. Она характеризуется повышенной концентрацией широтных разрывных нарушений и зон повышенной трещиноватости второго порядка, выделяемых по геологическим и геофизическим (магнитометрия) данным (М.Г. Золотов, Ф.Г. Федчин, Л.В. Эйриш и др.), линейными отрезками водоразделов, спрямленными отрезками крупных рек. На пересечении этой зоны с Главной и Приамуро-Архаринской структурно-металлогеническими зонами локализуются Сутаро-Биджанский и Приамурский рудные районы со специализацией на комплексное оруденение, но с профилирующей пока золотой минерализацией.

Помимо рудных районов, в участках пересечения металлогенических зон с широтными рудоконцентрирующими структурами и диагональными разломами северо-восточной и северо-западной ориентировки часто устанавливаются купольные и купольно-кольцевые морфоструктуры, в ряде случаев с эффузивами или многофазным эффузивно-интрузивным магматизмом, (Северо-Хинганская, Олонойская, Каменушинская, Беренжинская и др.). Для них характерна повышенная концентрация проявлений эндогенной минерализации, что позволяет относить их, как и во многих других районах (Д.В. Рундквист, 1985 г.), к группе важных критериев локального структурного контроля оруденения.

С рассматриваемых выше позиций особенно перспективной представляется Северо-Хинганская сводовая морфоструктура площадью 120-150 км², подчеркнутая крупной геофизической и геоморфологической аномалиями. Она расположена на пересечении Самаро-Хинганской и Урило-Тырминской региональных тектонических зон на участке длительной (с архея-нижнего протерозоя) эндогенной активности, завершившейся в неоген-четвертичном времени мощным импульсом базальтовой магмы, и неоднократных тектонических движений в вертикальной плоскости. Именно здесь имеет место сочленение складчатых структур архея широтной ориентировки с меридиональными складками протерозоя и резкое изменение ориентировки хр. Малый Хинган с широтного на меридиональное. Здесь же фиксируется крупная аномалия минимума силы тяжести и наибольшее погружение блока фундамента в пределах Хингано-Олонойского вулканогенного прогиба. В сочетании с прямыми признаками рудоносности (гидрохимические аномалии и др.) эта морфоструктура благоприятна для локализации крупного оруденения, как это следует из теоретических и практических выводов последнего времени [1, 2].

На основании установленных закономерностей в пространственном размещении эндогенного оруденения в регионе можно выделить пять рудных районов и несколько десятков наиболее перспективных участков на различное эндогенное оруденение (оловянное, золотое, комплексное и др.), требующих первоочередного проведения геологопоисковых и разведочных работ. Нельзя не считаться и с благоприятными литолого-стратиграфическими особенностями региона (углисто-карбонатные толщи, кварциты, амфиболиты, гнейсы протерозоя) для формирования крупномасштабного оруденения стратиформного типа, ряд крупных месторождений которого (олова, вольфрама, золота и др.) в сходной геологической обстановке установлен в последние годы за рубежом (Д.В. Рундквист, 1985 г.; А.Д. Щеглов, 1980 г.).

Таким образом, уточненная тектоно-металлогеническая модель позволяет пересмотреть перспективы региона на различные виды рудного сырья и поставить вопрос о расширении в регионе геолого-разведочных работ в связи с его освоением и растущим экономическим значением.

В заключение следует отметить, что концепция сквозных линеаментов в ее современном виде [1, 4] (А.Д. Щеглов, 1980 г.) представляет собой значительное достижение геологической науки для расшифровки тектоно-металлогенических особенностей рудоносных территорий.

Л и т е р а т у р а

1. Волчанская И.К. Морфоструктурные закономерности размещения эндогенной минерализации. М.: Наука, 1981. 239 с.

2. Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. М.: Недра, 1974. 193 с.
3. Емельянов Н.П. Структурные особенности формирования оловорудных месторождений Хингано-Олонойского района//Металлогения Востока СССР. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1976. С. 105-112.
4. Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983. 193 с.
5. Усенко, С.Ф., Чеботарев М.В. Геология и оловоносность Приамурья. М.: Недра, 1973. 235 с.
6. Ходак Ю.А., Сунь Шу. Главнейшие структуры северо-востока Китая и сопредельной территории советского Дальнего Востока//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 10. С. 97-110.

УДК 551.1/4:551.4:551.21:551.24:553.4

Е.Н. Сапожникова, Н.Л. Шилин

ОСОБЕННОСТИ СКВОЗНЫХ СТРУКТУР И УЗЛОВ ПОВЫШЕННОЙ ПРОНИЦАЕМОСТИ КАМЧАТКИ И ИХ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ОРУДЕНЕНИЯ

Камчатка - это область, где тесно переплетались в пространстве и времени процессы магматизма, рудообразования, новейшей тектоники и рельефообразования. В связи с этим Камчатка представляет собой полигон, где наиболее удобно рассмотреть взаимодействие указанных процессов и выявить наиболее оптимальные условия для локализации оруденения.

Геологические структуры и рельеф полуострова сформированы практически одними и теми же процессами тектонической активизации. Изучение рельефа может пролить свет на геолого-структурные особенности территории, поскольку в рельефе, благодаря процессам унаследованности и эффекту "просвечивания" находят суммарное отражение элементы тектоники различных этажей земной коры. В отличие от поверхностной геологической съемки морфоструктурный анализ позволяет выявлять более глубинные структурные формы. Это возможно потому, что рельеф тесно связан со строением земной коры и более глубоких ее оболочек.

В последние десятилетия благодаря развитию космонавтики получена качественно новая информация для Камчатки, которая позволяет в совокупности с использованием приемов морфоструктурного анализа выявлять скрытые нарушения. Анализ закономерностей размещения известных рудоносных площадей показывает, что они имеют роевое (кластерное) распределение. Каждый такой кластер приурочен к узлу пересечения линеаментов ортогональной системы с глубинными разломами современного структурного плана. Именно в таких узлах локализованы наиболее ценные в промышленном отношении скопления рудного вещества.

Несмотря на то что и широтные и меридиональные зоны относятся к одному типу тектонических нарушений - скрытым сквозным, они существенно различны по своим геолого-геофизическим и морфоструктурным характеристикам, а также по их роли в эндогенном режиме региона и в локализации оруденения.

Элементы широтных и меридиональных систем по-разному выражены в гравиметрических полях. Осреднение гравиметрических данных для небольших глубин вы-

являет сложную мозаику блоков, сформированных при различном сочетании разноориентированных линейных и кольцевых структур. На больших глубинах видно уже отчетливое преобладание элементов ортогональной системы, а еще глубже видны лишь элементы структуры широтной ориентировки [1, 2]. Все это подчеркивает тот факт, что широтные зоны имеют более глубокие корни в недрах Земли, чем меридиональные.

Широтные зоны в морфоструктуре региона выражены в виде систем линейных нарушений, вдоль которых наблюдаются смещения продольных глубинных структур. Они разграничивают крупные блоки разнотипного и разновысотного рельефа, что предопределено блоковой неоднородностью фундамента или более глубоких оболочек земной коры. На полуострове наблюдается ступенчатое погружение фоновых и максимальных высот рельефа с севера на юг [2, 3], а фундамент имеет тенденцию погружения в обратном направлении [2].

