

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ

6/2011

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.Мигачев

Зам. главного редактора Н.И.Назарова

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
Ю.К.ГОЛУБЕВ
В.С.ЗВЕЗДОВ
П.А.ИГНАТОВ
В.В.КУЗНЕЦОВ
Н.К.КУРБАНОВ
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН

УЧРЕДИТЕЛЬ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
РОСНЕДРА МИНИСТЕРСТВА ПРИРОДНЫХ
РЕСУРСОВ И ЭКОЛОГИИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Издается при участии
Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2011

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 25.11.11 г.
Подписано в печать 30.11.11 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 315-43-47
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2011

Прикладная металлогения*Вихтер Б.Я.*

Металлоносные черные сланцы и песчано-сланцевые терригенные комплексы: различия и перспективы золотоносности

5

Лихачев А.П.

Выделение перспективно рудоносных структур по глубинным геофизическим данным

14

Беляев Е.В.

Минералого-петрографические особенности пород Патынского полиформационного массива, Горная Шория

21

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений*Серокуров Ю.Н.*

Структурно-энергетические признаки локализации кимберлитового магматизма на древних платформах

28

Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю.

Минералого-геохимические критерии прогноза и поисков стратиформного золото-кварцевого оруденения (на примере Дуэт-Бриндакитского рудного поля)

36

Строение рудных месторождений*Шатагин Н.Н., Лотфи Бахш А.*

Признаки опрокинутого залегания четвертой залежи Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения, Рудный Алтай

45

Абрамов Б.Н., Манзырев Д.В.

Петрохимические, геохимические особенности интрузивных и эксплозивных пород Илинского золоторудного месторождения, Восточное Забайкалье

52

Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Новикова И.В.

Газнок — первое в Узбекистане перигранитное золото-редкометальное месторождение в карбонатных породах

57

Applied metallogeny*Vikhter B.Y.*

Metalliferous black shales and sandstone-mudstone terrigenous complexes: differences and gold potentials

Likhachev A.P.

Revealed promising ore-bearing structures on the basis deep geophysical data

Belyaev E.V.

Mineralogik-petrographikal specifications rocks of Pathynean poliformational massive, mountains of Shoriya

Exploration: Techniques and methods*Serokurov Y.N.*

The structural and energetic features of the localization of kimberlite magmatism in ancient platforms

Kosovets T.N., Orlova G.Yu.

Mineralogical and geochemical criteria of forecasting and searching for stratiform gold-quartz ore: Duet-Brindakit ore junction example

Anatomy of ore deposits*Shatagin N.N., Lotfi Bakhsh A.*

Signs overturned occurrence of the fourth bed of Belousovsky pyrite-polymetallic deposit, Ore Altai

Abramov B.N., Manzyrev D.V.

Petrochemical and geochemical characteristics of intrusive rocks and explosive breccias Ilnskoye gold deposit, Eastern Transbaikalia

Ezhkov Yu.B., Rakhimov R.R., Novikova I.V.

Gaznok — is the first perigranite of gold-rare metal deposit in carbonate rocks in Uzbekistan

Дискуссии**Discussions***Жирнов А.М.*

О необоснованности прогноза суперрайонов с золото-полиметальными и алмазными месторождениями на основе процессов конвекции и адвекции в мантии Земли

67

Zhirnov A.M.

Superdistricts and ore metals regions as groundless structures on tectonophysical data

Барышев А.Н.

К дискуссии по некоторым аспектам геодинамических основ металлогении и о методологии прогноза месторождений

70

Baryshev A.N.

Concerning the discussion on some aspects of geodynamic foundations of metallogeny and methodology of the mineral deposit prediction

Памятные даты**Memorable dates**

К 100-летию со дня рождения М. Б. Бородаевской

77

M.B.Borodaevskaya 100th anniversary

Поздравляем с юбилеем**Our congratulations**

Н.П.Варгунину, Т.Н.Косовец, Н.Г.Петраш, Б.Л.Серебряного, Б.Д.Углова

79

N.P.Vargynina, T.N.Kosovets, N.G.Petrash, B.L.Serebryaniy, B.D,Uglov

Памяти

М.С.Михайловой

82

In memoriam

M.S. Mikhailova

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2011 году

83

Rudy i Metally (Ores and Metals) List of publications 2011



МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ЧЕРНЫЕ СЛАНЦЫ И ПЕСЧАНО-СЛАНЦЕВЫЕ ТЕРРИГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ: РАЗЛИЧИЯ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ

Б.Я.Вихтер (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Предлагается выделять четыре группы слоистых комплексов с широким развитием тонкообломочных пород черного цвета (черных сланцев), отличающихся масштабом и спецификой золотоносности. Золоторудные месторождения не встречаются в высокоуглеродистых собственно черных сланцах. Кластогенно-осадочные толщи, с которыми они связаны, слабо углеродистые, сложенные материалом терригенного происхождения, подвергшимся активной аэрации, или эдафогенного, подвергшимся гидратации.

Ключевые слова: черные сланцы, терригенные комплексы, золоторудные месторождения, фоновое золото, углеродистость.

Вихтер Борис Яковлевич, nms@tsnigri.ru

METALLIFEROUS BLACK SHALES AND SANDSTONE-MUDSTONE TERRIGENOUS COMPLEXES: DIFFERENCES AND GOLD POTENTIALS

B.Y.Vikhter

We suggest to introduce four groups of layered complexes (sequences) characterized by fine-grained rocks of black color (black shales), which differ in tonnage and other special features of gold mineralization. Highly carbonaceous black shale sequences sensu strictu are barren of gold deposits. Clastogenic sedimentary sequences hosting gold deposits are weakly carbonaceous, these are composed of the active aeration-influenced terrigenous material, either these are of edaphic origin complicated by hydration.

Key words: black shales, terrigenous sequenced, gold deposits, background gold, carbonaceous.

В последние десятилетия существенную долю в мировой минерально-сырьевой базе золота составляют месторождения, размещающиеся в песчано-сланцевых терригенных комплексах. К ним относятся такие гиганты, как Мурунтау в Узбекистане, Сухой Лог, Наталкинское и Неждановское в России, Донлин Крик на Аляске, Бендиг в Австралии, Ашанти в Гане, а также большое число менее крупных объектов. Характер руд и геолого-структурные условия локализации позволяют отнести эти месторождения к золото-мышьяково-сульфидному рудно-формационному семейству. В отечественной и зарубежной геологической литературе наиболее часто их относят к месторождениям «черносланцевых толщ», «углеродистых толщ», «черносланцевых формаций», «черных сланцев». Породы, вмещающие месторождения, действительно, имеют черный цвет, который связывается с присутствием в них некарбонатного углерода. Судя по названиям, вмещающая среда — черные сланцы — считается характерным признаком и условием присутствия в ней золотых руд. На этом нередко основываются прогнозные построения и обосновываются высокие перспективы золотоносности отдельных террито-

рий. Однако черные сланцы присутствуют в разрезах слоистых толщ большинства геотектонических обстановок Земли, и далеко не всегда с ними связаны золоторудные месторождения. Для повышения эффективности прогнозных построений целесообразно рассмотреть главные признаковые черты золотоносных кластогенно-осадочных толщ и обстановку локализации золоторудных месторождений упомянутого семейства, отграничив их от иных слоистых комплексов с черными сланцами с иной металлоносной и рудоносной специализацией.

Предлагается выделить четыре группы современных геотектонических структур и соответственно четыре группы слоистых комплексов с широким развитием тонкообломочных пород черного цвета («черных сланцев»), отличающихся масштабом и спецификой золотоносности.

Разнообразие и типизация **черных сланцев** как особой формации или литокомплекса рассмотрена во многих работах. В отечественной литературе в публикациях последних лет [12, 15] рассмотрены принципы типизации и металлоносность черных сланцев, а также перспективы их рудоносности на территории России. Рациональной представляется

группировка, предложенная М.Я.Шпирт с соавторами [16], согласно которой «тонкозернистые осадочные породы с содержанием ОВ от 8 до 20% относятся к черным сланцам; от 20 до 60–80% — к горючим сланцам; при ОВ <8% «черные сланцы» переходят в разряд обычных глинистых и глинисто-карбонатных пород».

Впервые подробный анализ металлоносности черных сланцев провел К.Б.Краускопф [20], обобщив материал 219 публикаций. Он противопоставлял черные сланцы обычным осадочным породам, в число которых включал сланцы, песчаники и известняки+доломиты. Геохимическая специализация черных сланцев (как и других пород) определялась им по показателю «фактор обогащения» — отношению содержания элемента в черных сланцах к содержанию его в литосфере. По величине «фактора обогащения» из 30 анализировавшихся металлов черные сланцы оказались наиболее обогащенными Ag, As, Au, Cu, Mo, Ni, Pb, V, Zn и МПГ. К.Б.Краускопфом анализировались также асфальты, и был сделан вывод: «сходство между содержанием металлов в асфальтах и черных сланцах совершенно очевидно» [6]. Этот вывод корреспондирует с заключением А.А.Маракушева [9] о связи черных сланцев с нефтеобразованием. По его мнению, к типоморфным металлам черных сланцев относятся Ti, V, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn – Rb, Sr, Zr – Ba, La, Ce, Nd – Au, Pb, Th, U. Ассоциацию V, Ni, Zn он считает индикаторной и также указывает на близость черных сланцев и асфальтитов по составу парагенезисов элементов и особенно по содержанию V, Ni, Zn.

С черными сланцами связаны промышленные месторождения сравнительно широкого круга металлов из числа типоморфных для этой литоформации. Примеры связи золоторудных месторождений с черными сланцами не известны. Рассмотрим некоторые характерные черты черных сланцев.

Литологический состав. В составе металлоносных черных сланцев преобладают глинистые сланцы. Достаточно часто отмечаются кремнистые сланцы, известняки, доломиты, мергели, а также углеродистые слои, представленные породами от бактериальных матов до шунгитовых и графитовых слоев в зависимости от степени метаморфизма. Характерны фосфатоносные кремни, сульфидные и известковистые конкреции, в подчиненном количестве отмечаются конгломераты, песчаники. Обычно указывается на отсутствие или незначительную роль терригенного материала [13].

Углеродистость ($C_{орг}$). К.Б.Краускопф [6] отмечал, что «содержание в них органической составной части редко превышает 50%, а обычно отвеча-

ет нескольким процентам». Содержание $C_{орг}$ в металлоносных черных сланцах колеблется от 1,7 до 50%, в среднем 10–15%. К.Б.Краускопф подчеркивал зависимость высоких содержаний металлов в черных сланцах от высоких содержаний в них органического вещества. В настоящее время установлено [5, 9], что углерод в черных сланцах имеет не только органическое, но и эндогенное (магматогенное) происхождение.

Мощность и протяженность пачек черных сланцев. По А.А.Маракушеву и В.Л.Русинову (2005), мощность пластов черных сланцев варьирует от сантиметров до первых метров. Доманиковые породы Предуралья имеют мощность в среднем от 11 до 30 м [13]. Для сланцев Чаттануга, охватывающих по времени интервал всего верхнего девонского яруса и часть каменноугольного, указывается мощность >30 м [8]. Главный ураноносный горизонт сланцев Чаттануга составляет 4 м, он выдержан по мощности на большой площади (М.М.Константинов, Е.Я.Куликова, 1960). Такие же мощности (в среднем первые сантиметры – первые метры) характерны для большинства рудоносных черных сланцев, в том числе и Купфершифер. Последние в составе верхнепермского цехштейна Европы прослеживаются от Южной Англии до Южной Польши. Кембрийские черные сланцы Южного Китая с месторождениями типа Зуньи имеют мощность от нескольких десятков до >100 м и прослеживаются на 1600 км. В бассейне Селвин на северо-западе Канады черные сланцы, вмещающие цинк-никель-платиноидное месторождение Ник-Проперти, при мощности в среднем ~100 м распространяются на многие сотни километров.

Геохимическая специализация. Характерный комплекс надкларковых элементов включает V, Ni, Zn, а также Ag, As, Cu, Mo, МПГ, Au, Mn, U, реже Th, Pb, Ti. На некоторых рудоносных объектах других металлов, связанных с черными сланцами, содержания Au иногда составляют 0,1 г/т, в отдельных пробах до первых граммов на 1 т. Здесь оно может рассматриваться как попутный полезный компонент, однако самостоятельных месторождений не образует.

Вероятные обстановки формирования черносланцевых формаций. Малые мощности отложений, охватывающие большие интервалы времени, преимущественно тонкообломочный, сапропелевый, илисто-глинистый составы, слабо окисленный характер органики, включающий фауну пелагического типа — все это может свидетельствовать о глубоководном образовании черных сланцев. Возможно, такого рода отложения формируются в центральных (халистатических) ваннах Черного

моря. С другой стороны, многие исследователи указывают на мелководный (М.М.Константинов, Е.Я.Куликова, 1960), близбереговой [7] характер их формирования, свойственный, вероятно, черно-сланцевым формациям современных осадочных чехлов платформ.

Некоторые черты рудных месторождений, связанных с черными сланцами. В таблице приведены примеры некоторых месторождений в черных сланцах, основными компонентами которых являются: Mo, Ni, Zn с попутными МПГ и Au (Тианешан, Зуньи и др. в Южном Китае, Ник-Проперти в Канаде); V, U с попутными Au, Cu, МПГ (Средняя Падма, Косьмозеро, Шульгиновское в Карелии); Cu, Pb, Zn, Ag, иногда с повышенным Au, МПГ (Польковице, Любин и др. в Польше, Мансфельд, Рихельсдорф и др. в Германии).

Характерная черта рудных месторождений в черных сланцах — стратиформность. На месторождениях Зуньи и Тианешан рудные тела мощностью от 5 до 50 см, максимально до 2 м протягиваются в пределах единого стратоевровня на 7 и 5 км соответственно. В Карелии рудопроявления МПГ и Au в ассоциации с Ni, Zn, V и др. в шунгитовых и шунгитистых черных сланцах (уницкий подтип) представлены двумя–тремя пластами общей мощностью от 3,5 до 18 м. Они содержат слойки мощностью 2–35 см, обогащенные МПГ, Au, Ag и др., прослеживающиеся на 3–5 км (Д.А.Додин, Н.М.Чернышев, Б.А.Яцкевич, 2000). Месторождения обычно не выходят за пределы пачек черных сланцев мощностью от десятков до ста с небольшим метров. Когда рудные тела размещаются в секущих разрывах, они редко выходят за пределы пачек черных сланцев. Руды месторождений высокосульфидные (сульфидов в среднем от 10 до 40%). В составе руд устанавливаются металлоуглеродистые соединения. В южнокитайских месторождениях, например, основную долю Mo связывают с фазой $(\text{Mo}, \text{Fe}, \text{Ni})_3(\text{S}, \text{As})_6\text{C}_{10}$.

Важнейшие провинции с широким развитием **песчано-сланцевых терригенных комплексов**, в которых известны крупные золото-мышьяково-сульфидные месторождения бакевичского семейства (Б.Я.Вихтер, 2009), (Южно-Тяньшаньская, Зайсанская, Енисейского кряжа, Верхояно-Колымская, Чукотская, Байкало-Патомская (СНГ), штата Виктория (Австралия), Бирримийская (Западная Африка), Кускоквим (Западная Аляска)).

Состав рудовмещающих толщ характеризуется большим разнообразием пород по гранулометрическому, литологическому и петрохимическому составам. Они относятся к разным формациям и, соответственно, формировались в разных обста-

новках (Б.Я.Вихтер, 2007, 2009). В золотоносных провинциях в качестве рудоносных установлены флишеидная (песчано-сланцевая), олистостромово-флишеидная, флишевая, аспидная формации, шпировая моласса. Алевро-, псаммитов-, псефитовые породы преимущественно полимиктовые и олигомиктовые, реже вулканомиктовые. Алевролиты и песчаники, преобладающие в составе рудоносных толщ, часто граувакковые.

Мощность рудовмещающих формаций составляет от многих сотен метров до 2 км и более. В Енисейском кряже мощность рудовмещающей толщи около 5 км (В.Д.Конкин, 2009). В Мурунтауском рудном районе Кызылкумов рудовмещающая бесапанская свита имеет мощность >4 км (П.А.Мухин, Ю.С.Савчук, А.В.Колесников, 1988). В рудном поле Неждановского месторождения рудоносная толща составляет 2 км (Ю.И.Новожилов, А.М.Гаврилов, 1999). В Чукотской провинции в районе месторождения Майское мощность рудовмещающего разреза >2 км. В провинции Кускоквим разрез верхнемеловых рудовмещающих пород >10 км (Р.Дж.Гольдфарб и др., 2004). В тектонической зоне Бендиги-Балларат штата Виктория рудовмещающая супергруппа кварцевых турбидитов Кастельмайн имеет мощность >2000 м [19]. Следует учитывать, что породы в большинстве золотоносных провинций интенсивно смяты и нередко тектонически скучены. Вероятно, истинная их мощность может быть примерно в два раза меньше приводимых цифр. Учитывая интенсивную дислоцированность песчано-сланцевых толщ, некоторые геологи выделяют тектоностратиграфические свиты (Р.Б.Вотчорн, К.Дж.Вилсон, 1989).

Углеродистость. По данным А.Б.Роннова и А.А.Ярошевского (1990), содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадочном слое земной коры составляет 0,5%. Такой же порядок содержаний $\text{C}_{\text{орг}}$ наиболее часто отмечается в рудовмещающих золотоносных песчано-сланцевых толщах ([10]; Б.Я.Вихтер, 2009, В.Л.Полыхов, 2010). Содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ >2–3 до 10–12% встречаются иногда в зонах смятия и рассланцевания песчано-сланцевых пород. В Верхояно-Колымской провинции, по данным М.М.Константинова (2009), содержание углистого органического вещества в верхнетриасовых рудовмещающих сланцах Адыча-Тарынской зоны составляет от 0,42 до 1,11%, в рудной зоне — 0,8%, в Иньяли-Дебинской зоне — от 0,33 до 0,45%, в Аян-Уряжской — до 0,67%. В рудовмещающем разрезе Енисейского кряжа средние содержания $\text{C}_{\text{орг}}$ не достигают 0,5%, часто составляя сотые доли процента. Корреляция Au — $\text{C}_{\text{орг}}$ отсутствует. В золотоносных терригенных породах Бирримийской провинции на западе

Африки содержание $C_{\text{орг}}$ обычно колеблется от 0,10 до 0,95%.

Фоновое золото. Современное фоновое содержание золота рудовмещающих толщ не отражает его первично-осадочную концентрацию, поскольку толщи, как правило, интенсивно дислоцированы и метаморфизованы преимущественно в зеленосланцевой фации. Эти процессы предполагают возможность перераспределения первично-осадочного золота. Считается, что в условиях регионального метаморфизма фоновое золото выносится из высокотемпературных зон метаморфизма (гранулитовой и амфиболитовой фаций) и накапливается в зоне зеленосланцевой фации.

Более показательны данные определения золота в современных осадках. Серия таких данных обобщена нами ранее [2]. По результатам опробования донных осадков (глубина отбора 0–5 см) Балтийского, Черного, Средиземного морей и Атлантического океана (всего 133 пробы) содержание Au колеблется преимущественно (90% проб) от 1 до 6 мг/т. Пробы представлены песчаниками, алевритами, пелитовыми илами и ракушечниками. Максимальные содержания (>6 мг/т) обнаружены в осадках Черного моря, особенно в известковых биогенных (Е.М.Емельянов, А.Ю.Митропольский, К.М.Шимкус, 1979). Авторы отмечают корреляцию Au и $C_{\text{орг}}$, особенно тесную для осадков Черного моря. Содержание $C_{\text{орг}}$ колеблется от 0,01 до 13%. Установлены еще некоторые закономерности распределения фонового золота. Его средние содержания возрастают с увеличением замкнутости бассейнов: Атлантический океан – Балтийское море – Средиземное море – Черное море. Наиболее высокие концентрации отмечаются в наиболее глубоких участках морей и вблизи устьев крупных рек. Осадки, наиболее обогащенные $C_{\text{орг}}$, обогащены также Au, Mn, Fe, As. Дж.Х.Крокет, Х.Я.Кью [18] проанализировали 38 проб глубоководных осадков (глобогериновый и кремнистый илы, радиоляриевая глина) в акватории к западу от Антарктиды. Содержания Au в илах от 0,54 до 3,30 мг/т, в глинистом материале 1–2 мг/т, в кремнистом — 0,8–1,0 мг/т. Этими же авторами приведены результаты 101 анализа на золото глубоководных осадков из акваторий Тихого, Индийского, Атлантического океанов, полученных разными авторами. Осадки представлены лютитами, известковистыми и кремнистыми илами, песчаниками, алевритами, преимущественно известковистыми. Среднее содержание Au составило от 1,3 до 3,1 мг/т. Г.Н.Батуриным, Э.И.Фишером, А.Н.Курским по результатам анализа 121 пробы приведены содержания Au в различных типах океанических осадков — известкови-

стых, кремнистых, красных глинах, терригенных и металлоносных. Средние содержания Au составили от 1,0 мг/т (кремнистые осадки) до 2,8 мг/т (известковистые осадки), в красных глинах — от 0,98 до 31,0 мг/т, в среднем 8,0 мг/т. Относительно высокое содержание Au в красных глинах (выше, чем в металлоносных осадках), вероятно, обусловлено наличием гидроксидов железа, которые, как известно (Е.А.Нечаев, Н.В.Николаенко, 1985), осаждают золото (особенно в виде хлорауратов) активнее, чем любые другие осадители. Вероятно, поэтому же повышено содержание Au (от 4 до 20 мг/т в 17 пробах из 52 отобранных) в глубоководных осадках, представленных коричневыми илами, обогащенными гидроксидами железа, отобранными вдоль Срединно-Тихоокеанского хребта и Галапагосского рифта [21].

По материалам Дж.Х.Крокета, Х.Я.Кью [18], А.Ю.Митропольского и др. [11], установлена прямая зависимость между содержаниями Au и CaCO_3 , что трактуется как фактор биогенной роли обогащения золотом некоторых глубоководных осадков.

Содержание Au и других благородных металлов изучено в донных осадках Чукотского моря [1], в пределах которого развита система субмеридиональных и субширотных рифтогенных структур, а в неоген-четвертичное время проявились базальтовый вулканизм и гидротермальная деятельность. В этой системе рифтов на суше известны источники с температурой излияний 97°C. На площади ~500 000 км² отобрано 23 пробы, их большая часть — пелиты, отбирались также алевриты и пески. Содержания Au колеблются от 0,6 до 13,9 мг/т, среднее 3,51 мг/т, $C_{\text{орг}}$ от 0,13 до 2,38%, среднее 1,51%. Зависимости содержаний Au от количества $C_{\text{орг}}$ и от гранулометрического размера материала проб нет. Органическое вещество коррелирует (коэффициент корреляции >0,5) с Cr, Zn, Mg, V, Cu, Pb, Hg, Al, Ti, что свидетельствует в пользу выше отмеченных представлений о существенном вкладе процесса дегазации базитовых магм в металлоносность черных сланцев.

Итак, содержания фонового золота в современных морских и океанических глубоководных осадках составляют в среднем 1–3 мг/т. Повышенные его содержания связаны с повышенными содержаниями в осадках $C_{\text{орг}}$, биогенного CaCO_3 и гидроксидов железа. Наиболее высокие концентрации Au характерны для осадков самых глубоких (халистатических) участков замкнутых бассейнов и подводно-дельтовых участков. В первом случае в осадках должно преобладать хемогенное золото, связанное с осадителями — органическим веществом и гидроксидами железа. Высокое заражение осадков

сероводородом при их погружении и диагенезе будет продуцировать сульфиды (в первую очередь сульфиды железа), в которые, вероятно, попадает золото, связанное с гидроксидами железа. Преобладающими формами золота в литифицированных осадках, вероятно, будут $Au_{орг}$ и $Au_{сульф}$, т.е. достаточно «упорное», мало подвижное. Во втором случае должно преобладать терригенное золото с существенной долей Au^0 , а также связанное с высоко окисленными сорбентами (оксидами металлов, глинистыми частицами, гуминовыми и фульвовыми кислотами и др.), т.е. более подвижное фазовое состояние золота.

Наиболее высокие содержания Au (>6 мг/т) и $C_{орг}$ (до 13%) в осадках Черного моря аналогичны содержаниям в ископаемых черных сланцах (7 ± 1 мг/т, по Я.Э.Юдовичу, М.П.Кетрис, 1994).

В рудах золоторудных месторождений, расположенных в песчано-сланцевых терригенных комплексах, устанавливается тесная связь Au с As, подчеркивающаяся высокой положительной корреляцией этих элементов. Количество сульфидов в рудах обычно не превышает 10%, чаще $<7\%$. Главная масса золота выделяется в самом начале процесса рудоотложения и заключена в пирите и арсенопирите первой продуктивной минеральной ассоциации — пирит-арсенопиритовой. В последующих минеральных ассоциациях, иногда золото-содержащих, оно накапливалось в основном за счет регенерации ранних золотоносных сульфидов с добавлением из-за пределов рудных тел.

Рассматриваемые золотоносные песчано-сланцевые комплексы приурочены к двум современным геотектоническим структурам — складчато-орогенным областям мио-мезогеосинклинального профиля и супракрустальным комплексам щитов. В последнем случае золотоносные песчано-сланцевые комплексы связаны с бассейновыми структурами, которые, как представляется, являются палеоаналогами фанерозойских складчато-орогенных областей миогеосинклинального профиля.

Месторождения песчано-сланцевых терригенных комплексов всегда связаны с секущими разрывными зонами. Для них в отличие от черносланцевых комплексов не характерны стратиформные рудные тела. Даже в специфических стратиформных месторождениях, таких как Телфер или Луло, локализованных в маломощных песчаниковых прослоях, продуктивные минеральные комплексы размещаются в секущих трещинах.

Часто месторождения локализованы в протяженных субсогласных с региональными структурами зонах разрывных нарушений. Так, в Бирримийской провинции выделяется одна из

крупнейших золотоносных рудоконтролирующих структур — золотоносный пояс Ашанти – Обуасси протяженностью >200 км при ширине в первые километры. В его пределах месторождение Ашанти имеет протяженность 8 км при ширине 0,5–1,0 км. Оработка месторождения велась из десятка шахт и почти непрерывной цепочки карьеров. Рудные тела приурочены к отдельным ветвям разлома, их протяженность достигает 800 м при ширине 10–40 м. На месторождении Богосу этого же золотоносного пояса оработка велась из шахт и примерно двух десятков карьеров, расположенных на протяжении 18 км. Рудные тела, локализованные в ветвящихся разломах, имели в среднем протяженность 300–400 м и мощность 10–30 м. Менее масштабные субсогласные рудоконтролирующие зоны разломов известны в Южном Тянь-Шане: Поймазар-Яфчская >25 км при ширине 0,5–2,0 км включает шесть месторождений. Также широко распространены поперечные региональным структурам рудоконтролирующие и рудовмещающие разрывные зоны. В Зайсанской провинции поперечная рудоносная зона разлома (Кызыловская) при мощности 100 м протягивается на 15 км. Установлены случаи контроля месторождений протяженными глубинными разломами, слабо проявленными на поверхности. Такие разломы, так называемые тренды, протяженностью >100 км отмечены в Кызылкумской субпровинции [4]. Контролируемые ими месторождения сосредоточены в поперечных и диагональных к направлению трендов разломах.

Для золотоносных провинций песчано-сланцевых терригенных комплексов характерно широкое развитие интрузивных пород преимущественно кислого и среднего составов. Иногда около половины площади провинций представлены телами гранитоидов, чаще плутониты занимают не более четверти поверхности провинций. Однако и в этих случаях площади распространения разуплотненных пород, интерпретируемых как гранитоидные тела, на глубинах до 2–3 км от поверхности занимают нередко более половины площади провинций. Интрузивный магматизм, как правило, носит многоимпульсный характер. Обычно в пределах провинций устанавливаются минимум два разновозрастных плутонических комплекса гомодромного развития, а также самостоятельные комплексы малых тел (штоков и даек), часть из которых могут развиваться антидромно. Промышленная золоторудная минерализация всегда формируется после внедрения пород раннего плутонического комплекса. Месторождения золото-мышьяково-сульфидных руд иногда размещаются в породах раннего плутонического комплекса, накладываются на пор-

Сравнительная характеристика металлоносных черных сланцев и золотоносных кластогенно-осадочных комплексов пород

Характеристики	Металлоносные черные сланцы	Золотоносные песчано-сланцевые комплексы	Золотоносные вулканогенно-осадочные комплексы
1	2	3	4
Литологический и (или) литоформационный характер рудоносных – рудовмещающих пород	Глинистые и алевроглинистые сланцы, кремнистые сланцы и доломиты, а также фосфатоносные кремни, известковистые и сульфидные конкреции, в подчиненном количестве песчаники и конгломераты	Преимущественно полимиктовые, граувакковые и олигомиктовые песчаники, алевролиты, алевропелиты, иногда известковистые, а также гравелиты и конгломераты. Выделяются формации: флишевая, флишоидная, олистостромово-флишоидная, шлировая моласса	Вулканомиктовые песчаники, алевролиты, алевропелиты, реже граувакковые, полимиктовые и олигомиктовые песчаники, гравелиты, конгломераты, широко развиты хлоритовые и серицит-хлоритовые сланцы
Происхождение материала комплексов	Хемогенное, органогенное, эдафогенное (илы), небольшая доля терригенного материала	Преимущественно терригенное	Преимущественно эдафогенное, подчиненная роль терригенного материала
Современная геотектоническая позиция	Чехлы платформ, интракратонные платформенные впадины (эпикратонные палеорифты, аллохтонные покровы складчатых областей)	Складчато-орогенные области мио-мезогеосинклинального профиля и бассейны супракрустальных комплексов щитов	Складчато-орогенные области эвгеосинклинального профиля и зеленокаменные пояса щитов
Мощность рудоносных – рудовмещающих комплексов	Обычно не более 100–200 м, чаще первые десятки метров	От многих сотен метров до 10 км и более, чаще первые километры	От многих сотен метров до нескольких километров
Углеродистость рудоносных – рудовмещающих толщ, $C_{орг}$, %	Обычно от 2–3 до 50 и более, в среднем 10–15	Обычно от 0,1 до 1,5–2,5, в среднем 0,5	
Фоновая золотоносность, мг/т	7±1	1–5	
Геохимическая специализация толщ (надкларковые содержания)	V, Ni, Zn, Mo, U, МПГ, Au, Ag, Cu, As, Pb, Mn, Th, P	Соответствует металлогенической специализации провинций	Соответствует металлогенической специализации провинций
Металлогеническая специализация рудоносных – рудовмещающих комплексов	Промышленные месторождения V, U (США, Карелия), Mo, Ni, ЭПГ (Китай), Ni, ЭПГ (Канада), Cu, Pb, Zn (Центральная Европа)	Промышленные месторождения Au, W, Ag, Sn, Sb, Hg	Промышленные месторождения Au, W, Mo, Cu
Максимальный масштаб известных золоторудных месторождений	Золоторудные месторождения не известны	1000–5000 т Au	500 т Au
Мощность продуктивных пачек, горизонтов, локализирующих отдельное месторождение	От первых сантиметров до первых десятков метров, чаще до первых метров	От многих десятков метров до 1 км и более, чаще 200–1000 м	От многих десятков метров до 1 км и более, чаще 200–1000 м
Рудно-формационный характер золоторудных месторождений		Месторождения золото-мышьяково-сульфидного семейства в терригенных существенно алюмосиликатных толщах	Месторождения золото-железо-(теллур)-полисульфидного семейства в существенно вулканогенно-вулканомиктовых толщах
Соотношение рудных тел месторождений с литостратами	Преимущественно стратиформные рудные тела	Преимущественно секущие рудные тела, редко стратидные	Преимущественно секущие рудные тела

Продолжение таблицы

1	2	3	4
Примеры провинций и месторождений	Цехштейн Европы (Мансфельд, Любин), Южно-Китайская (Зуньи, Тианешан), Онежский рудный район (Средняя Падма, Космозеро)	Южно-Тяньшаньская (Мурунтау, Даугызтау, Чармитан), Зайсанская (Бакырчик), Северо-Енисейская (Благодатное), Ленская (Сухой Лог), штат Виктория (Бендигго), Кускоквим (Донлин Крик), Бирримийская (Ашанти), Аян-Уряхская (Наталка)	Калифорнийская (Мадзер Лод), Берегового хребта (Джуно), Южно-Уральская (Кумак)

фир-порфиритовые дайки комплексов малых тел. Однако в магматических телах, представленных самими молодыми интрузивными породами, месторождения золота рассматриваемого типа не отмечаются.

Пространственные соотношения месторождений с интрузивными телами (с учетом положения их на не вскрытых, установленных по геофизическим данным глубинах) показывают, что наиболее часто месторождения размещаются над или на продолжении латеральных апофиз плутонов, в провисах кровли, между сближенными плутонами, в участках терригенных пород, окруженных плутонами дугообразной формы. Во всех этих случаях можно предположить существование в период рудообразования однонаправленного или сфокусированного теплофлюидопотока — одного из главных условий термостатической обстановки, необходимой для формирования месторождения. Другим важнейшим условием такой обстановки служит благоприятная позиция рудоотложения — разрывные зоны смятия и дробления, куполовидные (антиформные) структуры, экранирующие поверхности, компетентные или реакционно-активные породы.

Концентрации рассеянного углерода и золота (фоновые содержания) в кластогенно- и хемогенно-осадочных породах не играют решающей роли при формировании золоторудных месторождений. Более важный фактор — их фазовое состояние. Углерод в восстановленных формах (C, CH₂, CH₄ и др.) тормозит (сдерживает) образование золотопродуктивных флюидов. Этому препятствует фазовое состояние золота в форме углеродистых соединений или заключенное в рассеянных сульфидах. Более окисленные фазы углерода (кислоты, спирты), а также оксиды и гидроксиды металлов образуют более подвижные, благоприятные для формирования рудоносных флюидов соединения золота; Au⁰ также является более благоприятной фазой при

формировании продуктивных флюидов. В целом в терригенных толщах золото находится в более подвижном фазовом состоянии, способствующем формированию рудоносных флюидов, чем в хемогенных и эдафогенных осадках группы черных сланцев, сформированных в бассейнах застойных вод, зачастую испытавших также воздействие эманаций базитовых магм.

Кластические осадочные породы **вулканогенно-осадочных комплексов**, в том числе темноокрашенные сланцы, отмечаются в складчато-орогенных областях эвгеосинклинального профиля, а также в докембрийских зеленокаменных поясах, которые, по сути, являются палеоаналогами фанерозойских эвгеосинклинальных областей. Наиболее изучены в этих обстановках золотоносные Калифорнийская провинция и провинция Берегового хребта в поясе Западно-Американских Кольдильер, отчасти субпровинция Абитиби на Канадском щите. Вероятно, с вулканогенно-осадочными комплексами связаны также крупные месторождения Кумтор (Срединный Тянь-Шань) и Зун-Холбо (Восточный Саян)

В Калифорнийской провинции рудоносный разрез представлен (снизу вверх) свитами калаверас (C–P) черных филлитов и амфиболовых сланцев с подчиненным количеством кварцитов, известняков и кремнистых сланцев, логговиридж (T–J) (выделяется не везде) массивных зеленокаменных пород, мариписа (J) хлоритовых и углесто-глинистых сланцев с подчиненными граувакковыми песчаниками, конгломератами, вулканокластическими породами. Золоторудные месторождения, в том числе знаменитое Мадзер Лод, размещаются во всех свитах, чаще в свите мариписа. В провинции Берегового хребта крупное месторождение Джуно локализовано в толще черных филлитовидных сланцев с прослоями хлоритовых сланцев, линзами известняков и кварцитов, силлами габбро мощностью 500–800 м. К подсти-

лающей толще хлоритовых сланцев и перекрывающей серицит-амфиболовых сланцев переход постепенный. В субпровинции Абитиби золоторудные месторождения сосредоточены преимущественно в метавулканитах, частично в кластогенных осадочных породах серии тиминскаминг, представленных граувакковыми песчаниками и алевролитами с редкими конгломератами, переслаивающимися с метавулканитами и подстилающимися ими же (серия киватин).

На юге Уральского покровно-складчатого пояса эвгеосинклинального профиля известно золоторудное месторождение Кумак. По морфологии рудных тел, вещественному составу руд, характеру рудоуправляющей позиции оно сходно с месторождением Мадзер Лод, однако резко уступает ему по масштабу. Месторождение Кумак локализовано в полосе сланцев шириной 50–100 м, которая подстилается маломощной пачкой известняков и толщей (не менее нескольких сотен метров) метапорфириров и перекрывается толщей туфогенных сланцев мощностью >200 м. Рудоносная пачка сложена кварцево-серицитовыми, кварцево-хлоритовыми, серицит-хлоритовыми и хлоритовыми сланцами (Е.С.Усатая, 1938).

Кластогенно-осадочные комплексы эвгеосинклинальных областей, включающие и тонкообломочные алевропелитовые породы, отличаются от таковых в миогеосинклиналях некоторыми чертами. В составе комплексов преобладают вулканокластические, граувакковые алевро-псаммитовые разности при резко ограниченном развитии полимиктовых и олигомиктовых. Тонкообломочные породы обычно преобразованы в хлоритовые сланцы, при повышенном метаморфизме — в амфиболовые. Состав комплексов отражает проксимальный характер отложений за счет разрушения вулканических гряд, подчиненную роль терригенных пород и преобладающую — эдафогенных.

Формирование золоторудных месторождений в существенно сланцевых комплексах эвгеосинклинальных областей и зеленокаменных поясов обусловлено теми же особенностями термостатических обстановок, которые свойственны и месторождениям песчано-сланцевых комплексов миогеосинклинальных областей. Определенные отличия устанавливаются в минерально-геохимическом составе руд.

Известны крупные тектонические структуры, в которых отдельные блоки или пачки сходны с вулканогенно-осадочными, песчано-сланцевыми или черносланцевыми комплексами. Подобное совмещение обычно является результатом тектонического скупивания, хотя нередко картируются страти-

графические соотношения. Примерами таких структур служит зона Центрально-Уральского поднятия и Туркестано-Алайская Южного Тянь-Шаня. Для них характерны повышенный фон элементов, типоморфных для черных сланцев, и присутствие проявлений рудной минерализации черносланцевого типа — аномально высокие содержания ЭПГ, Au, Ag, V, Mo, W в прослоях углеродистых сланцев [3, 14], а также широкое развитие даек, силлов и штоков габброидов и диабазов. В пределах этих структур известны мелкие золоторудные месторождения и рудопроявления преимущественно кварцево- жильного и жильно-прожилково-вкрапленного типов. Так, в пределах Центрально-Уральского поднятия, имеющего протяженность ~1500 км, выявлено более десяти месторождений (частично отработанных) и рудопроявлений. Они контролируются продольными зонами смятия и дробления, сопровождаются поясами даек и мелких штоков пород кислого и среднего составов. Золоторудных объектов даже среднего масштаба в этих тектонических зонах не установлено, хотя на отдельных их отрезках имеются крупные ареалы гранитоидных плутонов, как в Приполярном блоке Центрально-Уральского поднятия или в Алайском ареале Южного Тянь-Шаня.

Итак, перспективы промышленной золотоносности отмечаются для кластогенно-осадочных толщ, относящихся к двум группам: существенно терригенным песчано-сланцевым в структурах мио-мезогеосинклинального профиля и существенно эдафогенным вулканогенно-осадочным в структурах эвгеосинклинального профиля.