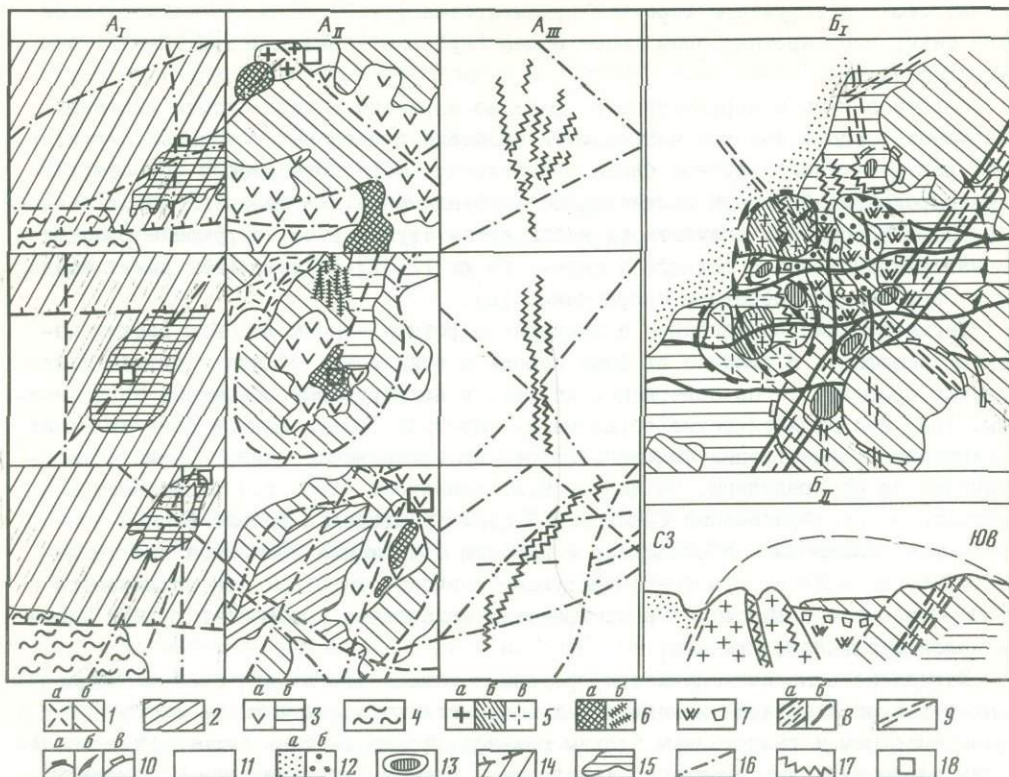
Магматические образования в пределах широтных зон имеют свою геохимическую специфику. В отличие от фона породы в этих зонах обладают четким фемическим профилем, а по содержанию золота, к примеру, они повышено золотосодержательны. Так, все магматические образования широтной Больше-Ванной зоны содержат повышенные концентрации фонового золота по сравнению с аналогичными образованиями за ее пределами. По данным Е.А. Лоншакова (1980 г.) особенностью магматических образований березовской свиты в пределах Больше-Ванной зоны являются повышенные по отношению к кларкам содержания элементов геохимической группы железа. Рудоконцентрирующее значение широтных зон заключается в том, что они локализируют в своих пределах наибольшее количество рудных узлов и полей различного профиля.

Меридиональные зоны Камчатки проявлены чаще всего в виде систем сближенных отрезков линейных элементов рельефа и являются секущими по отношению к разновысотным и разнотипным блокам рельефа. Такие системы скрытых тектонических нарушений, как Курильско-Тигильская, Паратунско-Напанская и некоторые другие [3], на отдельных участках имеют явное геологическое выражение: фиксируются в ориентировке разнообразных по составу и возрасту толщ (начиная от самых древних) в различных блоках срединного массива метаморфических пород Тигильского поднятия, Авачинского горста и т.п.

В ряде случаев ориентировка толщ в пределах нижних структурных ярусов подчеркивает направление характеризующих структур. Так, например, простирающиеся древнейших метаморфических пород полуострова в пределах Срединного массива и Хавывенского поднятия подчеркивают ориентировку меридиональной системы скрытых линеаментов [4].

Кроме того, меридиональные сквозные системы нарушений обнаруживаются и по некоторым неявным признакам. Так, в ряде случаев они трассируются ультраосновными интрузиями дунит-гарцбургитовой формации. Наиболее отчетливо это видно на примере Пенжино-Восточно-Камчатской зоны [3]. Специфическая особенность этих структур заключается в проявлении субщелочного и щелочного магматизма на различных этапах их истории. Так, в пределах Тигильско-Курильской меридиональной зоны в меловое время были сформированы магматические образования габбро-сиенит-трахиандезитовой ассоциации, в палеогене - формации ультращелочных пород, в плиоцен-четвертичное время - породы формации щелочных базальтоидов, а среди пород формации гранодиорит-порфиоров-дацитов этого же времени широким развитием пользуются трахидацитовые комплексы. Все изложенное подчеркивает глубинность заложения меридиональных структур.

В пределах рудных полей и узлов эти структуры контролируют размещение отдельных рудоносных участков и определяют ориентировку дискордантных рудных жил (см. рисунок, А).



Структурная позиция и геологическое строение некоторых рудоносных узлов Камчатки на региональном уровне генерализации (А) и локальном (Б)

A_I - структурная позиция узлов в мелком масштабе, A_{II} - геологическое строение того же узла в среднем масштабе, A_{III} - генеральное простирание рудных тел. B_I - геолого-структурная схема одного из узлов (по данным дешифрирования аэрофотоснимков), B_{II} - восстановленная на этой основе генетическая модель. Ареалы размещения магматических и гидротермально-метасоматических пород различных формаций: 1 - плиоцен-четвертичной контрастной липарит-базальтовой (а - кислого состава, б - основного); 2 - верхний миоцен-плиоценовой андезит-базальтовой; 3 - миоценовой андезит-дацит-липаритовой (а - преимущественно лавы, б - преимущественно туфы); 4 - допалеозойских ортогнейсов и ортоамфиболитов; 5 - плиоцен-четвертичной формации гранодиорит-порфиров (а - субвулканические тела, б - вскрытые эрозией кислые экструзии, в - экструзии предполагаемые на глубине); 6 - миоценовой формации габбро-гранодиоритов (а - гипабиссальные интрузивные тела, б - дайковые образования); 7 - области распространения гидротермально-измененных и брекчированных пород (вскрытых и предполагаемых). Элементы морфоструктуры. Линейные: 8 - зоны сгущения линеаментов (а) и протяженные линеаменты различного типа (б); 9 - зоны сквозного типа; 10 - границы кольцевых морфоструктур (а - надинтрузивные купола, б - предположительно скрытые вулканические аппараты, в - куполовидные образования неясного генезиса). Объемно-площадные морфоструктуры: 11 - области относительных поднятий; 12 - области относительных опусканий (а - долины рек, б - изометричные внутривулканические депрессии); 13 - мелкие изолированные поднятия (предполагаемые субвулканические тела и дайки); 14 - площади, относящиеся к региональным сквозным зонам и их границы; 15 - контуры и площади вулкано-тектонических структур; 16 - разломы; 17 - рудные жилы; 18 - рудоносные площади

Из изложенного со всей очевидностью вытекает, что меридиональные и широтные зоны отличаются друг от друга по форме проявления, по глубинности заложения, по их роли в локализации оруденения.

Наиболее интересные в промышленном отношении рудные объекты локализуются, как правило, в узлах повышенной проницаемости, где возможен наиболее беспрепятственный подъем мантийных флюидов и магматических расплавов из мантии в верхние горизонты земной коры. Такие условия обеспечиваются при взаимном пересечении наиболее глубинных тектонических зон. К ним относятся скрытые сквозные системы тектонических нарушений, а также глубинные региональные разломы северо-восточного и северо-западного простирания. Именно при их взаимном пересечении и возникают наиболее перспективные узлы длительного эндогенного развития, в которых концентрируются многоэтапный разновозрастной магматизм и гидротермальные проявления.

Подобные узлы представляют собой сложно построенные как в вертикальной, так и в горизонтальной плоскости объемные тела, простирающиеся на значительные глубины. Площади таких узлов определяются мощностями пересекающихся тектонических зон. Для выявления узлов большое значение имеют методы морфоструктурного анализа и дешифрирование дистанционных материалов, которые позволяют как бы "просветить" земную кору на значительные глубины от поверхности Земли и составить ее внешний образ, запечатленный в особенностях рельефа.

Сопоставление данных о структуре поверхности и генетических особенностях тех или иных геологических тел позволяет делать выводы о характере геологических структур в узлах и об их происхождении. На этой основе представляется возможным построить объемную генетическую модель строения земной коры в этих узлах и наметить перспективные площади.

Однако признаки выражения в рельефе рудных узлов на различных уровнях генерализации неоднозначны, следовательно, будут различны и их морфоструктурные образы. Образ рудоносного узла на мелкомасштабном региональном уровне обобщения представляет собой точку пересечения скрытых и явных разноориентированных тектонических нарушений. Геологическое строение узла характеризуется сложностью и насыщенностью контрастными по составу и генезису магматическими образованиями.

При среднемасштабном уровне генерализации можно видеть, что наряду с региональными системами сквозных нарушений важную роль играют и локальные. Последние в значительной мере определяют сложный структурный рисунок рудного узла, в строении которого участвуют контрастные по составу продукты магматизма с разнообразными формами залегания. Все это находит отражение в морфо-структурном образе узла в виде сложного рисунка блоковой раздробленности в сочетании с различного рода кольцевыми образованиями.

При рассмотрении на этом уровне генерализации Вилучинского рудного узла, локализованного на пересечении региональных скрытых систем нарушений ортогональной ориентировки и глубинных разломов северо-восточного и северо-западного простирания, по данным морфоструктурного анализа и результатам дешифрирования дистанционных материалов установлено, что в его строении важную роль играют также кольцевые структуры различных типов и локальные линейные зоны повышенной трещиноватости.

По данным геологической съемки в строении Вилучинского рудного узла принимают участие породы андезит-гранодиоритовой ассоциации. Раннеэоценовые вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы преимущественно среднего со-

става прорваны интрузивным массивом сложного строения и состава (породы меняются от габбро-диоритов до гранитов). Значительно позже на границе неогенового и четвертичного времени сформирована толща кислых игнимбритов, прорванная экструзиями липаритов и дацитов. Жильные тела залегают в самой интрузии и имеют меридиональную ориентировку.

На основе совместного анализа морфоструктурных данных и геологической съемки оказалось возможным выявить скрытые части интрузивного массива, другие нескрытые тела интрузий, экструзивные тела, зоны гидротермального изменения пород, а по характеру расчлененности рельефа установить относительные мощности игнимбритовых покровов. Установленные соотношения форм рельефа и их геологических аналогов позволяют выделять прогнозные участки, каковыми являются надинтрузивные куполовидные поднятия и зоны сгущения трещиноватости.

Таким образом, морфоструктурные особенности рудного узла, или его образ, оказываются гораздо сложнее, чем тот, что предстает перед нами по результатам кондиционной геологической съемки. Происходит это потому, что в морфоструктуре территории отражены и элементы ее глубинного строения.

Переходя на локальный уровень изучения рудоносных узлов, следует отметить, что здесь основная роль в определении позиции и в строении рудного узла принадлежит локальным структурным элементам. В качестве примера рассматривается рудоносный участок в пределах Асачинского тектонического узла, вмещающего несколько протяженных рудных жил. Участок расположен в пределах неогеновой палеовулканической постройки. Она сложена раннеогеновыми вулканопирокластическими образованиями среднего состава, которые прорваны экструзиями, дайками андезитового и дацитового состава. Указанные породы перекрываются неоген-четвертичными вулканогенными образованиями.

Дешифрированием дистанционных материалов установлено, что площадь узла представляет собой кольцевую морфоструктуру около 4–5 км в поперечнике (см. рисунок, Б). Наиболее приподнятая периферическая ее часть включает обособленные формы рельефа, многим из которых соответствуют выходы на дневную поверхность экструзивных тел. К контакту обнаженных частей этих последних со вмещающими породами приурочены рудные тела.

Центральная часть морфоструктуры относительно погружена и имеет неровную поверхность с хаотично разбросанными мелкими формами рельефа. В ее пределах отмечаются поля гидротермально измененных пород, легкой эродированностью которых, по всей видимости, предопределен низкий гипсометрический уровень этой части морфоструктуры.

Совокупность морфоструктурных и геологических данных позволяет сделать вывод о том, что эта кольцевая морфоструктура представляет собой вулканический аппарат, жерловина которого выполнена гидротермально измененными и брекчированными породами. Периферические части представлены разнофациальными вулканогенными образованиями, в том числе и экструзивными. Сюда же приурочено оруденение. С этих позиций наиболее перспективными представляются периферические части кольцевой морфоструктуры, особенно в узлах пересечения линеаментов различной ориентировки и на участках предполагаемых нескрытых экструзивных тел.

При общей плохой обнаженности территории прогнозные площади здесь выявляются при дешифрировании аналогичных по набору структурно-литоморфных комплексов, служащих индикаторами предполагаемых участков гидротермального изменения, а также путем выделения аналогичных комплексов форм рельефа.

Подводя итоги, можно констатировать, что сквозные системы нарушений Камчатки имеют существенно различные характеристики и играют неодинаковую роль в локализации оруденения. Наиболее глубинными, по-видимому, достигающими границы Мохо, являются широтные зоны. Они же и наиболее мобильны, так как вдоль них наблюдаются значительные градиенты в геофизических полях, и являются заметными границами разнородных блоков фундамента [3-5]. Вдоль этих зон наблюдаются смещения границ продольных северо-восточных структур. Их можно отнести к категории трансформных разломов, поскольку они служат границами, вдоль которых происходили вертикальные разнонаправленные движения блоков фундамента, трансформированные в верхних частях земной коры в сдвиговые деформации. По всей вероятности, широтные зоны, наиболее проницаемые для магматических флюидов, являются проводниками магматических расплавов и гидротерм, что позволяет отнести их к категории рудоконцентрирующих.