Черные сланцы обладают огромным потенциалом многих металлов, в том числе и золота. В приведенных выше примерах месторождений цветных и редких металлов в металлоносных черных сланцах средние содержания Au достигают 0,5–0,7 г/т. Это сопоставимо со средними содержаниями во многих медно-порфировых и колчеданных месторождениях, из руд которых золото извлекается. В металлоносных черных сланцах не известны собственно золотые месторождения. Как попутное золото не извлекается даже при средних содержаниях около 0,5 г/т (например, в месторождениях Mo-Ni руд Зуньи и Тианшан в Китае). Перспективы промышленной золотоносности черных сланцев связаны с решением проблемы извлечения золота из руд.

Существующие цены на золото и продолжающийся их рост также могут повлиять на повышение перспектив кластогенно-осадочных толщ в структурах, интенсивно насыщенных габброидами и диабазами, в которых известны только мелкие месторождения золота.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Благородные металлы в донных осадках Чукотского моря* / А.С.Астахов, Г.М.Колесов, О.В.Дударев и др. // Геохимия. 2010. № 12. С. 1289–1301.
2. *Вихтер Б.Я.* Золото в современных геологических процессах. – М.: Недра, 1993.
3. *Вихтер Б.Я.* Золоторудные месторождения в терригенных толщах Центрального Таджикистана // Руды и металлы. 1998. № 3. С. 17–33.
4. *Вихтер Б.Я.* Систематика, признаковые характеристики и обстановки локализации золоторудных месторождений в терригенных комплексах // Руды и металлы. 2006. № 3. С. 60–73.
5. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И., Журавлев Д.И.* Роль эндогенных флюидов в формировании углеродсодержащих пород в геологическом разрезе нефтегазоносных провинций // Докл. РАН. 2007. Т. 412. № 4. С. 524–529.
6. *Краускопф К.Б.* Осадочные месторождения редких металлов // Проблемы рудных месторождений. М., 1959. С. 388–440.
7. *Лурье А.М.* Особенности геологии медистых песчаников и сланцев, обусловленные токсичностью меди // Отечественная геология. 2010. № 6. С. 43–48.
8. *Мак-Келви В., Эверхарт Д., Гаррелс Р.* Происхождение урановых месторождений // Проблемы рудных месторождений. М., 1959. С. 441–508.
9. *Маракушев А.А.* Геохимия и генезис черных сланцев // Вестн. ин-та геологии НЦ УрО РАН. 2009. № 7. С. 2–4.
10. *Масленников В.В.* Факторы локализации и критерии прогноза золоторудных месторождений в черносланцевых толщах (на примере Восточного Казахстана): Автореф. дис... д-ра геол.-минер. наук. Томск, 1998.
11. *Митропольский А.Ю., Безбородов А.А., Овсяный Е.И.* Геохимия Черного моря. – Киев: Наук. думка, 1982.
12. *Рудоносность черносланцевых бассейнов России и представления об очередности их освоения* / О.В.Петров, А.Ф.Карпузов, Н.Н.Соболев и др. // Разведка и охрана недр. 2010. № 8. С. 3–6.
13. *Серова Н.Б., Лобзова Р.В.* Литолого-геохимические особенности состава и условия формирования горючих сланцев «доманика» Южного Приуралья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1991. № 8. С. 103–115.
14. *Сначев А.В., Пучков В.Н.* Первые находки палладий-золото-редкометальной минерализации в докембрийских углеродистых сланцах западного склона Южного Урала // Докл. РАН. 2010. Т. 433. № 1. С. 77–80.
15. *Черные сланцы: вопросы типизации и минерализации* / А.Ф.Карпузов, Н.Н.Соболев, Ю.Б.Миронов и др. // Разведка и охрана недр. 2008. № 7. С. 21–25.
16. *Шпирт М.Я., Пуланова С.А., Стрижакова Ю.А.* Микроэлементы горючих и черных сланцев // Химия твердого топлива. 2007. № 2. С. 68–77.
17. *Юдович Я.Э., Кетрис М.П.* Элементы-примеси в черных сланцах. – Екатеринбург: УИФ Наука, 1994.
18. *Crocket J.H., Kuo H.Y.* Sources for gold, palladium and iridium in deep-sea sediments // Geoch. et Cosmoch. Acta. 1979. Vol. 43. P. 831–842.
19. *Jia Y., Li X., Kerrich R.* Stable Isotope (O, H, S, C and N) Systematics of Quartz Vein Systems in the turbidite-Hosted Central and North Deborah Gold Deposits of the Bendigo Gold Field, Central Victoria, Australia: Constraints on the Origin of Ore-Forming Fluids // Econ. Geol. 2001. Vol. 96. P. 705–721.
20. *Krauskopf K.B.* Sedimentary deposits of rare metals // Econ. Geol. 1955. Fiftieth Anniversary. P. 411–463.
21. *Kunzendorf H., Walter P., Stoffers P.* Metal variation in divergent plate-boundary sediments from the Pacific // Chem. Geol. 1984. Vol. 47. № 1–2. P. 113–133.
22. *Sedimentary exhalative nickel-molibdenum ores in South China* / D.A.Lott et al. // Econ. Geol. 1999. Vol. 94. P. 1051–1066.

УДК 553.044:550

© А.П.Лихачев, 2011

ВЫДЕЛЕНИЕ ПЕРСПЕКТИВНО РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ПО ГЛУБИННЫМ ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

А.П.Лихачев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Рассматриваются вопросы формирования и размещения перспективно рудоносных структур континентов и возможности их выявления с помощью глубинных геофизических данных.

Ключевые слова: земная кора, мантия, глубинные геофизические данные, рудоносные структуры, перспективные площади.

Лихачев Александр Петрович, alexanderlikhachev@rambler.ru

REVEALED PROMISING ORE-BEARING STRUCTURES ON THE BASIS DEEP GEOPHYSICAL DATA

A.P.Likhachev

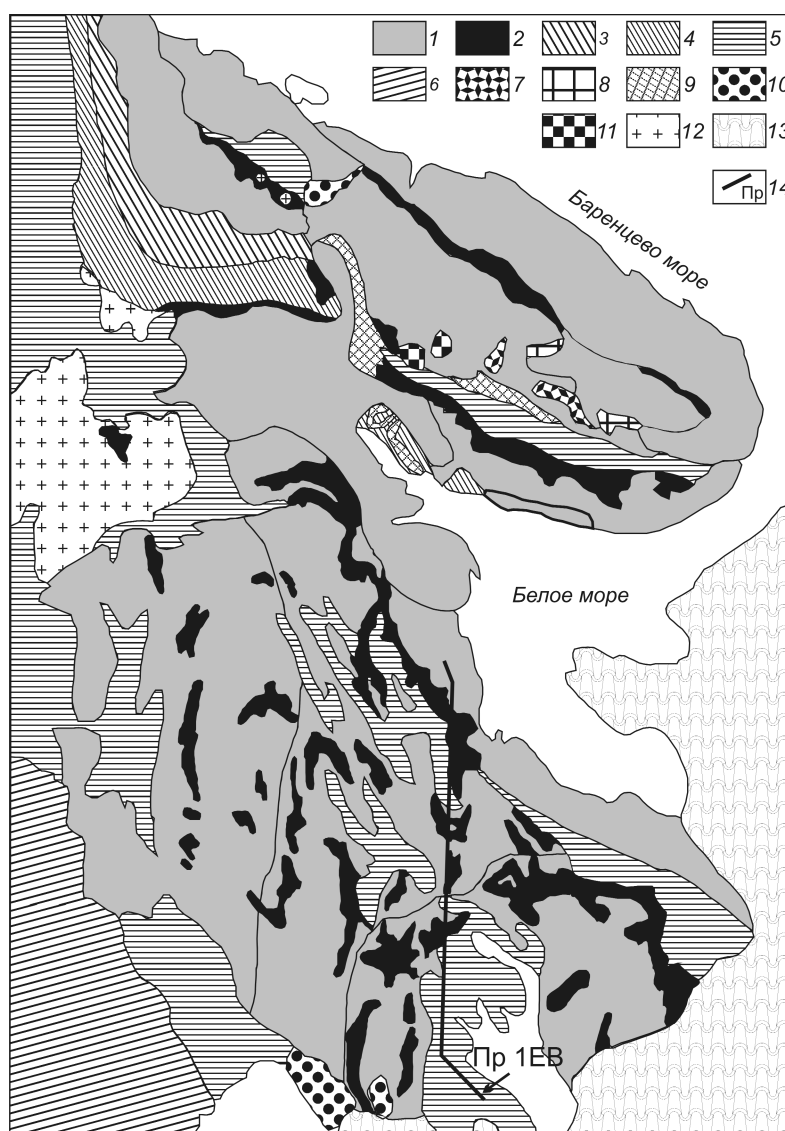
The questions of formation and distribution of promising ore-bearing structures of the continents and their possible detection using deep geophysical data.

Key words: crust, mantle, deep geophysical data, ore-bearing structures, promising area.

В последние годы в ЦНИГРИ при поддержке А.И.Кривцова проводились работы по выяснению возможностей применения глубинных геофизических данных в прогнозно-металлогенических целях. Автором приводятся некоторые результаты этих работ. Рассматриваются вопросы формирования и расположения перспективно рудоносных структур континентов и их выявления с помощью глубинных геофизических исследований.

Рис. 1. Схема геологического строения восточной части Балтийского щита [6]:

1 — архейский нерасчлененный комплекс тоналит-трондьемитовых гнейсов, гранитов, мигматитов и гранулитов, AR₁+AR₂; 2 — зеленокаменные пояса (лопийский комплекс, AR₂); 3, 4 — Лапландско-Кольвицкий гранулитовый пояс повышенных (3) и умеренных (4) давлений (2,4–1,9 млрд. лет); 5 — сумийско-сарийский и ятулийский комплексы, PR₁; 6 — свекофениды; 7 — габбро-анортозиты, AR₂; 8 — щелочные граниты, AR₂; 9 — основные-ультраосновные расчлененные интрузии, PR₁; 10 — граниты рапакиви, PR₂; 11 — нефелиновые сиениты, PZ; 12 — комплекс монцодиорит-гранитов, PR₁; 13 — платформенный чехол; 14 — сейсмический профиль



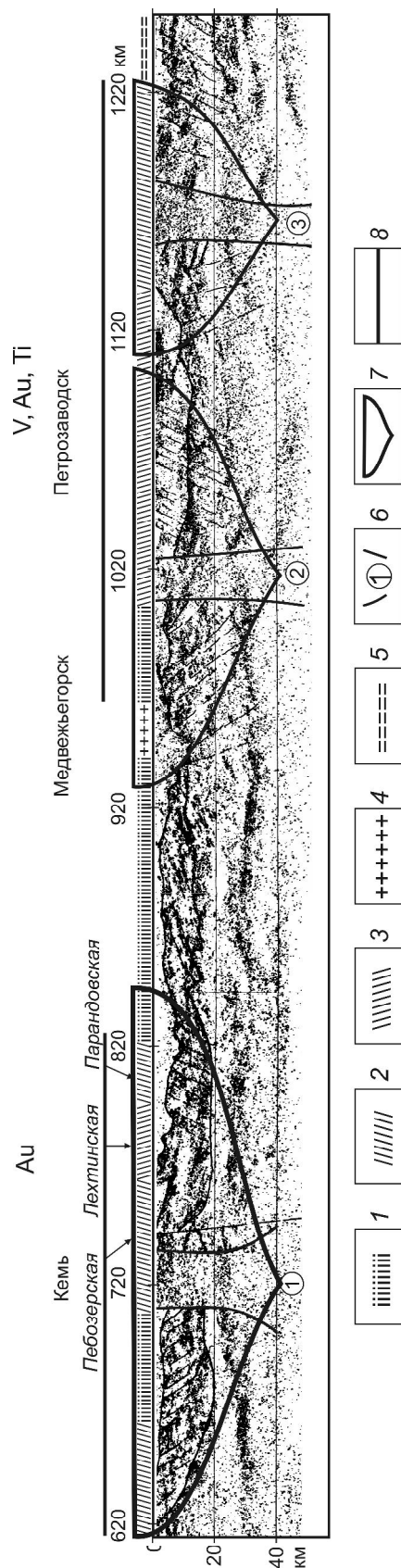


Рис. 2. Сейсмический разрез (МОВ-ОГТ ВИБРО) Карелии, профиль 1ЕВ:

1 — архейский фундамент; 2 — архейские зеленокаменные пояса и их фрагменты; 3 — протерозойские образования наложенных структур; 4 — гранитоидный комплекс; 5 — платформенный чехол; 6 — ослабленные зоны; 7 — контур минералогического влияния ослабленных зон; 8 — надразрез: рудная специализация, населенные пункты и геологические структуры

К перспективным, как видно на примере восточной части Балтийского щита (рис. 1), относятся наложенные на фундамент платформы депрессионные осадочно-вулканогенные структуры, претерпевшие различную степень тектонических и метаморфических преобразований. Наложённые структуры приурочены к ослабленным зонам коры, которые опознаются сейсмическими методами (рис. 2). Эти зоны характеризовались опусканием земной поверхности и интенсивным накоплением эрозионно- и хемогенно-осадочных толщ, поступлением больших объемов магматических масс и активным проявлением рудообразующих магматогенных и гидротермальных процессов.

В размещении ослабленных зон и наложенных на них депрессионных структур устанавливается вполне определенная закономерность, состоящая в том, что большинство из них имеют северную ортогональную и диагональную направленность (ориентацию). Данная закономерность свойственна и другим регионам мира, причем она проявляется на всех уровнях — локальном, региональном и глобальном.

Региональным примером могут служить, кроме показанного на рис. 1 Карело-Кольского региона, Восточно-Европейская платформа со свойственной ей ортогонально-диагональной структурной ориентацией, ортогональный Урал, Западно-Сибирская плита, Сибирская платформа, Северо-Восточное Забайкалье, а также Западная Австралия и Канадский щит.

Глобальный масштаб выявленной закономерности наглядно проявлен в размещении и ориентации крупных депрессионных, складчатых и разрывных структур земной коры в целом (рис. 3). Большинство из них занимают субортогональное и диагональное положение практически независимо от возраста, начиная от самых древних архейских (от 3800 млн. лет) супракrustальных образований Гренландии, Африки и Австралии до самых поздних (четвертичных) структур.

Подобную же («северную») ортогональную и диагональную ориентацию имеют гравитационные аномалии, фиксирующие положение ослабленных и уплотненных зон как отдельных регионов (рис. 4), так и Земли в целом (рис. 5). Такая же тенденция свойственна и ориентации большинства современных рек, протекающих по ослабленным зонам.

В качестве дополнительного подтверждения рассматриваемой закономерности могут служить данные В.М.Анохина [1], показывающие положение и ориентацию так называемых планетарных линеаментов (ослабленных зон) первого и второго порядков, а также русел рек и крупных линеаментов России. Все они находятся в соответствии с



Рис. 3. Положение крупных депрессионных, складчатых и разрывных структур земной коры (частично использовались данные Интернета):

1 — древние платформы; 2 — щиты; 3 — байкалиды; 4 — каледониды; 5 — герциниды; 6 — эпигерцинские плиты; 7 — мезозоиды; 8 — альпиды; 9 — срединно-океанические хребты; 10 — направление структур

отмеченной выше общей закономерностью, выражающейся в ортогональной и диагональной ориентации ослабленных зон планеты и связанных с ними геологических структур. Подобное расположение структур свойственно и другим планетам земной группы, что видно на примере снимков поверхности Марса.

Известные в литературе теоретические и экспериментальные данные по изучению физических напряжений в твердых телах свидетельствуют о том, что ортогонально-диагональная ориентировка ослабленных зон и разрывов возникает при растяжении слоев твердых материалов. Положение диагональных разрывов меняется с величиной растяжения слоя. Вначале их ориентировка приближается к 45° и в них достигается наибольшее расширение. При дальнейшем растяжении слоя диагональные разрывы увеличивают угол своего положения, вытягиваются и сужаются (сжимаются). Сжатие могут испытывать и ортогональные разрывы, когда

они заполняются новым материалом, увеличивающим массу разрывного пространства, гравитационное погружение которой приводит к складчатости и горообразованию.

Таким образом, есть основания полагать, что наблюдаемая на Земле однотипная ориентация ослабленных зон и приуроченных к ним геологических структур связана с закономерными процессами и силами растяжения земной коры. Главными являются ротационные силы вращения планеты и процесс подъема мантийных и коровых масс в твердом и расплавленном состоянии, в виде диапиров и термических плюмов. Вращение планеты сжимает (сплюсчивает) ее поверхность у полюсов и растягивает в остальной части (максимально у экватора), создавая ортогональные и диагональные ослабленные зоны. Диапировый подъем мантийного и корового материала сопровождается растяжением земной коры и формированием наложенных депрессионных, в том числе рифтогенных структур.



Рис. 4. Положение гравитационных аномалий Восточно-Европейской платформы и Урала, по материалам ВСЕГЕИ:

I — положительные, *2* — отрицательные аномалии; мегаблоки (регионы): *I* — Волго-Уральский, *II* — Воронежско-Украинский, *III* — Лапландско-Мезенский, *IV* — Скандинавско-Белорусский, *П* — Прикаспийский, *Т* — Тимано-Печерский, *ПТ* — Предтиманский, *ЗУ* — Западно-Уральский; блоки 1-го порядка (области): *I-1* — Верхнекамский, *I-2* — Средневожжский, *I-3* — Татарский, *II-1* — Воронежский, *II-2* — Украинский, *III-1* — Кольский, *III-2* — Беломорский, *III-3* — Лапландско-Карельский, *III-4* — Мезенский, *IV-1* — Свекофенский, *IV-2* — Белорусско-Прибалтийский, *T-1* — Средне-Тиманский, *T-2* — Блок Карпинского; блоки 2-го порядка (районы): *I-1(1)* — Вятский, *I-1(2)* — Пермский, *I-2(1)* — Ветлужский, *I-2(2)* — Токмовский, *I-3(1)* — Нижне-Камский, *I-3(2)* — Самарский, *II-1(1)* — Курский, *II-1(2)* — Хаперский, *II-2(1)* — Житомирский, *II-2(2)* — Днестровский, *II-2(3)* — Ингуло-Ингулецкий, *II-2(4)* — Приднепровский, *II-2(5)* — Приазовский, *III-2(1)* — Кольско-Беломорский, *III-2(2)* — Карело-Беломорский, *III-2(3)* — Ёнский, *III-3(1)* — Лапландский, *III-3(2)* — Карельский, *IV-1(1)* — Шеллефтео, *IV-1(2)* — Центрально-Шведский, *IV-1(3)* — Стокгольмский, *IV-2(1)* — Новгородский, *IV-2(2)* — Тверской, *IV-2(3)* — Рижский, *IV-2(4)* — Смоленский; межмегаблоковые зоны (пояса): *БР* — Балтийско-Рыбинский, *ВП* — Вольно-Подольский, *ММ* — Московско-Мезенский, *РС* — Рязано-Саратовский, *БР-I* — Раахе-Ладужская, *БР-II* — Янисъярвинская, *ВП-I* — Припятская, *ВП-2* — Средне-Днепровская; приграничные зоны (пояса): *ПТ* — Предтиманский, *ЗУ* — Западно-Уральский

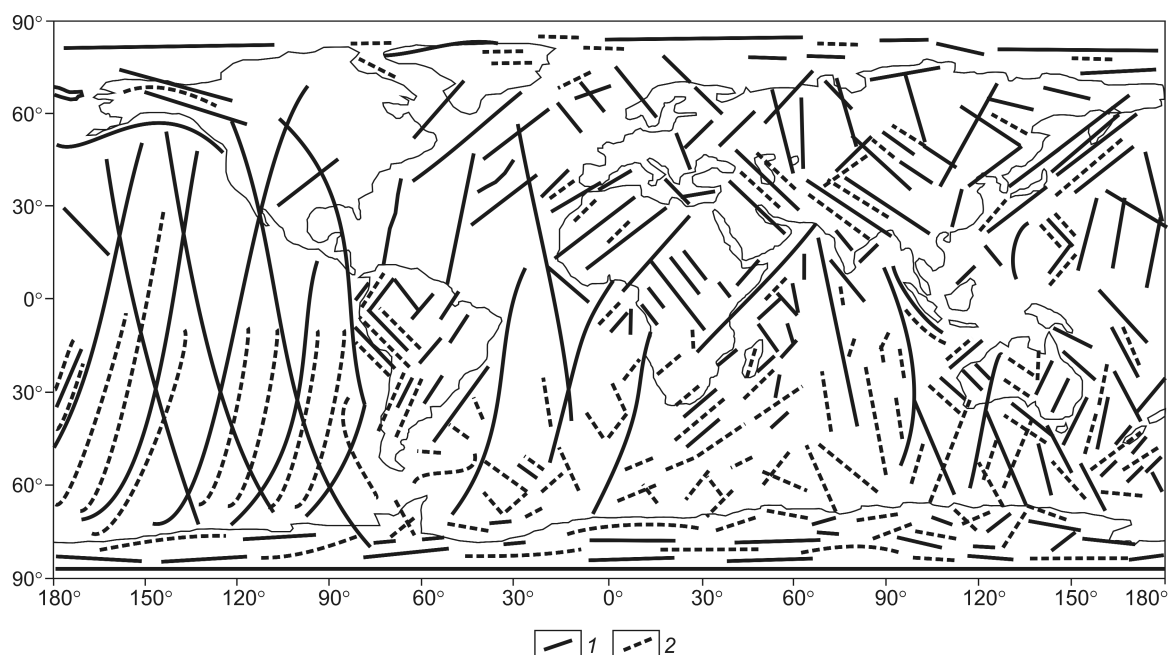


Рис. 5. Положение гравитационных аномалий Земли в целом по результатам гравитационных съемок космическим аппаратом GOCE, по данным Интернета:

1 — положительные, 2 — отрицательные аномалии

тур, проявлением магматических процессов и образованием месторождений полезных ископаемых магматического, гидротермального и осадочного генезиса. Подъем термических плюмов, вызывая растяжение земной коры, приводит к обширному проявлению траппового магматизма и присущему ему рудообразованию.

Иначе говоря, ротационные силы вращения планеты способствуют формированию глобальных ослабленных зон и свойственных им геологических структур: подъем мантийных и коровых масс — региональных, а внедрение отдельных магматических тел — локальных.

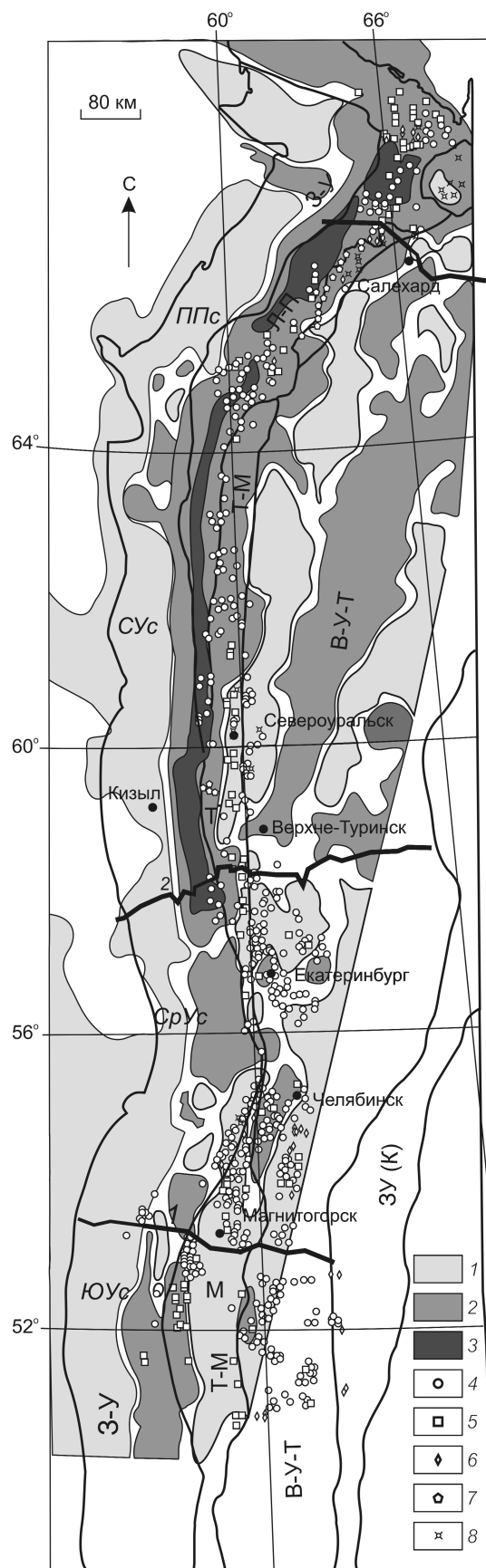
Влияние глобального фактора наглядно проявляется в закономерном размещении и ориентации гравитационных аномалий и крупных депрессионных, складчатых и разрывных структур земной коры в целом (см. рис. 3, 5). Однотипная ориентация разновозрастных геологических структур свидетельствует о том, что на протяжении всей истории Земли формирование и существование ее верхних частей контролировалось однотипным постоянно действующим фактором, а именно вращением планеты, и что ориентация континентальных блоков не претерпела значительных отклонений от исходного состояния.

Региональные структуры, связанные с подъемом мантийных и коровых масс, обычно приурочены

к глобальным ослабленным зонам и сохраняют их ортогональную и диагональную ориентацию.

Специфические особенности в состоянии, составе и строении ослабленных зон и депрессионных структур позволяют выявлять их с помощью глубинных геофизических методов — сейсмических, гравиметрических и магнитометрических. Важными являются сейсмические данные, характеризующие размещение и количественное распределение слагающих земную кору слоев и их соотношение между собой и с верхней мантией. Например, на геолого-геофизических разрезах сейсмических профилей Сибирской платформы («Батолит») и северо-восточной части России (2-ДВ) [7] видно, что в этих регионах, независимо от их геодинамических различий, фундамент земной коры состоит из трех слоев — нижнего, среднего и верхнего, характеризующихся плотностными свойствами, соответствующими породам основного, среднего и кислого составов. На обоих разрезах имеются наложенные на фундамент осадочные и осадочно-вулканогенные образования.

В строении фундамента [7] проявлено проникновение нижних слоев в верхние и верхних в нижние. Наиболее многочисленны и активны проникновения среднего слоя в верхний. При этом устанавливается важная в практическом отношении закономерность: над выступами (проникновениями



ми) среднего слоя коры в верхний находятся известные минерагенические зоны, первично представляющие собой депрессионные структуры. На основании этой закономерности в других частях разрезов над выступами среднего слоя были выделены новые вероятные минерагенические зоны [5].

Подъем нижних слоев земной коры в верхние приурочен к глобальным и региональным ослабленным зонам [5, 7]. К ним же тяготеют и минерагенические зоны, формирование которых связывается с проникновением по ослабленным зонам в горячую мантию воды гидросферы. Вода вызывает гидратацию, декомпрессию, плавление и внедрение мантийного и корового материала с формированием наложенных депрессионных структур, проявлением различных видов магматизма и образованием месторождений полезных ископаемых.

Ослабленные зоны и свойственные им наложенные структуры, как и места формирования месторождений полезных ископаемых, характеризуются пониженной плотностью, что дает возможность использовать для их выявления сейсмические и гравиметрические данные глубинных геофизических исследований. В качестве конкретного примера могут служить полученные нами результаты анализа плотностных и гравиметрических данных территории Урала [4]. На уральском фрагменте плотностной модели В.С.Дружинина и др. [3], рассчитанной до глубины 10 км [4], значками обозначены места нахождения известных здесь месторождений и рудопроявлений золота и цветных металлов (данные Н.К.Курбанова и др. [2]). Большинство из них находятся в участках пониженной плотности, обусловленной первичным происхождением пород и последующим их преобразованием (преимущественно гидратацией), происходящим, в частности, во время рудоотложения. Для закрытой

Рис. 6. Гравитационные поля Урала (по данным ВСЕГЕИ), места нахождения известных месторождений и рудопроявлений золота и цветных металлов (по [2]):

гравитационные поля: 1 — отрицательные, 2 — слабо- и умеренно положительные (0–10 и 10–40 мгал), 3 — сильно положительные (>40 мгал); месторождения и рудопроявления: 4 — собственно золоторудные, 5 — золото-содержащие медноколчеданные и полиметаллические, 6 — меднопорфировые, 7 — медно-золото-платиноидные магматические, 8 — железомедные скарновые; структурно-формационные мегазоны: З-У — Западно-Уральская, Л-П — Ляпинско-Полярноуральская, Т-М — Тагильско-Магнитогорская (Т — Тагильская, М — Магнитогорская), В-У-Т — Восточно-Уральско-Тобольская, ЗУ (К) — (Зауральская (Кустанайская)); поперечные сегменты земной коры: ППс — Полярноуральский, СУс — Североуральский, СрУс — Среднеуральский, ЮУс — Южноуральский

мезокайнозойским чехлом восточной части Северного Урала на основании плотностных характеристик блоков выделены несколько участков (районов), наиболее перспективных и доступных для геологоразведочных работ [4].

Подобная картина получается и при анализе гравитационных данных (рис. 6): преобладающая часть известных месторождений и рудопроявлений расположена в полях отрицательных и слабоположительных гравитационных значений, свидетельствующих о пониженной плотностью слагающих их толщ.

Таким образом, можно заключить, что глубинные геофизические данные, характеризующие соотношение слоев земной коры и мантии, позволяют выделять ослабленные зоны и приуроченные к ним рудоносные структуры, а в пределах последних по плотностным свойствам толщ пород выявлять конкретные перспективные площади.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Анохин В.Ф. Особенности строения планетарной линейной сети: Автореф. дис... д-ра географ. наук. – СПб., 2010.
2. Золотоносность Урала (объяснительная записка к карте «Коренная золотоносность Урала» м-ба 1:1 000 000) / Н.К.Курбанов, П.С.Ревякин, П.Г.Кучеревский и др. – М.: ЦНИГРИ, 2005.
3. Карта доюрских вещественных комплексов северо-западной части Западно-Сибирской равнины на основе объемной модели земной коры / В.С.Дружинин, В.В.Колмогорова, Н.И.Начапкин и др. // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 104–112.
4. Лихачев А.П., Ручкин Г.В. Использование геофизических данных для прогнозно-металлогенического районирования на примере Северного Урала // Руды и металлы. 2010. № 4. С. 56–67.
5. Лихачев А.П., Ручкин Г.В. К геологической интерпретации глубинных геофизических данных // Руды и металлы. 2011. № 2. С. 16–23.
6. Ранний докембрий Балтийского щита / Отв. ред. В.А.Глебовицкий. – СПб.: Наука, 2005.
7. Строение земной коры по опорному профилю 2-ДВ (Северо-Восток России) по данным новой технологии глубинных сейсмических зондирований / В.С.Сурков, А.С.Сальников, В.Л.Кузнецов и др. // Модели земной коры и верхней мантии. СПб., 2007. С. 233–236.

УДК 551.262.03:553 (571.17–13)

© Е.В.Беляев, 2011

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ПАТЫНСКОГО ПОЛИФОРМАЦИОННОГО МАССИВА, ГОРНАЯ ШОРИЯ

Е.В.Беляев (ЦНИИгеолнеруд Роснедра Минприроды России)

Установлено, что в состав Патынского массива входят породы двух формаций: сиенит-габбровой и щелочно-ультрамафитовой (карбонатитовой), с которыми связаны комплексные фосфорно-титаножелезные и мономинеральные апатитовые руды соответственно. Прогнозируемые в связи с карбонатитовым комплексом апатитовые и апатит-магнетитовые руды значительно повышают промышленную значимость Патынского массива.

Ключевые слова: Патынский, полиформационный, массив, формация, сиенит-габбровая, щелочно-ультрамафитовая, рудоносность, перспективы.

Беляев Евгений Владимирович, bel@geolnerud.net

MINERALOGIK-PETROGRAPHIKAL SPECIFICATIONS ROCKS OF PATHYNEAN POLIFORMATIONAL MASSIVE, MOUNTAINS OF SHORIYA

E.V.Belyaev

As far as we are consirned, Pathynean massive contains rocks of two formations: gabbro-sienitil and alkalid-ultramafical (carbonatitil). Complexial phosphor-titan-ferrical ores are linked with gabbroids of main fase of massive. Monomineral apatitil ores (apatite-holding shonkinits) are associated with alcalid-ultramafical formation, which is presented by a redacted amount of rocks. The prognosed (in connection with carbonatite complex) apathite-magnetitil ores can consideribly raise industrial importance of Pathynean massive.

Key words: Pathynean, poliformation, massive, formation, gabbro-sienitil, alkalid-ultramafical, carbonatitil, ore-holding, perspectives.

Добыча апатитовых руд в России в настоящее время характеризуется тенденцией роста удельного веса средних и бедных (по содержанию P_2O_5) руд. В Сибири известен ряд месторождений и проявлений габброидных формаций (Гаямское, Маймаканское, Евгеньевское, Кручининское и др.), сложенных бедными по содержанию P_2O_5 , но высокотехнологичными апатитовыми и комплексными апатитсодержащими рудами [7]. Подобные месторождения могут в обозримом будущем стать реальными объектами для промышленного освоения. Одним из регионов широкого развития расслоенных габброидных массивов, несущих ильменит-apatит-титаномagnetитовое оруденение, является Горная Шория. В последние годы получены новые данные о формационной принадлежности пород, генезисе руд и перспективах рудоносности массивов.

Алтае-Саянская область, в особенности Горная Шория, — единственный район в России, где распространена сиенит-габбровая формация (ϵ_{2-3}). Наиболее изученный ее представитель — Патынский массив в северной части Мрасского геоантиклинального поднятия. Большинство исследователей [1, 4, 5, 8 и др.] относят его к сиенит-габбровой формации и, по существу, считают эталоном.

Формирование Патынского массива произошло в две фазы: главную интрузивную и дайковую. Породы главной фазы образуют сложнопостроен-

ное тело, имеющее концентрически-зональное (в плане) строение и чашеобразную (в разрезе) ритмично расслоенную внутреннюю структуру с характерными полосчатыми и трахитоидными текстурами пород (рис. 1). В составе расслоенной части выделяются три серии видимой мощностью 225–3050 м, образованные авгитовыми и оливиновыми габбро, авгитовыми и плагиоклазовыми пироксенитами, анортозитами, троктолитами, норитами, вебстеритами и т.д. Кроме того, обособляется слабодифференцированная эндоконтактовая серия крупнозернистых габбро и пироксенитов, прослеживающаяся почти по всему периметру массива. Мощность ее колеблется от 45 до 500 м; контакты крутые ($60-90^\circ$), секущие по отношению к расслоенным габброидам.

Все разновидности пород обладают общими петрографическими особенностями, выражающимися в составе порообразующих минералов. Пироксен представлен титанистым авгитом с высокой степенью окисленности железа ($Fe_2O_3 > FeO$). Плагиоклаз по составу изменяется от битовнита до альбита при преобладающем развитии лабрадора, оливин — от доминирующего хризолита до подчиненного гиалосидерита. Среди амфиболов наиболее развита обыкновенная роговая обманка, реже встречаются керсутит и гастингсит. По химическому составу (таблица) мафические породы Патынского массива относятся к толеитовой серии

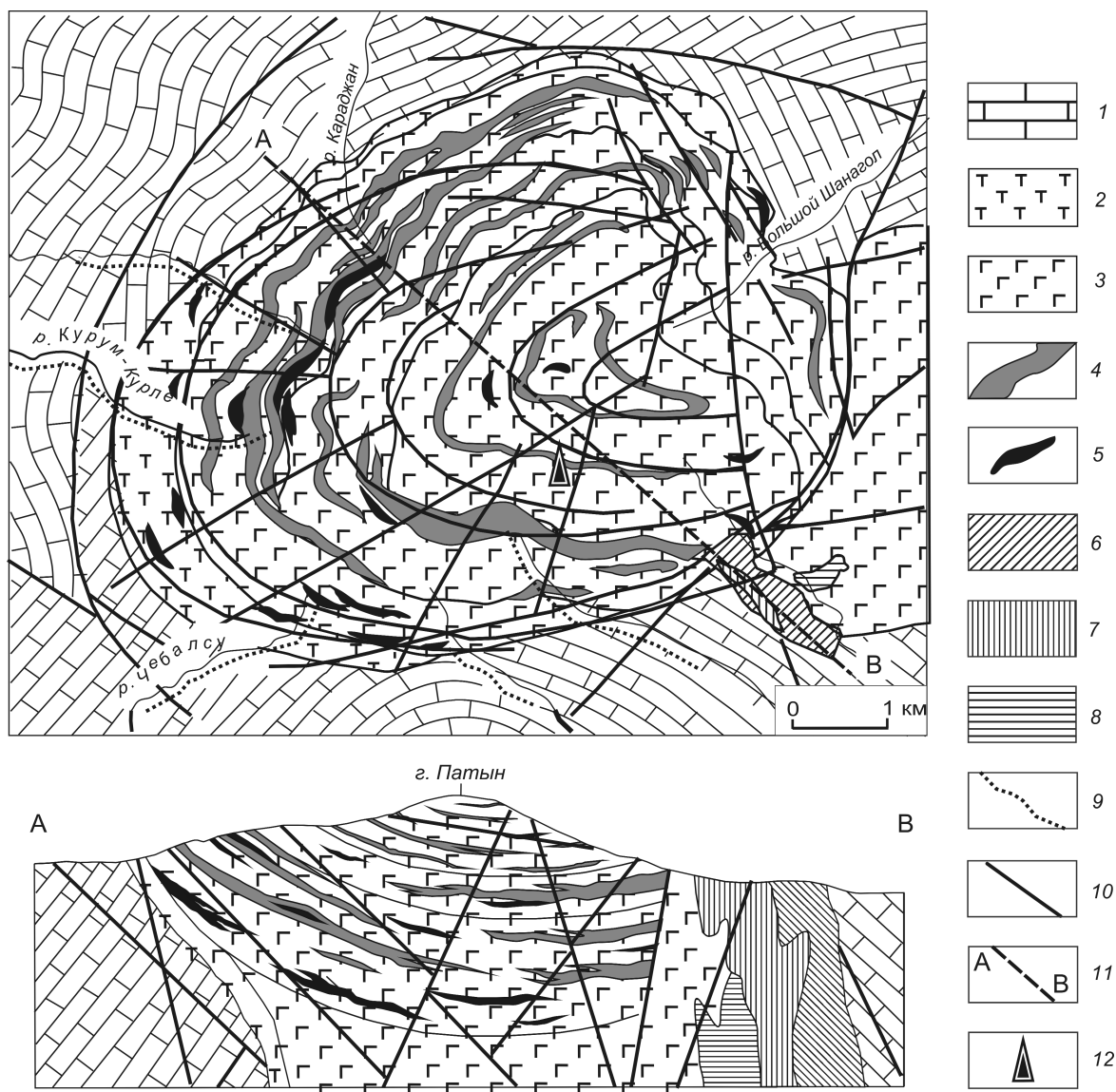


Рис. 1. Схема геологического строения Патынского массива, составлена по материалам Е.В.Беляева, Г.А.Кокова, Л.В.Витте, С.С.Ильенка, Е.Д.Белкина:

1 — известняки, доломиты, мраморы (R–C₁); сиенит-габбровая формация (Є₂₋₃); 2 — крупнозернистые габброиды эндоконтактной серии, 3 — габброиды нерасчлененные; минеральные разновидности руд: 4 — ильменит-титаномагнетитовая, ильменит-апатит-титаномагнетитовая, апатит-ильменит-титаномагнетитовая, 5 — апатитовая (пироксенит апатитоносный); щелочно-ультрамафитовая (карбонатитовая) формация, PZ₃: 6 — карбонатиты, 7 — мельтейгиты, ийолиты, якупирангиты, 8 — меллитолиты; 9 — шлиховые потоки рассеяния тантало-ниобатов, ортита, флоренсита и др.; 10 — тектонические нарушения; 11 — линия геологического разреза; 12 — разведочная буровая скважина (И.И.Никонов, 1954 г.)