Меридиональные зоны менее глубинные, хотя также являются проводниками глубинного магматизма. Зоны этого типа более проявлены в верхних структурных этажах, определяя локализацию и ориентировку рудных жил в пределах рудных полей. Меридиональные зоны Камчатки относятся к типу раздвигов и играют рудофокусирующую роль.

И те и другие зоны при пересечениях с глубинными структурами генерального тектонического плана Камчатки образуют тектонические узлы, многие из которых потенциально рудоносны. Узлы – это особая категория тектонических элементов, имеющих специфическую выраженность и являющихся объектом специального изучения. Площади узлов отличаются повышенной раздробленностью и проницаемостью, так как здесь пересекаются глубинные структуры нескольких направлений. Узлы представляют собой объемные глубинные тела, имеющие тектонические границы. Более детальными исследованиями установлено, что узлы часто представлены автономными блоками и кольцевыми морфоструктурами, характеризуются длительностью и многократностью развития тектонических и магматических процессов.

Все это позволяет сделать вывод о том, что необходимо выделение новой тектонической единицы – узла пересечения крупнейших линейных структур скрытого и явного типов, имеющих глубинное заложение, – и введение ее в классификацию. Такой многоплановый подход к изучению сквозных систем нарушений дает возможность познать их роль в локализации и концентрации оруденения и дать научно обоснованный прогноз оруденения.

Л и т е р а т у р а

1. Л о н ш а к о в Е.А. Ряды вулкано-тектонических структур и структурно-вещественные парагенезисы Южно-Камчатского района//Бюл. вулканол. ст. 1979. Вып. 57. С. 79-91.
2. П а в л о в Ю.А., Ю н о в А.Ю. О мощности земной коры на Камчатке//Докл. АН СССР. 1970. Т. 191, № 1. С. 194-196.
3. С а п о ж н и к о в а Е.Н., Ш и л и н Н.Л. Рудоконцентрирующие структуры в системе сквозных линеаментов Северо-Востока Азии//Рудоконцентрирующие структуры Азии и их металлогения. М.: Недра, 1983. С. 56-118.
4. Ш и л и н Н.Л. Особенности Омолон-Камчатской сквозной системы нарушений и история ее развития//Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. М.: Наука, 1985. С. 129-159.

УДК 550.814.553.3

В.В. Середин, Ф.И. Ростовский, Б.В. Малкин

ВОСТОК-СЕВЕРО-ВОСТОЧНЫЕ СКВОЗНЫЕ СТРУКТУРЫ
ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ (ПО ДАННЫМ АВТОМАТИЗИРОВАННОГО
ДЕШИФРИРОВАНИЯ КОСМИЧЕСКИХ СНИМКОВ)

Южное Приморье считается одним из самых хорошо изученных в отношении сквозных рудоконцентрирующих структур регионов. Как известно, именно на примере геологического строения данной территории И.Н. Томсоном и М.А. Фаворской были обоснованы главные положения концепции, находящейся в центре внимания настоящего сборника [2, 3]. За 20 лет, прошедших с момента выхода в свет первых публикаций о сквозных структурах Приморья, накоплена разнообразная новая информация о тектонике, глубинном строении и рудоносности этого региона. Параллельно проходила дальнейшая разработка методов диагностики и анализа структурно-вещественных признаков сквозных структур. Важнейшее место в ряду методов, используемых при их выделении, заняло дешифрирование космических снимков, подтвердившее существование протяженных линейных структур (линеаментов), пересекающих различные тектонические элементы верхней части земной коры.

Технология дешифрирования линейных структур постоянно совершенствуется. На смену визуальному выделению линеаментов сначала пришла статистическая обработка составленных по космоснимкам схем трещиноватости, позволяющая выявить линейные ослабленные зоны, проявленные в завуалированной форме, а затем, по мере развития ЭВМ, автоматизированные методы дешифрирования. Последние дают возможность ликвидировать недостатки визуального восприятия фотоинформации и оперативно получить объективную картину линеаментов и линеаментных зон, в том числе и не поддающихся прямому дешифрированию. Кроме того, применение ЭВМ при обработке космоснимков позволяет количественно оценить степень выраженности различных линеаментов и их систем на дистанционных материалах при заданных критериях дешифрирования.

Указанные принципиально новые возможности автоматизированной обработки фотоинформации использовались нами при изучении линеаментов Южного Приморья. При этом удалось получить нетривиальные результаты, говорящие о существовании в данном регионе ранее не известной системы сквозных линейных структур.

Методика автоматизированного дешифрирования

Автоматизированное дешифрирование проводилось на вычислительном комплексе "Прогноз" (ПГО "Аэрогеология") при помощи пакета программ "LESSA", разработанного в ПГО "Аэрогеология" [4].

Дешифрирование осуществлялось по сканерным снимкам с ИСЗ "Ландсат" разрешающей способностью ~ 100 м. Снимки сделаны зимой в 7-й зоне при высоте солнца 35° и охватывают район с незначительными изменениями ландшафтов антропогенным воздействием. Последнее весьма важно при машинном дешифрировании, не различающем естественные и техногенные линейные элементы ландшафта. Космоснимок сканировался и представлялся в виде цифровой матрицы 512×512 элементов при 256 градациях фотоплотности с разрешающей способностью порядка 1 элемент = 300 м на местности, что давало обзорность $\sim 150 \times 150$ км.

На цифровом изображении сначала выделялись методами согласованной фильтрации линейные контрасты яркости протяженностью не менее 6 элементов изображения, т.е. 1,8 км и более на местности. Такие элементы выделялись по 8 секторам простираний по $22,5^\circ$ каждый ($180^\circ/8$). При этом учитывался относительный локальный контраст яркостей (не ниже 10%), а его абсолютные значения считались несущественными. Количество таких элементарных линейных объектов на изображении примерно на порядок превосходит таковое при традиционном визуальном дешифрировании. Немаловажно, что критерии дешифрирования при машинной обработке снимка, заданные в начале работы, строго выдерживаются по всему полю изображения и для любого простирания, что при визуальном дешифрировании практически недостижимо. Это позволяет на второй стадии обработки снимка на ЭВМ количественно сравнивать "выраженность" отдельных зон как одного простирания, так и разных направлений.

На второй стадии обработки с помощью полосовидного скользящего окна (трассы) выделяются протяженные прямые линеаменты, состоящие из групп элементарных штрихов, продолжающих друг друга по простиранию. Задавая различную ширину окна, удается выявить эшелонированные и кулисообразные (в пределах ширины трассы) структуры. Точность различения трасс по простиранию 1° , что вполне достаточно для решения геологических задач.

Для каждой трассы подсчитывается плотность штрихов внутри трассы, причем только таких, ориентация которых совпадает с направлением трассы. Полученная величина является в определенном смысле мерой выраженности линеамента на космоснимке.

Последний этап состоит в просмотре на экране дисплея в диалоговом режиме результатов дешифрирования линеаментов, сортируемых по степени их выраженности. Большие "пороги" значения выраженности характеризуют наиболее достоверные фотолинеаменты. Следует заметить, что сравнение линеаментов правомочно только в пределах одного кадра съемки. Стыковка разных кадров требует предварительного приведения их изображений к унифицированному виду, но для одного залета одной съемочной системы это достаточно просто.

Результаты автоматизированного дешифрирования

При проведении автоматизированного линеаментного анализа выяснилось, что на данных снимках наилучшей выраженностью обладают линеаменты восток-северо-восточного простирания ($55 \pm 5^\circ$). Самый ярко проявленный линеамент имеет степень выраженности около 70%, т.е. 70% протяженности трассы занимают элементарные штрихи фотоизображения соответствующего простирания. Этот линеамент протягивается от пос. Дальнегорск в направлении р. Поперечки и изображается на дисплее в виде тонкой прерывистой линии. При просмотре результатов на более низких "порогах" - 55 и 50% - обнаружилось появление других линеаментов,

но только того же восток-северо-восточного простирания. При этом оказалось, что Дальнегорско-Попереченский линеамент входит в состав мощной, шириной около 20 км, и сложно построенной линеаментной зоны, названной нами Пластунско-Извилинской. От Дальнегорска до верховьев р. Павловки она прослеживается в виде полосы с повышенной плотностью элементарных штрихов, а затем на юго-запад разветвляется на две субпараллельные ветви мощностью 7-8 км. Наряду с Пластунско-Извилинской при пороге 50% выявились две системы сгущения элементарных штрихов аналогичного простирания. Первая из них, Арсеньевско-Пещерная, отличается наибольшей мощностью - 30-35 км, вторая, Бородинско-Щербаковская, имеет ширину около 20 км. Обе эти линеаментные зоны отличаются несколько меньшей общей плотностью трещиноватости, чем Пластунско-Извилинская и характеризуются сгущением элементарных штрихов в краевых участках зон.

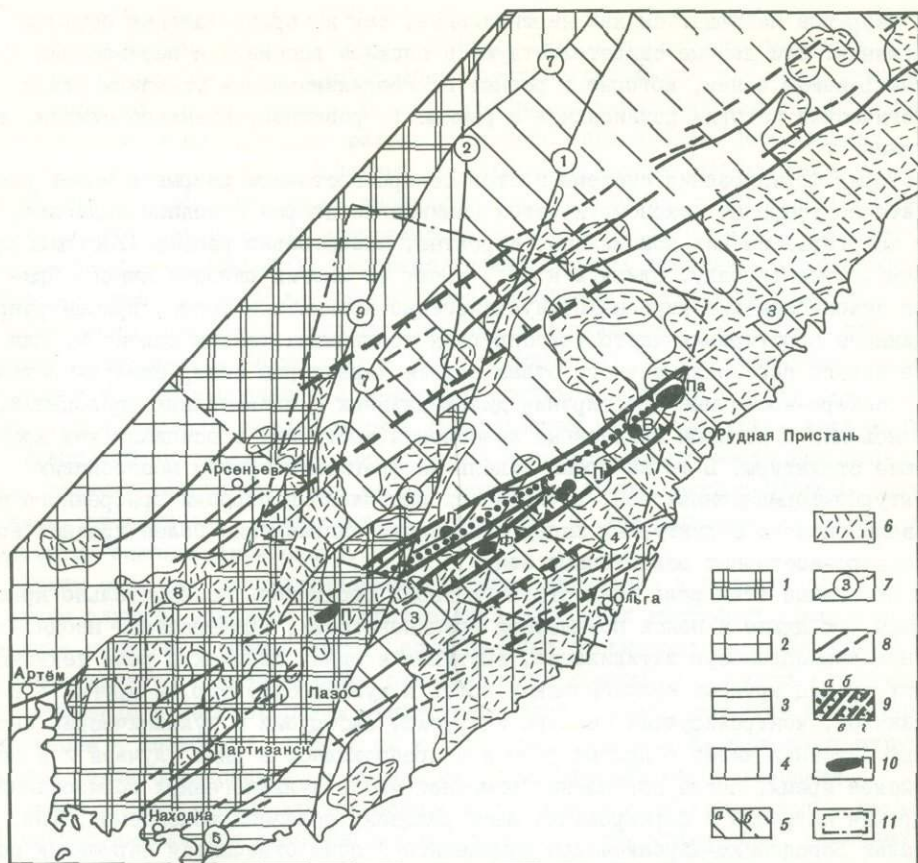
Линеаменты других направлений выявляются при автоматизированном дешифрировании при значительно более низких "порогах" - 20-45%. Все они выглядят как тонкие разреженные пунктирные линии, более или менее равномерно распределенные по площади снимка и не образующие ярко выраженных зон сгущения.

Интерпретация данных автоматизированного дешифрирования

Полученные данные, свидетельствующие о том, что восток-северо-восточные линеаменты проявлены на космических снимках значительно ярче линеаментов иных простираний, на первый взгляд кажутся довольно неожиданными, поскольку структурам этого направления обычно не придавалось существенного значения. Однако целенаправленный анализ результатов дешифрирования с привлечением геолого-геофизической, геоморфологической и геохимической информации, в том числе и по прилегающим территориям, показывает, что линеаментные зоны, выделенные на космоснимках с помощью ЭВМ, представляют собой фрагменты мощных систем разрывных нарушений, пересекающих всю территорию Южного Приморья (см. рисунок).

Так, Арсеньевско-Пещерная линеаментная зона выступает в роли соединительного звена между хорошо известными Пещернинской (Колумбинской) и Уссурийской зонами разломов. Пластунско-Извилинская зона на значительном отрезке совпадает с Прибрежным разломом, а затем с разрывами восток-северо-восточного направления, фиксирующимися на продолжении обеих ветвей этой линеаментной зоны. Бородинско-Щербаковская зона объединяет в единую структуру Перевальненский и параллельные ему Бородинский и Першинский разломы с системой нарушений аналогичного простирания на крайнем юге Приморья, главным из которых является Кривореченский надвиг. Подобные взаимоотношения позволяют рассматривать выявленные линеаментные зоны как мощные (20-35 км) и протяженные (до 450 км) пояса повышенной трещиноватости регионального значения, состоящие из крупных хорошо известных разломов и густой сети параллельных им нарушений низшего порядка.

Изучение фрагментов Бородинско-Щербаковской зоны по линиям горных выработок, а также в береговых обнажениях Японского моря и речных долин подтверждает подобную интерпретацию этой линеаментной зоны. В пределах изученных участков (Ольгинский и Верхне-Милоградовский рудные узлы) устанавливается развитие эшелонированной системы разрывов с азимутом простирания 60°, со-



Восток-северо-восточные сквозные структуры Южного Приморья (по данным автоматизированного дешифрирования космических снимков)

1-5 - складчатые комплексы (по Ю.Н. Олейнику): 1 - докембрийские, 2 - кембрийские, 3 - среднепалеозойские, 4 - позднепалеозойские, 5 - мезозойские (а - нижний этаж, б - верхний этаж); 6 - позднемеловые-кайнозойские орогенные вулканиты; 7 - разломы, разделяющие разновозрастные складчатые комплексы (1 - Центральнo-Сихотэ-Алинский, 2 - Меридиональный, 3 - Прибрежный, 4 - Перевальненский, 5 - Кривореченский, 6 - Извилинский, 7 - Самаркинский, 8 - Уссурийский, 9 - Арсеньевский); 8 - восток-северо-восточные разломы по геологическим (а) и геоморфологическим (б) данным; 9 - наиболее ярко проявленные на космоснимке линейменты и линейментные зоны (а - Дальнегорско-Попереченский линеймент, б - Пластунско-Извилинская зона, в - Бородинско-Щербаковская зона, г - Арсеньевско-Пещерная зона); 10 - рудные узлы, локализуемые в пределах Пластунско-Извилинской зоны: Па - Партизанский (Pb, Zn, V), В - Высокогорский (Sn), В-II - Верхне-Павловский (Hg), К - Кочубеевский (Sn, Pb, Zn), Ф - Фурмановский (Sn), Л - Лазурный (Cu), П - Попереченский (Sn); II - границы космоснимков, обработанных на ЭВМ