и только небольшая их часть соответствует известково-щелочному типу. Петрохимические особенности пород заключаются в устойчиво повышенных (по сравнению со среднемировыми и среднеформационными составами) содержаниях TiO₂, Fe₂O₃, CaO и P₂O. Важными признаками служат высокая степень окисленности железа и большие

значения отношения CaO:MgO. Среди микроэлементов повышенными концентрациями выделяются As, Cu, Ag и Ge.

В породах главной фазы широко распространены позднемагматические фосфорно-титано-железные руды с вкрапленной текстурой и мафической петрогенной основой. По минеральному составу

Химический состав пород и руд Патынского массива

Оксиды	1 (43)		2 (53)		3 (7)		4 (3)		5 (6)		6 (3)		7 (27)		8 (19)		9 (3)		10 (21)	
	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s	$\bar{x}$	s
SiO ₂	41,65	4,51	41,84	5,73	45,43	2,43	48,45	3,57	50,47	1,31	47,52	3,93	40,47	2,99	36,32	5,81	5,07	1,35	41,82	4,11
TiO ₂	2,93	1,31	3,9	3,41	1,99	1,12	0,34	0,09	0,83	0,67	2,26	0,46	4,02	1,1	5,14	1,65	19,56	3,41	2,35	0,47
Al ₂ O ₃	8,33	2,7	13,29	3,73	14,6	1,64	19,55	4,56	24,12	3,03	11,41	2,34	13,16	2,79	9,68	2,8	10,12	1,96	7,4	2,28
Fe ₂ O ₃	6,07	3,47	9,34	5,06	5,81	3,71	1,7	0,37	2,07	1,23	3,88	2,06	11,27	3,58	12	4,88	32,64	8,45	4,41	1,11
FeO	7,57	2,09	6,68	2,28	7,44	4,09	4,41	0,52	3,12	1,82	6,56	2,47	7,87	2,29	9,08	2,39	22,53	3,97	6,85	1,33
MnO	0,22	0,07	0,19	0,08	0,21	0,15	0,11	0,03	0,1	0,1	0,18	0,14	0,2	0,06	0,27	0,1	0,58	0,21	0,21	0,04
CaO	20,11	4,02	14,36	2,36	12,6	2,46	13,72	2,74	11,9	0,42	10,59	4,02	13,32	1,94	16,2	3,45	1,65	0,37	22	3,59
MgO	8,38	1,93	6,78	1,45	8,31	5	9,25	3,61	2,75	1,41	6,22	2,33	6,84	1,56	6,37	0,94	1,35	0,72	8,48	1,68
Na ₂ O	0,96	0,47	1,65	0,63	2,07	0,67	2,13	0,24	3,52	0,38	2,93	1,84	1,52	0,61	1,34	0,65	0,25	0,14	0,88	0,45
K ₂ O	0,16	0,13	0,15	0,08	0,19	0,18	0,15	0,08	0,23	0,05	3,56	0,67	0,14	0,06	0,15	0,09	0,03	0,05	0,16	0,14
P ₂ O ₅	2,48	3,05	0,91	1,47	0,2	0,27	0,09	0,05	0,12	0,04	3,6	3,05	0,16	0,14	3,18	2,03	5,08	3,47	4,01	3,19
CO ₂	0,31	0,34	0,15	0,11	0,1	0,1	0,24	0,09	0,1	0,09	0,07	0,02	0,11	0,04	0,04	0,1	0,24	0,11	0,42	0,4
H ₂ O	0,18	0,09	0,26	0,14	0,17	0,05	0,32	0,14	0,31	0,09	0,12	0,04	0,2	0,14	0,22	0,12	0,03	0,02	0,17	0,05
SO ₃	0,11	0,02	0,15	0,2	0,17	0,08	0,11	0,07	0,1	0,08	0,09	0,06	0,11	0,04	0,12	0,04	0,1	0,08	0,11	0,02
F	0,26	0,22	0,14	0,1	0,1	0,09	0,09	0,03	0,1	0,09	0,24	0,13	0,1	0,1	0,28	0,15	0,32	0,14	0,25	0,1

Примечание. Разновидности пород: 1 — пироксенит, 2 — габбро авгитовое, 3 — габбро оливиновое, 4 — троктолит, 5 — анортосит, 6 — шонкитит фельдшпатонный; разновидности руд: 7 — ильменит-титаномагнетитовая, 8 — ильменит-апатит-титаномагнетитовая, 9 — апатит-ильменит-титаномагнетитовая, 10 — апатитовая. Анализы выполнены в химической лаборатории АТСИЦ ФГУП «ЦНИИгеолеруд» О.Н.Мелведевой, Р.А.Касьяновой. В скобках — число анализов.

выделяются ильменит-титаномагнетитовые, ильменит-апатит-титаномагнетитовые, апатит-ильменит-титаномагнетитовые и апатитовые руды (рис. 2).

Ильменит-титаномагнетитовые руды слагают пологие пластообразные тела, согласные со структурно-вещественной стратификацией габброидов. Мощность рудных тел колеблется от 0,5 до 120 м, протяженность от 0,5 до 10 км. Петрогенной основой руд являются авгитовые и оливиновые габбро, авгитовые и плагиоклазовые пироксениты. Титаномагнетит и ильменит выполняют интерстиции породообразующих минералов. Титаномагнетит слагает мелкие (до 0,2 мм) изометричные зерна и более крупные ксеноморфные выделения сложной формы. На поверхности минерала наблюдается структура распада твердого раствора в виде ориентированных по граням октаэдра пучков параллельных пластинок ильменита. Соотношение содержаний ильменита и титаномагнетита варьирует в пределах 1:4–30, обычно составляя 1:10. В химическом составе руд (%) главную роль играют TiO₂ 1,90–6,71 (в среднем 3,90), Fe₂O₃ 6,73–25,0 (11,46), FeO 3,58–9,37 (7,13); по сравнению с безрудными габброидами в рудах повышены концентрации Yb, As, Zn, Mo и несколько снижены — SiO₂, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, Sn, Be, Y и Ge.

Ильменит-апатит-титаномагнетитовые руды образуют пласто- и линзообразные тела мощностью 2–100 м и протяженностью 0,2–5 км, полого залегающие на всех уровнях разреза массива. Петрогенная основа руд представлена преимущественно авгитовыми габбро, реже авгитовыми и плагиоклазовыми пироксенитами, оливиновыми габбро. Титаномагнетит и

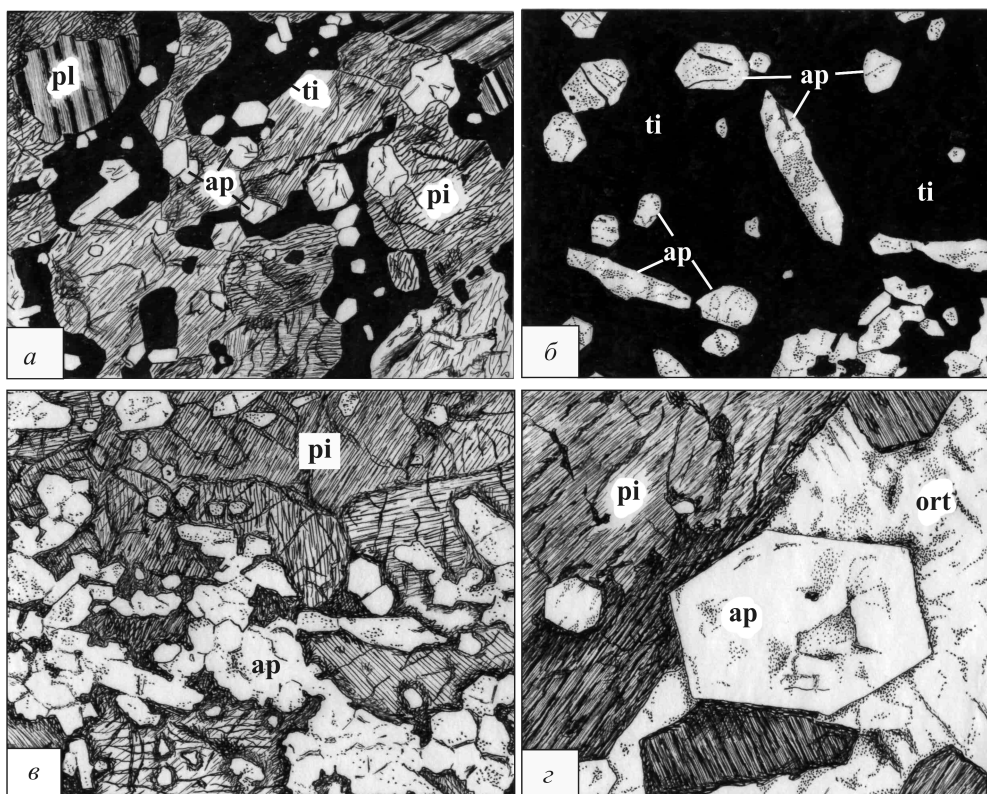


Рис. 2. Минерально-генетические разновидности руд Патынского узла:

а — ильменит-апатит-титаномagnetитовая (рудное габбро), ув. 50; *б* — апатит-ильменит-титаномagnetитовая, ув. 50; *в* — апатитовая (апатитоносный пироксенит), ув. 30; *г* — апатитовая (апатитоносный шонкинит), ув. 40; ap — апатит, ort — ортоклаз, pl — плагиоклаз, pi — пироксен, ti — титаномagnetит

ильменит аналогичны таковым из вышеописанной разновидности руд. Апатит приурочен преимущественно к темноватым (пироксен, роговая обманка) и рудным минералам. Он составляет отдельные кристаллы бипирамидально-призматического габитуса и изометричные зерна размером $(0,02-0,7) \times (0,1-2,1)$ мм. По сравнению с ильменит-титаномagnetитовыми в рудах повышены концентрации (%) P_2O_5 1,31–9,66 (в среднем 3,28), TiO_2 3,03–8,25 (в среднем 5,17), Fe_2O_3 5,16–22,69 (в среднем 12,58), FeO 5,13–13,01 (в среднем 6,53), в меньшей степени — Ca, Mn, Na. Одновременно в них снижены содержания Al_2O_3 и K_2O . Геохимические особенности руд заключаются в повышенных концентрациях Ge, Pb, Sn, Ga и пониженных Be, Sc и Ba.

Апатит-ильменит-титаномagnetитовые руды чрезвычайно редки в Патынском массиве. Они состоят из мелких линзовидных размером $(0,2-1) \times (1,5-5)$ м и пластовых мощностью 0,1–0,5 м тел как самостоятельные, так и залегающие среди других разновидностей руд. Текстура руд массивная, структура характеризуется резким ксеноморфизмом руд-

ных минералов по отношению к корродированным силикатам. По химическому составу (%) в рудах преобладают TiO_2 14,38–25,74 (в среднем 19,56), Fe_2O_3 28,36–37,92 (32,64), FeO 19,72–26,35 (22,53), P_2O_5 3,46–7,60 (5,08). По сравнению с вкрапленными они обеднены SiO_2 , CaO, MgO, Na_2O и K_2O , входящими в состав подчиненных силикатов. Среди микроэлементов повышены концентрации Mo, Hg, Zn, Co, Ni и понижены — Ga, Cu, Cr, полностью отсутствуют Be, Sc, Pb, Sn, Nb, Ge, Li, Y, содержащиеся во вкрапленных рудах.

Апатитовые руды приурочены к среднезернистым меланократовым габброидам нижних уровней разреза массива. Рудные тела имеют пластообразную, реже неправильную форму, мощность их изменяется от 0,5 до 120 м, протяженность — от 30 до 700 м. Петрогенной основой руд служат авгитовые и плагиоклазовые пироксениты, авгитовые габбро. Характер оруденения преимущественно вкрапленный, гнездовый и прожилковый. Апатит представлен светло-зелеными бипирамидально-призматическими кристаллами размером $(0,3-1,5) \times$

(2–6) мм. По химическому составу апатитовые руды отличаются от других разновидностей повышенными концентрациями CaO , MgO , F , пониженными — TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , Na_2O , K_2O . Содержание P_2O_5 в них колеблется от 1,01 до 15,46%, в среднем составляя 4,56%. Среди микроэлементов повышены (по сравнению с другими разновидностями руд) содержания Pb , Ga , Ge , Y , значительно снижены — As , Nb , Ag .

Породы дайковой фазы, не имеющие существенного значения в строении массива, представлены базальтами, долеритами, керсантитами, спессартитами, беербахитами, единитами, сельвсбергитами, сиенитами, гранитами и т.д. Они составляют крутопадающие ($70\text{--}90^\circ$) дайковые тела мощностью от 0,1 до 3,5 м, протяженностью от 0,2 до 1,1 км с преимущественно радиальным простиранием по отношению к центру массива. С дайковыми породами связана редкая рассеянная магнетитовая, цеолитовая, железо- и медно-сульфидная минерализация.

Таким образом, в геологическом строении Патынского массива ведущую роль играют габброидные породы и связанные с ними комплексные фосфорно-титано-железные руды главного интрузивного комплекса.

Геолого-геофизическое моделирование [2] позволило сделать вывод о полиформационности и полихронности Патынского массива. В его строении участвуют породы двух геологических форма-

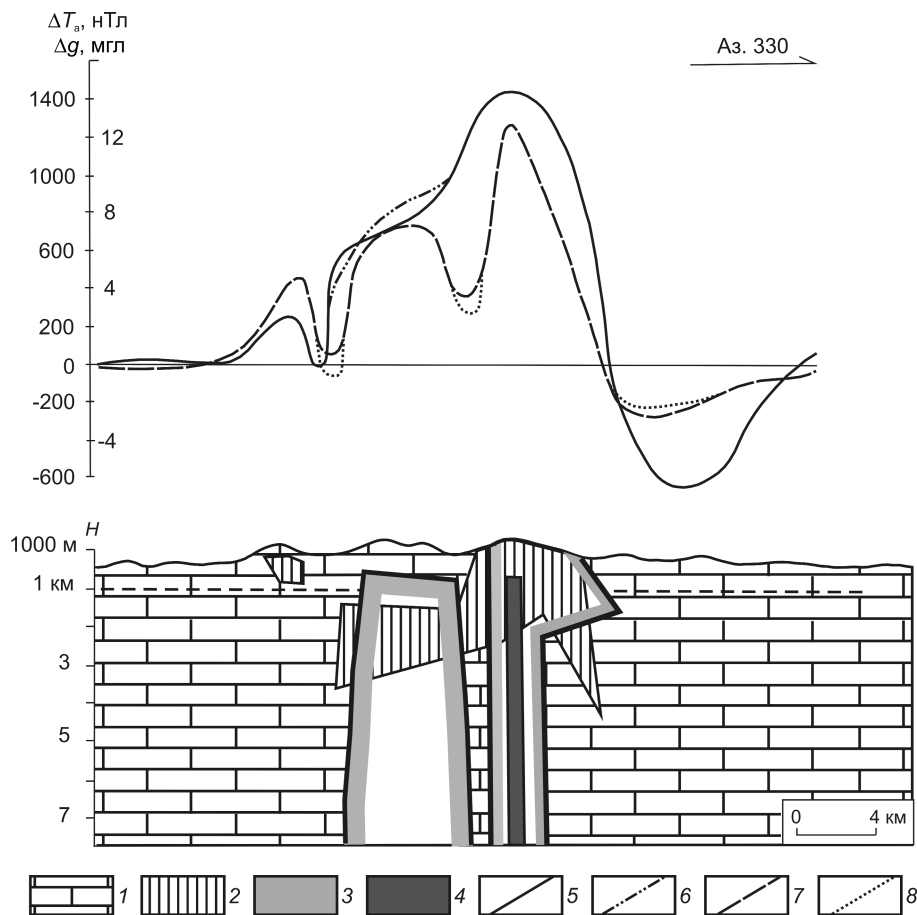


Рис. 3. Геолого-геофизическая модель глубинного строения Патынского рудно-магматического узла, составлена Л.В.Витте и Е.В.Беляевым:

1 — вмещающие породы средней ($<2,60 \text{ г/см}^3$) плотности; 2 — габброиды Патынского массива повышенной ($>2,60 \text{ г/см}^3$) плотности; 3 — породы щелочно-ультрамафитовой формации повышенной ($>750 \text{ нТл}$) намагниченности; 4 — апатит-магнетитовые руды аномальной ($>2000 \text{ нТл}$) намагниченности; графики: 5 — Δg наблюдаемой, 6 — то же, расчетной, 7 — ΔT наблюдаемой, 8 — то же, расчетной

ций: раннепалеозойской сиенит-габбровой и позднепалеозойской (?), сложенной меланонэфелинитами, щелочными ультрамафитами, фельдшпатоидными габброидами и карбонатитами*.

Согласно геолого-геофизической модели рудно-магматического узла (рис. 3), в его пределах Патынский, Восточный, Копченский и другие сиенит-габбровые массивы являются апикальными выступами крупного лополитообразного тела. Установлено, что на отдельных участках, отвечающих эпицентрам магнитных аномалий, имеются глубинные высокомагнитные объекты, пространственно обособленные от габброидных интрузий и лишь в

* Формация меланонэфелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов [6] далее для краткости именуется щелочно-ультрамафитовой (карбонатитовой).

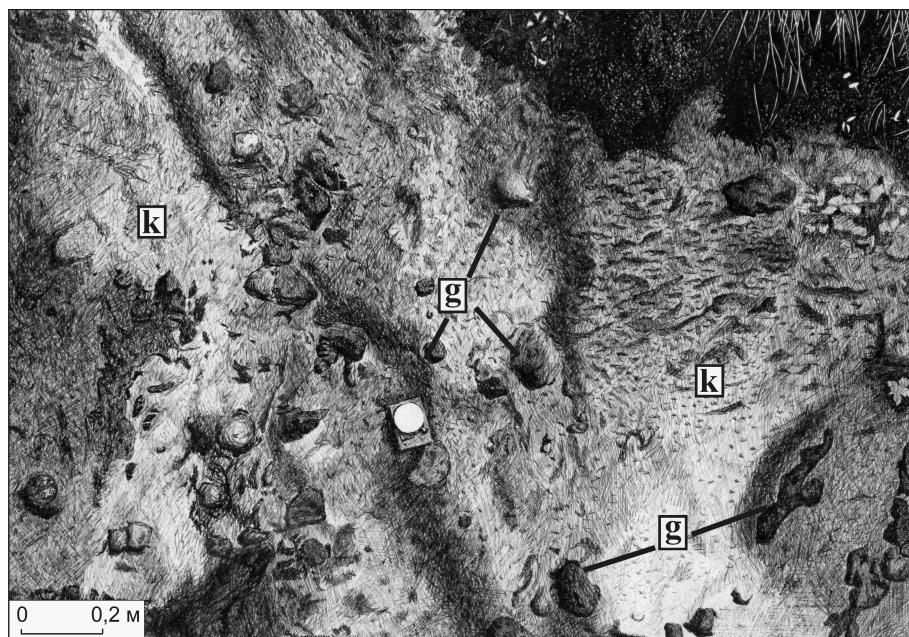


Рис. 4. Кальцитовые карбонаты (k) с округлыми и неправильными выделениями геленита (g):

зарисовка обнажения по левому борту руч. Кураган

верхних частях взаимодействующие с ними. По физическим параметрам данные объекты отвечают дериватам щелочной магмы, а аномально магнитные тела — рудным залежам преимущественно магнетитового состава.

Фрагменты щелочно-ультрамафитовой (карбонатитовой) формации на современном эрозионном уровне Патынского массива распространены ограничено. Формация представлена редуцированным комплексом пород, в который входят мельтейгиты, ийолиты, шонкиниты, якупирангиты, мелилитолиты, щелочные и нефелиновые сиениты, кальцитовые карбонаты, группа контактово-метасоматических и гидротермально-метасоматических пород пироксен-геленитового, альбитового, гидрогранатового (гибшитового), монтичеллит-пироксен-мервинитового и хуанит-цеболлитового составов. Наиболее крупные проявления указанных пород установлены в краевой юго-восточной части массива, где они образуют удлиненные в плане (протяженность 550–2000 м) штокообразные тела. Кроме того, в различных частях массива развиты многочисленные жильные (мощность 10–65 см) и дайкообразные (мощность 1–15 м) тела щелочных, щелочно-мафитовых и щелочно-ультрамафитовых пород.

Важным обстоятельством, свидетельствующим о петрографических особенностях пород щелочно-ультрамафитовой (карбонатитовой) формации, является специфический состав шлиховых проб из

русловых отложений водотоков, дренирующих участки их развития в юго-восточной, южной и западной частях массива. Наряду с типичными для габброидов минералами (титаномagnetит, ильменит, апатит, сфен, шпинель и т.д.), в шлихах постоянно присутствуют тантало-ниобаты, монацит, ортит, флоренсит, перовскит, циркон, торит и ксенотим, характерные для щелочных и щелочно-ультрамафитовых комплексов.

Среди разновидностей пород формации наиболее часто встречаются карбонаты, мелилитолиты, мельтейгиты, шонкиниты.

Кальцитовыми карбонатами (севитами) сложено крупное (протяженность ~2 км) вытянутое тело на юго-восточном фланге массива (левобережье р. Кураган). Породы представлены белыми и светло-серыми крупнокристаллическими разностями, часто включающими крупные желваки (5–12 см в диаметре) и неправильные выделения (размер до 35 см) черного геленита (рис. 4). В составе пород помимо доминирующего кальцита нередко наблюдаются мельчайшие изометричные и неправильные зерна форстерита, метамиктного монацита, отмечаются зерна пироклора и субидиоморфные кристаллы апатита.

Мелилитолиты имеют среднезернистую призматически-зернистую, реже гипидиоморфнозернистую структуру. Выделяются геленит-монтичеллитовые, нефелин-мелилитовые, геленитовые, перовскит-геленитовые и другие разновидности. В составе пород доминирует Na-содержащий мелилит, обычно замещенный кольцеобразными глинистыми выделениями хуанит-цеболлитового состава. В небольшом количестве присутствуют эгирин и перовскит. Широко развит крупнокристаллический кальцит, выполняющий интерстиции между зернами мелилита, отмечается наличие сплошных скоплений кристалловgrossуляра.

Мельтейгиты представляют собой среднезернистую авгит-нефелиновую породу, часто по составу переходящую в ийолит. Местами порода интен-

сивно замещается агрегатом зерен мелилита (геленита). Примечательной особенностью являются сложные короновидные гранофировые сростания нефелина с волластонитом и диопсидом, что однозначно свидетельствует о ее магматическом происхождении.

Шонкиниты слагают крутопадающие ($55\text{--}70^\circ$) жилообразные тела мощностью 5–20 см, прослеженной протяженностью 7–15 м. В строении тел намечается определенная зональность, обусловленная вариациями состава и структуры пород. Центральная их часть сложена гигантозернистыми шонкинитами, которые к зальбандам постепенно сменяются крупно- и среднезернистыми разностями. Нередко при изменении содержаний полевого штата происходит плавный переход мезократовых шонкинитов в эссекситы и меланократовые сиениты.

Характерная особенность шонкинитов — гигантозернистое сложение, пятнистая неоднородная текстура и гипидиоморфнозернистая структура. В их минеральном составе отсутствует нефелин; основная роль принадлежит пироксену и ортоклазу, слагающим крупные (0,5–2 см) кристаллы и скопления, в небольших количествах встречаются керсутит, мусковит, пренит и сфен. Петрохимические особенности пород определяются повышенными содержаниями K_2O и Al_2O_3 .

С бесфельдшатоидными шонкинитами связаны повышенные концентрации апатита, образующего вкрапленные мономинеральные руды (см. рис. 2). Содержание P_2O_5 в них 1,32–8,64%, в среднем 3,45%. Апатит слагает шестоватые и длиннопризматические кристаллы размером $(0,1\text{--}2,5) \times (0,5\text{--}28)$ мм бледно- и желтовато-зеленого цвета, равномерно рассеянные в породе.

Рассмотренная группа пород входит в состав самостоятельного комплекса, не связанного генетически с сиенит-габбровой формацией. Принадлежность пород двух указанных комплексов к различным сериям — толеитовой и щелочно-ультрамафитовой — говорит об их генетической самостоятельности и формировании из расплавов различной глубинности. Толеитовые магмы, из которых образовался сиенит-габбровый комплекс, являются мало-глубинными: селективное выплавление их происходит на глубине порядка 70 км. Происхождение щелочно-ультрамафитовых магм связано с глубинными (100–120 км) магматическими очагами [3].

Итак, Патынский массив — сложное полихронное и полиформационное интрузивное тело, в котором сосредоточены проявления различных по составу и глубинности магматизма и рудогенеза. На дневной поверхности наиболее распространены породы сиенит-габбровой формации и генетически

связанные с ними позднемагматические фосфорно-титаножелезные руды. Жильные, дайковые и штокообразные тела карбонатитов, мельтейгитов, мелилитолитов и т.д. являются, по-видимому, мало-мощными апофизами более крупного глубинного интрузивного тела щелочно-ультрамафитового (карбонатитового) состава. К массивам подобного типа (Ковдорский, Себляврский, Ыраасский, Ессейский) в других регионах России приурочены крупные залежи апатит-магнетитовых и апатит-редкометалльно-магнетит-карбонатных руд. Аналогичные руды могут быть обнаружены и в Патынском массиве. Выявление щелочно-ультрамафитового (карбонатитового) комплекса пород значительно повышает перспективы его рудоносности. В Мрасском районе известны и другие массивы (Восточный, Копченский, Больше-Культайгинский, Узасский), близкие по особенностям геологического строения и вещественного состава Патынскому.

Автор выражает искреннюю признательность своему покойному другу и учителю Р.М. Файзуллину за поддержку в проведении исследований.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Богатилов О.А. Петрология и металлогения габбро-сиенитовых комплексов Алтае-Саянской области. — М.: Наука, 1966.
2. Витте Л.В., Беляев Е.В. Патынский магматический узел: модель глубинного строения и перспективы апатитоносности // Геология и геофизика. 1989. № 1. С. 134–139.
3. Геохимия магматизма / А.А.Кременецкий, Н.К.Дмитриенко, В.С.Павленко и др. — М.: Наука, 1982.
4. Ильенко С.С. Петрология габбро-сиенитового комплекса Горной Шории. — Томск: ТГУ, 1964.
5. Коков Г.А., Чувакин В.С. Фосфор в базитовых интрузивных комплексах Кузнецкого нагорья // Геология и геофизика. 1978. № 1. С. 74–81.
6. Магматические формации СССР / В.Л.Масайтис, В.Н.Москалева, Н.А.Румянцев и др. — Л.: Недра, 1979. Т. 1.
7. Минерально-сырьевая база фосфатных и нетрадиционных агрохимических руд Сибири и Дальнего Востока; перспективы развития / Р.З.Фахрутдинов, М.И.Карпова, В.Зеленихин и др. // Минеральные ресурсы России. 1999. № 6. С. 6–12.
8. Орлов Д.М. Петрология расслоенных титаносных интрузий Алтае-Саянской складчатой области. — Л.: Недра, 1975.

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 552.323.6

© Ю.Н.Серокуров, 2011

СТРУКТУРНО-ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЛОКАЛИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОВОГО МАГМАТИЗМА НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

Ю.Н.Серокуров (Институт дистанционного прогноза руд)

Обсуждаются энергетические признаки локализации кимберлитов в земной коре и возможности дистанционной визуализации структур, отражающих процессы миграции кимберлитовых магм к поверхности планеты. Рассматривается методика дистанционного прогноза районов и полей кимберлитового магматизма, реализуемая на базе космических снимков разных уровней генерализации все повышающейся детальности. Приводится пример дистанционной оценки перспектив Юго-Западной Африки и площади Ритфонтейн.

Ключевые слова: структурно-энергетические признаки, алмазы, дистанционное зондирование, прогноз, космические снимки, Юго-Западная Африка.

Серокуров Юрий Николаевич, ydpr@yandex.ru

THE STRUCTURAL AND ENERGETIC FEATURES OF THE LOCALIZATION OF KIMBERLITE MAGMATISM IN ANCIENT PLATFORMS

Y.N.Serokurov

Discusses Energy signs localization kimberlitov in the Earth's crust and the possibility of remote visualization structures, reflecting migration kimberlite magm to the surface of the planet. Discusses the technique of remote projection areas and fields kimberlite magmatism, based on space images of different levels of generality is increasing detail. Provides an example of remote assessment of the prospects for South West Africa and square Ritfontejn.

Key words: structural-energy signs, diamonds, remote sensing, forecast, satellite images, South West Africa.

В большинстве опубликованных работ генезис кимберлитов и лампроитов обсуждается с общегеологических, петрологических, минералогических и геохимических позиций, но без рассмотрения энергетического процесса. Лишь немногие авторы касаются этого вопроса и в качестве причин возникновения расплавов традиционно называют эндогенные процессы в недрах — гравитационную дифференциацию, химические и фазовые переходы вещества в ядре и мантии, радиогенный разогрев мантии, декомпрессию в зонах глубинных разломов и т.д. Как справедливо заметил В.А.Милашев [10], эти представления плохо согласуются с геологическими данными, свидетельствующими о том, что: гравитационная дифференциация и фазовые переходы в подкоровых глубинах носят затухающий характер и не могут объяснить генетическую связь с многократным проявлением кимберлитового магматизма на протяжении 3,5 млрд. лет; в мантии практически отсутствуют радиоактивные элементы; зоны глубинных разломов не проникают вглубь на сотни километров через слой астеносферы, субстрат которой находится в полупластичном состоянии. На основании сложных эволюционных процессов, происходивших в промежутке времени от разогрева субстрата верхней мантии и появления в ней

кимберлитовых расплавов до достижения ими земной поверхности и существенно различавшихся в энергетическом отношении, им предложено (с учетом геолого-исторических и энергетических аспектов) выделять следующие периоды в каждой эпохе кимберлитообразования:

разогрев и разуплотнение субстрата мантии с последующим всплыванием его в виде гигантских плюмов, грибообразно растекавшихся у подножия земной коры (проекция соответствует площадям кимберлитовых провинций);

обособление в плюме очагов кимберлитовой магмы, которые при достижении критического объема приобретают способность к автономному радиальному перемещению по механизму зонной плавки;

достижение магмами зон повышенной проницаемости в литосфере, сокращение запасов тепла при сохранении объема магмы и поддержании температуры на оптимальном уровне благодаря ее частичной кристаллизации (плутонический период);

миграция магм в верхних горизонтах земной коры, где на рубеже плутонического и гипабиссального периода (по минералого-петрографическим данным) имел место относительный перегрев,

следствием которого явилось оплавление ранее выделившихся порфировых вкрапленников (гипабиссальный период);

формирование и заполнение диатрем за счет тепловых ресурсов расплавов, среди которых ведущая роль принадлежала парам воды;

истечение сильно сжатых и нагретых газов, сопровождавшееся термально-механической абразией прорванных толщ и превращением трещинных каналов в трубообразные (эксплозивный период).

Общий вывод таков: мантийные плюмы и кимберлитовый магматизм — это производные единых энергетических импульсов, которых в интервале 3300 ± 20 млн. лет отмечено почти два десятка [7]. Периодичность проявления энергетических импульсов, как предполагается, коррелируется с галактическим летоисчислением, фиксирующим пересечения Солнечной системой магнитных и радиационных поясов Галактики, каждое из которых индуцировало токи Фуко и сопровождалось значительными выделениями тепловой энергии в недрах Земли.

Изучение площадей проявления кимберлитового и лампроитового магматизма с привлечением разномасштабных космических снимков подтверждает сделанные заключения. Наиболее важным их итогом стал вывод о присутствии в ландшафтах древних платформ радиально-кольцевых структур разных диаметров (от тысяч до первых километров), которые наземными методами обычно не фиксировались [3, 11, 13, 14, 16].

К настоящему времени стало очевидно, что структуры центрального типа являются фундаментальной особенностью строения Земли и планет земной группы. В качестве причин их образования рассматривают импульсную разрядку тектонических и электрических напряжений, обусловленную подъемом углеродно-водородных потоков к земной поверхности вследствие дегазации ядра Земли [4, 8, 9]. От активных очагов тектонические напряжения в виде продольных и поперечных сейсмических волн распространяются в двух направлениях и при прохождении неоднородной слоистой среды постепенно диссипируют и распадаются на границах сред, образуя ряд других источников напряжений меньшего порядка.

Пути движения мантийных магм и флюидов в верхних горизонтах литосферы определяют крупные тектонические структуры, по ослабленным зонам которых быстро происходит подъем до определенных горизонтов, где они активно взаимодействуют со средой и формируют промежуточные энергетические и магматические очаги, аккумулирующие глубинную энергию. Энергетические взрывы внутри таких очагов приводят к формиро-

ванию камер сжатия, а в окружающей твердой среде — сферических зон дробления и трещинообразования. На поверхности данные тектонические каркасы проявляются в виде систем эндогенных нарушений радиального и кольцевого характера с округлыми морфоструктурами центральной симметрии, а в разрезе — тектоническими конусами разрушения. Мантийные магмы и флюиды мигрируют внутри таких конусов, используя как старые, так и новые зоны тектонических нарушений.

Таким образом, дуги различных радиусов отражают слоистую среду земной коры и мантии, а центры этих структур — позицию энергетических очагов напряжений различного ранга. Радиусы кольцевых разломов или дуг-концентриков соответствуют глубинам геолого-геофизических неоднородностей, согласно правилу распространения нормальных и максимально касательных напряжений [2, 6, 12].

Установлено, что практически весь ряд таксонов кимберлитового магматизма (провинции, субпровинции, районы, поля и кусты) на планете контролируется структурами подобного рода [13, 14]. Традиционно считается, что провинции кимберлитового магматизма совпадают с древними платформами, фундамента которых консолидированы в архее и протерозое. Все они по данным анализа космических съемок малого разрешения расположены в центрах радиально-концентрических систем диаметром в десятки тысяч километров и облекаются складчатыми поясами, возраст которых омолаживается к периферии платформ [14]. Радиальные и концентрические элементы систем представляют собой планетарные нарушения сплошности геологической среды, которые в верхних частях коры проявляются разрывами, зонами дробления и смятия, приподнятыми и опущенными блоками (валы и авлокагены). Более 90% известных участков проявления кимберлитового магматизма на Сибирской, Восточно-Европейской, Южно- и Североамериканской, Африканской и Австралийской платформах контролируются этими элементами.

Субпровинции кимберлитового магматизма в пределах платформ пространственно ассоциируют с овоидно-радиальными структурами диаметром 1–2 тыс. км, которые фиксируют головную часть мантийных плюмов разного возраста на глубинах 660 км, где зафиксирован скачок вязкости в мантии [9]. В земной коре они проявлены дуговыми и линейными зонами повышенной проницаемости на протяжении длительной истории развития, что предопределяет приуроченность к ним шовных прогибов, фрагментов рифтовых систем, участков разновозрастного магматизма. Эпицентры этих структур тяготеют к узлам пересечения дуговых и радиаль-

ных элементов планетарных структур и создают ячеистую структуру платформ второго порядка.

Все изученные нами районы кимберлитового (лампроитового) магматизма маркируются в ландшафтах радиально-концентрическими структурами диаметром 180–220 км. Как правило, они располагаются в узлах пересечения радиальных и дуговых элементов, образующих системы планетарного и регионального рангов [4]. Своим возникновением эти структуры обязаны сравнительно небольшим мантийным диапирам в подошве земной коры, которые отделяются от плюмов. Последующая вертикальная миграция магм и флюидов в земной коре осуществлялась пульсационно с образованием промежуточных очагов, энергетическая активизация которых также вызывала формирование в хрупкой земной коре объемных сферических форм, отраженных в современных ландшафтах радиально-концентрическими структурами меньшего диаметра. В частности, нижнекорový уровень (20–25 км) представлен структурами диаметром 75–85 км, среднекорový (6–10 км) — 20–30 км, верхнекорový (3–4 км) — 8–10 км. Эти данные согласуются с результатами сейсмического и электрического зондирования, гравитационного и магнитного моделирования на российских алмазоносных площадях, указывающих на присутствие сквозькорových каналов связи мантии и поверхности [1, 3, 5, 20, 21].

Таким образом, установлено, что в пределах древних платформ наиболее благоприятными для поисков алмазных месторождений в связи с кимберлитами являются участки над мантийными диапирами. В их пределах происходила дальнейшая миграция и эволюция мантийных магм с образованием промежуточных очагов, энергетическая активизация которых способствовала их продвижению. Статистическое сравнение позиции кимберлитов на ряде эталонных площадей относительно разноглубинных структурных ансамблей говорит об устойчивой специфике в их локализации. Использование дистанционных прогнозно-поисковых моделей на их основе позволяет предварительно оценивать перспективы алмазоносности как крупных регионов, так и локальных участков в их пределах [16].

В настоящее время геологам доступна космическая информация для любых частей Земли. Она включает цифровые зональные снимки планеты низкого, среднего и высокого разрешений, а также радарные съемки, на основе которых формируется современный цифровой рельеф. Анализировать этот огромный поток информации можно лишь с помощью мощных компьютеров и специальных программных пакетов, однако геолог остается ключевым участником процесса, поскольку его

специальные знания дают возможность правильно организовать обработку материалов в разных геологических и ландшафтных условиях, эффективно использовать все многообразие средств для выделения информативных элементов при прогнозных построениях.

Дистанционную прогнозную оценку любого региона следует проводить поэтапно, начиная с материалов низкого разрешения. Цель каждого этапа — выделение информативных элементов, необходимых для формирования прогнозно-поисковых моделей соответствующего ранга. На первом этапе визуализируются следы структур активизации планетарного и регионального рангов и намечаются признаки мантийных диапиров, которые потенциально способны контролировать районы кимберлитового магматизма. Затем по материалам среднего и высокого разрешений изучается их внутренняя структура и визуализируются внутрикоровые очаги активизации, контролирующие поля и кусты кимберлитового магматизма.

Схема анализа дистанционной информации в прогнозных целях показана на рис. 1. Состав работ в рамках каждого этапа включает:

- приобретение космической информации, формирование пространственно ориентированных электронных банков данных, компьютерная подготовка изображений с помощью специальных программ;

- визуальное и компьютерное дешифрирование первичных изображений и многочисленных их трансформаций;

- обработку результатов дешифрирования качественными и количественными методами для выделения и ранжирования информативных признаков;

- построение специализированных космоструктурных схем;

- выделение перспективных участков для локализации искомых таксонов по аномальному присутствию благоприятных дистанционных признаков;

- оценку позиции выделенных участков относительно других факторов, влияющих на алмазоносность кимберлитов, а также условия ведения поисков.

Апробация дееспособности структурно-энергетических критериев при дистанционной оценке перспектив алмазоносности проведена в пределах крупных регионов (Западная Якутия, Северо-Запад России, Северо-Западные Территории Канады, Ангола, Южная Африка) и на многочисленных локальных площадях [15–19].