проводящихся зонами дробления, расщепления, катаклаза и милонитизации. Мощность отдельных разрывов, выполненных глиной трения с обломками вмещающих пород, - 0, I-15 м. Углы и направленные падения разрывов варьируют в широких пределах. В Ольгинском узле фиксируются главным образом крутопадающие дизъюнктивы, имеющие как северо-западное, под углами 50-85°, так и юго-восточное (75-85°) падение. В Верхне-Милоградском узле наряду с крутопадающими отмечаются также пологие (20-25°) нарушения. Характерно, что на плоско-

стях разрывов наблюдаются как вертикальные, так и горизонтальные борозды скольжения. Эти данные свидетельствуют о сложной кинематике перемещений по рассматриваемым зонам, которые в разные по геодинамическим условиям этапы геологической истории развивались в режиме то разнонаправленного сжатия, то растяжения.

История формирования системы восток-северо-восточных разрывов может быть достаточно уверенно реконструирована начиная со второй половины палеозоя, хотя некоторые из них заложились, вероятно, значительно раньше (Уссурийский разлом). Ориентировку, близкую к 60° , имеют во многих районах Южного Приморья девон-пермские карбонатно-вулканогенно-кремнистые толщи, причем разрывы данного простирания часто трассируются трещинными телами спилитов. Для мезозойского геосинклинального этажа больше характерны север-северо-восточные и северо-восточные простирания дизъюнктивных и пликтивных дислокаций, по отношению к которым выявленные линеаменты выступают в основном как косо-секущие структуры. В то же время отдельные фрагменты границ мезозойских структурно-формационных зон, в частности протяженные отрезки Прибрежного и Перевальненского структурных швов, используют направление более древних восток-северо-восточных ослабленных зон.

В орогенный этап роль этих структур вновь проявилась исключительно ярко. Разрывы, входящие в пояса повышенной трещиноватости, претерпевали неоднократную разноплановую активизацию, выступая в одних случаях в роли тектонических границ крупных вулканических полей и вулканоструктур, в других – в роли каналов, контролирующих цепочки интрузий, экструзий и вулканических аппаратов. Активная жизнь подобных разрывов продолжалась в ряде случаев и в кайнозойское время, после накопления основной массы вулканогенных образований, внедрения интрузий и формирования месторождений полезных ископаемых. Так, в пределах Бородинско-Щербаковской линеаментной зоны отмечаются нарушения восток-северо-восточного простирания, секущие покровы эффузивов, в которых они фиксируются линейными зонами гидротермальной проработки и поясами поздних базальтовых даек. Такие же разрывы в гранитах Владимирского массива представлены зонами катаклаза и милонитизации. Кроме того, на ряде месторождений Ольгинского узла рудные тела "срезаются" крутопадающими разломами данного простирания, причем на плоскостях пострудных нарушений отмечаются как вертикальные, так и горизонтальные штрихи скольжения.

Приведенные сведения позволяют говорить о длительном проявлении тектономагматической активности в выделенных поясах повышенной трещиноватости, которая в зависимости от общего стиля эволюции региона могла принимать различные формы. Следует также подчеркнуть, что, хотя конкретные разрывы, входящие в состав этих ослабленных поясов, служат на отдельных отрезках границами структурно-формационных зон, в целом они представляют собой типичные сквозные линеаментные структуры, пересекающие под острым углом разнотипные и разновозрастные тектонические элементы земной коры. Особо надо отметить, что, судя по данным автоматизированного дешифрирования, а также геологическим материалам, рассматриваемые линеаментные структуры пересекают без всякого смещения основные разломы Южного Приморья (Центрально-Сихотэ-Алинский и др.), которые часто относят к категории левосторонних сдвигов длительного развития со значительной (до 200 км) амплитудой горизонтальных движений.

Указанные пространственные взаимоотношения с верхнекоровыми структурами, а также длительность развития восток-северо-восточных зон предусматривает

значительную глубину их заложения. В пользу этого свидетельствуют и некоторые геологические и геохимические данные. Так, для наиболее хорошо изученного в геохимическом отношении отрезка Пластунско-Извилинской зоны, проходящего в пределах Дальнегорского рудного района, устанавливается своеобразная геохимическая специализация разрывов данного направления. Как показал Ю.Н. Брилев, эти разломы отличает от нарушений других ориентировок то, что наряду с фоновыми для района аномалиями Sn, Pb, Cu и других халькофильных и литофильных элементов они контролируют аномалии V, Ni и Co [1]. Подобная сидерофильная специализация, вероятно, может служить признаком глубинности этих разломов. Об этом же говорят локализуемые в отдельных участках зон восток-северо-восточные цепочки палеозойских спилитов (Ольгинский район), юрских пироксенитов (окрестности пос. Кокшаровка), пояса поздне меловых и палеогеновых даек среднего и основного состава, а также закартированные В.В. Серединым зоны шеелитоносных углеродистых метасоматитов в верховьях р. Милоградовки. Последние локализируются в восток-северо-восточных зонах смятия, секущих разновозрастные геосинклинальные толщи, представленные песчаниками, гравелитами, алевролитами, кремнями, и перекрывающие их туфы и лавы андезитов синанчинской свиты.

Таким образом, рассматриваемые сквозные нарушения в течение длительного времени служили каналами для поступления глубинных мантийных продуктов в верхние горизонты земной коры. Перечисленные особенности рассмотренных линейных структур – значительные протяженность и мощность, секущее положение по отношению к верхнекоровым структурам, длительность развития и глубинность заложения – позволяют отнести их к категории сквозных линейных структур. В этой связи остановимся на оценке их рудоконтролирующего значения.

Среди рассмотренных восток-северо-восточных сквозных структур в данном отношении выделяется Пластунско-Извилинская линейная зона, наиболее ярко проявленная на космических снимках. Размещение рудных объектов носит в ее пределах узловый характер. Однако рудные узлы соединяются между собой цепочками небольших проявлений и геохимических аномалий, что позволяет говорить о повышенной минерализованности всей зоны в целом.

Месторождения, располагающиеся в пределах Пластунско-Извилинской зоны, отличаются как по формационному типу, так и по составу ведущего полезного компонента. Здесь локализируются медно-порфировые (Лазурное), ртутные (Верхне-Павловский), боросиликатные (Бор), скарново-полиметаллические (Партизанская группа) и разнотипные оловорудные и олово-полиметаллические (Высокогорское, Кочубеевское, Фурмановское, Поперечка) объекты. Ряд из них относится к сложным полиформационным месторождениям, перспективы которых еще только предстоит оценить. Некоторые из рудных узлов протягиваются вдоль восток-северо-восточных нарушений, подчеркивая этим важную роль в локализации оруденения сквозной структуры. Отметим, что цепочки месторождений, втянутые согласно простиранию сквозных структур, известны и в пределах других линейных зон (Бородинская группа месторождений в Ольгинском узле).