Приведем результаты оценки юго-западного сектора Африки, включающего часть территории Ботсваны, Намибии и Южно-Африканской Республики. Регион характеризуется ландшафтами, кото-

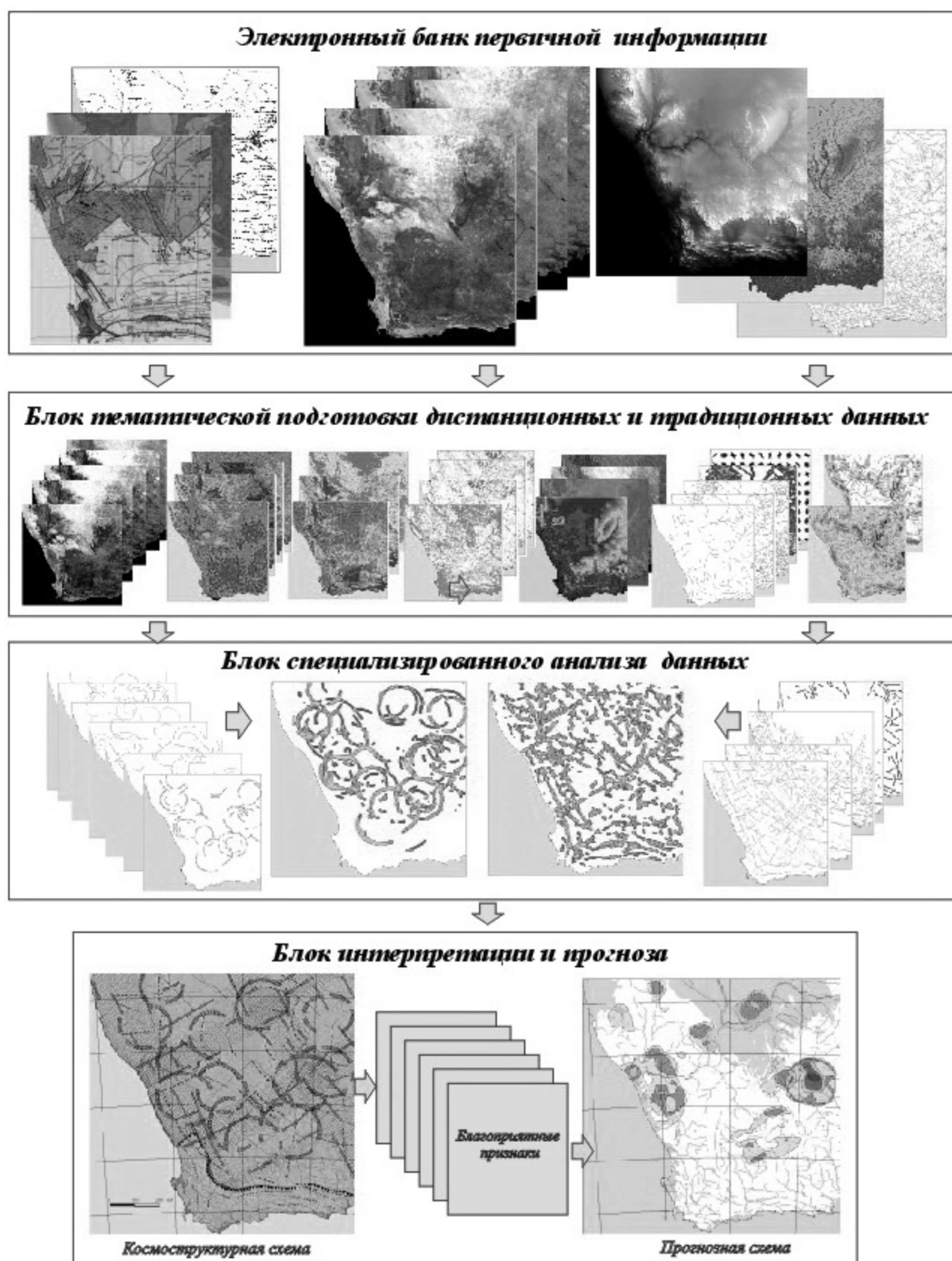


Рис. 1. Схема анализа дистанционной информации в прогнозных целях

рые резко отличаются от других алмазонасных регионов мира. Вдоль побережья Атлантического океана здесь протягивается пустыня Намиб, затем рельеф ступенями поднимается к Большому Уступу, где развиты останцовые плато и горы высотой >1 км. Восточнее простирается плоскогорье, плавно понижающееся в глубь материка. Растительность практически отсутствует в связи с сухим климатом.

В геологическом плане это фрагмент докембрийской Африканской платформы, обрамленной на юге Капским раннекембрийским складчатым поясом. Кристаллический фундамент региона консолидирован в разные эпохи докембрийской истории (архей, ранний и поздний протерозой, ранний докембрий) и выступает на поверхности в крупных современных поднятиях. Прогибы заполнены осадками разного возраста, среди которых преобладают континентальные формации системы Карру и Калахари. Мощное проявление магматизма отмечено здесь в мезозое силлами и дайками долеритов, которые вмещаются в отложения системы Карру, а также телами кимберлитов мелового возраста. Большая часть известных кимберлитов (в том числе и алмазонасных) находится в ЮАР (провинции Капская, Трансвааль, Северо-Капская, Оранжевая, Малый Намакваленд), а в пределах Ботсваны и Намибии известны лишь изолированные ареалы кимберлитовых тел. В нижнем течении р. Оранжевая и на побережье Атлантического океана разрабатываются россыпи алмазов.

На первом этапе дистанционных прогнозных работ с использованием космических снимков низкого разрешения и цифрового рельефа ГТОРОЗ0 оценена площадь в 1 млн. км². Установлено, что наиболее низкопорядковые линейные деструкции земной коры, пересекающие регион целиком в разных направлениях, являются фрагментами радиальных и дуговых элементов Африкано-Южноамериканской системы, сформированной до распада континентов [14]. Линейные и дуговые осложнения земной коры второго порядка принадлежат Южноафриканской овоидно-радиальной структуре, контролирующей одноименную субпровинцию кимберлитового магматизма. Также в регионе визуализированы признаки радиально-концентрических структур диаметром 160–240 км, которые могут отражать позицию подкоровых очагов активизации. Их детализация по дистанционным материалам среднего разрешения позволила ранжировать их по характеру проявления в современных ландшафтах и особенностям внутреннего строения.

Для дистанционной оценки перспектив алмазонасности региона использована прогнозно-поисковая модель ранга «район кимберлитового магматиз-

ма», составленная только из структурно-энергетических признаков. К ним относятся площади: региональных линейных зон деструкции длительного развития и большой глубинности, обеспечивающие наилучшую сквозькоровую проницаемость для магм и флюидов; над очагами активизации, расположенными в подошве земной коры и обеспечивающими мантийную энергетическую подпитку процесса; над нижнекоровыми очагами активизации в пределах первых. Пространственное суммирование благоприятных признаков с количественной оценкой степени проявленности очагов позволило выделить восемь участков, занимающих около 15% оцениваемой площади (рис. 2). Наиболее интенсивная аномалия ($>3\sigma$) оконтуривала участок развития большого числа кимберлитовых тел в Трансваале (ЮАР), где находятся знаменитые алмазонасные поля Кимберли, Постмасбург, Ягерсфонтейн. По всем параметрам (площадь, интенсивность) она полностью отвечает эталонным алмазонасным районам России, на основе которых модель и создавалась. Три менее интенсивные аномалии (2σ) расположены на западе ЮАР и юге Ботсваны. В контурах двух из них установлены слабоалмазонасные или неалмазонасные кимберлиты. Еще четыре аномалии обладают слабой интенсивностью (немногим более 1σ), в трех из них выявлены неалмазонасные кимберлиты.

Таким образом, предложенная модель позволила оконтурить в регионе все известные участки проявления кимберлитового магматизма, а также указала на возможное присутствие еще двух районов, где кимберлитовые тела пока не известны. При этом размер благоприятных площадей значительно сократился и в их пределах целесообразно проводить работы с использованием более детальных дистанционных материалов для оценки их остаточных перспектив или для организации поисков полей кимберлитового магматизма.

В качестве примера решения последней задачи продемонстрируем результаты работ на площади Ритфонтейн (50 тыс. км²), где зафиксированы признаки подкоровой очаговой активизации. Здесь развиты пустынные и полупустынные ландшафты, где среди цепочек песчаных дюн расположены плоские понижения, сложенные плотными слабоводопроницаемыми глинами, на которых в период дождей образуются временные озера (солончаки).

Геологическое строение площади определяет южное окончание синеклизы Калахари, заполненной континентальными палеозойскими, мезозойскими и кайнозойскими отложениями. На крайнем юге и западе на современной поверхности обнажаются граниты и гнейсы протерозойского метаморфического пояса Намакваленд, а в эрозионных

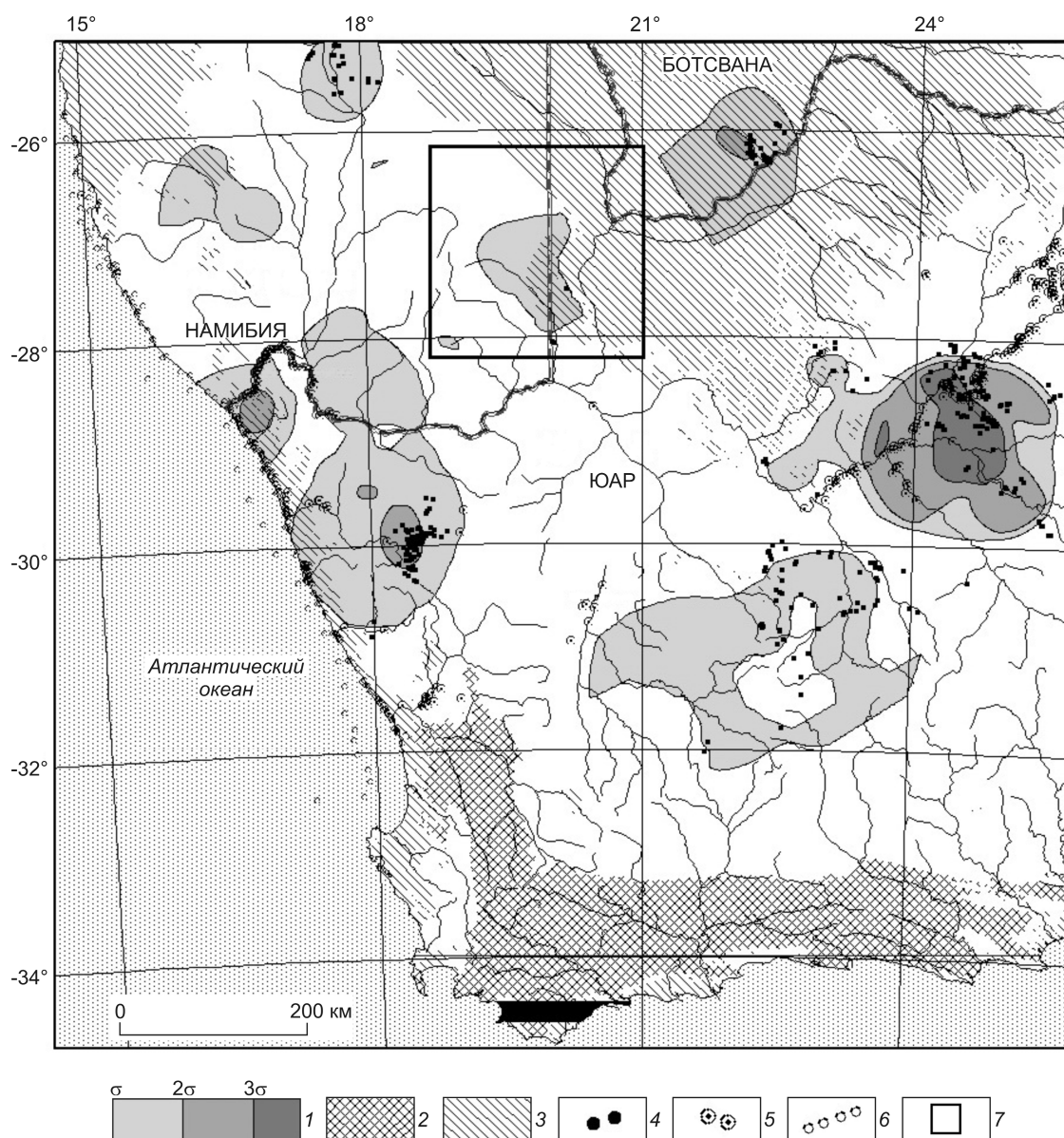


Рис. 2. Аномалии совмещения благоприятных признаков по дистанционным материалам, указывающие на возможность локализации районов кимберлитового магматизма:

1 — аномалии присутствия благоприятных признаков (в единицах стандартного отклонения); 2 — область Капской складчатости; 3 — посткимберлитовые покровы; 4 — кимберлитовые тела; 5 — аллювиальные россыпи алмазов; 6 — морские россыпи алмазов; 7 — площадь более детального анализа

окнах вскрыты метаосадки и амфиболиты архейского возраста. Проявление глубинных активизационных процессов мезозоя подтверждают три кимберлитовые трубки мелового возраста, перекрытые неогеновыми осадочными толщами и современными эоловыми образованиями в виде полос и массивов барханной морфологии.

На космоструктурной схеме м-ба 1:200 000, построенной по результатам дешифрирования дистанционных материалов, показаны фрагменты

линейной деструкции земной коры регионального ранга, крупнейшие линеаменты, структурные элементы, визуализирующие подкоровый, нижнекоровый и среднекоровые очаги активизации, микролинеаменты и малые кольцевые структуры, разновозрастные геологические формации. Для оценки площади использована дистанционная прогнозно-поисковая модель ранга «поле кимберлитового магматизма». В ее состав входят уточненные признаки, использованные на первом этапе анализа, а также пло-

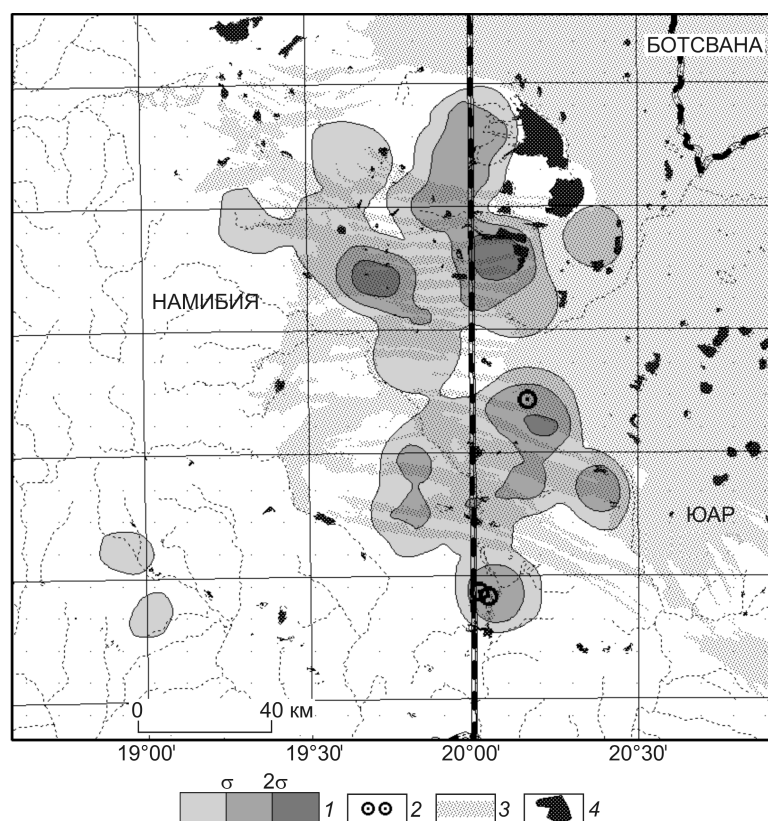


Рис. 3. Аномалии совмещения благоприятных признаков по дистанционным материалам, указывающие на возможность локализации полей кимберлитового магматизма:

1 — аномалии присутствия благоприятных признаков; 2 — кимберлитовые трубки; 3 — посткимберлитовые осадочные толщ; 4 — солончаковые озера

щади над среднекоровыми очагами активизации, которые ранжированы на три группы — хорошо, средне- и плохо выраженные. В итоге оконтурены перспективные участки. Наиболее интересны две крупные аномалии сложной конфигурации с локальными максимумами (рис. 3), в пределах которых целесообразно провести наземные поисково-оценочные работы для оценки степени алмазности развитых здесь кимберлитов. При планировании методики поисков следует учесть, что в период с мела до начала неогена площадь подверглась значительной пеплефикации. Разрушение вмещающих кимберлиты толщ в это время достигало десятков метров, что вело к уничтожению кратерных частей трубок.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

Интенсификация поисков крупных коренных месторождений алмазов с высоким качеством руд в условиях истощения открытых площадей требует повышения эффективности прогнозных исследований. Последнее возможно лишь путем разработки

качественно новых критериев, базирующихся на выявлении источников, путей транспортировки и уровней трансформации энергии алмазообразования. Часть такой информации содержится в дистанционных материалах, которые отображают конечный результат всей совокупности геологических процессов становления и преобразования земной коры к настоящему времени.

Основной объект методики анализа материалов съемок из космоса в прогнозных целях — поверхностная инфраструктура в распределении дискретных и площадных аномалий ландшафтов, обусловленная разноточными процессами активизации верхней мантии и земной коры. Ее преимущества — возможность использовать доступный материал на любой участок планеты, выявлять на ранних стадиях с достаточно высокой степенью достоверности многие факторы контроля искоемых руд, оценивать иерархическую соподчиненность структурных элементов, влияющих на локализацию рудных таксонов, формировать прогнозные модели этих таксонов на основе совокупности дистанционных факторов, последовательно локализо-

вать перспективные площади с помощью материалов все повышающейся детальности.

Методика не предусматривает выделение конкретных геологических тел или объектов, что исключает применение сложных индикационных схем. Первичная обработка изображений заключается в выделении из исходного спектрального поля различных дискретных, тоновых и цветовых аномалий, которые затем анализируются в отношении их организационной взаимообусловленности. Ниша применения — специализированные прогнозные работы разных масштабов в закрытых и слабоизученных традиционными геолого-геофизическими методами районах. Важнейшая предпосылка эффективности исследований — системный подход, предусматривающий целенаправленное последовательное приближение к конечному результату в прогнозной системе от района до куста кимберлитового магматизма.

Структурно-энергетические критерии, которые наиболее эффективно выделяются по материалам

дистанционного зондирования, обусловлены очаговыми процессами, обеспечивающими доставку глубинных магм из верхней мантии к поверхности планеты. Они составляют основу дистанционных прогнозно-поисковых моделей, с помощью которых можно выделять перспективные участки для локализации районов, полей и кустов кимберлитового магматизма в регионах, где отсутствует традиционная геолого-геофизическая информация необходимой детальности.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ваганов В.И. Алмазные месторождения России и мира (основы прогнозирования). – М.: ЗАО «Геоинформ-марк», 2000.
2. Гзовский М.В. Тектонофизика. – М.: Недра, 1975.
3. Глуховский М.З., Кац Я.Г. Нуклеарная модель строения и эволюции докембрийской литосферы // Геология и разведка. 1991. № 5. С. 3–18.
4. Данковцев Р.Ф. Опыт разработки энерго-магматической системы критериев прогноза урановых месторождений // Отечественная геология. 1995. № 11. С. 8–17.
5. Егоркин А.В. Строение верхней мантии под Далдыно-Алакитским кимберлитовым полем по сейсмограммам ядерных взрывов // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 1. С. 24–37.
6. Ежов Б.В., Худяков Г.И. Морфоструктуры центрального типа и глубинные геологические разделы // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265. № 3. С. 667–669.
7. Кривонос В.Ф. Относительный и абсолютный возраст кимберлитов // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 41–51.
8. Ларин В.Н. Наша Земля (происхождение, состав, строение и развитие изначально гидридной Земли). – М.: Агар, 2007.
9. Летников Ф.А. Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43. № 4. С. 291–307.
10. Милашев В.А. Энергия образования кимберлитов // Геология, закономерности размещения, методы прогнозирования и поисков месторождений алмазов. Мирный, 1998. С. 58–60.
11. Моралев В.М., Глуховский М.З. Кольцевые структуры докембрийских щитов по данным дешифрирования космических снимков // Исследование Земли из космоса. 1981. № 3. С. 18–23.
12. Невский В.А. Кольцевые разрывы и некоторые данные о механизме их формирования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1971. № 5. С. 47–61.
13. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д. Факторы контроля провинций, субпровинций и районов проявления алмазоносных пород // Отечественная геология. 1994. № 1. С. 3–8.
14. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов – М.: Недра, 2001.
15. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Корчуганова Н.И. Оценка перспектив коренной алмазоносности Западной Якутии по материалам дистанционных съемок малого разрешения // Геология алмазов — настоящее и будущее. Воронеж, 2005. С. 1277–1284.
16. Серокуров Ю.Н. Возможности материалов дистанционного зондирования при выделении площадей, перспективных для поисков кимберлитов // Отечественная геология. 2006. № 3. С. 6–11.
17. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная региональная оценка перспектив алмазоносности Анголы // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 91–94.
18. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционная оценка алмазоносного потенциала Северо-Западного региона России // Отечественная геология. 2009. № 1. С. 48–52.
19. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Громцев К.В. Дистанционный прогноз районов кимберлитового магматизма в Северо-Западных Территориях Канады // Геология и разведка. 2009. № 3. С. 27–32.
20. Суворов В.Д., Мельник Е.А., Манаков А.В. Структура земной коры Мало-Ботубинского и Далдыно-Алакитского кимберлитовых районов по данным сейсмического и гравитационного моделирования // Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы-50). СПб., 2004. С. 339–343.
21. Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования эндогенного оруденения // Советская геология. 1968. № 9. С. 73–86.

УДК 553.411:[550.42:556.027] (571.56)

© Т.Н.Косовец, Г.Ю.Орлова, 2011

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ КРИТЕРИИ ПРОГНОЗА И ПОИСКОВ СТРАТИФОРМНОГО ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ДУЭТ-БРИНДАКИТСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ)**Т.Н.Косовец, Г.Ю.Орлова (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)**

В районе развития стратиформного многоярусного золото-кварцевого оруденения рассматривается комплекс литологических, минералогических, геохимических и изотопных характеристик, свойственных рудовмещающим горизонтам, золото-кварцевым послойным жилам, продуктивной минерализации и жильному веществу. Типоморфизм этих характеристик позволяет рекомендовать их применение как инструмент для определения положения в разрезе и типа новых проявлений минерализации.

Ключевые слова: стратиформный, продуктивный уровень.

Косовец Татьяна Николаевна, Орлова Галина Юрьевна, blagmet@tsnigri.ru

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CRITERIA OF FORECASTING AND SEARCHING FOR STRATIFORM GOLD-QUARTZ ORE: DUET-BRINDAKIT ORE JUNCTION EXAMPLE**T.N.Kosovets, G.Yu.Orlova**

The set of lithologic, mineralogical, geochemical, and isotope attributes typical of orebearing horizons, concordant gold-quartz veins, productive mineralization, and gangue minerals have been investigated in area of sedimentary hosted multi horizon stratiform gold-quartz mineralization. Typomorphism of reviewed features can be recommended as an instrument for assessment of new mineralization stratigraphic position and ore type.

Key words: stratiform mineralization, productive horizon.

Разработка методов и методик прогноза и поисков золоторудных проявлений в терригенных и черносланцевых комплексах является неотъемлемой частью оценки перспектив обширных территорий их развития. В числе прогнозных критериев оруденения в терригенных толщах рассматриваются литологический состав вмещающих толщ, морфология рудолокализирующих структур, размещение минеральных ассоциаций и тип зональности, текстуры и типоморфные элементы руд и т.д., что далеко не исчерпывает возможность использования разнообразных методов и приемов анализа фактического материала для оценки и прогноза оруденения.

Разрабатываемые в ЦНИГРИ с 80-х годов прошлого столетия изотопно-геохимические прогнозно-поисковые методы в основном базируются на данных геохимии изотопов серы в комплексе с газово-хроматографическими, геохимическими и термобарогеохимическими методами. Позднее были добавлены данные по изотопии углерода. Предложенные на их основе критерии предлагалось использовать на поисковой стадии геологоразведочных работ на месторождениях так называемой золото-углеродистой формации в качестве локальных критериев.

Локальные изотопно-геохимические критерии индивидуальны для каждого объекта, но их применение основано на одном принципе — зональной изменчивости параметра в пространстве, а также во времени.

Использование геохимических характеристик разреза в качестве критерия поисково-оценочного плана на новых площадях представляется реальным при наличии и достаточной степени изученности эталонного для рудного района объекта.

Дуэт-Бриндакитское рудное поле, неоднократно освещенное в публикациях [2, 3, 8], в том числе как объект спорного генезиса [6, 7, 9, 10], рассматривается как эталон золото-кварцевого оруденения стратиформного типа в терригенной толще верхоянского комплекса с весьма отдаленными проявлениями интрузивного магматизма, известными на расстоянии 60–80 км, т.е. фактически амагматичной.

Рудное поле приурочено к области сочленения западного крыла и центральной зоны Южно-Верхоянского синклинория в южной части Аллах-Юньского золоторудного района, протягивающегося от р. Юдома на юге (месторождения Огонек, Дуэт, Юр, Бриндакит) до р. Тыры на севере (месторождение Неждановское). Оно расположено в локальном палеопрогibe на западном крыле синклинория, ограниченном поперечными перегибами складчатости, в пределах развития нижнепермской рудоносной кукканской свиты. Кукканская свита состоит из шести пачек трансгрессивного типа. Общая мощность ≤ 2 км. Мощность ритмопачек первые сотни метров. Низы пачек сложены грубообломочными отложениями — конгломератами, гравелитами, песчаниками, выше по разрезу залегают алевропесчаники, алевролиты, аргиллиты (рис. 1).

Оруденение контролируется серией син-клинальных складок III порядка, осложненных более высокого порядка, флексурами, кливажными зонами, разрывными нарушениями, т.е. площадь рудного поля характеризуется отличительными тектоно-фациальными особенностями.

В пределах рудного поля известны три месторождения (рис. 2). На южном фланге в основании ритмопачки I среди алевролитов, вблизи контакта с подстилающими песчаниками, размещается месторождение Дуэт, представленное серией этажно расположенных кварцевых жил и залежей, из которых одна (жила 3а) характеризуется промышленными содержаниями золота и выдержанными параметрами.

В центральной части рудного поля в сближенных маломощных пластах песчаников ритмопачек III и IV локализованы внутри- и межпластовые жилы 7 и 6, севернее — жила 10 в основании пласта песчаников ритмопачки V месторождения Юр.

В северной части рудного поля, где в разрезе преобладают песчаники, в пласте 20-метровой мощности развиты крутопадающие плитообразные кварцевые жилы, поперечные к складчатости, приуроченные к анти-

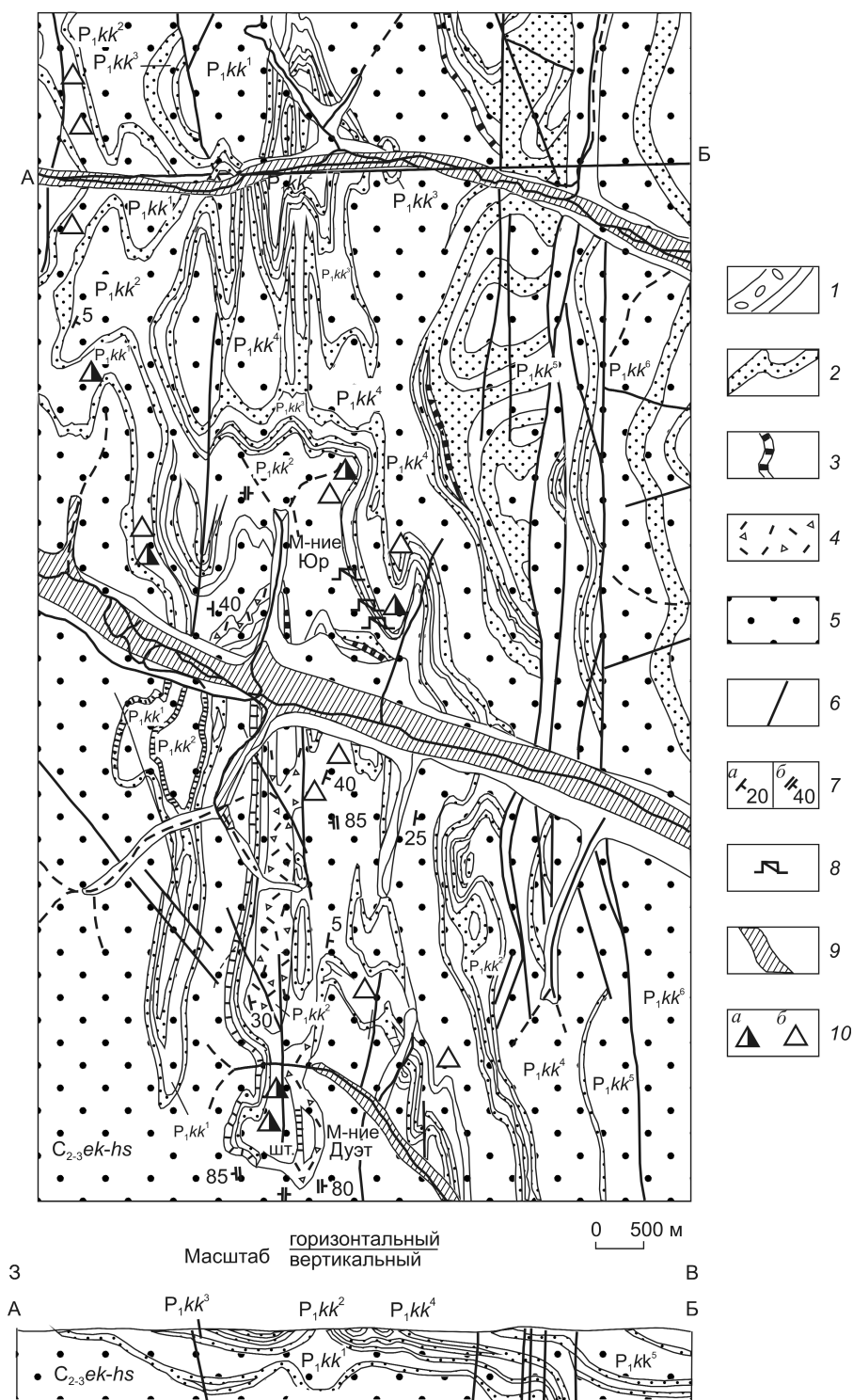


Рис. 1. Фрагмент геологической карты Дуэт-Бриндакитского рудного поля (центральная часть и южный фланг), по материалам Аллаха-Юньской ГРЭ:

маркирующие горизонты: 1 — конгломераты, «сланцевые конгломераты», 2 — песчаники, 3 — «рябчики», 4 — туфодиамититы, туфы дацитового состава, 5 — алевролиты; 6 — тектонические нарушения; 7 — элементы залегания (а — слоистости, б — кливажа); 8 — подземные выработки; 9 — контуры отработанных россыпей золота; 10 — золотопоявления (а — месторождения, б — перспективные проявления)

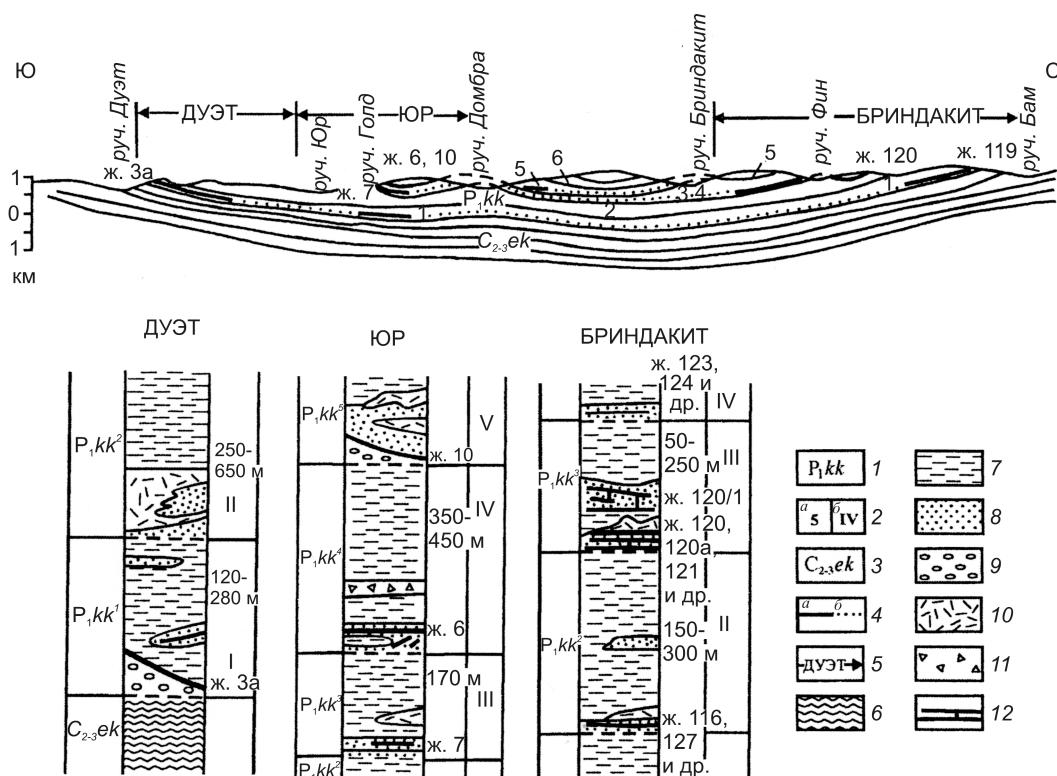


Рис. 2. Схематический продольный разрез через Дуэт-Бриндакитское рудное поле:

I — отложения рудовмещающей кукканской свиты, P_{kk}^{1-6} ; 2 — номера ритмопачек кукканской свиты (*a* — на разрезе, *b* — на колонках); 3 — отложения подстилающей эчанканской свиты, C_{2-3} ; 4 — «продуктивные» горизонты с прослеженными (*a*) и предполагаемыми (*b*) кварцевыми телами; 5 — условные контуры рудоносных участков (месторождений); литологические разности пород в колонках: 6 — глинистые сланцы, 7 — алевролиты, 8 — песчаники, 9 — конгломераты, 10 — песчаники с примесью вулканогенного материала (туфодиамиктиты), 11 — алевролиты с несортированными обломками различных пород, преимущественно алевролитов («рябчики»); 12 — кварцевые залежи и секущие жилы

клинальным перегибам, не выходящие за пределы пласта (жила 120). Кроме того, здесь развит и обычный тип стратиформных жил. Это жилы 119, 123, 124 и др. месторождения Бриндакит.

Соответственно ритмопачкам рудовмещающего разреза выделяются продуктивные уровни оруденения, которым отвечают приуроченные к той или иной ритмопачке субсогласные в подавляющем большинстве случаев кварцевые жилы. В сводном обобщенном разрезе продуктивному уровню *I* соответствует жила 3а в ритмопачке *I*; продуктивный уровень *II* в южной части рудного поля отсутствует, так как представлен практически фрагментами размытой ритмопачки; продуктивному уровню *III* отвечает жила 7 месторождения Юр, *IV* — жила 6 месторождения Юр. На месторождении Бриндакит представлены жилы уровней *II*–*V*.

Рудные тела месторождений представлены обогащенными золотом узкими протяженными участками послойных кварцевых жил (так называемыми лентами), совпадающими по простиранию с направлением складчатых структур (рис. 3).

Протяженность рудных лент от 200–300 м до 1,5 км по простиранию, ширина 40–60 м, мощность 0,7–1,5 м. Положение отдельных рудных лент контролируется отрицательными формами палеорельефа, элементами складчатости *IV* порядка, зонами кливажирования, внутрирудной тектоникой.

Рудовмещающая толща мощностью ~1,5 км имеет ритмично-грубошлишное строение и отличительные литолого-текстурные особенности (рис. 4). Характерны резкая смена мощностей и фаций вкrest простирания, примесь вулканического материала, разнообразные типы слоистости (параллельная, косая, градационная турбидитовых потоков и др.) и текстур (седиментационного взламывания, взмучивания), формирующиеся в процессе локального перемыва и переотложения слаболитифицированных гравелитов, конгломератов, конседиментационная складчатость оползания. Эти особенности свидетельствуют о неспокойном тектоническом режиме осадконакопления. Подобные характеристики свойственны формации турбидитов, образующейся с участием мутьевых течений и потоков в

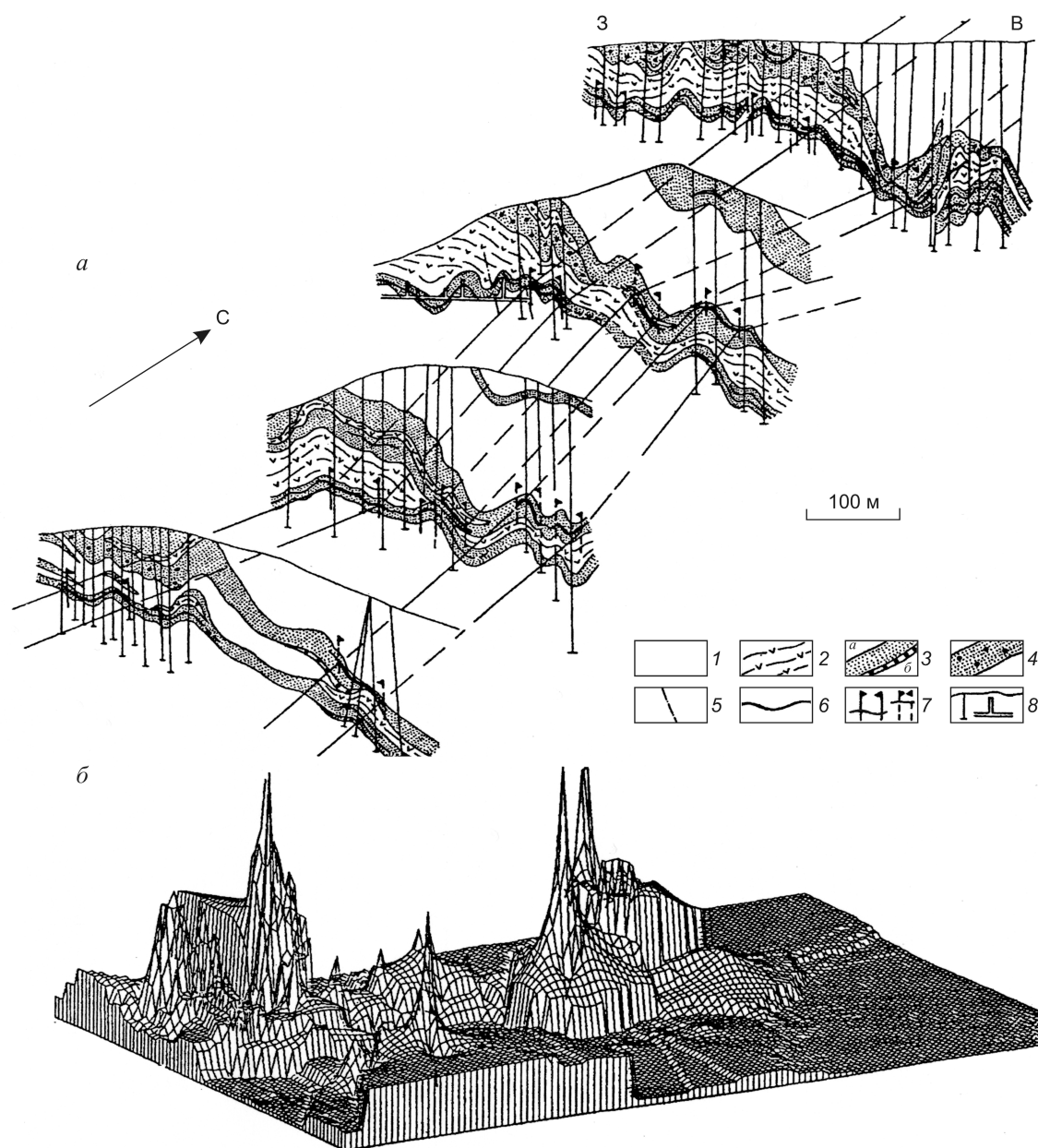


Рис. 3. Характер фациальной изменчивости рудовмещающей толщи и позиция рудных тел (лент) (а), распределение продуктивности в рудной ленте (б) в разрезе Юрского месторождения, составили Т.Н.Косовец, В.А.Давиденко с использованием данных Аллах-Юньской ГРЭ:

1 — алевролиты, углисто-глинистые сланцы; 2 — то же, с примесью туфового материала; 3 — терригенные породы (а — песчаники, б — конгломераты, гравелиты); 4 — песчаники с брекчией алевролитов, так называемые сланцевые конгломераты; 5 — тектонические нарушения; 6 — золото-кварцевые внутрипластовые жилы; 7 — контуры рудных тел разных уровней; 8 — скважины, подземные горные выработки

условиях расчлененного рельефа дна. На удалении от месторождений литофации имеют горизонтально-слоистые и пологоволнистые текстуры.

Осадки обогащены тонкой рассеянной, сгустковой послойной вкрапленностью сульфидов, в основном пирита, марказита, пирротина (см. рис. 4). Е.Б.Колесниковой при изучении сколов

рудовмещающих пород в сканирующем электронном микроскопе обнаружен фрамбоидальный пирит глобулярной структуры, образующийся в процессе раскристаллизации аморфных сульфидов железа на ранних стадиях диагенеза, а также микрофоссилии, диагностированные как нитчатые бактерии рода *Microcoleus*. В режиме погло-

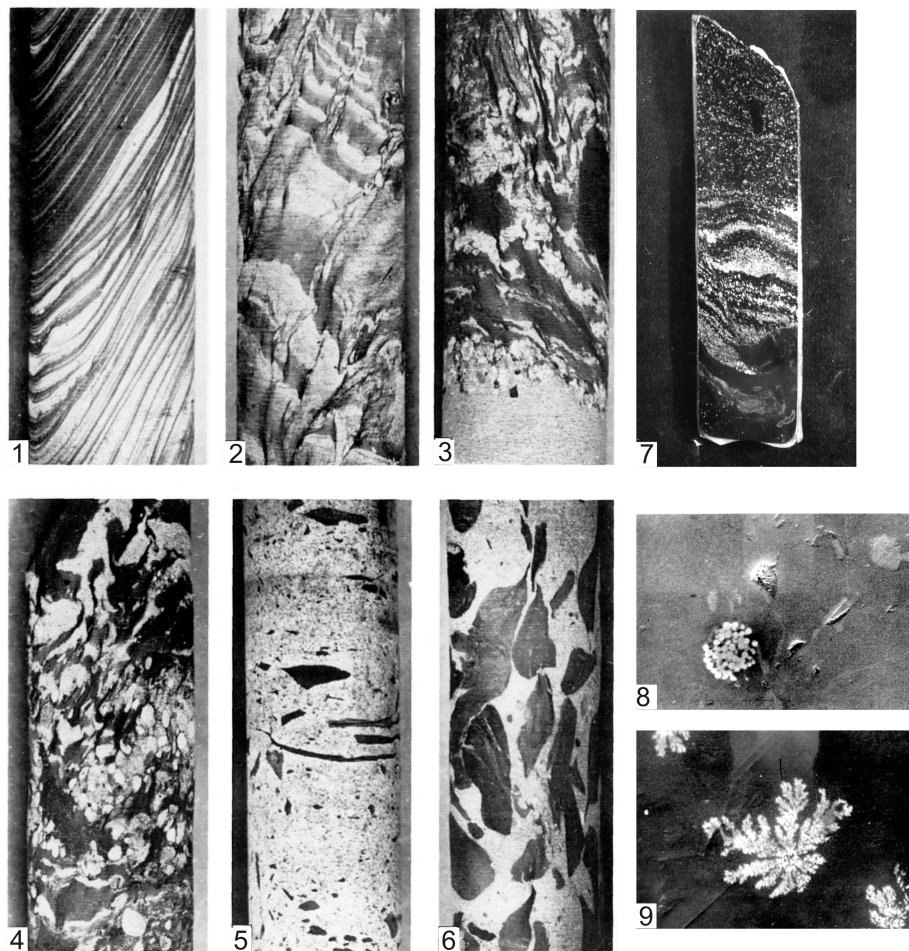


Рис. 4. Литолого-текстурные разновидности пород рудовмещающей толщи месторождения Дуэт (1/2 nat. вел.), из коллекции А.Г.Воларович:

1 — алевропесчаник (светло-серый), переходящий в песчанистый алевролит (темный); 2 — алевритистый песчаник с текстурами седиментационного взмучивания и проявлением грубого кливажа; 3 — песчаник, сменяющийся алевролитом с текстурой седиментационного взламывания; 4 — конгломерат с алевропесчаным цементом; 5 — песчаник с брекчий алевролитов; 6 — конгломерат с брекчий алевролитов; 7 — аргиллит с послойной вкрапленностью пирита; 8 — фрамбоиды пирита размером 8–10 мкм; 9 — недиагностированные образования, предположительно солевые (?) дендриты из рассолов, пропитывавших осадки

щенных электронов выявляются дендриты недиагностированного вещества, насыщающие всю массу породы и концентрирующиеся в сферических выделениях ОВ, где они более крупные. В рельефе (в режиме отраженных электронов) они не фиксируются, вероятно, из-за малых размеров индивидов. При фокусировке электронного пучка на дендриты они исчезают в течение нескольких секунд. Одно из возможных объяснений, нуждающееся в проверке (путем определения элементного состава), состоит в том, что дендриты представляют собой гидратированные солевые фазы, которые образуются из пропитывавших осадки рассолов.

Отличительные петро- и геохимические особенности рудовмещающей толщи состоят в следующем: по сравнению с вышележащей и нижележащей толщами (надакской P_{2-3} и экачанской C_{2-3}) — повышенное содержание C_{org} (сверху вниз соответственно 0,3–1,4–0,6%), обеднение алевролитовой составляющей SiO_2 , Al_2O_3 , P_2O_5 и обогащение $Fe_{общ}$, C_{org} , MnO , CaO , MgO и др. Рудовмещающая толща отличается также соотношением щелочей $K_2O:Na_2O$ (сверху вниз) — 8–(3)–1. Хемогенное обогащение осадков карбонатной составляющей, а также диагенетическими сульфидами свидетельствует о характерной фациальной обстановке осадконакопления рудоносной толщи в локальных впадинах палеобассейна с сероводородным заражением [4, 5].

Региональный кларк для большинства элементов выше литосферного. По сравнению с ним повышены

содержания в разрезе Au, Mn, B, P, незначительно повышены — Pb, Ge, V, Cr; на уровне региональных кларков содержания As, Zn, Sb, Ni, Co, Ti, понижены — Ag, Be, Ba, Cu, Mo. На этом фоне по содержанию рудных элементов рудовмещающая толща отличается от перекрывающей и подстилающей повышенными концентрациями Au, Ag, Cu, Pb, Mn, Cr, пониженными — Sb, Ba, V и др., что в сочетании с характерным строением позволяет сопоставлять ее с группой осадочных формаций, объединяемых в категорию золотоносных [1, 5].

При общем сходстве геохимической обстановки осадконакопления различных ритмопачек noticeable различия их по содержанию

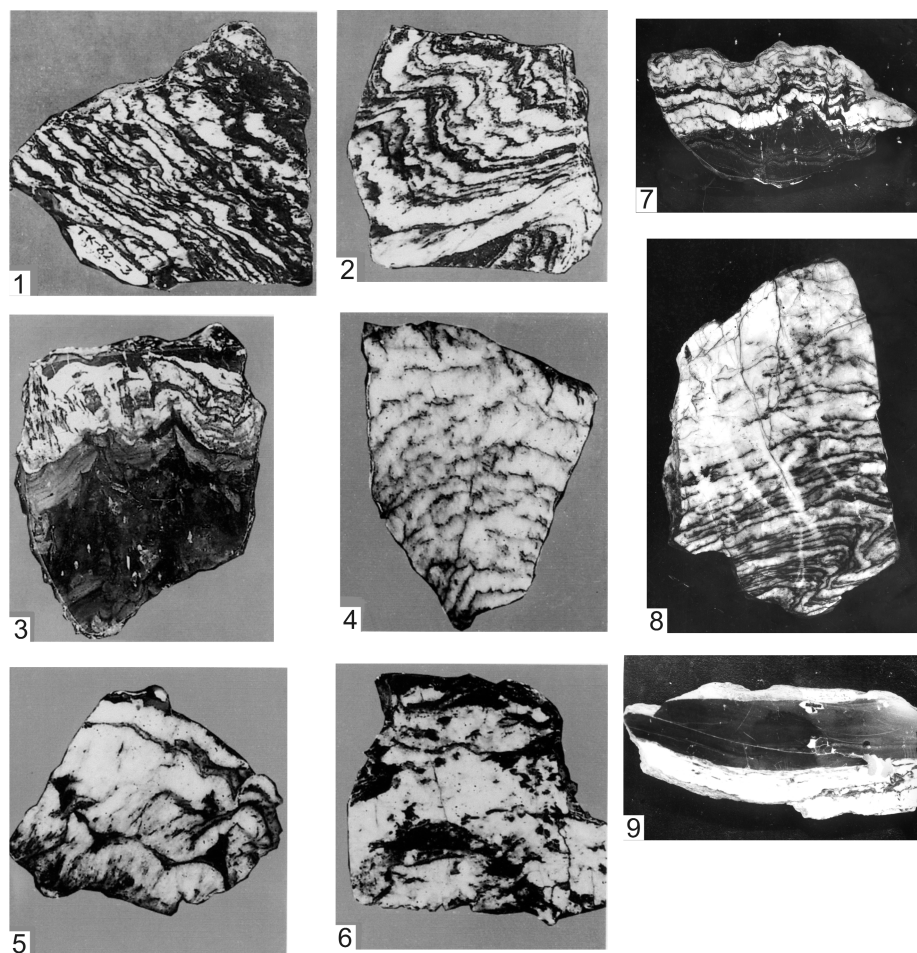


Рис. 5. Текстурные разновидности золотых руд месторождения Дуэт (1/4 нат. вел.), коллекция авторов.

1–2 — тонкослоистый мелкоплойчатый кварц-алевролитовый агрегат; 3 — смятая в складки кварцевая жила с перераспределенным при кливаже углисто-глинистым материалом; 4 — метаморфизованный кварц с реликтами алевропесчанистого материала, переориентированными при рассланцевании и складчатой деформации; 5–6 — перекристаллизованный кварц; 7 — кварцевая жила в контакте с песчаником, смятая в складки с перераспределенным по кливажу углисто-глинистым материалом; 8 — прожилки метаморфогенного кварца в жильном алевролитово-кварцевом агрегате; 9 — элементы скорлуповатого полусферического контакта кварцевой прожилки с вмещающими алевролитами, содержащими вкраплениями арсенопирита в кварцевой «рубашке»

микропримесей. Так, в алевролитах ритмопачки I (нижней) по сравнению с вышележащими преобладают концентрации Nb, Ba, Mn, V, Ti, в алевролитах ритмопачки III — Co, Pb, Zn, Cu, Ag, IV — Ni, Nb, Mo, Sb, Sr. Только с третьей ритмопачки в разрезе в числе примесей появляется Hg. Для нижнего уровня рудовмещающих пластов песчаников характерны повышенные концентрации Sb и Cu, для верхних — Ag и Pb.

Рассчитанные по алгоритму многократной корреляции связи золота с различными элементами, отвечающие нормальному закону распределения, по всему разрезу и отдельным ритмопачкам наибо-

лее тесные с одной и той же группой элементов — Cu, Ni, Mo, Mn, Zr. Они нарушаются в рудовмещающих горизонтах песчаников, характеризующихся повышенными концентрациями золота.

В период формирования той или иной ритмопачки рудовмещающего разреза, «материнской» для заключенного в ней оруденения [7], существовала, очевидно, «своя» палеофациальная обстановка накопления осадков, эволюционировавшая от ритма к ритму. Периоды спокойного тектонического режима нарушались колебаниями, возможно, землетрясениями, сопровождавшимися предположительно сменой источников осадочного материала.

Как показал минералогический анализ протоколов, рудовмещающие песчаники продуктивных уровней характеризуются своим типоморфным набором слагающих их минералов. Так, в песчаниках ритмопачки I (нижней) главные

типоморфные минералы — апатит, пирит, второстепенные — сфен, лейкоксен, биотит, глинистые минералы. В песчаниках ритмопачки III (ритмопачка II в междуречье ручьев Дуэт–Юр в значительной мере сроднирована) главные — циркон и анкерит, второстепенные — магнетит, лейкоксен, хлорит, биотит, эпидот, антимонит и халькопирит; в песчаниках ритмопачки IV главные — апатит и доломит, второстепенные — магнетит, мартит, магнитные шарики, гидроксиды марганца, роговая обманка и лейкоксен. В песчаниках ритмопачки V существенно преобладают циркон и мусковит, пирит, в подчиненном количестве присутствуют апатит и сфен и т. д. На

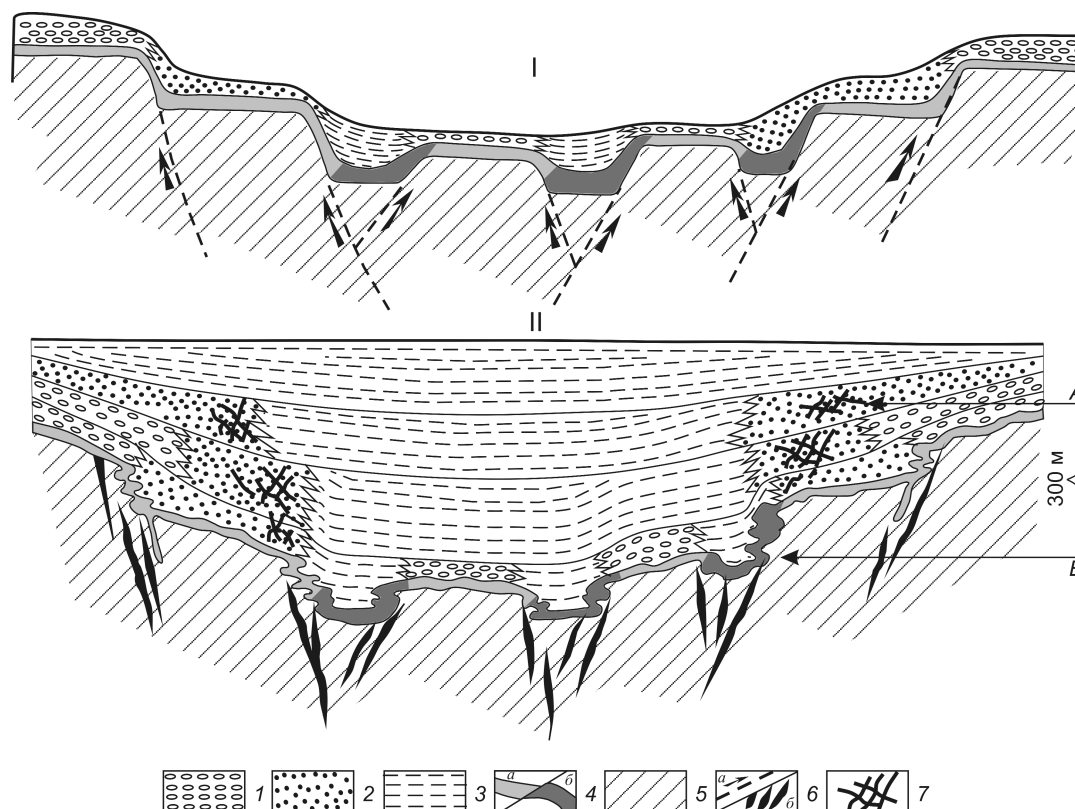


Рис. 6. Изотопно-геохимическая модель Дуэт-Бриндакитского месторождения, по М.М.Константинову и др., 2002:

I — этап рудонакопления; II — этап метаморфизма; рудовмещающие толщи: 1 — конгломерато-галечниковые; 2 — песчано-алевролитовые; 3 — глинистые; 4 — золото-кварцевая стратиформная залежь (а — сравнительно бедные руды, б — богатые руды); 5 — породы основания; 6 — рудоподводящие разломы (а), приуроченные к ним кварцевые жилы и прожилки (б); 7 — переотложенные (регенерационные) золотоносные кварцевые прожилки

основании этих данных можно предположить, что осадочные толщи рудовмещающего разреза сформировались из материала эрозии гранитов, вулканитов, эвапоритов территории сноса.

Минералогические, петро- и геохимические особенности вмещающих образований стратиформных рудных залежей того или иного уровня, их отличительные особенности формируются под влиянием обстановки осадконакопления.

По текстурно-структурным разновидностям кварцевого агрегата, составу минерализации и степени метаморфических преобразований выделены четыре минеральные ассоциации: 1 — кварц-пирит-арсенопиритовая мелкоплитчатой текстуры; 2 — существенно кварцевая с реликтовой полосчатой, брекчиевой и массивной текстурами; 3 — тонкопрожилково-вкрапленная продуктивная кварц-золото-галенит-сфалеритовая; 4 — поздняя кварц-карбонатная в прожилках лестничного типа. В раз-

личных соотношениях они составляют рудные тела на разных уровнях (рис. 5).

Зональность состава руд проявляется в обеднении от нижних уровней к верхним набору рудогенных элементов, содержания которых на 1–2 порядка выше кларковых. Так, в выбранном вертикальном интервале общей колонны оруденения (см. рис. 2) на нижнем уровне (жила 3а) в него входят Au, As, Ag, Bi, In, на среднем (жила 7) — Au, As, на верхнем (жила 6) — Au, As, Bi. Руды различных уровней отличаются соотношением элементов-примесей в галените, арсенопирите, самородном золоте, вариациями свойств последнего, характером включений в кварце (рис. 6, таблица).

Золото является сквозным элементом рудного процесса. Оно присутствует в тонкодисперсном виде в арсенопиритовой вкрапленности в оторочках кварцевых жил, в самородном виде — в кварц-пирит-арсенопиритовой и кварц-золото-галенит-

Параметры минерализации продуктивных уровней А и Б Дуэт-Бриндакитского рудного поля

Изотопно-геохимические параметры								
$\delta^{34}\text{S}$, ‰ сульфидов		$\delta^{18}\text{O}$, ‰ жильного кварца	Свойства флюидных включений					
рудных жил	седиментационно- диагенетической вкрапленности		T гомогени- зации, °C	концентрация газов и солей (моль/кг H_2O)	CO_2/CH_4			
Б. Верхнерудный–надрудный уровень (жилы 7, 6 и др. III и IV продуктивных уровней)								
-1,7...-5,6	-11,5	+6,7...+18,9	150–120	<1	3–5			
А. Нижнерудный уровень (жила 3а I продуктивного уровня)								
0,0±0,5	-4,6...-8,6	+15±1	350–320	>3	10–100			
Минералогические характеристики								
Типоморф- ные эле- менты руд	Au:Ag в ру- дах	Au:Ag в гале- ните	Sb:Bi в гале- ните	Co:Ni в арсено- пирите	Самородное золото			Концентрация комплексных структурных де- фектов в кварце
					Круп- ность, мм	Проб- ность, ‰	Внутреннее строение	
Б. Верхнерудный–надрудный уровень (жилы 7, 6 и др. III и IV продуктивных уровней)								
Au, As, Bi	3,5–6	≤1:100	0,5– 0,8	0,3–0,5	<0,01	766–876 (ср. 826)	Характерны структур- ные неоднородно- сти — блокировка, полисинтетические двойники и др.	Низкая–средняя
А. Нижнерудный уровень (жила 3а I продуктивного уровня)								
Au, Ag, As, In, Bi	8	≥5	15	0,9	0,5... ≤1	600–980 (ср. 828)	Субграфические структуры распада, притупление ребер кристаллов, утрата внутреннего строения	Высокая до максимальной

сфалеритовой ассоциациях. Зональность типоморфных особенностей золота проявляется в следующем. На верхнем продуктивном уровне преобладает золото мелких классов (до ≤0,1 мм), присутствуют сростки кристаллов (иногда и на нижнем), на нижнем — средних, реже крупных классов (0,5–1 мм), распространены комковидные выделения золота. Пробность Au на нижнем уровне 600–980, средняя 826, на верхних 766–876‰ (828), но диапазон уже. Набор элементов-примесей в золоте на уровне I содержит (в порядке снижения содержания) Pb, As, Cu, Fe, (Bi), на III — Fe, Cu, As, Pb (Sb, Bi), на IV — Cu, Pb, Sb, Fe (As, Bi).

Внутреннее строение золота на верхнем уровне отличается большим количеством неоднородностей (обособления высокопробного золота в виде прожилков, кайм, линз, блоковое строение, полисинтетические двойники). На нижнем уровне, помимо структурных неоднородностей, отмечаются притупление ребер кристаллов, признаки перекристаллизации вплоть до утраты структурных неоднородностей.

Изотопно-геохимические особенности руд также имеют свою специфику на разных горизонтах разреза. На изотопный состав серы исследованы арсенопирит из кварцевых залежей, из полуметрового по мощности околорудного ореола вкраплен-

ности во вмещающих породах и разнообразные разновидности пирита из рудовмещающего разреза (см. рис. 6).

Разброс значений $\delta^{34}\text{S}$ сульфидов руд охватывает диапазон от -11,5 до +0,8‰. Рудная минерализация верхних продуктивных уровней по сравнению с таковой нижнего заметно обогащена легким изотопом серы: диапазон значений $\delta^{34}\text{S}$ -1,7÷-5,6‰ (жила 7 продуктивного уровня III), -2,2‰ (жила 120 того же уровня, на северном фланге рудного поля). В то же время, жиле 3а уровня I свойственны и положительные значения $\delta^{34}\text{S}$ (-0,3÷+0,8‰).

Изотопный состав кислорода жильного кварца ($\delta^{18}\text{O}$) для залежи нижнего продуктивного уровня от 14,3 до 16,1‰, среднего — от 6,7 до 15,8‰, верхнего — от 9,8 до 18,9‰. Из этого следует, что рудные тела нижнего уровня характеризуются наиболее гомогенным изотопным составом кислорода жильного кварца. Большой разброс содержания тяжелого изотопа кислорода в жильном кварце может свидетельствовать о более высоком положении в разрезе вновь выявленного рудного тела, залежи.

Кварцы месторождений рудного поля исследовались методом электронного парамагнитного резонанса на распределение структурных дефектов различных классов по их концентрации. В кварце выделены четыре класса структурных дефектов — гене-

тические, радиационные, диффузионные и дефекты разрушения. Изучение кварцев выполнено Л.Т.Раковым (ВИМС). На первом этапе исследования кварцев в их природном состоянии, без радиационной или термической обработки, обнаружены дефекты, связанные с кислородными вакансиями в структуре минерала, выявлена корреляция этого признака с содержанием в кварце Ge, Li, W. Радиационное облучение кварцев на втором этапе исследований преследовало цель выявления других дефектов, связанных с парамагнитными центрами, зависящими от содержания в минерале изоморфных примесей Al, Ti и Ge. Установлено, что изменчивость концентраций комплексных структурных дефектов в кварце или отдельных его классах по различным параметрам, измеряемая методом электронного парамагнитного резонанса, может быть использована в модели зональности оруденения. Наибольшая концентрация комплексных дефектов в структуре кварца отмечена на нижнем продуктивном уровне.

По мнению авторов, при разработке поисково-оценочных критериев оруденения дуэтского типа (золото-кварцевого в стратиформном залегании) на новых площадях следует изучать эталонный объект (если он есть), условия его локализации в рудовмещающем разрезе и сам разрез в стратиграфической колонне района (литологию, метаморфические и метасоматические преобразования, минералогические, петрологические и геохимические характеристики каждой литологической разновидности разреза, минералого-геохимические особенности оруденения различных уровней, изотопные характеристики рудных минералов и жильного вещества). Эти признаки, как в сочетании, так и по отдельным параметрам, могут использоваться для идентификации, сопоставления минерализации на вновь выявленном участке с тем или иным известным в (суб)-пластовом залегании рудным телом, предварительной оценки ее типа и, соответственно, практической значимости, поскольку содержания золота и параметры рудных тел различны на разных уровнях оруденения, что тоже является их характерными особенностями.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Константинов М.М.* Золотоносные осадочные формации // Руды и металлы. 2011. № 2. С. 4–15.
2. *Константинов М.М., Косовец Т.Н.* Золото-кварцевые месторождения в турбидитах Южной Якутии // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 5–21.
3. *Косовец Т.Н.* Геолого-промышленные типы золотой стратиформной минерализации // Тр. ЦНИГРИ. 1991. Вып. 226. С. 25–35.
4. *Минералого-геохимические* элементы поисковой модели стратиформного золото-кварцевого оруденения в терригенном комплексе / Т.Н.Косовец, Н.И.Карпинский, Н.А.Мухаметова и др. // Тр. ЦНИГРИ. 1987. Вып. 219. С. 85–92.
5. *Некоторые* минералого-геохимические особенности рудоносных и золоторудных формаций как фактор прогноза, поисков и оценки / Т.Н.Косовец, В.И.Щитова, В.Ф.Гуреев и др. // Тр. ЦНИГРИ. 1989. Вып. 232. С. 8–14.
6. *Силичев М.К., Белозерцева Н.В.* Время и условия образования согласных золото-кварцевых жил Южного Верхоянья // Тихоокеанская геология. 1985. № 4. С. 52–57.
7. *Строение* и развитие золотоносных рудообразующих систем / М.М.Константинов, Т.Н.Косовец, С.Г.Кряжев и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
8. *Факторы* локализации стратиформного золото-кварцевого оруденения / М.М.Константинов, Т.Н.Косовец, Г.Ю.Орлова и др. // Геология рудных месторождений. 1988. № 5. С. 59–69.
9. *Флюидный* режим формирования и источник рудообразующих растворов золото-кварцевых жил Аллах-Юньской зоны / В.А.Бурак, И.С.Неменман, Н.В.Бердников и др. // Тихоокеанская геология. 1990. № 3. С. 62–70.
10. *Фридовский В.Ю., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Геолого-генетическая модель формирования стратифицированных золото-кварцевых месторождений Южного Верхоянья // Отечественная геология. 2006. № 5. С. 33–37.

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.3 (571.15)

© Н.Н.Шатагин, А.Лотфи Бахш, 2011

ПРИЗНАКИ ОПРОКИНУТОГО ЗАЛЕГАНИЯ ЧЕТВЕРТОЙ ЗАЛЕЖИ БЕЛОУСОВСКОГО КОЛЧЕДАННО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, РУДНЫЙ АЛТАЙ

Н.Н.Шатагин, А.Лотфи Бахш (Геологический факультет МГУ)

При решении вопроса о прямом или опрокинутом залегании залежей на Белоусовском колчеданно-полиметаллическом месторождении на Рудном Алтае использованы следующие геолого-структурные признаки: ориентировка древнего эрозионного среза экстррузива, пространственная ориентировка рудоподводящих разломов, пространственное положение конседиментационных впадин, закономерности в литологической колонке залежи. Анализ этих признаков позволил сделать вывод об опрокинутом залегании 4-й залежи месторождения.

Ключевые слова: Белоусовское колчеданно-полиметаллическое месторождение, Рудный Алтай.

Шатагин Николай Николаевич, shatagin@geol.msu.ru, Лотфи Бахш Али, lotfibakhsh@hotmail.com

SIGNS OVERTURNED OCCURRENCE OF THE FOURTH BED OF BELOUSOVSKY PYRITE-POLYMETALLIC DEPOSIT, ORE ALTAI

N.N.Shatagin, A.Lotfi Bakhsh

At Belousovsky pyrite-polymetallic deposit in the Ore Altai to address the question of whether — in direct or inverted bedding are deposits we used the following geological and structural features: the orientation of ancient erosional truncational extrusive, spatial orientation ore feeder faults, spatial orientation consedimentational depression, patterns in the lithological column deposits. Analysis of these features led to the conclusion that the 4-th bed in the present form is in the overturned bedding.

Key words: Belousovsky pyrite-polymetallic deposit, Ore Altai.

В складчатых сильно деформированных районах в случае отсутствия в толщах палеонтологических ископаемых остатков трудно установить характер залегания геологических тел. Пример изучения Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения показывает, что существуют дополнительные косвенные структурные признаки, которые позволяют определять прямое или обратное залегание изучаемого геологического объекта.

Белоусовское колчеданно-полиметаллическое месторождение расположено в области сопряжения северо-восточного крыла Иртышского антиклинария и Иртышской зоны смятия. Оно приурочено к сложной складчатой структуре, ограниченной с северо-востока Главным, а с юго-запада Краевым Иртышскими разломами, являющимися ветвями Иртышского глубинного шва подкорового заложения. Рудные тела залегают в рассланцованных девонских туфогенно-осадочных отложениях с участием субвулканических тел и экстррузивов риолитов. Реже встречаются субвулканы базитового состава. Перечисленные образования рассечены дайками и малыми телами плагиогранит-порфиров, порфировых риолитов и порфириров. Все горные породы месторождения испытали интенсивные складчатые

и дизъюнктивные дислокации, а также подверглись региональному метаморфизму в условиях фации зеленых сланцев. Эти факторы в совокупности с отсутствием ископаемой фауны послужили причиной различных взглядов на стратиграфию и общую структуру месторождения.

В структурном плане месторождение приурочено к клиновидному тектоническому блоку северо-западного простирания (315–325°) длиной ~6 км, ограниченному с юго-запада Глубочанским надвигом, а с северо-востока Писаревско-Белоусовским разломом. На юго-востоке и северо-западе ограничивающие блок разрывы сходятся, очерчивая его выклинивание по простиранию. На глубине >2 км они соединяются. Падение блока в целом северо-восточное от 20 до 70°.

На месторождении известны десять крупных залежей и многочисленные зоны прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации. Лентообразные крутопадающие залежи в поперечном разрезе образуют антиформную структуру. Геологи, изучавшие Белоусовское колчеданно-полиметаллическое месторождение, признают наличие в его геологической структуре антиформной складки

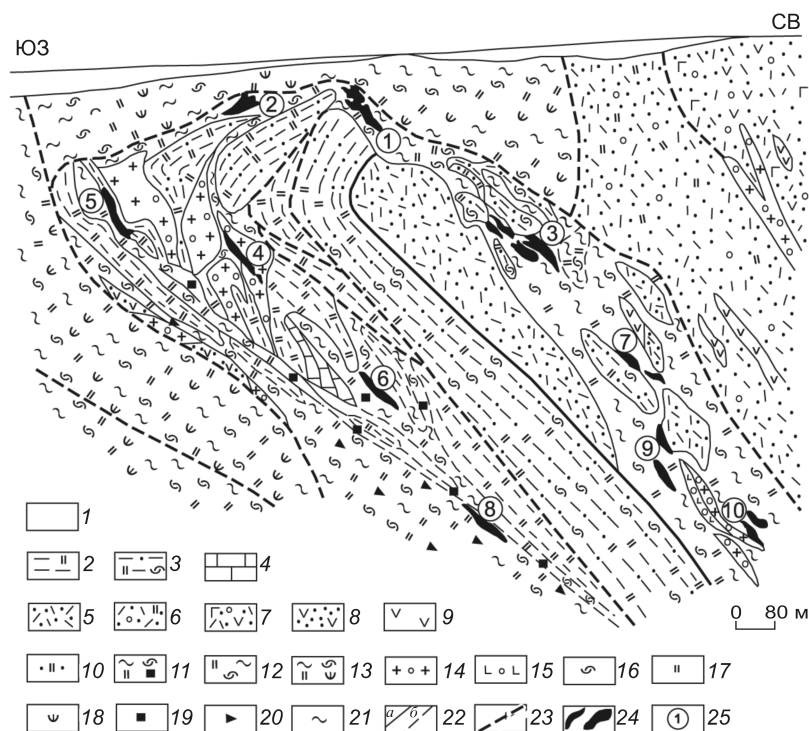


Рис. 1. Антиформная складка и поперечный геологический разрез Белоусовского месторождения, по Н.И. Стучевскому.

1 — рыхлые отложения; 2 — углисто-глинистые алевролиты и алевропелиты; 3 — углеродистые филлитовидные сланцы, кремнисто-глинистые и известковистые алевролиты; 4 — известняки; 5 — туффиты, туфопесчаники, кремнистые алевролиты с редкими прослоями гематит-кремнистых пород; 6 — туффиты, кремнистые и гематит-кремнистые сланцы, вулканомиктовые песчаники и гравелиты с линзами и глыбами мраморизованных известняков; 7 — туфы основного и смешанного составов, базиты, туфопесчаники, прослои сланцев, песчаников, линзы известняков; 8 — вулканотерригенные песчаники и алевролиты с прослоями вулканотерригенных конгломератов, содержащих обломки андезитов и порфиров; 9 — андезитовые порфириты субвулканической и кварцевые микродиориты гиповулканической фаций; 10 — микрокварциты; тектоносланцы: 11 — пиритсодержащие кварц-хлорит-серицитовые породы, 12 — графитизированные кварц-хлорит-серицитовые породы, 13 — кварц-карбонат-серицит-хлоритовые породы; 14 — кварцевые, кварц-альбитовые альбитофиры и эпидиолитовые фельзит-порфиры субвулканической и гиповулканической фаций; 15 — диабазовые порфириты, диабазы габбро-диабазы гиповулканической фации; 16 — хлоритизация; 17 — окварцевание; 18 — карбонатизация; 19 — пиритизация; 20 — известковистый состав цемента осадочных пород; 21 — биотитизация; 22 — стратиграфические и интрузивные контакты (а — достоверные, б — предполагаемые); 23 — разломы; 24 — сульфидные полиметаллические руды; 25 — номера рудных залежей

(рис. 1). Однако одни исследователи [3, 8, 10], в том числе авторы данной статьи, считают ее антиклинальной не только по форме, но и по содержанию. По их мнению, все залежи месторождения имеют один и тот же, предположительно эйфельско-живетский возраст и являются результатом одного осадочно-вулканического цикла. Другие геологи [2, 4–7] полагают, что залежи разновозрастные: одни формировались в эйфеле, другие в живете, третьи в фамене. По их мнению, в результате тектонических движений разновозрастные залежи сомкнулись в цепоч-

ку рудных тел, образовав псевдоантиклинальную антиформную структуру. Авторы поддерживают мнение тех геологов, которые относят складку к обычной антиклинали с подвернутым юго-западным крылом.

При отсутствии палеонтологических остатков большую роль в определении последовательности напластования вулканогенно-осадочных образований играют некоторые структурные признаки. Нами на основании анализа формы и ориентировки древнего эрозионного среза экструзива, строения конседиментационных впадин, направления рудоподводящих разломов, литологической колонки рудной зоны, зональности (асимметричности) распределения окolorудных измененных пород сделан вывод об опрокинутом залегании 4-й залежи.

Палинспастические реконструкции. По геологическим разрезам, на которых отражено нынешнее опрокинутое залегание, трудно представить первичную структуру залежи в период рудоотложения. Поэтому для выяснения первоначальной структуры приходится разворачивать все геологические разрезы на 130–140° по часовой стрелке. Углы обратного падения 4-й залежи изменяются по простиранию от 20 до 80° на протяжении 1 км. Отсюда угол разворота каждого отдельного разреза может меняться от 100 до 160°. Выясне-

нию помогают предположения о том, что кровля экстраляционно-осадочных рудных тел должна быть плоской в соответствии с приблизительно плоским морским дном и, кроме того, субгоризонтальной. Эти предположения помогают выполнить палинспастические реконструкции по одинаковым критериям в разных участках залежи.

Современная геологическая структура 4-й залежи. В обобщенном виде залежь представляет собой ленту шириной в среднем 100 м, протяженностью ~6 км. В разных участках залежи по ее

мощности фиксируется от одного до 4–5 параллельных рудных тел, отстоящих друг от друга по вертикали на первые метры. По направлению с юго-востока на северо-запад азимут простирания осевой линии залежи довольно устойчив 316–320°. С места выклинивания залежи под рыхлыми четвертичными наносами на юго-востоке в этом же направлении на северо-запад осевая линия лентовидной залежи постепенно под углами 15–10° погружается от поверхности коренных пород (абсолютная высотная отметка +300 м) до глубины с абсолютной высотной отметкой -450 м на расстоянии 4200 м. Потом ось ленты начинает воздыматься под углом 10–15°, а затем под углом 30° выходит на поверхность коренных пород под четвертичные осадки примерно в 6000 м на крайнем северо-западе. Последние 900–1000 м это уже не рудная залежь, а, скорее, слабоминерализованная зона.

Углы падения залежи в поперечном простирании направлении заметно варьируют. Азимуты падения везде близки к 48°. Изменяются только углы падения. На юго-восточном фланге участка они близки к 35°, при движении на северо-запад становятся круче и на расстоянии 500 м приближаются к 45°. В крайних северо-западных детально изученных профилях (разрезы 46, 47) углы падения достигают 70°. Образно выражаясь, геологическая структура на данном участке подобна пропеллеру — на расстоянии 1 км плоскость залежи поворачивается на 35°. Следует отметить, что это средние углы падения по разрезу. На самом деле, контакты рудных тел в большинстве разрезов не прямолинейные и могут изменяться в пределах $\pm 20^\circ$.

Руководствуясь современным видом залежи на поперечных геологических разрезах, наши предшественники верхнюю часть залежи привычно называли кровлей. На многих поперечных разрезах обнаруживались ответвления от основного рудного тела, круто уходящие вверх. Геологи называли их апофизами. Крупнейшим из них давали «собственные

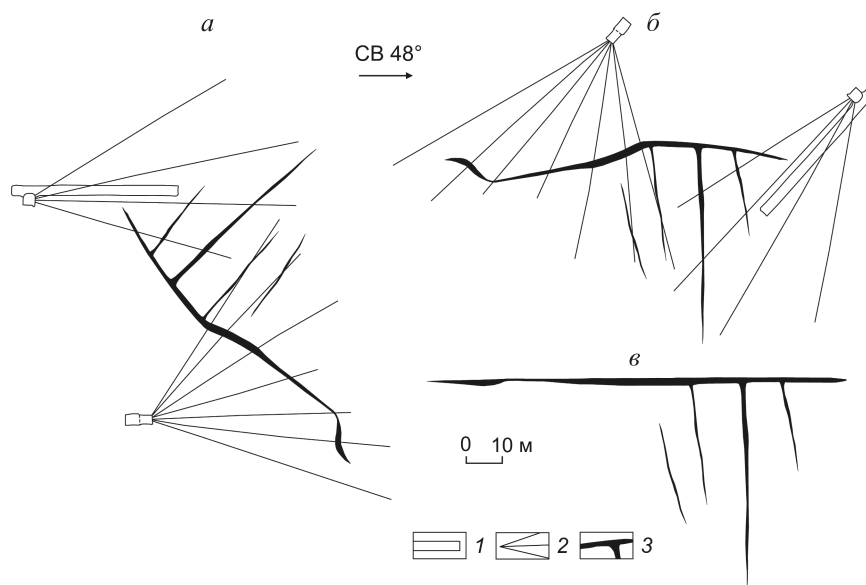


Рис. 2. Старая (а) и новая (б) интерпретации разреза 39 4-й залежи Белоусовского месторождения, окончательный вид палинспастической реконструкции разреза на «момент» формирования Верхнего рудного тела (в):

1 — горные выработки; 2 — наклонные подземные скважины; 3 — руда

имена»: 1-я апофиза висячего бока, 2-я апофиза висячего бока и т.д.

Вспомним, что на месторождении существует антиформная складка. Если рассматривать ее в качестве настоящей антиклинали, то автоматически приходится признать, что 4-я залежь локализована в опрокинутом крыле складки. По этой же причине та часть залежи, которая из-за видимого верхнего положения в поперечных разрезах называлась кровлей, на самом деле является подошвой. А раз это подошва, то так называемые апофизы отходят не вверх от рудного тела, а, наоборот, книзу. Поэтому их логично называть не апофизами основного рудного тела, а рудоподводящими каналами, поставлявшими в период рудообразования гидротермальные растворы на морское дно.