Таким образом, Пластунско-Извилинской сквозной структуре свойственна общая повышенная рудоносность при линейно-узловом размещении повышенных концентраций рудной минерализации. Узловой характер размещения оруденения определяется, по-видимому, неодинаковой рудоносностью блоковых и очаговых структур, которые пересекает сквозная зона. Различная их металлогеническая

специализация может обуславливать пестрый состав оруденения, развитого в пределах Пластунско-Извилинской линейной структуры, которая, учитывая ее возможное рудоконцентрирующее значение, несомненно заслуживает дальнейшего изучения. Последнее, вероятно, можно сказать и об остальных выявленных сквозных структурах восток-северо-восточного простирания, в том числе и о расположенной к северу от рассмотренной территории Тигринской зоны. Хотя их роль в концентрации оруденения пока недостаточно ясна, рудоконтролирующее значение подобных линейных элементов отмечалось ранее В.С. Кравцовым [2].

Л и т е р а т у р а

1. Брилев Ю.Н. Особенности геохимических полей скарново-полиметаллических месторождений Дальнегогорского района//Новое в геологии Дальнегогорского рудного района. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 137-143.
2. Томсон И.Н., Кочнева Н.Т., Кравцов В.С. и др. Металлогения скрытых линейных элементов и концентрических структур. М.: Недра, 1984. 272 с.
3. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения//Сов. геология. 1968. № 10. С. 6-20.
4. Федоров Е.Е., Златопольский А.А., Малкин Б.В. Автоматизированный анализ трещиноватости при прогнозе проявлений аметиста//Разведка и охрана недр. 1985. № 8. С. 29-32.

СОДЕРЖАНИЕ

Введение. М.А. Фаворская	3
--------------------------------	---

I. Общие вопросы

М.А. Фаворская, И.Н. Томсон. О природе сквозных рудоконцентрирующих структур	5
Л.М. Натапов, В.В. Козлов, Н.В. Межеловский, А.Л. Ставцев. Выделение региональных рудоконцентрирующих разломов по данным космогеологических исследований и геодинамического анализа	9
В.А. Баскина. Особенности магматических ассоциаций рудоконцентрирующих структур	14
Г.М. Беляев, В.М. Терентьев. Тектоно-метасоматические зоны как одна из форм проявления сквозных рудоконцентрирующих структур	21
М.А. Фаворская, Н.В. Виноградов, И.К. Волчанская, А.М. Курчавов, Е.Н. Сапожникова, Н.Л. Шилин. Новые данные об особенностях развития и признаках рудоконцентрирующих структур	29
М.И. Новгородова, И.К. Волчанская. Минералого-геохимические индикаторы глубинности рудоконцентрирующих структур	34
В.В. Архангельская, Е.Л. Елович. Планетарная трещиноватость и эндогенная минералогия территории СССР	40

II. Глобальные и трансконтинентальные рудоконцентрирующие структуры

Ф.Я. Корытов. Урало-Ирано-Оманский пояс магматизма и рудогенеза	47
Н.А. Озерова, Н.Р. Машьянов, Ю.И. Пиковский, В.В. Рыжов, Л.А. Добрянский, М.А. Груздева. Линеамент Карпинского - сквозная рудьконцентрирующая структура	52
Е.А. Радкевич. Закономерная сеть трещин и ее роль в локализации оруденения	58

Н.И. Филатова. Сквозные структуры северо-западной части Тихоокеанского кольца и их геологическое значение	65
А.Е. Тюленев, В.Г. Кушев. Результаты сопоставления с помощью линейного анализа Сибирской и Китайско-Корейской платформ и платформенных комплексов Приморско-Приамурского региона	72
Ш.А. Губерман, М.П. Жидков, Ю.И. Пиковский, Е.Я. Ранцман. Распознавание нефтегазоносных морфоструктурных узлов Анд	78
В.С. Кравцов. Соотношение секущих специализированных рудных поясов и рудоконцентрирующих линейментов в северном секторе Тихоокеанского подвижного пояса	85

III. Европейская часть СССР

С.С. Быстревская. Сквозные рудоконцентрирующие структуры юго-западной части Восточно-Европейской платформы и Карпатской складчатой области	92
В.А. Крупенников. Каневско-Новоукраинский глубинный разлом - крупнейшая длительно развивающаяся рудоконцентрирующая структура фундамента Украинского щита	97
И.И. Чебаненко, В.П. Бобров, В.Г. Верховцев, И.С. Потапчук, Н.Ф. Русаков, Н.Н. Шаталов. Тектонические особенности сквозных глубинных рудоконцентрирующих структур юго-восточной части УССР	104
В.Н. Бугаенко, В.В. Науменко, Н.П. Семенюк. Этапы активизации сквозных субмеридиональных рудоконтролирующих структур юго-запада Восточно-Европейской платформы	110
Ю.В. Нечаев, В.М. Саттарова. Некоторые рудоконцентрирующие структуры Кавказа по космическим данным	116
Л.С. Меликян. Сквозные рудоконцентрирующие структуры в офиолитах Севанской зоны и их металлогеническое значение	122
В.В. Баржицкий, Б.М. Гринченко. Система сквозных разрывов северо-восточной части Балтийского щита и ее минерагеническое значение	127

IV. Казахстан и Средняя Азия

Е.А. Алекторова, В.С. Зорина. Рудоконцентрирующие структуры Казахстана	132
Л.Б. Иванов, А.А. Лекерова. Тектонические аспекты развития сквозных рудоконцентрирующих разломов Казахстана и сопредельных территорий	138
И.Н. Томсон, Г.А. Тананаева, Н.Т. Кочнева, Б.А. Черновский. Меридиональные рудоконцентрирующие структуры Срединного Тянь-Шаня	145
В.В. Потапьев, Н.Т. Кочнева. Признаки скрытой Янгибад-Гушсайской сквозной рудоконцентрирующей зоны	150
Л.Н. Афиногенова, Р.Н. Сальникова. Системы сквозных структур Памира и Тянь-Шаня и их значение в металлогении	156