Если признать, что залежь находится в опрокинутом залегании, то появляется серия следствий: обратная последовательность геологических слоев, перевернутая последовательность околорудных пород, иная вертикальная зональность рудной зоны и др.

Рудоподводящие каналы (разломы). Напомним, что наличие крупных «апофиз в висячем боку» ранее [1, 2, 4, 6, 7] считалось одной из самых ярких особенностей 4-й залежи. Действительно, почти в каждом разрезе можно видеть, как от основного рудного тела вверх под углами 50–85° отходят рудные ответвления. Они удаляются от ос-

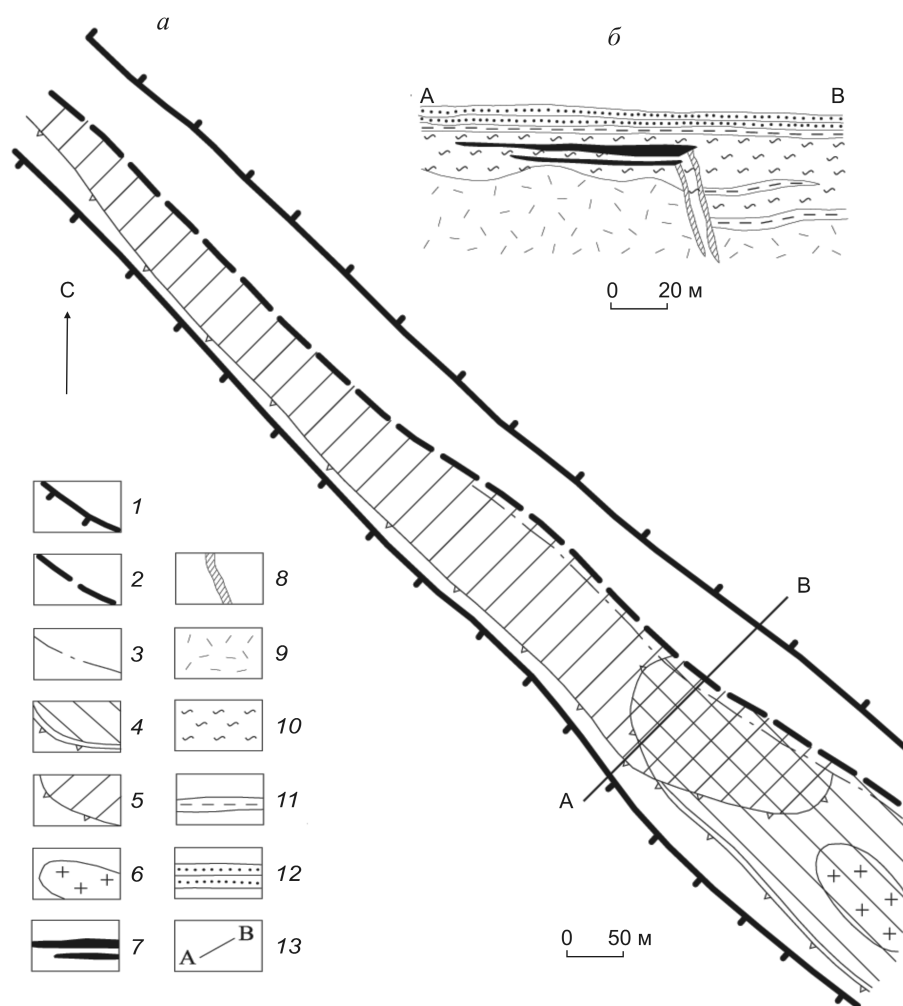


Рис. 3. Палинспастическая реконструкция центральной части 4-й залежи Белоусовского месторождения на период рудоотложения:

a — схематический геологический план центральной части залежи в проекции на горизонтальную плоскость (на морское дно); *б* — разрез нижней части залежи на «момент» формирования эксгальационно-осадочных руд Верхнего рудного тела; 1 — внешняя граница залежи; 2 — Основной продольный сброс — рудопитающая структура для Верхнего рудного тела; 3 — Параллельный продольный сброс — рудоподводящий канал при формировании Нижнего рудного тела; проекции рудных тел на горизонтальную плоскость: 4 — Нижнего, 5 — Верхнего; 6 — проекция выхода экструзива риолитов под подошвой Нижнего рудного тела; 7 — эксгальационно-осадочные руды (мощность преувеличена); 8 — жильно-метасоматическая сульфидная минерализация вдоль крутопадающих рудораспределяющих каналов (мощность преувеличена); 9 — сланцы по риолитовым эффузивам; 10 — окolorудные измененные породы; 11 — черные сланцы; 12 — туфогенно-осадочная толща (туффиты, туфопесчаники, туфы, кремнистые породы); 13 — разрез по линии А-В (профиль 35)

нового рудного тела на 20–30, иногда 50 м. Мощность апофиз, установленная по содержанию суммы металлов (>3% условного Pb), небольшая — 0,1–0,5 м, редко 1–1,5 м. В поперечном сечении апофиза обычно имеет жильную богатую сердцевину, сложенную сульфидами (0,1–0,3 м), обрамленную ореолом вкрапленной рудной минерализации, интенсивность которой быстро снижается до нуля

при удалении от стержня жилы.

Слова «апофиза» и «висячий бок» в начале предыдущего абзаца взяты в кавычки. Дело в том, что, по мнению авторов, 4-я залежь находится в опрокинутом положении. Чтобы правильно проинтерпретировать те структурные элементы, которые ранее называли апофизами, необходимо произвести палинспастическую реконструкцию разрезов с приведением осевой линии рудного тела в горизонтальное положение (рис. 2). Тогда выясняется, что все рудные ответвления находятся в лежащем боку залежи, а в висячем вообще нет никаких ответвлений рудных тел. Верхняя граница рудных тел (их кровля) оказывается гладкой. Зато на нижней границе (в подошве, лежащем боку) фиксируются крупные зазубрины, отходящие круто вниз.

Палинспастическая реконструкция 4-й залежи на время рудоотложения в виде карты и разреза (рис. 3) показала, что в залежи присутствуют два рудных тела (две рудные ленты), согласных с элементами залегания вмещающих пород, —

Нижнее и Верхнее. По мнению авторов, они имеют эксгальационно-осадочную природу. Отстоят друг от друга по вертикали (по мощности залежи) на 2–5 м. По простиранию протягиваются на северо-запад (320°), прижимаясь к зоне Основного продольного разлома. В последнем сосредоточена основная часть рудоподводящих жильно-метасоматических штоков, которые выносили на морское дно в зону

рудоотложения металлогенные растворы. Основной продольный разлом по сути является сбросом. Сброшена северо-восточная часть залежи. Амплитуда сброса изменяется по простиранию разлома от 20 до 50 м и более.

Ранее в залежи выделялось Основное рудное тело (в современной трактовке — Верхнее). Считалось, что от Основного рудного тела висячий бок залежи отходят многочисленные маломощные апофизы. Но если произвести правильную палинспастическую реконструкцию геологической структуры месторождения на период рудоотложения, то окажется, что это не апофизы, а остатки рудоподводящих каналов. По определению, верхушки рудоподводящих разломов не должны быть выше кровли питаемых ими эксгалиационно-осадочных рудных тел. Кровля таких рудных тел должна быть гладкой, а лежащий бок залежи, наоборот, насыщен штокверковыми жильно-метасоматическими зонами минерализации.

Исходя из наличия рудоподводящих разломов в лежащем боку и отсутствия их в висячем современное структурное положение 4-й залежи нужно считать опрокинутым.

Денудированный «кувшинообразный» экструзив. В нескольких разрезах были вскрыты небольшие риолитовые субвулканы. Наиболее полно изучен субвулкан в разрезе 31. Его размеры по трем направлениям превышали 30×30×60 м. В интерпретации местных геологов разрез приведен на рис. 4, а. Привлекает внимание необычная форма этого тела в разрезе в виде перевернутого кувшина, горловина которого по прямой линии срезается рудным телом.

Палинспастически развернем разрез в позицию, в которой субвулкан должен был находиться в период рудообразования (см. рис. 4, б). Теперь кувшин развернулся своей горловиной вверх. Субвулканические тела, выходящие на земную поверхность, это экструзивы. Приняв точку зрения, что это экструзив, получим возможность расшифровать череду собы-

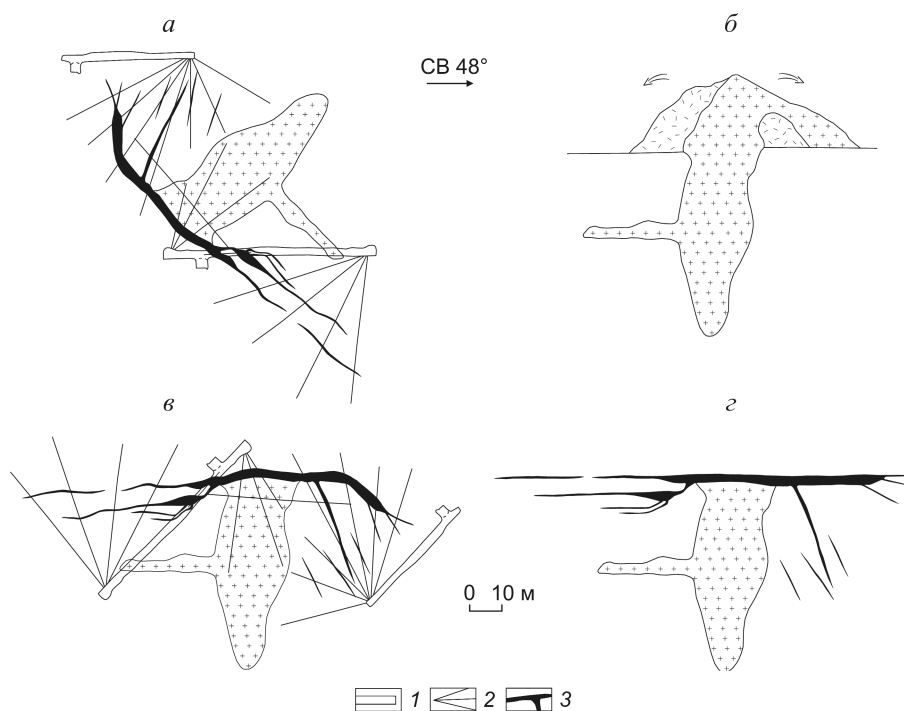


Рис. 4. Старая (а) и новая (г) интерпретации геологического разреза 31 Белоусовского месторождения, промежуточные стадии палинспастической реконструкции разреза (б, в): усл. обозн. см. рис. 2

тий, которые привели к образованию структуры, отображенной на рис. 4, в. Сначала сформировалась риолитовая и риодацитовая толща эффузивных образований (лав, лавобрекчий, туфолав, туфов, игнимбритов). Затем в эффузивы внедрились субвулканические риолитовые порфиры. Часть из них имела характер экструзивов, которые, выйдя на поверхность морского дна, образовали небольшие вулканические купола. Далее наступил довольно длительный период подводного размыва куполов и выравнивания морского дна (см. рис. 4, г). Когда морское дно почти выровнялось, началось рудоотложение, которое происходило в несколько фаз.

Консидиментационные впадины. Горными выработками и наклонными подземными скважинами на изученном центральном участке было встречено несколько впадин, заполненных рудой и околорудными породами. Интерпретация геологической структуры впадин указывает на консидиментационный характер их заполнения. В качестве примера рассмотрим фрагмент отрицательной структуры, вскрытой горными выработками и скважинами в профиле 32. Если эту структуру палинспастически развернуть в субгоризонтальное положение, существовавшее в период рудообразования, то получится корытообразная впадина, которая консидиментационно заполнялась чередующимися эксгалиацион-

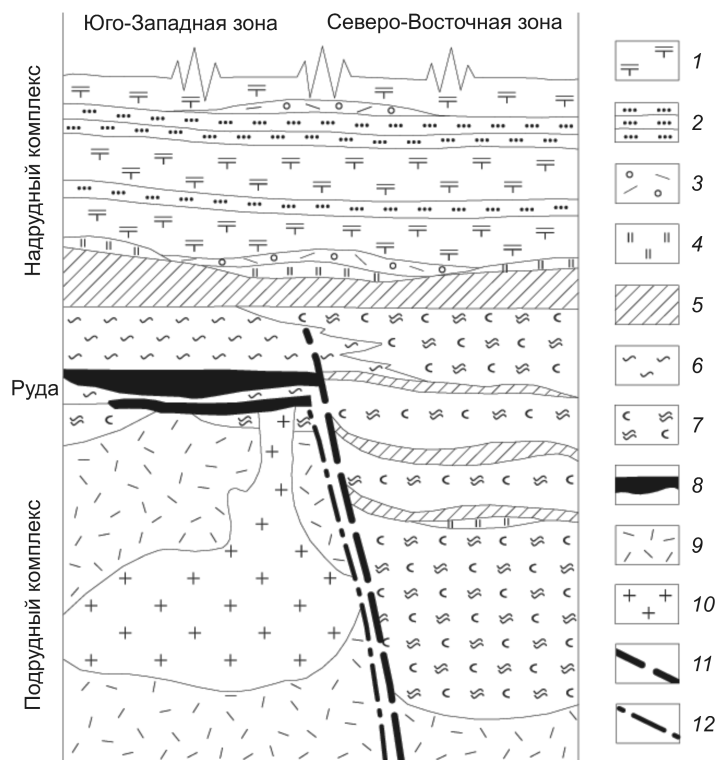


Рис. 5. Литологическая колонка центральной части 4-й залежи Белоусовского месторождения:

1 — туфопесчаники; 2 — туффиты; 3 — туфы риодацитов; 4 — кремнистые породы; 5 — черные сланцы; 6 — кварц-серицитовые породы; 7 — карбонат-кварц-серицит-хлоритовые породы; 8 — руда; 9 — зеленосланцевая метаморфическая фация, развитая по эффузивам риолитов; 10 — субвулканические и экструзивные риолитовые порфиры; 11 — Основной продольный сброс; 12 — Параллельный продольный сброс

но-осадочными породами (сейчас это кварц-серицитовые и кремнистые породы) и рудными прослоями.

Один борт, северо-восточный, довольно крутой (45°). Судя по форме, это активно погружавшаяся часть впадины, формировавшаяся над разломом типа сброса. Глубина впадины здесь 10 м. Другой борт пологий (10–15°). В двух случаях зафиксировано по четыре рудных прослоя. Самый верхний, четвертый, рудный слой залегает субгоризонтально. Ширина впадины около 40 м, протяженность 150 м.

В наиболее глубоком месте рудные прослои мощностью 0,2–1,5 м отделяются друг от друга слоями пустых вмещающих пород. Прослои вмещающих пород представлены перемежающимися кремнистыми и кварц-серицитовыми породами с вкрапленностью пирита. На крутом борту впадины все четыре рудных прослоя сливаются в одно рудное тело мощностью 1,5–2,5 м. Судя по мощности разреза впадин, процесс рудоотложения на морском дне был прерывистым. В данном конкретном случае прерывался четыре раза, пока чередующиеся

рудные слои и слои околорудных вмещающих пород не заполнили конседиментационную впадину.

Итак, в юго-восточной части центрального участка 4-й залежи зафиксирована вытянутая на 150 м по простиранию 318° впадина шириной 40 м и глубиной 10 м.

Если считать доказанным конседиментационный характер впадины, то вертикальное направление от почти горизонтальной плоской кровли впадины к вогнутой ее подошве (к днищу впадины) однозначно указывает на выпадение осадков сверху вниз и прямое залегание пород. Иными словами, 4-я залежь в современном своем виде находится в опрокинутом положении.

Литологическая колонка 4-й залежи. Если выстроить породы, составляющие 4-ю залежь, в возрастающий ряд в соответствии с объемом, занимаемым ими на изученном участке залежи, то получится следующий перечень: диабазовые порфиры (маломощные редкие дайки); мраморизованные известняки (единственная линза мощностью <1 м и длиной ~50 м); сланцы по риолитовым эффузивам — лавам и туфам (50%); кварц-карбонат-серицит-хлоритовые сланцы (12%); кварц-серицитовые сланцы с пиритом (10%); черные сланцы, развитые по туфоалевролитам (8%); субвулканические и экструзивные риолитовые порфиры (5%); туффиты (4%); кремнистые породы (микрокварциты) (3%); рассланцованные туфы риодацитов (3%); туфопесчаники (2,5%); псаммитовые туфопесчаники (1,5%); эксгальационно-осадочные колчеданно-полиметаллические руды (1%); штокверково-метасоматические сульфидные руды и зоны минерализации (0,5%).

Усредненная литологическая колонка центрального участка 4-й залежи представлена на рис. 5. По ширине она условно разделена на две зоны — Юго-Западную и Северо-Восточную, отделенные друг от друга Продольным сбросом. Последний служит естественной границей для двух типов разрезов, в частности эксгальационно-осадочные руды распространены только к юго-западу от этого разлома. В вертикальном направлении (по мощности) литологическая колонка рудной зоной разделена на три комплекса пород — подрудный, рудный и надрудный.

В подрудный комплекс входят сланцы, развитые по риолитовым эффузивам, кварц-карбонат-сери-

цит-хлоритовые сланцы, субвулканические и экструзивные риолитовые порфиры, маломощные линзы кремнистых пород (микрокварцитов). К данному комплексу относится незначительная часть кварц-серицитовых сланцев, слагающих прослой мощностью 1 м в подошве рудной зоны. По местоположению (но не по возрасту формирования) к нему относится жильно-метасоматическое сульфидное оруденение. В Северо-Восточной зоне в подрудном комплексе появляются черные сланцы, развивающиеся по серым туфоалевролитам.

Небольшие массивы и дайки, сложенные субвулканическими и экструзивными риолитами, вскрыты скважинами и горными выработками только в подрудном комплексе. Причем в Северо-Восточной зоне залежи они не встречаются, так как, по-видимому, опущены по Продольному сбросу на глубины, не достигнутые горными выработками. В надрудном комплексе они не встречаются, поскольку сформировались раньше рудных тел.

Длительный размыв эффузивов кислого состава подтверждается тем, что в результате подводной денудации срезана даже та часть экструзивов, которая оказалась выше морского дна. Вероятно, рудоотложение началось, когда в условиях тектонического растяжения образовался Продольный сброс. Разломная зона проникла глубоко под вулканиты кислого состава, вскрыла очаг рудоносных растворов и вывела их на морское дно. Выше рудной зоны Продольный сброс не фиксируется.

Рудный комплекс представлен крупными Нижним и Верхним рудными телами, несколькими мелкими маломощными линзами эксгальационно-осадочных руд, согласными с вмещающими породами, и рядом крутопадающих зон жильно-метасоматического оруденения, вероятно, представлявших собой древние рудоподводящие каналы. Вулканогенно-осадочное колчеданное рудоотложение имело прерывистый характер — рудоносные растворы поступали на морское дно пульсационно в пять асцензий (генераций). В «моменты», когда рудоподводящие каналы «захлопывались», сульфидные руды перекрывались безрудными терригенными и маломощными хемогенными осадками.

Надрудный комплекс одинаков во всех продольных зонах. Выше эксгальационно-осадочных рудных тел залегают кварц-серицитовые породы мощностью от 5 до 15 м обычно с пиритовой вкрапленностью. Выше них прослеживаются кварц-серицит-хлоритовые сланцы с переменным количеством карбоната и эпидота. Они образуют линзы протяженностью 200–400 м, мощностью до 10–15 м.

Следующий пласт для района 4-й залежи является своеобразным маркирующим горизонтом.

Это узнаваемые и легко диагностируемые черные сланцы, которые сформировались за счет серых туфоалевролитов. Мощность пласта плавно изменяется от 2 до 10 м. Его самая примечательная особенность — повсеместное присутствие на исследованной части центрального участка залежи.

На северо-западной половине ленты 4-й залежи (профили 40–47) на черных сланцах залегает прерывистый горизонт кремнистых пород. Протяженность линз кремней 100–180 м, максимальная мощность 5 м.

Выше лежит довольно мощный пласт (видимой мощностью 30 м и более) туфогенно-осадочных пород — чередующихся туффитов и туфопесчаников с маломощными линзовидными прослоями туфов риодацитов. Для них характерны их относительно слабая измененность и, как следствие, сравнительно простая диагностика.

Описанную литологическую колонку можно разделить снизу вверх на четыре группы пород: сильноизмененные сланцы, развитые по риолитовым эффузивам; рудоносная зона; кварц-серицитовые породы нередко с хлоритом и карбонатами; вулканогенно-осадочные, относительно слабоизмененные породы (туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты). Если принять точку зрения о прямом залегании 4-й залежи в современных разрезах, как считалось ранее, то последовательность пород в разрезе выглядела бы довольно странно: внизу относительно слабоизмененные туфогенно-осадочные породы, выше кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты, еще выше руда, венчают разрез сильноизмененные сланцы по риолитовым эффузивам.

Первый вариант трактовки литологической колонки кажется более логичным и убедительным. Поэтому авторы считают, что 4-я залежь в современном своем положении находится в опрокинутом залегании.

В качестве дополнительных признаков опрокинутого или прямого залегания вулканогенно-осадочных толщ в рудных районах предлагается использовать: ориентировку древних эрозионных срезов экструзивов; пространственную ориентировку конседиментационных впадин; направленность жильно-штокверковых, метасоматических рудоподводящих каналов, которые не должны по вертикали выходить за пределы питаемых ими эксгальационно-осадочных бассейнов; логичную литологическую последовательность вулканогенно-осадочных отложений в разрезе, в частности интенсивность вторичных метаморфически-метасоматических изменений горных пород.

Последовательное использование перечисленных признаков позволило с большой уверенностью

констатировать опрокинутый характер залегания 4-й залежи Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения и тем самым подтвердить мнение о том, что основная геологическая структура месторождения антиформная складка по сути является опрокинутой на юго-запад антиклиналью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Галдин Н.Е. Структурные особенности Белоусовского месторождения на Алтае // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1957. № 4. С. 66–83.
2. Гармаш А.А., Стучевский Н.И., Рубо Г.Л. Условия локализации лентовидных залежей полиметаллических руд в Прииртышской зоне смятия (на примере Белоусовского месторождения) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 12. С. 32–45.
3. Дробышевский М.И. Белоусовское месторождение // Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд свинца и цинка. Алма-Ата, 1978. С. 66–71.
4. Иванкин П.Ф. Полиметаллические месторождения Прииртышья. – М.: Госгеолтехиздат, 1957.
5. Козлов М.С., Стучевский Н.И., Услугин М.О. Стратиграфическое расчленение девонских отложений Березовско-Белоусовского рудного поля // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1986. № 4. С. 24–32.
6. Козлов М.С., Шулика В.А., Услугин М.О. О формировании Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Геология рудных месторождений. 1982. № 4. С. 109–115.
7. Кузбный В.С., Стучевский Н.И., Бедарев В.П. Прииртышский рудный район Алтая (Геология и особенности металлогении). – Алма-Ата: КазИМС, 1975.
8. Лычаков В.А. История формирования Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Геология рудных месторождений. 1980. № 6. С. 60–71.
9. Полянский Н.В., Ермолов П.В. Новые данные о геологическом строении Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения на Рудном Алтае // Изв. АН КазССР. Сер. геол. 1983. № 1. С. 21–28.
10. Попов В.В., Стучевский Н.И., Демин Ю.И. Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. – М.: ИГЕМ РАН, 1995. (Тр. ИГЕМ РАН. Нов. сер. Вып. 1).

УДК 553.411:551.22 (571.5)

© Б.Н.Абрамов, Д.В.Манзырев, 2011

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ИНТРУЗИВНЫХ И ЭКСПЛОЗИВНЫХ ПОРОД ИЛИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ВОСТОЧНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Б.Н.Абрамов (ИПРЭК СО РАН), Д.В.Манзырев (ЧитГУ)

Установлена тесная парагенетическая связь золотого оруденения Илинского месторождения, локализованного в эксплозивных брекчиях, с породами дайкового комплекса. По петрохимическим свойствам эксплозивные брекчии и дайки соответствуют островодужным образованиям. По распределению редкоземельных элементов выявлено сходство золотоносных эксплозивных брекчий с дайками гранит-порфиров, что предполагает близость обстановок их образования.

Ключевые слова: Илинское месторождение, дайковый комплекс, эксплозивные брекчии, золото.

Абрамов Баир Намжиллович, b_abramov@mail.ru, Манзырев Дмитрий Владимирович, geoxxi@bk.ru

PETROCHEMICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF INTRUSIVE ROCKS AND EXPLOSIVE BRECCIAS ILINSKOYE GOLD DEPOSIT, EASTERN TRANSBAIKALIA

B.N.Abramov, D.V.Manzyrev

The close paragenetic relationship between gold mineralization Ilinskoye deposits localized in explosive breccias, with rocks of the dikes complex. On the properties of petrochemical explosive breccias and dikes correspond to island-arc formations. The distribution of rare earth elements revealed similarity with the gold-explosive breccia dikes of granite porphyry. This implies a closeness of their formation environments.

Key words: Ilinskoye deposit, dikes complex, explosive breccias, gold.

Илинское золоторудное месторождение приурочено к Онон-Турункой зоне глубинных нарушений, разделяющей Даурскую и Агинскую структурно-формационные зоны и являющейся состав-

ной частью Монголо-Охотского коллизионного шва [10]. На месторождении золотое оруденение локализовано преимущественно в зонах развития эксплозивных брекчий. Для выявления связи между

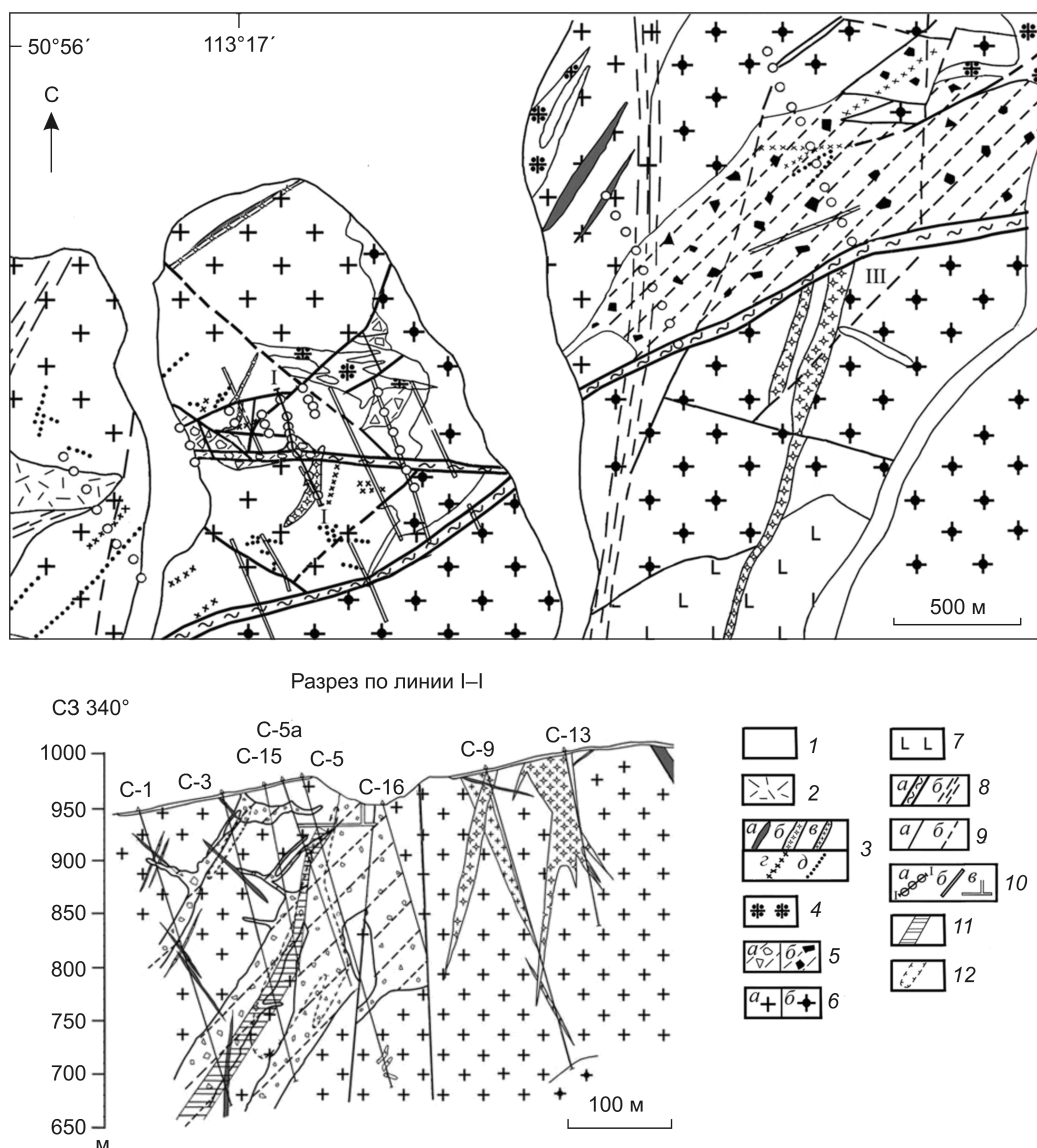


Рис. 1. Геологическая схема Илинского золоторудного месторождения:

1 — четвертичные отложения (пески, суглинки, илы); 2 — средне-, позднеюрские отложения джаргалантуйской свиты (риолиты, риолит-порфиры, туфы, лавобрекчии, трахипаритовые порфиры); 3 — юрский дайковый комплекс (*a* — гранодиориты, *б* — гранит-порфиры, *в* — сиениты, *г* — диоритовые порфиры, *д* — андезит-дацитовые порфиры); 4 — гранодиорит-порфиры; 5 — взрывные брекчии (*a* — с тонкозернистым цементом гранитного состава, *б* — с кварц-турмалиновым цементом); 6 — пермско-триасовые гранитоиды (*a* — граниты, *б* — гранодиориты); 7 — триасовые диориты; 8 — тектонические нарушения (*a* — Дыбыкса-Илинская зона милонитизации и катаклаза, *б* — зоны трещиноватости и катаклаза); 9 — тектонические нарушения (*a* — достоверные, *б* — предполагаемые); 10 — горные выработки (*a* — профили скважин, *б* — каналы, *в* — шурфы); 11 — контуры рудных зон; 12 — зоны березитизации пород

последними и породами юрского дайкового комплекса сопоставим условия их образования, петрохимические и геохимические особенности.

Основная задача исследований — выявление петрохимических и геохимических особенностей интрузивных образований и связи с ними золотого оруденения.

В XX в. на месторождении проведен широкий спектр съемочных, поиско-разведочных и тематических работ.

Изучены структурная позиция, минералого-геохимические особенности эффузивных и взрывных образований района, процессы локализации золотого оруденения, гидротермальные изменения пород, природа брекчий и другие вопросы [5, 9].

Месторождение расположено по правому борту р. Иля. В его геологическом строении участвуют гранитоиды кыринского комплекса, осложненные

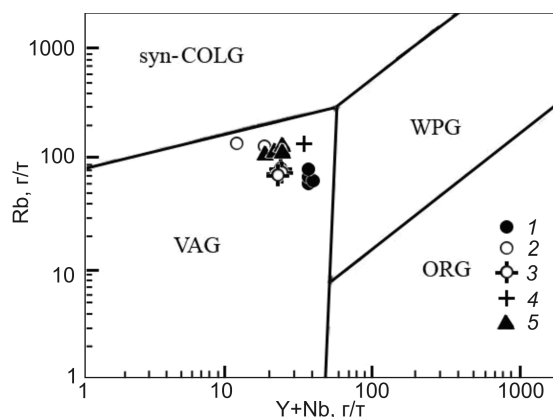


Рис. 2. Дискриминационная диаграмма Rb-(Y+Nb) для гранитоидов [11]:

интрузивные и эксплозивные образования Илинского месторождения: 1 — диоритовые порфиры, 2 — кварцевые порфиры, 3 — гранит-порфиры, 4 — граниты кыринского комплекса, 5 — эксплозивные брекчии; поля гранитов: syn-COLG — коллизионные, WPG — внутриплитные, VAG — вулканических дуг, ORG — океанических хребтов

дайками кварцевых порфиров, гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, сиенитов, диоритовых порфиров (рис. 1). Абсолютный возраст гранитов кыринского комплекса по данным K-Ar метода 206 и 239 млн. лет, даек кварцевых порфиров —

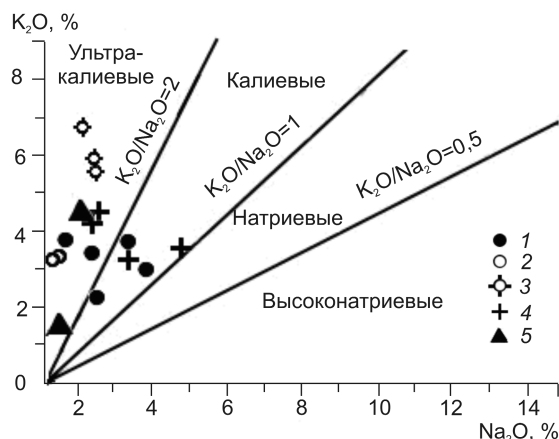


Рис. 3. Соотношение K₂O–Na₂O в интрузивных и эксплозивных образованиях Илинского месторождения:

усл. обозн. см. рис. 2

180 и 187 млн. лет [5], диоритовых порфиров — 170±8 млн. лет [6]. Образование эксплозивных брекчий парагенетически связано с формированием пород дайкового комплекса. Намечается такая последовательность их образования: дайки сиенитов → эксплозивные брекчии → гранит-порфиры → кварцевые порфиры → диоритовые порфиры.

Вмещающими породами являются средне-крупнозернистые биотитовые граниты кыринского

комплекса. Главные породообразующие минералы в них — кварц, плагиоклаз (олигоклаз), микроклин и биотит. Граниты пересекаются дайками кварцевых порфиров и диоритовых порфиров. Кварцевые порфиры сложены скрытокристаллическими кварц-полевошпатовыми образованиями с порфировыми выделениями темно-серого кварца размером от 2 до 10 мм. Сходный состав имеют и дайки гранит-порфиров, которые в отличие от кварцевых порфиров характеризуются мелкосреднезернистым составом основной массы. Диоритовые порфиры представляют собой плотные тонкозернистые породы, основная

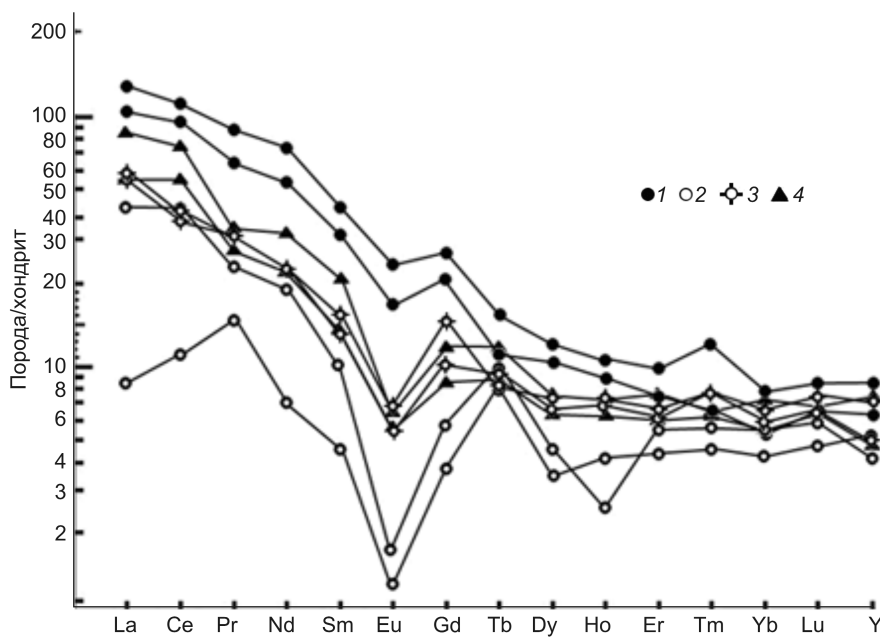


Рис. 4. Спайдер-диаграмма распределения РЗЭ в интрузивных и эксплозивных образованиях Илинского месторождения:

усл. обозн. см. рис. 2

**Содержания петрогенных компонентов (%), редких, рудных и редкоземельных элементов (г/г)
в интрузивных и эксплозивных образованиях Илинского золоторудного месторождения**

Компоненты	479	479-1	480	480-1	477	478	458	457-3	420
SiO ₂	76,20	77,20	69,70	69,00	54,20	54,20	70,30	70,80	69,30
TiO ₂	0,41	0,39	0,39	0,41	1,55	1,46	0,29	0,33	0,38
Al ₂ O ₃	14,50	13,70	14,30	15,10	15,20	14,60	12,00	13,20	14,70
Fe ₂ O ₃	0,86	0,61	0,69	0,98	1,57	1,40	1,20	2,08	0,52
FeO	0,20	0,36	2,16	2,08	5,20	5,04	1,56	0,76	2,12
MnO	0,01	0,01	0,04	0,03	0,09	0,11	0,05	0,11	0,05
MgO	1,16	0,95	1,18	1,20	3,94	3,98	2,40	0,23	1,06
CaO	0,16	0,13	2,16	2,05	4,84	4,84	2,28	1,25	2,67
Na ₂ O ₃	0,22	0,19	3,85	3,87	3,15	3,31	0,45	2,12	4,22
K ₂ O	3,38	3,31	2,93	3,31	2,82	3,25	1,47	4,26	3,19
P ₂ O ₅	0,11	0,08	0,10	0,10	0,58	0,55	0,09	0,35	0,10
ППП	2,52	2,32	1,62	1,75	6,76	6,76	5,37	3,78	1,29
Σ	99,73	99,25	99,12	99,88	99,90	99,48	97,46	99,17	99,60
Zn	30	40	34	43	79	56	43	45	27
As	87	62	13	8	21	11	180	3300	170
Pb	13	-	-	14	11	-	26	28	11
Rb	130	140	73	77	69	79	53	120	150
Sr	26	13	260	260	530	390	110	160	110
Y	10	9	15	14	19	15	16	18	20
Zr	94	99	110	110	180	170	97	100	180
Nb	9	7	8	9	15	13	7	8	16
Sn	36	41	4,1	3,0	1,8	1,6	22	4	3
Sb	8	9	-	-	-	-	250	22	-
Ba	235	205	470	535	770	510	220	530	360
Au	<0,005	<0,005	<0,005	0,01	<0,005	<0,005	0,10	16,10	0,005
La	1,85	10,80	13,40	14,00	33,4	25,30	13,6	20,8	15,7
Ce	7,25	27,70	25,30	26,00	75,6	60	35,8	47,3	35,0
Pr	1,90	2,24	3,00	3,10	8,45	6,20	2,70	3,60	3,10
Nd	3,30	9,10	10,90	11,70	24	25	10,7	15,7	12,8
Sm	0,90	1,60	2,16	2,50	6,65	4,80	2,10	3,20	2,60
Eu	0,09	0,10	0,34	0,39	1,44	1,00	0,34	0,38	0,38
Gd	0,95	1,20	2,05	2,10	5,60	4,10	1,80	2,60	2,35
Tb	0,39	0,35	0,38	0,39	0,59	0,42	0,40	0,46	0,40
Dy	0,92	1,20	1,73	1,90	3,20	2,40	1,60	2,00	2,00
Ho	0,23	0,19	0,38	0,40	0,60	0,50	0,35	0,40	0,45
Er	0,72	0,91	1,00	1,10	1,66	1,20	1,00	1,30	1,30
Tm	0,12	0,15	0,20	0,20	0,32	0,15	0,16	0,17	0,20
Yb	0,72	0,95	0,95	1,10	1,25	0,90	0,96	1,20	1,20
Lu	0,12	0,15	0,16	0,18	0,21	0,16	0,16	0,17	0,18
Y	10,80	8,60	10,60	10,90	17,60	12,90	10,3	15,7	13,1
ΣLREE	11,00	40,74	41,70	43,10	117,45	91,50	52,10	71,70	53,80
ΣHREE	12,71	10,95	13,29	13,88	21,54	15,81	12,93	18,94	16,43
ΣTR	30,28	65,24	72,55	75,96	180,57	145,03	81,97	114,96	90,76
(La/Yb) _n	1,78	7,88	9,78	8,83	18,54	19,52	9,82	12,02	9,07
Eu/Eu*	0,28	0,21	0,49	0,51	0,70	0,65	0,52	0,39	0,46

П р и м е ч а н и е. 479, 479-1 — кварцевые порфиры; 480, 480-1 — гранит-порфиры; 477, 478 — диоритовые порфиры; 457-3, 458 — эксплозивные брекчии; 420 — граниты кыринского комплекса. ΣLREE — сумма легких РЗЭ (La-Pr), ΣHREE — сумма тяжелых РЗЭ (Ho-Lu, ΣTR — сумма РЗЭ. Прочерк — значения ниже порога чувствительности анализа.

масса которых сложена плагиоклазом, псевдоморфозами хлорита по темноцветным минералам. В порфировых выделениях присутствуют зерна бурого пироксена, а также слегка округлые выделения кварца.

На Илинском месторождении золотое оруденение приурочено к зонам эксплозивных брекчий.

Протяженность зон брекчирования составляет несколько километров, мощность от 50 до 600 м. Размер обломков колеблется главным образом от миллиметров до первых сантиметров. Иногда отмечаются крупнообломочные образования. В их составе преобладает обломочный материал вмещающих гранитов. В редких случаях встречаются

обломки аплитов и пегматитов, входящие в состав пород дайкового комплекса гранитов [5]. В дайках аплитов иногда встречаются пегматоидные обособления кварц-полевошпатового состава. Цемент в брекчиях имеет кварц-турмалиновый состав: кварц — мелкозернистый, часто рисовидный, а турмалин образует агрегаты, состоящие из мелких радиально-лучистых выделений.

Основной рудный минерал месторождения — пирит (до 5% от объема породы). Он развит преимущественно в зонах березитизации. Реже встречаются арсенопирит, халькопирит, пирротин, молибденит, антимонит. Золото имеет ограниченное распространение. Максимальные содержания Au локализованы в интенсивно пиритизированных, березитизированных участках брекчий и достигают более 100 г/т. Среднее содержание Au в рудоносных брекчиях составляет 3,04 г/т.

Петрохимические особенности интрузивных образований месторождения указывают на их формирование в островодужной обстановке (рис. 2). На бинарной диаграмме K_2O-Na_2O интрузивные и эксплозивные породы соответствуют калиевым и ультракалиевым образованиям (рис. 3).

Диаграмма распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) интрузивных и эксплозивных образований показывает, что они характеризуются наличием европиевого минимума (рис. 4). Наиболее дифференцированы дайки кислого состава (Eu/Eu^* в кварцевых порфирах составляет 0,21–0,28), менее — диоритовые порфиры (Eu/Eu^* 0,65–0,70) (таблица). Для всех пород характерно превышение содержаний легких лантаноидов над тяжелыми. Наибольшими значениями суммы РЗЭ характеризуются диоритовые порфиры (ΣTR 145,03–180,57), наименьшими — кварцевые порфиры (ΣTR 30,26–65,24).

По степени дифференциации породы подразделяются (от менее к более дифференцированным) на диоритовые порфиры → гранит-порфиры + эксплозивные брекchie → кварцевые порфиры; по содержанию суммы РЗЭ (от меньших к большим) на кварцевые порфиры → гранит-порфиры → эксплозивные брекchie → диоритовые порфиры; по отношению $(La/Yb)_n$ на кварцевые порфиры → гранит-порфиры → эксплозивные брекchie → диоритовые порфиры (см. таблицу). По степени дифференциации, сумме РЗЭ, отношению $(La/Yb)_n$ эксплозивные брекchie и связанные с ними золотые руды образовались в условиях, близких к формированию даек гранит-порфиров.

Известно, что в Восточном Забайкалье большинство месторождений и рудопоявлений золота

пространственно приурочены к Монголо-Охотской сутуре [4]. Данная структура образовалась вследствие коллизии Сибирского и Монголо-Китайского континентов [3, 4]. Коллизионные процессы, с которыми связаны магматизм и складкообразование, происходили в течение средней — поздней юры. Сформированные в их результате рудоносные интрузии характеризовались повышенными содержаниями летучих компонентов. На это указывает широкое развитие в пределах рудных полей флюидно-эксплозивных образований и зон кварцево-турмалиновой минерализации [8]. Интрузивные образования, сформированные в процессе коллизии, имели коллизионные и островодужные метки [3].

Характерная особенность мезозойских месторождений и рудопоявлений золота — парагенетическая связь с малыми интрузиями [1]. Установлено, что малые интрузии золоторудных полей сложены основными и щелочными разностями при преобладании калиевых щелочных членов над натриевыми [2]. В Восточном Забайкалье основными источниками золота являются глубокодифференцированные плутонические и вулканоплутонические производные шошонит-латитовой и известково-щелочной магм [7]. Все перечисленные особенности золоторудных месторождений Восточного Забайкалья типичны и для Илинского месторождения.

Таким образом, в результате проведенных исследований выявлено, что золотые руды на Илинского месторождения тесно парагенетически связаны с породами юрского дайкового комплекса и локализованы преимущественно в зонах эксплозивных брекчий. Отмечается такая последовательность формирования интрузивных образований: сиениты → эксплозивные брекchie → гранит-порфиры → кварцевые порфиры → диоритовые порфиры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М.Б. Некоторые особенности петрогенеза формации малых интрузий послевосточного возраста в одном из районов Восточного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 6. С. 70–91.
2. Бородаевская М.Б. Некоторые петрохимические особенности золоторудных магматических формаций и связанных с ними золоторудных месторождений СССР // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. 1-го Всесоюзного петрографического совещания. М., 1960. С. 211–220.
3. Гордиенко И.В., Кузьмин М.И. Геодинамика и металлогения Монголо-Охотского региона // Геология и геофизика. 1999. Т. 40. № 11. С. 1545–1562.
4. Геодинамика западной части Монголо-Охотского пояса и тектоническая позиция рудных проявлений золота в Забайкалье / Ю.А.Зорин, В.Г.Беличенко, И.Г.Рут-

- штейн и др. // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 104–112.
5. Лапин Б.Н., Широких И.Н. Геология, метасоматизм и золотое оруденение Восточного Забайкалья (Алханайский район). – Новосибирск: Наука, 1981.
 6. Об абсолютном возрасте мезозойских магматических комплексов и рудных формаций Восточного Забайкалья / И.Н.Томсон, И.Б.Иванов, Р.М.Константинов и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1963. № 12. С. 31–40.
 7. Спиридонов А.М., Зорина Н.А., Китаев Н.А. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья. – Новосибирск: Академическое издательство «Гео», 2006.
 8. Таусон Л.М. Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитов. – М.: Наука, 1977.
 9. Фогельман Н.А. Эксплозивно-инъекционные золотоносные брекчии Илинского месторождения в Забайкалье // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1964. Т. XXXIX (2). С. 90–100.
 10. Шубин Г.В. Структура Илинского золоторудного месторождения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1961. № 11. С. 68–72.
 11. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // Petrol. 1984. Vol. 25. P. 956–983.

УДК 553.411 (575.1)

© Ю.Б.Ежков, Р.Р.Рахимов, И.В.Новикова, 2011

ГАЗНОК — ПЕРВОЕ В УЗБЕКИСТАНЕ ПЕРИГРАНИТНОЕ ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЬНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ В КАРБОНАТНЫХ ПОРОДАХ

Ю.Б.Ежков, Р.Р.Рахимов, И.В.Новикова (ГП «НИИМР» Госкомгеологии РУз)

В пограничной зоне Срединного и Северного Тянь-Шаня в нижнепалеозойских доломитах выявлено новое для Узбекистана золото-редкометальное месторождение Газнок с продуктивными минеральными ассоциациями — арсенопирит-шеелитовой (с золотом) и золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудной.

Ключевые слова: Газнок, золотое и золото-редкометальное оруденение, позиции рудоконцентрирования, метасоматиты, геохимический барьер, Пскемский хребет, Республика Узбекистан.

Ежков Юрий Борисович, Рахимов Рахмон Рахимович, Новикова Ирина Викторовна, larsim@yandex.ru

GAZNOK — IS THE FIRST PERIGRANITE OF GOLD-RARE METAL DEPOSIT IN CARBONATE ROCKS IN UZBEKISTAN

Yu.B.Ezhkov, R.R.Rakhimov, I.V.Novikova

New for Uzbekistan gold-rare metal deposit Gaznok with productive mineral association: arsenopyrite-scheelite (with gold) and gold-tetradymite-chalcopryrite-grey ore was discovered in the border zone of the Middle and the North Tien Shan.

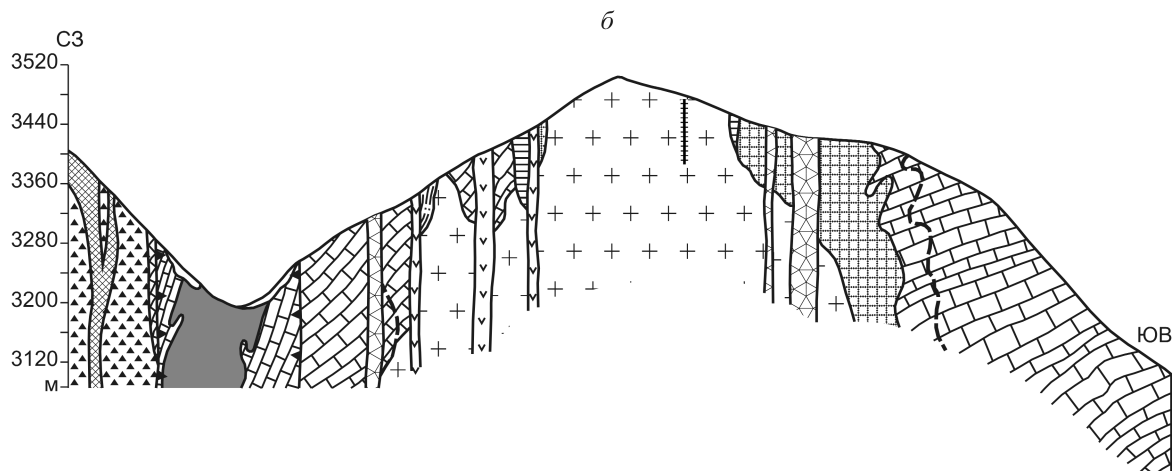
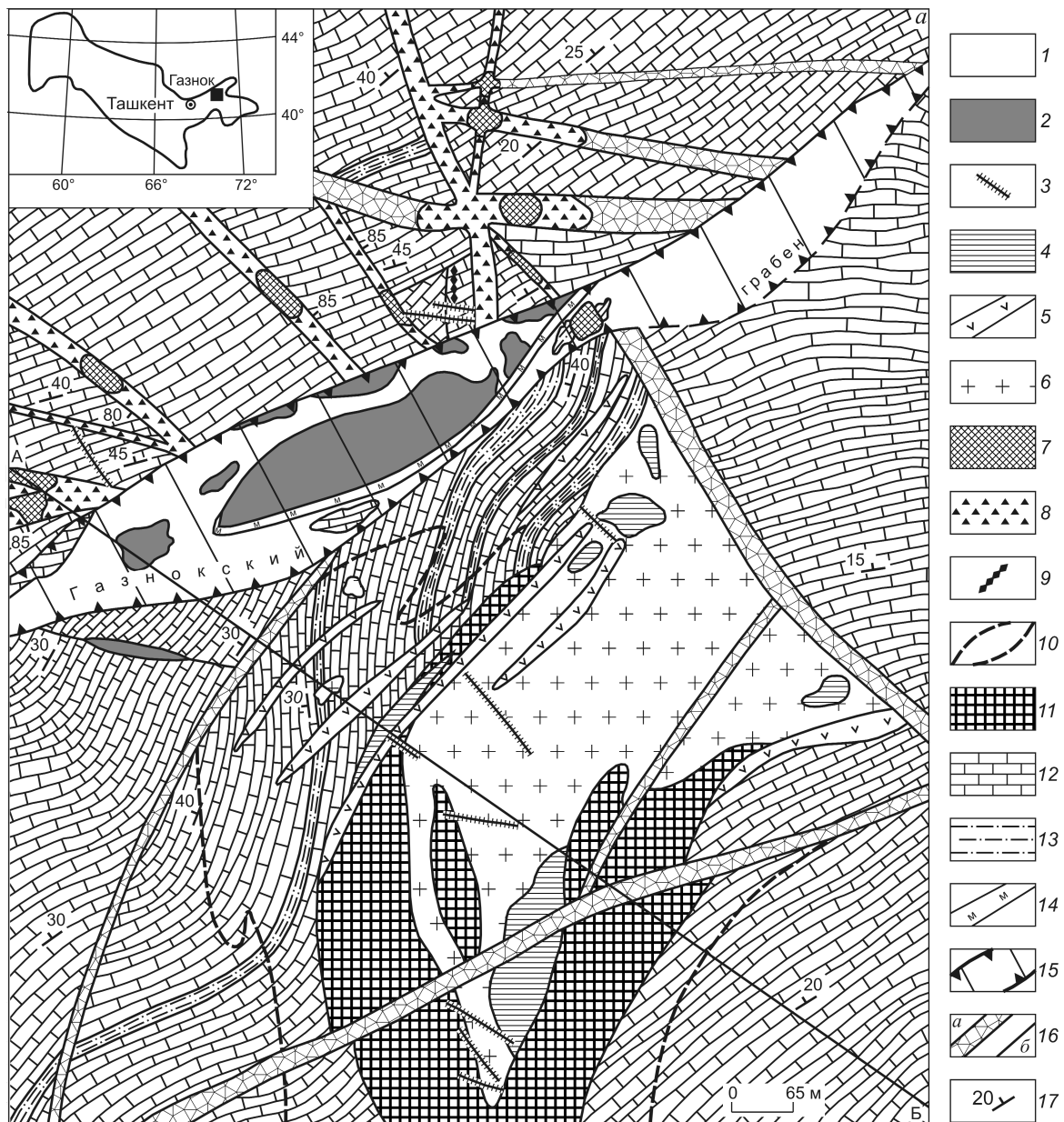
Key words: Gaznok, gold and gold-rare-metal mineralization, position concentration, metasomatites, geochemical barrier, Pskem ridge, Republic Uzbekistan.

Месторождение золотокомплексных руд в районе горы Газнок открыто в 1980 г. при проведении Центральной геохимической партией Мингео Узбекистана специализированных геохимических поисков в приводораздельной части Пскемского хребта, пограничной зоне Срединного и Северного Тянь-Шаня. Изучено только с поверхности комплексом геолого-структурных, петрологических и минералого-геохимических методов.

Известно, что золотодобывающая промышленность Узбекистана создана на основе эксплуатации как крупных золоторудных месторождений вместе с гигантом Мурунтау, так и уникальных золотонос-

ных объектов медно-порфировых руд алмалыкского типа. В силу этого наращивание погашаемых запасов золотых руд проходило в течение многих лет практически только на флангах и глубоких горизонтах крупнотоннажных объектов, тогда как изучение и оценка даже новых геолого-генетических типов золотоносных участков и площадей имели весьма дальнюю перспективу.

В настоящем в связи с реорганизацией геологической службы Узбекистана и резким увеличением ее деятельности объемов тематических, прогнозно-оценочных и поисковых работ интерес к резервным, ранее законсервированным объектам, а также к пло-



щадям с прямыми признаками золотокомплексного оруденения должен значительно возрасти.

В 1989 г. в работе [1], посвященной рудным процессам и геохимической специализации магматитов Чаткало-Кураминского региона, нами были обозначены некоторые особенности золото-редко-металльного оруденения газнокского типа. В данном сообщении этот тип оруденения характеризуется с возможной полнотой от позиций локализации до состава и последовательности проявления продуктов рудно-метасоматических процессов, форм нахождения рудных элементов и их латеральной геохимической зональности.

Месторождение Газнок размещается в блоке нижнепалеозойских метаморфизованных преимущественно карбонатных (доломиты) пород, в перигранитной зоне небольшого рвущего гранитного тела позднекаменноугольного интрузивного комплекса (рис. 1). В южной части рудоносной площади гранитами также прорваны гранатовые скарны, возникновение которых связано с формированием в доломито-карбонатном блоке пологой апофизы крупного среднекаменноугольного гранодиоритового массива, расположенного за южной границей месторождения. Морфология лейкократового гранитного интрузива (см. рис. 1) достаточно сложная с двумя характерными небольшими апикальными выступами ближе к зоне грабена.

Карбонатные породы и граниты прорваны сериями жильных пород (диорит-порфириды) второго этапа позднекаменноугольного интрузивного комплекса. Диорит-порфириды интенсивно преобразованы; в них широко развиты хлорит-эпидот-гематит-карбонатные агрегаты и прожилки. Граниты рассеяны сериями кварцевых жил и включают тяготеющие к эндоконтактам интрузива залежи «сахаровидных» альбититов с обильными гематит-гранатовыми ксенолитами.

В целом спокойно залегающая толща доломитов осложнена главной дизъюнктивной структурой участка — тектоническим грабеном и оперяющими его северный шов более мелкими разрывами с

характерными зонами дробления. Латерально зону магнезиально-скарновых метасоматитов в северо-западном направлении сменяет кварц-тремолитовая зона, а затем поле окварцевания (от собственно кварцитов до кварцевых жил и прожилков).

Для площади месторождения Газнок характерны гематитовые тела, возникшие в зонах пересечения разрывных структур. Объем массы Fe в них колеблется от 40 до 80%, дополняясь карбонатом и иногда баритом, цементирующим вместе с гематитом истертые обломки доломитов. Пространственно эти тела связаны с фронтальной зоной метасоматитов и лишь одно из них проявлено в грабене ближе к тыловой зоне. Вертикальный размах подобных образований на примере других регионов мира может достигать нескольких сотен метров [3–5].

Прослои и потоки вулканитов представлены мало мощными миндалекаменными спилитами, плагиоклазовыми порфиритами, их пузыристыми лавами и туфами. По вулканитам активно развиваются кварц, хлорит, серицит, карбонат. Реже отмечаются сульфиды, гематит, шеелит.

По положению в пространстве можно выделить кварцевые и кварц-тремолитовые метасоматиты. Окварцевание (кварц-1) пятнообразное и прожилковое, при количестве новообразованного кварца 30% и более имеет в доломитах площадное распространение. Доломит сохранился лишь в виде реликтов в кварцевой массе, составляя от 5–7 до 60%. Кварцевые метасоматиты развиваются в зонах дробления. Редко встречаются кварцевые жилы выполнения мощностью 10–15 см, содержащие 1–1,5% пирита.

Кварц-1 микроскопически неоднороден, представлен тонкоагрегатными неправильными зернами размером 0,01–0,03 мм.

Кварц-тремолитовые метасоматиты состоят из 20–80% кварца и такого же количества тремолита. Кроме того, присутствуют бескварцевые и кварцевые метасоматиты с содержанием тремолита до 5%. Кварц большей частью гранобластовой структуры, равномерно- и неравномерно-зернистый с размером

Рис. 1. Схема геологического строения Газнокской рудоносной площади (а), геологический разрез по линии А–Б (б):

1 — четвертичные отложения; 2 — золотоносные (с Ag, Bi, W) тремолит-серицитовые породы с реликтами доломита, сульфидами, сульфосолями и шеелитом; магматиты и гидротермалиты, S_3 ; 3 — кварцевые жилы, 4 — крупнокристаллические альбититы, 5 — диоритовые порфириды, 6 — граниты лейкократовые; 7 — трубчатые магнетит-гематитовые тела с сульфидными меди и железа; 8 — зоны кварц-гематитового брекчирования; 9 — жила халькопирита; 10 — ореол магнезиальных скарнов; 11 — скарны известковые гранат-волластонит-пироксеновые с эпидотом и гематитом; ранний палеозой; 12 — доломиты и доломитовые известняки интенсивно окварцованные и пиритизированные, прослои; 13 — аргиллиты и алевропесчаники; 14 — миндалекаменные базальтоидные плагиоклазиты и их туфы; 15 — зона Газнокского грабена; 16 — оперяющие разрывные структуры (а — зоны дробления, б — трещины сколов); 17 — элементы залегания

Минералы	Стадии минералообразования			
	кварц-тремолитовая	шеелит-арсенопиритовая	золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудная	кварц-карбонат-барит-пирит-гематитовая
Кварц	I		II	III
Тремолит				
Кальцит		I		II
Доломит				II
Шеелит				
Арсенопирит				
Пирит	I		II	III
Сфалерит				
Халькопирит				
Блеклая руда				
Тетрадимит				
Теллуриды Bi-Ag-Au				
Сульфосоли Cu-Pb-Bi				
Золото самородное		I	II	
Висмут самородный				
Гематит				

Рис. 2. Последовательность образования основных рудообразующих минералов золото-редкометалльного месторождения Газнок

зерен от сотых долей до 1–2 мм. Часто катаклазированы. Среди его зерен распределены микроскопления тонколучистого тремолита, образующего спутанно-волоконистые и радиально-лучистые агрегаты с длиной индивидов от 0,01 до 1,0 мм. Тремолит частично замещается микрочешуйчатым агрегатом талька и кальцитом от микро- до тонкокристаллического. Тальк во всех случаях преобладает над кальцитом, занимая в породе на 10–30% больший объем.

Существенно кварцевый метасоматит (тремолит до 5%) состоит из крупнозернистого кварца, подвергшегося катаклазу, с пятнистым погасанием. Тремолит присутствует в виде прожилков мощностью до 0,4 мм. Вдоль границ доломитовых зерен установлен микрозернистый *кальцит-1*, с которым иногда ассоциирует микрочешуйчатая серицитоподобная слюда. Макропрожилковой кальцитизацией в измененных доломитах охвачены значительные площади. Среди карбонатных продуктов кальциевый карбонат преобладает над железо-магnezияльным.

В гидротермально-рудном процессе нами выделены следующие стадии минералообразования (рис. 2): *кварц-тремолитовая*, *шеелит-арсенопиритовая*,

золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудная, *кварц-карбонат-барит-пирит-гематитовая*. Шеелит-арсенопиритовая ассоциация с золотом пространственно ассоциирует с кварц-тремолитовыми метасоматитами, причем содержания шеелита прямо связаны со степенью тремолитизации доломитов. Морфология минеральных выделений вкрапленная.

Наиболее широко проявлена золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудная минеральная ассоциация. В контурах главной продуктивной зоны она накладывается на тремолитовые и кварцевые метасоматиты. Рудные минералы (рис. 3) образуют вкрапленность в зальбандах кварцевых прожилков, самостоятельные прожилки и вкрапленно-гнездовые выделения в метасоматитах. Мощность кварцевых прожилков не превышает нескольких сантиметров, рудных — 0,5–0,7 см, гнездовые выделения рудных минералов размером до 1–2 см в диаметре.

Продукты кварц-карбонат-барит-пирит-гематитовой стадии встречены не только в доломитах, но и за их пределами. В ряде случаев это прожилки штокверкового типа: кварц-карбонатные, кальцитовые с вкрапленно-гнездовыми выделениями пирита и гематита мощностью 1–3 см. Присутствие золота, серебра и халькопирита в верхних частях гематитовых тел, наряду с окисленными рудами, на более глубоких срезах позволяет предположить наличие ранней золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудной ассоциации.

На месторождении Газнок авторами определены 46 минералов (39 гипогенных и 7 гипергенных), из которых приведем описание только имеющих минералогическую и практическую ценность.

В балансе новообразованного кварца преобладает кварц-I, слагающий метасоматиты (см. выше). *Кварц-II* связан с золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудной ассоциацией, отложился

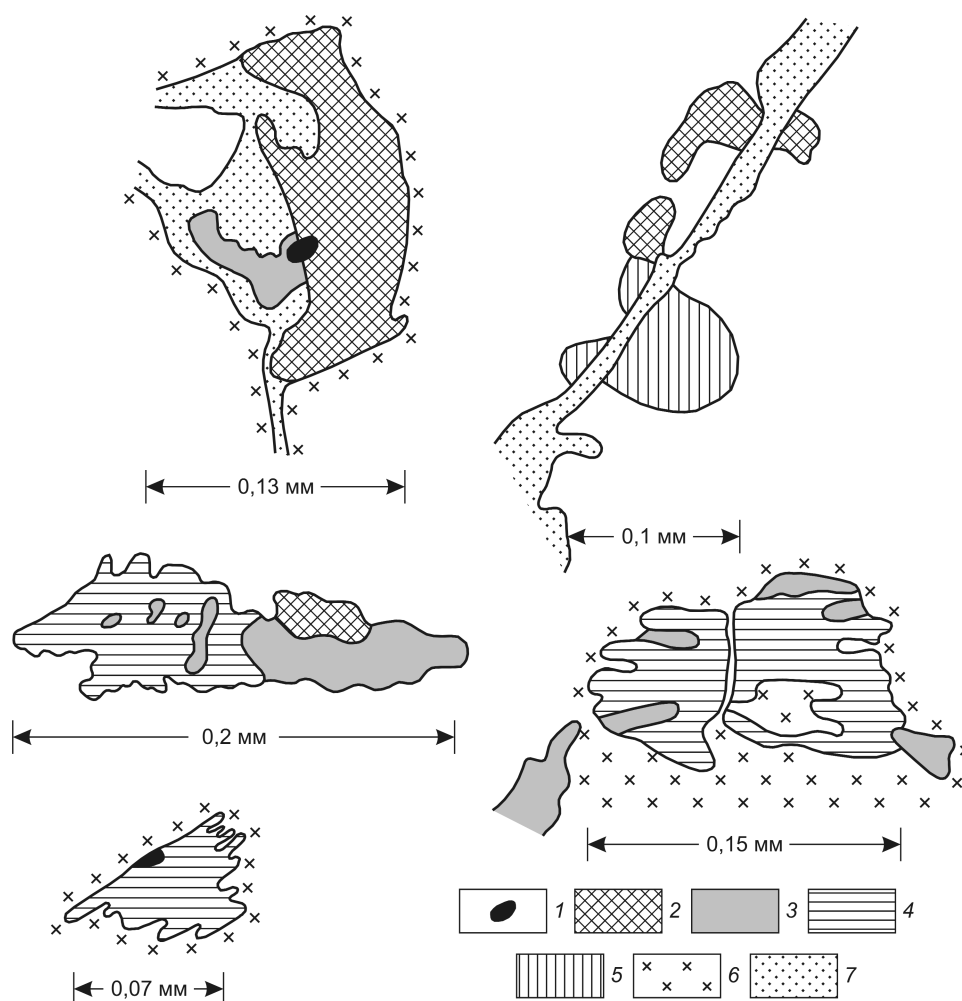


Рис. 3. Особенности взаимоотношений некоторых основных рудных минералов в матрице кварц-тремолитовых метасоматитов (полированные шлифы) на месторождении Газнок:

1 — золото самородное; 2 — халькопирит; 3 — блеклые руды; сульфосоли типа: 4 — козалинта, 5 — виттихенита; 6 — кварц-тремолитовая порода; 7 — нерудные минералы

раньше рудных минералов, пересечен прожилками халькопирита и блеклой руды. Образует штокверки, редко жилы мощностью до 10–15 см и гнезда, сложенные кристаллически зернистыми и шестоватыми агрегатами.

Кварц-III редко образует самостоятельные выделения, отмечается в сростаниях с кальцитом, выполняя извилистые прожилки в метасоматитах и малоизмененных доломитах. В балансе новообразованного кварца преобладает кварц-I.

Кальцит связан почти со всеми стадиями минералообразования. В массе кальцитовых образований преобладает кальцит-I, участвующий в процессах кальцитизации доломитов (см. выше). Кальцит-II завершает образование золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудной ассоциации. Наиболее поздний

кальцит-III распространяется за границы доломитов, образует прожилки и сростания с кварцем, содержит вкрапленность пирита и включения гематита.

Ферридоломит связан с шеелит-арсенопиритовой ассоциацией, образует прожилки мощностью до 1 см в тремолитовых метасоматитах, выполняет трещины в кварцевых метасоматитах, реже в слабо измененных доломитах. В одном из них установлены вкрапления и цепчовидные выделения шеелита.

Пирит — один из наиболее распространенных минералов. Образует вкрапленность идиоморфных кристаллов размером от 0,1 до 3–5 см в окварцованных доломитах, тремолитовых метасоматитах, кварцевых жилах. В окварцованных доломитах встречаются гнезда пирита размером до 20 см.

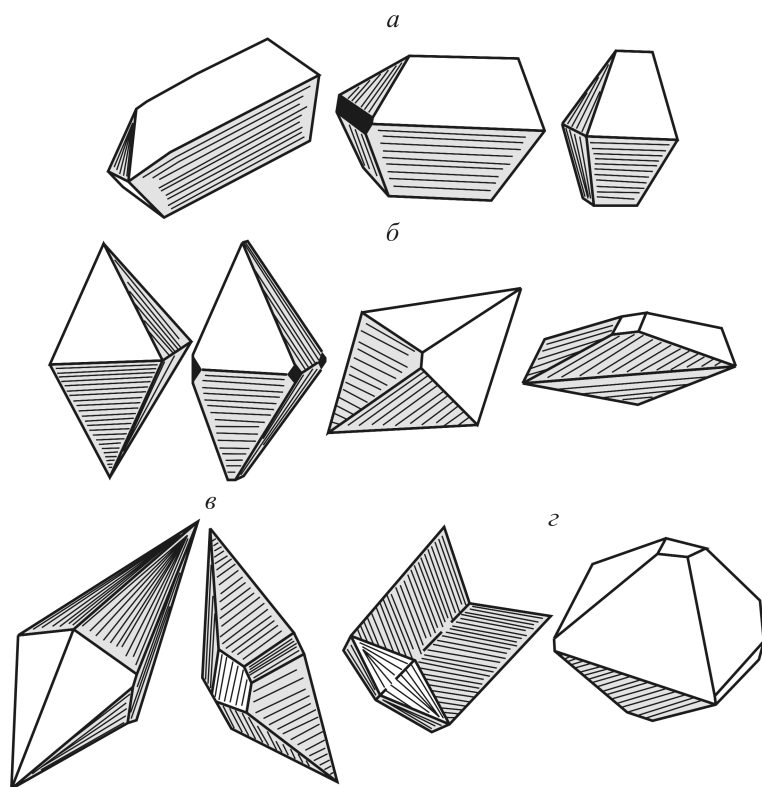


Рис. 4. Шеелит-арсенопиритовая (с Au, Te, Bi, Cu) минеральная ассоциация, месторождение Газнок:

кристалломорфологические разновидности арсенопирита, ув. 75: *a* — призматическая, *б* — псевдопирамидальная, *в* — сложного габитуса, *г* — двойник. Кристалл шеелита (ув. 33) дипирамидально-октаэдроподобного габитуса

Пирит-I образовался совместно с минералами кварц-тремолитовой стадии. Пирит-II связан с проявлением продуктивной золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудной стадии. Основная масса его приурочена к гнездам и прожилкам халькопирита. Пирит-III образует вкрапленность в кварц-кальцитовых жилах совместно с гематитом. Преобладающие формы пирита — куб, комбинации куба с пентагон-додекаэдром и октаэдром. В участках окварцевания кубические кристаллы присутствуют в виде комбинации с октаэдром и пентагон-додекаэдром. В основной рудопроductive ассоциации наблюдаются усложнение форм кристаллов пирита и увеличение количества граней. При микроскопическом изучении обнаружены корродированные реликты пирита в блеклой руде и халькопирите. В пирите наблюдались включения самородного золота, марказита, сфалерита и козалита. Включения золота имеются также в сростаниях пирита и блеклой руды.

Арсенопирит (рис. 4) встречается в тремолитовых метасоматитах, образуя неравномерную вкрап-

ленность идиоморфных кристаллов размерами 0,3–5 мм. Иногда содержит обильные мелкие включения нерудных минералов, вроски халькопирита и козалита. Наблюдается разьедание поверхности кристаллов арсенопирита самородным золотом.

Шеелит (см. рис. 4) в контуре интенсивной тремолитизации образует вкрапленность ксеноморфных зерен и редко идиоморфных кристаллов размером до нескольких миллиметров. Кристаллы имеют бипирамидальный октаэдроподобный габитус, иногда с гранями пинакоида.

Халькопирит — самый распространенный минерал на месторождении. Образует вкрапления, гнезда, прожилки в метасоматитах и кварцевых жилах. Размер гнезд несколько сантиметров, прожилков 1–2 см. Часто наблюдаются сростания халькопирита с блеклой рудой, редко — со сфалеритом. Содержит корродированные реликты пирита и арсенопирита, реже вкрапления молибденита. Включения самородного золота встречаются как в самом халькопирите, так и на стыках его с блеклой рудой, сульфосолями меди, свинца, висмута.

Блеклая руда образует вкрапления от 0,01 мм до гнезд размером 1–2 см в метасоматитах и кварцевых жилах, а также ветвящиеся прожилки мощностью до 0,5 см в доломите и кварце. Тесно ассоциирует с халькопиритом, образуя взаимные прорастания. Содержит ксеноморфные, округлые включения сульфосолей, часто золота. Имеются реликты блеклой руды в козалите. Выделены две ее разновидности: теннантит-тетраздрит (ближе к тетраэдриту) — 95% и фрейбергит — 5%.

Золото-I вошло в арсенопирит синхронно с его образованием в виде субмикроскопических вростков или соединений, создавших затем твердые растворы. В арсенопирите заключена незначительная часть золота. Основное количество металла связано с золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудной ассоциацией.

Золото-II имеет обширный ореол распространения, образуя включения в нерудных минералах, пирите, блеклой руде, халькопирите, тетрадимите, сульфосолях, гидроксидах железа трубчатых тел. При микроскопическом изучении около 60% Au

отмечалось в сростаниях с блеклой рудой. В тремолитовом метасоматите образует сростания с халькопиритом и корродирует арсенопирит. Пробность Au 862–945. Форма золотинок ксеноморфная, цвет ярко-желтый, размеры не превышают 0,1 мм, поверхность мелкоямчатая. Золотины размером до 0,07 мм часто имеют овальную или изометричную (октаэдроподобную) форму; иногда покрыты рубашкой гидроксидов железа. По величине 80–90% золотинок относятся к пылевидному классу (<0,1 мм). В сростаниях с рудными минералами золото >0,02 мм не наблюдалось.

Серебро самородное — отдельные находки в аншлифах и протоочках. В трещинах пирита серебро (типа электрума) встречено в виде одного желтовато-белого ксеноморфного и одного прожилковидного выделения. Есть также точечные микровключения серебра в халькопирите. Размеры их <0,001 мм в поперечнике. В интенсивно окисленном халькопиритовом гнезде в гематитовой массе обнаружены зерна самородного серебра размером до 0,7 мм.

Из минеральных фаз сложного состава определены теллуриды золота, серебра, свинца, висмута, медно-висмутовые, свинцово-висмутовые, медно-сурьмяные и более сложного состава сульфосоли. Сульфосоли и теллуриды выделялись в золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудную стадию одновременно с главными рудными минералами — халькопиритом и блеклой рудой. Пространственно область распространения теллуридов и сульфосолей совпадает с областью развития кварц-тремолитовых метасоматитов. Среди теллуридов резко преобладает тетрадимит, значительно уступает ему теллуrowисмутит, имеются находки алтаита, петцита, гессита и минерала группы козалинта. Из сульфосолей наиболее распространены козалинт и вит-

тихенит, более редки айкинит, медно-сурьмяная и медно-свинцово-сурьмяно-висмутовая сульфосоли, точнее пока не определенные.

Тетрадимит образует выделения ксеноморфной или удлиненной формы, а также сростания с блеклой рудой, халькопиритом, шеелитом, нерудным минералом. Содержит микровключения козалинта, золота, алтаита, петцита, гессита, айкинита, халькопирита. Размеры зерен от тысячных до 0,2–0,5 мм.

Козалинт наблюдается в ксеноморфных включениях, нерудной массе, блеклой руде, сростаниях последней с халькопиритом. Отмечены игольчатые и ксеноморфные включения козалинта в пирите, арсенопирите и тетрадимите. Очень редко содержит точечные вкрапления самородного золота не более 0,08 мм.

Геохимические спектры, составленные по основным элементам-структурообразователям рудных минералов, приведены в таблице.

Установленное мономинеральное распределение элементов дополняет сложный характер их минеральных фаз с взаимопрорастаниями, микровключениями, появлением структур распада твердых растворов, эмульсионными выделениями и др. Среди рудных элементов наиболее высокий уровень концентрации в сульфидах имеет сурьма (см. таблицу). Это вызвано ее активностью в формировании сульфидных агрегатов и гнезд, образованием тетраэдрита (фаматинита), вплоть до появления его высокосеребряной разновидности — фрейбергита (4% Ag).

Наиболее интенсивные первичные литохимические ореолы Газнокской площади связаны с железорудными трубчатыми телами (Mo, Bi, Zn, Cu, Ag, Au) и кварц-тремолитовыми метасоматитами (W, Cu, Bi, Zn, Au, Ag).

Размах и средние содержания благородных, сульфуро- и оксифильных элементов в рудообразующих минералах месторождения Газнок, г/т

Минералы	Au	Ag	Bi	Te	Sb	Sn	Mo
Пирит (21)	14,7–30	102,5	138		100	115	
Халькопирит (3)	45,5–68	45	800	800	1000	350	
Арсенопирит (7)	30	21,5	900	1000	800		
Галенит (4)		4500	2425		1000		
Сфалерит (2)		10			200		
Фрейбергит (3)	60	40 000	500	800	>3%		
Эмлектит (2)		50			8000		
Тетрадимит (3)	40	550			>3%		
Теллуrowисмутит (2)					3000		
Халькозин (2)		100			>1%		
Малахит (2)		60			6000		
Шеелит (4)			400				310

Примечание. В скобках — число монопроб.

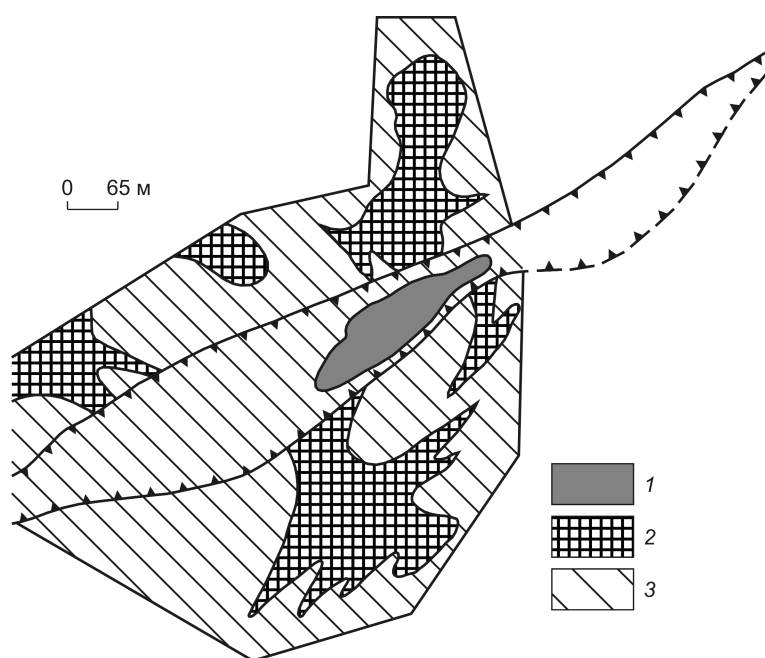


Рис. 5. План изоконцентраций Au, г/т:

1 — 1,0, без учета Au-столбов с ураганными содержаниями, 2 — 0,2–0,9, 3 — 0,05–0,1

Геохимическое поле месторождения Газнок характеризуется приближенно-концентрической структурой, ядро которой образовано овально-вытя-

нутой высокоинтенсивной полиэлементной аномалией, «накрывающей» область максимальной рудо-

концентрации в зоне одноименного грабена. Структура геохимического поля выдерживается в пространственном распределении на уровне установленных фигур изоконцентраций для всех без исключения рудных элементов. Из числа последних рассмотрим структуры геохимических полей основных рудообразователей — Au, W, Bi.