Н.В. Виноградов, Н.Н. Биндеман. Эволюция эндогенных процессов в Гиссарском звене Ханбандытау-Байсунской рудоконцентрирующей структуры	161
Е.Н. Сапожникова, С.М. Жданов. Сквозные системы нарушений и особенности размещения полезных ископаемых запада Туранской плиты	165
У. Сибирь и Дальний Восток	
В.Н. Образцов, А.В. Салаев, В.А. Наумов. Сквозные рудоконцентрирующие структуры южных ограничений Сибирской платформы	171
И.К. Коротаяевская, И.В. Булдаков, С.И. Корнеев. Опыт использования концепции рудоконцентрирующих структур для прогнозирования медно-никелевого и титано-магнетитового оруденения	176
А.А. Сидоров, Р.Б. Умитбаев, А.П. Соболев. Факторы продуктивности сквозьструктурных линеаментов (на примере Северо-Востока СССР)	180
А.И. Садовский. Сквозные рудоконцентрирующие структуры Северо-Востока Азии и металлогеническое прогнозирование	186
С.А. Чернов, В.А. Печерская. Место рудоконцентрирующих структур в системе линеаментов юго-востока Сибирской платформы	192
А.М. Жирнов, О.А. Степанов. Рудоконцентрирующие структуры Малого Хингана и их значение для прогноза эндогенного оруденения	197
Е.Н. Сапожникова, Н.Л. Шилин. Особенности сквозных структур и узлов повышенной проницаемости Камчатки и их роль в локализации оруденения	204
В.В. Середин, Ф.И. Ростовский, Б.В. Малкин. Восток-северо-восточные сквозные структуры Южного Приморья (по данным автоматизированного дешифрирования космических снимков)	210

Научное издание

**СКВОЗНЫЕ
РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИЕ
СТРУКТУРЫ**

*Утверждено к печати
Институтом геологии рудных месторождений,
петрографии, минералогии
и геохимии АН СССР*

ИБ № 39916

Подписано к печати 17.04.89. Т — 10304
Формат 70 × 100 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 18,2

Усл.кр.-отт. 18,7. Уч.-издл. 19,4

Тираж 750 экз. Тип. зак. 1519

Цена 3 р. 90 к.

Ордена Трудового Красного Знамени
издательство "Наука" 117864 ГСП-7,
Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени
1-я типография издательства "Наука"
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

В ИЗДАТЕЛЬСТВЕ "НАУКА"

готовятся к печати книги:

З а р а й с к и й Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. 20 л.

В книге представлен оригинальный опыт систематического разбора условий формирования и принципиальных особенностей строения метасоматических пород с позиций прямого экспериментального моделирования метасоматических процессов. Экспериментально воспроизведены и изучены все главные типы околорудных метасоматитов, построены количественные физико-химические диаграммы, характеризующие условия их образования. Полученные результаты использованы для интерпретации условий метасоматизма на рудных месторождениях.

Для геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

Изотопная геохимия и космохимия. 20 л.

Рассмотрены вопросы изотопной гетерогенности вещества Солнечной системы, раскрыты механизмы возникновения изотопных аномалий в метеоритах, освещены альтернативные проблемы образования Земли в ходе гетерогенной и гомогенной аккреции, возникновения атмосферы. Исследован изотопный состав элементов, содержащихся в мантийных образованиях, включая алмазы. Приведены новые данные по изотопной геохронологии древнейших образований Земли и новейшие методы изотопно-геохимических исследований.

Для геохимиков и специалистов в области геохронологии.

Магматизм Земли и Луны: (опыт сравнительного анализа).
20 л.

В сборнике собраны материалы по минералогическому и петрохимическому изучению лунных пород. Исследованы породы некоторых импактных земных структур и древнейшие земные магматические дифференциаты. Проведено сравнение земных и лунных образований. Выявлена активная роль компонентов в лунном магматизме, подобие лунных пород земным, гетерогенность лунных материков и морей и многоэтапность их формирования.

Для геологов, петрологов и геохимиков.

Магматизм рифтов: (петрология, эволюция, геодинамика).
15 л.

Рассмотрены главные особенности магматических процессов в пределах зон континентального и океанского рифтогенеза. Особое внимание уделяется характеристике современных Байкальской и Красноморской рифтовых областей, палеозойских палеорифтов Центральной Азии. Приведены материалы по вещественному составу магматических горных пород, их петрогеохимическим особенностям и изотопным характеристикам. На материале по глубинным ксенолитам описаны металлогенические аспекты магматизма рифтовых областей.

Для геологов и петрологов.

Планета Венера. 44 л.

В книге впервые дано обобщенное описание строения и состава атмосферы и поверхности планеты Венера на основании материалов, полученных с помощью советских АМС серии "Венера" и "Вега". Рассмотрены проблемы происхождения и эволюции планеты, публикуется атлас радиолокационных изображений Северного полушария, полученных со спутников "Венера-15" и "Венера-16".

Для геологов, геохимиков и планетологов.

Кора выветривания как источник комплексного минерального сырья, 25 л.

В книгу включены материалы по геологии и теории формирования рудоносных кор выветривания — бокситоносных, никеленосных, редкометальных и других, а также связанных с ними различных неметаллических полезных ископаемых. Приведены данные детального минералогического исследования продуктов выветривания с использованием новейших методов локального анализа. Рассмотрены особенности гумидного выветривания на алюмосиликатных и карбонатных породах в течение фанерозоя и докембрия. Дана новая информация об аридном и криогенном выветривании.

Для геологов, минералогов, петрографов и геохимиков.

Современные гидротермы и минералообразование. 14 л.

Сборник содержит оригинальный материал, полученный в результате изучения гидротерм Курильских островов, Камчатки и процессов минералообразования, обусловленных этими гидротермами. В первой части рассматриваются особенности состава и металлоносности гидротерм. Вторая — посвящена всесторонней характеристике новообразованных гидротермальных минералов. В третьей — характеризуются минералы и их ассоциации, формирующиеся в процессе разгрузки подводных гидротерм в Красном море и в пределах Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Для геологов, минералогов, геохимиков и океанологов.

*Адреса книготорговых предприятий "Академкнига"
с указанием магазинов и отделов "Книга-почтой"*

Магазины "Книга-почтой":

- 252107 Киев, ул. Татарская, 6.
197345 Ленинград, ул. Петрозаводская, 7.
117393 Москва, ул. Академика Лилюгина, 14, корп. 2.
Магазины "Академкнига" с указанием отделов "Книга-почтой":
480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 "Книга-почтой"
370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 "Книга-почтой"
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 "Книга-почтой"
690088 Владивосток, Океанский пр-т, 140 "Книга-почтой"
320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 "Книга-почтой"
734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 "Книга-почтой"
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 "Книга-почтой"
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 "Книга-почтой"
252030 Киев, ул. Ленина, 42
252142 Киев, пр-т Вернадского, 79.
252025 Киев, ул. Осипенко, 17
277012 Кишинев, пр-т Ленина, 148 "Книга-почтой"
343900 Краматорск Донецкой обл., ул. Марата, 1 "Книга-почтой"
660049 Красноярск, пр-т Мира, 84
443002 Куйбышев, пр-т Ленина, 2 "Книга-почтой"
191104 Ленинград, Литейный пр-т, 57
199164 Ленинград, Таможенный пер. 2.
194064 Ленинград, Тихорецкий пр-т, 4.
220012 Минск, Ленинский пр-т, 72 "Книга-почтой"
103009 Москва, ул. Горького, 19-а.
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7.
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 "Книга-почтой"
630076 Новосибирск, Красный пр-т, 51.
142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8.
142292 Пущино Московской обл., ул. МР "В", 1 "Книга-почтой"
620151 Свердловск, ул. Мамина-Сибиряка, 137 "Книга-почтой"
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1.
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73
700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43.
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 "Книга-почтой"
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 "Книга-почтой"
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49.
720001 Фрунзе, бульвар Дзержинского, 42 "Книга-почтой"
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 "Книга-почтой"

3 р. 90 к.

5153