Морфология изоконцентраций Au (рис. 5) за пределами ядерной зоны определена слиянием овальных и жильных островитянутых ореолов, маркирующих минерализацию как в штокверковых, так и в линейно-трещинных структурах, в том числе и оперяющих швы грабена.

Изоконцентрации Bi (рис. 6) за северным швом грабена в целом имеют такие же интенсивность и пространственное распределение, как и Au. Однако в южном удалении от ядерной аномалии висмут характеризуется двумя высокоинтенсивными (тыловая и фронтальная) зонами концентрации, необычно плавно сменяющими друг друга. Матрица зон представлена окварцованными карбонатно-терригенными образованиями, пронизанными апикальными гранитными выступами и дайками диоритовых порфиров.

План изоконцентраций W (рис. 7) при их определенной близости по пространственному расположению и конфигурации к Au, имеет однако и определенные отличия. Так, по отношению к своей ядерной аномалии вольфрам интенсивно накапливается к югу и юго-востоку от нее, тогда как за северным швом грабена уровень его содержания существенно снижается. Возможно, что на пространственную асимметрию геохимического поля вольфрама активно повлияли рудносные позднемагматические процессы, связанные с конечными этапами становления в южном направлении близко расположенной гранитной интрузии.

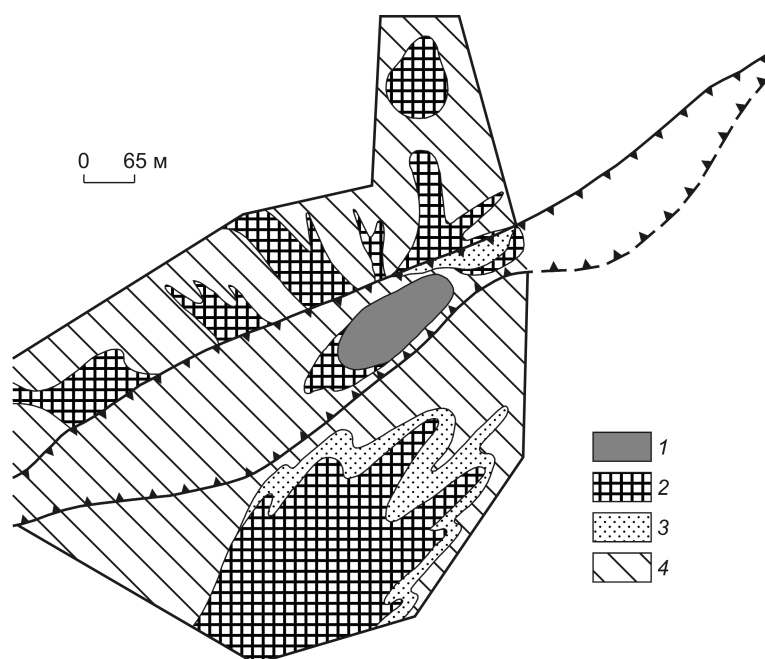


Рис. 6. План изоконцентраций Bi, г/т:

1 — >>100, 2 — 20–99, 3 — 10–19, 4 — 1–9

В латеральном сечении по векторам удаления от гранитного интрузива можно наметить по промежуточным максимумам элементов геохимическую зональность в разрезе тыловой, первой промежуточной (кварц-тремолитовой), второй промежуточной и фронтальной зон метасоматического ореола: $\text{Mo-Bi-Ag-Cu-W} \rightarrow \text{Bi}_2\text{-Zn-Ag}_2\text{-Au-Cu}_2 \rightarrow \text{Cu}_3\text{-Mo}_2\text{-Bi}_3\text{-Zn}_2\text{-Ag}_3\text{-Au}_2 \rightarrow \text{Cu}_4\text{-Ag}_4$.

Продланное исследование месторождения Газнок позволяет сделать следующие выводы.

1. Метасоматические образования (зона декарбонатизации) представлены приближенно концентрически-зонально располагающимися магнезиально- и известково-скарновыми, наиболее сильно проявленными кварц-тремолитовыми, кварцевыми и кварц-карбонат-барит-гематитовыми минеральными ассоциациями. Существенна и жильная кальцитизация (дедоломитизация) доломитов. В гранитах по площади и интенсивности альбитизация преобладает над грейзенизацией.

2. Выявлены две продуктивные минеральные ассоциации: арсенопирит-шеелитовая (с золотом) и золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудная. Первая проявлена в контуре кварц-тремолитовых метасоматитов, вторая распределена шире, тяготея к площадям развития кварц-тремолитовых, кварцевых метасоматитов и зонам кварц-карбонатно-жильно-прожилковых образований. Для рудного процесса характерно разнообразие сложных минеральных форм теллуридов и сульфосолей.

3. Основная масса золота связана с золото-тетрадимит-халькопирит-блеклорудной ассоциацией. В балансе золота основную роль играют его высокопробные самородные выделения и лишь незначительная часть находится в микроскопических вросках и включениях в рудных минералах. Редко встречаются собственные минералы золота (петцит). По крупности доминирует золото пылевидное.

4. Газнокская площадь отличается ритмически сложной геохимической зональностью, обусловленной периодическим появлением рудоосаждающих геохимических барьеров на пути миграции гидротермально-постмагматических растворов и сложным сочетанием литолого-структурных, рудно-метасоматических и магматических факторов в барьерных зонах.

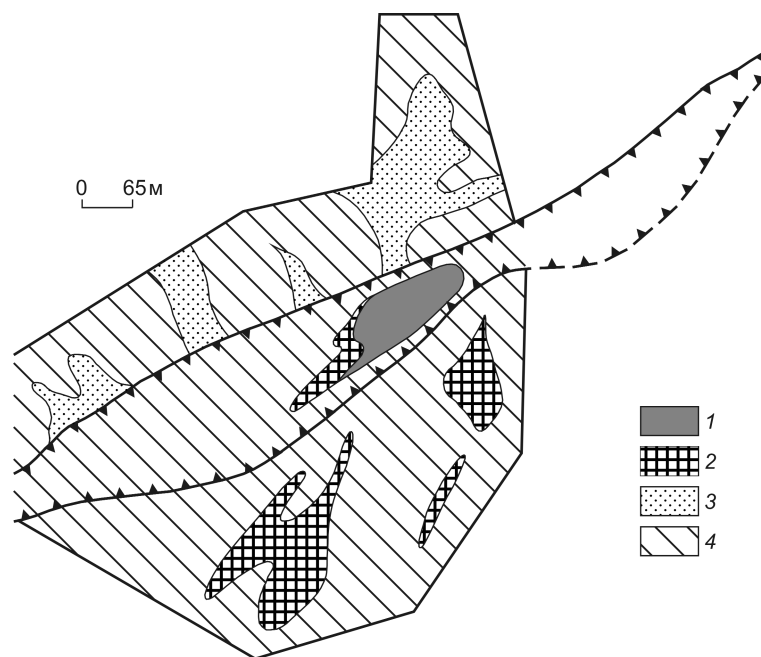


Рис. 7. План изоконцентраций W, г/т:

1 — $\gg 100$, 2 — 30–99, 3 — 5–29, 4 — < 5

5. Ранее авторы [1], рассматривая граниты месторождения не только в качестве источника тепла, но и рудоносных (трансматических) флюидов, сделали вывод о том, что в гранитных магмах рудогенные, редкие и летучие элементы на уровнях их первичных концентраций накапливаются в аляскитах как продуктах конечных этапов дифференциации. В минералах поздних этапов кристаллизации гранитных расплавов подавляющее количество указанных элементов интенсивно концентрируется в биотитах аляскитов. Резко контрастное отделение в биотитах в поле гранодиоритов золота и серебра вызвано пониженным эффектом их химических связей с фтором. Это обстоятельство определяет обычно наблюдаемую специализацию гранитоидов повышенной основности (диориты, гранодиориты) на золото. В случае появления механизма концентрации рудного вещества в анионных миграционных комплексах (KAuO_2 , KAuS_2) в процессе ликвации магмы, связанной с отщеплением рудоносных флюидных расплавов, могут сформироваться золоторудные скопления [2]. Концентрация золота в расплавах происходит в существенно большей степени по отношению к материнской магме среднего и умеренно кремнщелочного составов в сравнении с магмами высокой и предельной щелочно-кислотности. Поэтому появление в определенной генетической связи с ними промышленных золото-

редкометалльных объектов, хотя и небольших масштабов (Газнок), абсолютно реально.

6. Генетически месторождение Газнок — гипабиссальное золото-малосульфидное, по геохимическому спектру — золотосодержащий железо-медно-вольфрам-висмут-серебряный объект.

Оруденение слабо диагностируется с поверхности и относится к замаскированному типу. Открытие его в карбонатных породах позволило реабилитировать их как среду металлогенически безрудную, «пустую» в отношении эндогенной минерализации за контуром скарноворудных зон. Подобных крайне слабо изученных позиций «гранитоид-перигранитное (экзосферическое) пространство карбонатных пород» в Узбекистане многие десятки. Интрузивное тело при этом может быть как скрытым, так и выходящим на поверхность. В первом варианте протяженность карбонатной гряды, например, на Мурунтау-Косманачинской площади 38 км при мощности 2,5–3,5 км, во втором — Кетменчи-Тымский фрагмент гранитоидного батолита — >20 км при близких мощностях.

В породах карбонатной рамы гранитоидных интрузий размещаются многочисленные проявления минерализации Au, W, Mo, Sn — элементов рудного уровня геохимической зональности, а также Hg, Sb, As, Ag, Pb, Ba — элементов дальней миграции надрудного уровня зональности.

Выявленная на основании специализированных исследований природа подобных прямых и косвенных поисковых признаков золотого и сопутствующего оруденения позволит не только расширить его перспективы на известных рудных полях Узбекистана, но и, возможно, обнаружить новые рудно-формационные типы в ранге месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Ежков Ю.Б., Волейшо С.А., Рахимов Р.Р.* Рудно-метасоматическая зональность золото-серебро-редкометалльного оруденения в Восточном Узбекистане // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 12. С. 82–91.
2. *Маракушев А.А., Панях Н.А., Зотов И.А.* Новые данные о происхождении месторождений благородных металлов кварцево-рудной формации // Сборник к 100-летию Ф.В.Чухрова. М., 2008. С. 136–139.
3. *Овчинников Л.Н.* О полигенности скарновых железорудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1980. № 3. С. 58–73.
4. *Шабынин Л.И.* Магнезиально-скарновые железорудные месторождения. — М.: Недра, 1978.
5. *Шабынин Л.И.* О прогнозно-оценочных и поисковых критериях рудных месторождений в магнезиальных и известковых скарнах // Геология рудных месторождений. 1981. № 2. С. 58–71.

ДИСКУССИИ

УДК 553.078

© А.М.Жирнов, 2011

О НЕОБОСНОВАННОСТИ ПРОГНОЗА СУПЕРРАЙОНОВ С ЗОЛОТО-ПОЛИМЕТАЛЛЬНЫМИ И АЛМАЗНЫМИ МЕСТОРОЖДЕНИЯМИ НА ОСНОВЕ ПРОЦЕССОВ КОНВЕКЦИИ И АДВЕКЦИИ В МАНТИИ ЗЕМЛИ

А.М.Жирнов (Институт комплексного анализа региональных проблем ДВО РАН)

Показано, что суперрайоны и рудоносные области — это разные металлогенические подразделения, не синонимы; увязывать формирование их с конвекцией в мантии и поднятиями «астеносферных волн» невозможно по законам физики твердого тела. Расстояние между указанными поднятиями в 300 км не обосновано ни физическими, ни геологическими данными.

Ключевые слова: суперрайон, рудоносная область, конвекция в мантии, астеносферная волна, необоснованные суждения.

Жирнов Анатолий Михайлович, zhantmich@yandex.ru

SUPERDISTRICTS AND ORE METALS REGIONS AS GROUDLESS STRUCTURES ON TECTONOPHISICAL DATA

A.M.Zhirnov

Superdistricts and ore metals regions are different metallogenic subdivisions, not synonyms. To explain forming them with convection in mantle and convexity of asthenosphere wave is physics wrong. The length between convexities of asthenosphere lay in 300 km had not been proved.

Key words: superdistricts, ore metals regions, convection in mantle, asthenosphere wave, wrong judgements.

В журнале «Руды и металлы» № 1/2011 опубликована статья А.Н.Барышева [1], содержащая ряд ошибок и неприемлемых в геологическом плане суждений.

1. Прежде всего, вызывает ряд возражений название статьи. В нем неверно параллелизуются разные металлогенические подразделения — районы и рудоносные области, а окончание названия статьи не соответствует ее содержанию.

2. **О суперрайонах.** Предлагаемый автором в тексте статьи новый термин «суперрайон» как синоним более крупного металлогенического подразделения «рудоносная область» является излишним и ошибочным. Согласно общепринятой градации металлогенических подразделений [7], рудоносная область и рудный район — разные по размерам территории. Рудоносная область — крупная территория, включающая обычно несколько (3–5) рудных районов с разным металлогеническим содержанием, реже с монометальным оруденением. Рудный район — это более мелкое металлогеническое подразделение площадью до 1–2 тыс. км². В зависимости от степени минерагенической нагрузки рудоносные области и районы могут быть бедными, средними и высокопродуктивными территориями как по запасам минерального сырья, так и по суммарной стои-

мостной ценности. И нет никакой необходимости называть рудоносные области суперрайонами. В связи с большими размерами рудоносная область всегда более богата минеральным сырьем и, как правило, различными его видами.

3. **Об астеносферных волнах и конвекции в мантии.** Автор полагает, что «основная суть модели образования супертеррейнов состоит в волновой закономерности всплесков продуктивного магматизма или иного вида доставки полезного ископаемого из глубин Земли. Эта закономерность следует как из тектонофизических, теоретических и экспериментальных исследований явлений конвекции или ее частного случая — адвекции, так и из реальных геологических наблюдений. Развитию магматизма и связанного с ним оруденения предшествует адвекция геологической среды в твердом состоянии, осуществляющаяся путем всплывания пластических разуплотненных масс с одновременным компенсирующим отжиманием окружающей среды в стороны и ее погружением» [1, с. 48]. В приведенной длинной цитате допущено сразу несколько ошибок (выделено курсивом).

Во-первых, конвекции (перемешивание вещества) в твердой мантии Земли не существует. Она возможна только в жидкостях и газах. В твердых

телах никакой конвекции не может быть в принципе, о чем неоднократно заявляли и физики (Джеффрис, Ландау), и геологи [10, 12, 14]. О какой конвекции в мантии может идти речь, если ее вязкость (20–25 пуаз) превышает или равна вязкости и плотности стали с вязкостью 20 пуаз. Тогда как для воды (в которой только и возможна конвекция) вязкость равна 10^{-2} пуаз [4]. Равным образом, невозможно и адвекция в мантии, поскольку «принципиально невозможно поднятие жидкого расплава в твердом теле» [14, с. 122]. Из глубин Земли поднимаются лишь минерализованные высокотемпературные флюиды (в состоянии плотных концентрированных газов) и только по вертикальным глубинным разломам и тектонически ослабленным зонам [9]. Кстати, термин «адвекция» означает горизонтальное перемещение воздуха из одних районов Земли в другие [15, с. 22]. Непонятно, какое отношение в таком случае имеет понятие «адвекция» к процессам в твердой мантии Земли?

Во-вторых, в мантии Земли, уже в верхней ее части, существует огромное литостатическое давление, равное 140 кбар на глубине 410 км и 10 кбар в самой верхней ее части — у подошвы земной коры [3]. Поэтому мантия, окружающая «всплывающие пластические массы» не может отжиматься в стороны и тем более не может «погружаться» вниз — в более плотную мантию, подпираемую снизу чудовищным давлением. Такие суждения можно оценивать лишь как не научную фантазию. Раздвижение горных пород возможно лишь в приповерхностной части земной коры — на глубине 0,5–3 км от поверхности, где образуются малоглубинные месторождения руд и пологие или горизонтальные силлы интрузивных пород.

В-третьих, какими теоретическими и экспериментальными данными и какими *«реальными геологическими наблюдениями»* установлена в мантии Земли «конвекция или ее частный случай — адвекция»? Как уже сказано, никакой конвекции и адвекции в мантии Земли не существует. Тогда кто конкретно и на какой глубине в мантии смог провести *«реальные геологические наблюдения»* конвекции и адвекции и как этот кто-то смог опуститься на 100–300 км от поверхности в глубь Земли? Почему-то автор об этом не говорит, а читателю приходится отнести такие выражения лишь к его ничем не ограниченной фантазии.

Далее автор утверждает, что магматизм и эндогенные месторождения образуются на участках волновых осложнений астеносферы Земли с расстоянием между ними, равным 300 км (в аннотации). Однако давно известно, что астеносферного слоя под платформами не существует [8, 13]. На

рис. 1 показана в плане гипотетическая (по автору) волновая поверхность астеносферы с «шагом» в 300 км вдоль всей длины Уральского складчатого пояса. А где же реальная поверхность астеносферы под указанным поясом? На какой глубине астеносфера установлена (и установлена ли?), какова ее морфология, кем и какими методами она установлена? Никаких фактических данных на этот счет (продольных и поперечных геофизических разрезов) автором не представлено.

В названии статьи автор говорит, что им приведены «тектонифизические и геологические основы позиции» суперрайонов. Однако никаких тектонифизических основ позиции рудоносных областей в статье, как показано выше, читатели не увидели. Не представлено и никаких «геологических основ позиции суперрайонов». На рис. 1 даны только линия Главного Уральского разлома и географическое положение трех главных рудоносных областей Среднего и Южного Урала. Кстати, расстояние между ними равно 300–400 км. Но точность выбора осевых точек рудоносных областей автором не аргументирована, и расстояния между ними могут быть отличными от 300 км. Некоторые богатые районы, как например вольфрам-молибденовый район южнее г. Магнитогорск [6], вообще не указаны. Не соответствует фактическому положению и рудоносная область Среднего Урала. На рис. 1 она показана южнее г. Челябинск и в широтном направлении. Тогда как фактически она следует непосредственно от г. Челябинск на юг в меридиональном направлении [11].

Если посмотреть на геологическую обстановку на Урале [5, 6], то видно, что геолого-тектонические условия в средне-южной части Урала кардинально отличны от таковых на Северном Урале. Автором не приведено никаких геологических критериев и доказательств прогноза на Северном Урале крупных рудоносных областей, аналогичных средне-южноуральским. Поэтому позиции новых «суперрайонов» на Северном Урале, через 300 км, приведенные на рис. 1, с позиции гипотетических «астеносферных волн», в геологическом плане не обоснованы и не верны.

Столь же не обоснованная и даже удручающая картина, но уже с прогнозом алмазности в Восточной Сибири, приведена автором статьи на рис. 2. Прежде всего, следует отметить, что рисунок ориентирован как-то ненормально относительно севера. Конкретно, линия север – юг на чертеже не приведена. Боковые вертикальные границы чертежа не соответствуют направлению на север, как обычно принято. Географическая сетка не показана, но если соединить ее точки, указанные на гра-

ницах чертежа, то получается, что меридианы имеют косое, почти диагональное простирание относительно боковых рамок чертежа.

Металлогенические зоны автора, приведенные на чертеже, имеют северо-восточное и северо-западное простирание, а меридиональных зон нет. Однако это неверно. Главная алмазоносная провинция Восточной Сибири — Анабаро-Вилуйская — расположена в меридиональном блоке пород [2].

Нет никакого обоснования (геологического, тектонического, геофизического и др.) проведенных автором статьи «контуров линеаментов, определяющих минерагенические зоны» (с. 51) и имеющих северо-восточное и северо-западное простирание. Линеаменты не охарактеризованы, чем они представлены неизвестно.

От Анабаро-Вилуйской провинции, на 800 км к юго-западу, проведены две минерагенические зоны (Чадобецко-Оленекская и Накынско-Мирнинская) шириной по 100 км, хотя никаких оснований для этого нет. Анабаро-Вилуйская провинция со своим планом геолого-структурных дислокаций и реальных металлоносных зон и рудных полей имеет в целом меридиональную ориентировку [2]. Чадобецкое и Тайгино-Тарыдакское алмазоносные поля находятся на расстоянии 800 км к юго-западу от Айхальского алмазоносного поля в другой геолого-тектонической обстановке [2]. Для увязки их в единую рудоносную структуру не приведено никаких оснований. Такая увязка противоречит фактическим данным сибирских геологов [2]. Прогнозировать через 300 км в гипотетической «минерагенической зоне» новые «суперрайоны» на участках «волнового коробления литосферы» столь же необоснованно, как и прогнозировать саму минерагеническую зону.

Для Восточной Сибири автором предполагаются какие-то «флексуры (линеаменты), обусловленные волновыми короблениями литосферы» (с. 51), максимумы которых расположены, по автору, через 300 км по простиранию гипотетических минерагенических зон северо-восточного простирания. Однако, по фактическим данным сибирских геологов, рудоносных зон такого простирания — к западу от известного алмазоносного региона — нет. Там имеются, напротив, меридиональные алмазоносные зоны — Удино-Тунгусская и Лено-Тунгусская [2].

Никаких тектонофизических, геофизических и геологических доказательств наличия линеаментов, минерагенических зон, вероятных суперрайонов через 300 км и коробления литосферы в пределах Сибирского региона автор статьи не приводит.

В заключение обзора рассмотренной статьи приходится констатировать, что ее название не

соответствует содержанию. В статье не приведено фактических геологических, тектонических и геофизических данных, подтверждающих предположения автора о наличии новых минерагенических зон, о возможном существовании новых суперрайонов и о расстоянии между ними, равном 300 км. Все гипотетические представления автора основываются на предположении о проявлении конвективных и каких-то адвективных процессов в мантии Земли, о наличии астеносферного слоя с волнистой поверхностью и расстоянии между подъемами (максимумами) астеносферы, равном 300 км. Но никаких фактических данных в пользу указанных предположений не приведено.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н. Суперрайоны как высокопродуктивные области минерагенических поясов и зон с месторождениями цветных металлов, золота и алмазов: тектонофизические и геологические основы их позиции // Руды и металлы. 2011. № 1. С. 47–52.
2. Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А. Алмазоносные провинции, зоны и прогнозные площади юга Сибирской платформы // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 22–29.
3. Белоусов В.В. Основы геотектоники. — М.: Недра, 1975.
4. Гаврилов В.П. Геотектоника. — М.: Изд-во «Нефть и газ», 2005.
5. Геологическая карта СССР. Масштаб 1:10 000 000. — М., 1976.
6. Елохин В.А. Месторождения вольфрам-молибденовой грейзеновой формации в региональных структурах и физических полях Урала // Литосфера. 2006. № 3. С. 19–159.
7. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1988.
8. Кунин Н.Я. Строение литосферы континентов и океанов. — М.: Недра, 1989.
9. Летников Ф.А. Флюидный режим эндогенных процессов в континентальной литосфере и проблемы металлогении // Проблемы глобальной геодинамики. М., 2000. С.204–224.
10. Михалев Ю.М. Кризис новой глобальной тектоники // Отечественная геология. 2005. № 2. С. 81–87.
11. Михайлов И.Г., Федосеев В.В., Черноярков В.Г. Состояние минерально-сырьевой базы золота Челябинской области и перспективы ее развития // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 41–44.
12. Образцов А.И. О геохронологии и тектоно-магматических циклах // Отечественная геология. 2010. № 3. С. 100–102.
13. Павленкова Н.И. Структура земной коры и верхней мантии и глобальная геотектоника // Спорные аспекты тектоники плит. М., 2002. С. 64–83.

14. Старицкий Ю.Г. Почему и как расширяется Земля? // Фундаментальные проблемы естествознания. СПб., 2000. С. 114–128.
15. Советский энциклопедический словарь. — М.: Изд-во «Советская энциклопедия», 1980.

УДК 553.078

© А.Н.Барышев, 2011

К ДИСКУССИИ ПО НЕКОТОРЫМ АСПЕКТАМ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОСНОВ МЕТАЛЛОГЕНИИ И О МЕТОДОЛОГИИ ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.Н.Барышев (ЦНИГРИ Роснедра Минприроды России)

Расчетами показана несостоятельность представлений о невозможности в недрах Земли конвекции (адвекции) масс, обладающих большой вязкостью. Конвекция этих масс играет важную роль в металлогенических процессах. Традиционная методология прогноза месторождений может быть дополнена учетом периодической закономерности размещения в пространстве разномасштабных геодинамических и металлогенических систем.

Ключевые слова: конвекция, адвекция, металлогения, суперрайон, тектонофизика.

Барышев Александр Николаевич, metallogeny@tsnigri.ru

CONCERNING THE DISCUSSION ON SOME ASPECTS OF GEODYNAMIC FOUNDATIONS OF METALLOGENY AND METHODOLOGY OF THE MINERAL DEPOSIT PREDICTION

A.N.Baryshev

The author's calculations demonstrate that the notions on impossibility of convection (advection) of highly viscous masses deep in the Earth's interior are groundless. Convection of these masses plays a major part in metallogenic processes. Traditional methodology of the mineral deposit prediction may gain from taking into account periodicity in the spatial hierarchical pattern of geodynamic and metallogenic units.

Key words: convection, advection, metallogeny, superregion, tectonophysics.

В приводимой статье А.М.Жирнова, как и в работе [10], где мои разработки с теми же замечаниями приводятся в рубрике «Миф четвертый — о конвекционных течениях вещества в мантии...», можно выделить два главных вопроса, которые следует серьезно обсуждать. Первый касается реальности в недрах Земли конвекции и частной формы ее проявления — адвекции, которые являются главными факторами, определяющими движение глубинных масс и дифференциацию вещества Земли. Эти процессы служат геодинамическими основами металлогении. Они же определяют рифтогенез, спрединг, субдукцию, обдукцию и эдукцию (извлечение масс из глубин) [6]. Второй вопрос затрагивает методологию прогноза полезных ископаемых, а именно состоит в предложении дополнять анализ металлогенической ситуации, установленной на основе непосредственно наблюдаемых вещественных комплексов (главным образом структурно-формационных), анализом закономерного периодического размещения в пространстве разномасштабных металлогенических систем.

Разработка вопросов мантийной конвекции, одноярусной и многоярусной, приведена в серии работ известных ученых в области глубинной геодинамики В.П.Трубицына, Л.И.Лобковского, М.А.Гончарова и др., которые А.М.Жирнов не рассматривает. Но чтобы не сводить дискуссию только к ссылкам на работы иных исследователей, приведу некоторые расчеты, взяв ориентировочные параметры, присущие породам и толщам Земли. Конвекция реализует неустойчивость системы в гравитационном поле. Чаще рассматривают неустойчивость, вызванную термическим расширением, выделяя «термическую астеносферу». В случае адвекции (ограниченной по фазе конвекции) неустойчивость может быть вызвана иными причинами.

Трансформируя уравнение Рэлея, можно записать:

$$H^3/\eta = (R \cdot a)/(\Delta\rho \cdot g),$$

где H — мощность конвектирующего слоя; η — вязкость; R — критическое число Рэлея, a — коэффициент температуропроводности (коэффициент релаксации); $\Delta\rho$ — разуплотнение; g — ускорение силы тяжести.

Для расчетов взяты значения вязкости, заимствованные из работ Е.В.Артюшкова, С.А.Ушакова, М.А.Гончарова и собственные, вытекающие из условия подобия конвективных систем. Возьмем порядок вязкости главной составляющей твердой оболочки Земли, а именно нижней мантии, 10^{24} – 10^{25} П (пуаз), литосферы 10^{22} П, астеносферы 10^{20} П, верхнего слоя астеносферы 10^{17} П. Для горных пород $a = (6 \div 13) \cdot 10^{-3} \approx 10^{-2}$ см²/с [20]; первое критическое число Рэлея, когда всплывание происходит в виде валов, $R_1 \approx 1700$, второе число, когда массы всплывают в виде ячеек или колонн, $R_2 \approx 10^4$, $g \approx 10^3$. Примем разуплотнение $\Delta\rho = 0,01$ г/см³. Такая величина разуплотнения соответствует нагреву на 100°С при коэффициенте объемного расширения пород порядка $3 \cdot 10^{-5}$ [24] и плотности 3 г/см³. Исходя из уравнения, при $R_1 \approx 1700$ отмеченным вязкостям должны соответствовать (как минимум) мощности: 10^{25} П — 2570 км (что близко к мощности всей подастеносферной мантии), 10^{22} П — 257 км, 10^{20} П — 55 км, 10^{17} П — 5,5 км. При $R_2 \approx 10^4$ вязкостям соответствуют мощности: 10^{25} П — 4640 км (что близко к суммарной мощности верхней, т.е. жидкой, части ядра Земли и подастеносферной части мантии), 10^{22} П — 464 км (что близко к суммарной мощности астеносферы и литосферы под окраинными морями), 10^{20} П — 100 км, 10^{17} П — 10 км. Таким образом, для утверждения о невозможности мантийной конвекции нет оснований. Здесь же уместно отметить, что восходящую часть конвективной системы ранее рассматривали как мантийный диапир. Сейчас ее стали называть плюмом. При рассмотрении мантийного диапиризма и плюмажа, к сожалению, обычно упускаются из виду краевые эффекты конвекции (адвекции): сверху — центробежная обдукция (*obductio* (лат.) — накрывание), сбоку вниз — центростремительная субдукция (*subductio* — подведение).

Приведенные элементарные расчеты параметров конвективных систем показывают, что рассуждения А.М.Жирнова о мифах мобилизма [10] несостоятельны не только по геологическим данным, но и по тектонофизическим условиям. В геодинамических системах I размерного порядка (см. таблицу в рецензируемой моей статье) движение глобальных литосферных плит может быть связано с верхней частью общей ядерно-мантийной конвекции, захватывающей и литосферу. При этом существенную роль играет западный дрейф континентов, обусловленный уменьшением угловой скорости вращения масс при подъеме их из глубин к поверхности Земли в общем ротационном поле. По А.М.Жирнову, это «миф первый — о спрединге» и

«миф третий — о горизонтальных перемещениях литосферных плит на тысячи километров». В геодинамических системах II размерного порядка (ячеистая адвекция астеносферы и литосферы под окраинными морями) краевым эффектам соответствуют субдукция и обдукция [2, 6]. По А.М.Жирнову, это «миф второй — о субдукции». Металлогеническое значение разномасштабных геодинамических систем рассмотрено мною в [6].

Ортодоксальность суждений А.М.Жирнова о невозможности конвекции в твердой мантии опирается на весьма некорректные в отношении основ тектонофизики доводы. Большие давления не являются препятствием для осуществления конвекции. Помимо вязкости, пластическое течение твердых тел определяется величиной касательных напряжений (равных половине разности алгебраически наименьшего и наибольшего главных нормальных напряжений), т.е. векторами, а не скаляром (всесторонним давлением — средней величиной трех главных нормальных напряжений). Сопоставление свойств пород мантии со свойствами стали, приводимое в рецензии, удивительно. Во-первых, вязкость и плотность совершенно разные свойства. Плотности стали, равной $\sim 7,87$ г/см³, в мантии не соответствует плотность какой-либо породы. Во-вторых, вязкость 20–25 пуаз примерно в 10 раз меньше вязкости моторного масла для автомобилей и характеризовать такой вязкостью мантию — абсурд. В-третьих, известно, что графики напряжение – деформация у стали и горных пород имеют принципиальное отличие: горные породы имеют весьма малый предел ползучести, который, по оценкам М.В.Гзовского, составляет ~ 10 кг/см², а по оценкам других исследователей еще меньше. Ничего похожего нет у стали. Недаром по отсутствию и наличию предела ползучести выделяют разные «кривую стали» и «кривую меди» в курсе сопромата. При большой длительности геологических процессов малый предел ползучести у горных пород играет весьма важную роль в пластическом течении, особенно в крупных объемах, где происходит мантийная конвекция.

В аннотации рецензии отмечено: «увязывать формирование их (*суперрайонов*) с конвекцией в мантии и поднятиями «астеносферных волн» невозможно по законам физики твердого тела». Однако ни в рецензии, ни в статье [10] эти «законы» не сформулированы. Тем более неуместно упоминание А.М.Жирновым известного физика Л.Д.Ландау. Хотя Л.Д.Ландау не рассматривал физику земных недр, но в совместной с Е.М.Лифшицем книге [12] приведено уравнение условий конвекции, аналогичное уравнению Рэлея, с той лишь разницей, что

число Рэлея представлено как произведение чисел Грассхофа и Прандтля. На основе такого уравнения и соответствующих критических чисел выше показана физическая возможность конвекции и адвекции крупных объемов масс, обладающих большой вязкостью, в недрах Земли.

В рецензии и в работе [10] А.М.Жирнов предлагает собственное уточнение определения конвекции как «перемешивание». Это не только не соответствует этимологии термина конвекция, адвекция (*convectio*, *advection* (лат.) — доставка), но и в корне меняет отношение к сущности процессов в недрах Земли. Конвекция играет важнейшую роль в дифференциации вещества и доставке дифференциатов (в том числе полезных ископаемых) и их носителей в верхние горизонты Земли. Конвекция при первом и втором критических числах Рэлея осуществляется в недрах Земли, обладающих большой вязкостью, и при малых скоростях передвижения, что соответствует малым числам Рейнольдса, обеспечивая ламинарное, а не турбулентное течение. Перемешивание приводит не к дифференциации, а к обратному эффекту.

Упрекает меня А.М.Жирнов за неправильное использование термина адвекция, обращаясь к одноклассному энциклопедическому словарю. Разное содержание, которое вкладывают в этот термин метеорологи и геологи, рассмотрено в учебном пособии для геологических вузов [9]. Несколько ранее термин определен в учебнике для тех же вузов [21]. Еще раньше В.В.Белюсов ввел этот термин в геотектонику, обозначив адвекцию как одноактную конвекцию [8]. На последние две книги у А.М.Жирнова имеются ссылки по другому поводу, но эти книги он, вероятно, не прочитал.

Теперь о методологии. В заглавии рецензии А.М.Жирнов искажает и суть, и содержание моей разработки. Во-первых, я не предлагаю проводить прогноз суперрайонов «на основе процессов конвекции и адвекции в мантии» и не выделяю «золото-полиметалльные» месторождения. Предлагается лишь выделять крупные наиболее продуктивные и наиболее перспективные отрезки по простиранию минерагенических поясов и зон, в которых установлены месторождения или проявления полезных ископаемых, имеющих связь с «мантийным магматизмом». Основой служат реально наблюдаемые геологические факты, а именно периодичность проявления в пространстве (подобно волнам) «всплесков» рудоносности и продуктивного магматизма, чередующихся через шаг ~300 км. На основе этой закономерности следует проверять в выделенных поясах и зонах возможные перспективы в первую очередь тех территорий, которые отстоят от

центра известных скоплений рудных районов и узлов (наиболее продуктивных частей зон) на расстоянии от 30 до 75 км. Иначе говоря, пользуясь палеткой с определенным шагом (~300 км), можно, интерполируя между скоплениями наиболее продуктивных рудных районов и узлов, или экстраполируя пояса и зоны за изученные пределы, намечать позицию суперрайонов.

Волновая периодичность повторения суперрайонов в минерагенических поясах и зонах вдоль их простирания сначала была предсказана теоретически, исходя из анализа уравнения подобия конвекции. Теоретически это диктуется тем, что последовательное снижение вязкости протолита перед его плавлением (в преддверии развития продуктивного магматизма) приводит к волнообразной фрактальной структуре глубинного слоя. Такое естественное изменение вязкости гармонирует с изменением размеров геодинамических и металлогенических систем. То же вытекает из составленного мной уравнения подобия конвекции в земных недрах, согласно которому с уменьшением вязкости на три порядка размер конвективной системы уменьшается на один порядок. Расчеты, проведенные по уравнению, полностью согласуются с закономерным уменьшением вязкости от астеносферы, определенной Е.В.Артюшковым и С.А.Ушаковым, до вязкости лав, установленной при современном извержении вулкана Трайденд [14].

Подчеркнуть здесь генетическую обусловленность наблюдаемой периодичности металлогенических систем побуждает то, что в методологии прогноза весьма мало внимания уделяется периодическому повторению в пространстве территорий с разными перспективами в пределах металлогенических таксонов разного масштабного ранга. Подход к выделению и оценке суперрайонов носит свою специфику. В отличие от иных металлогенических таксонов, которые строго ограничиваются и для которых определяются металлогенический потенциал или прогнозные ресурсы, суперрайоны, по причине обусловленности волновой геодинамикой, не имеют четких границ. Сходным свойством обладают иные, привычные для геолога, структуры, например смежные синклинали и антиклинали. Границы между ними на картах обычно не проводят, а показывают их оси. Подобным образом на приводимых мною схемах показана позиция центров положительных фаз волн. С учетом масштабности таксона приходится отступать от намечаемого центра положительной фазы волны на то или иное расстояние, руководствуясь арсеналом иных критериев перспектив. При этом, естественно, надо учитывать наложенную тектонику, сохранность

продуктивных геологических формаций и доступность их для практики. Продуктивность суперрайонов оценивается лишь качественно по отношению к территориям, расположенным вне их.

Методология неразрывно связана с используемой терминологией. По образному выражению, заимствованному из книги В.Н.Спицнаделя [18, с. 115], «...терминологическая опасность для науки — все равно, что туман для мореплавания». В рецензии А.М.Жирнов искажает мои взгляды, используемую мной терминологию, а потом критикует эти искажения. Во-первых, я не рассматриваю суперрайон как синоним «рудноносная область» и не «параллелирую районы и рудоносные области». Термин рудоносная область в моей статье не встречается. Пишу лишь, что суперрайон соответствует масштабному рангу металлогенической области. Приставка «супер» означает, что рассматриваемый таксон выходит за рамки обычного понимания термина. То есть суперрайон — не рудный район в распространенной его трактовке. Научный термин не должен иметь разночтений. Такие разночтения уже имеются в определении металлогенической области. При едином понимании площадного масштаба этого таксона есть разногласия в трактовке его сущности. По Е.Т.Шаталову, «металлогеническая область — рудоносная площадь, аналогичная по своему значению металлогенической зоне, не имеющая отчетливо выраженной протяженности» [15], а по А.И.Кривцову, это «группы разновременных структурно-формационных зон, возникших в течение одной из стадий тектоно-магматического цикла и характеризующиеся группой геологических, рудных и металлогенических формаций» [11]. Принцип выделения суперрайона иной. Поэтому не следует вносить третье понимание в один и тот же термин. Тем более что недавно большим коллективом авторов во главе с Н.В.Межеловским (см. журнал «Руды и металлы». 2004. № 1) дано иное использование термина, где область сопоставляется с провинцией. Таким образом, вряд ли справедливо утверждение А.М.Жирнова, что термин суперрайон излишний, ошибочный. Относительно же «общепринятой градации металлогенических подразделений» (по А.М.Жирнову) в Российском металлогеническом словаре отмечается: «Существует несколько схем районирования металлогенического, ни одна из которых не является общепринятой» [17, с. 198].

Взявшись обсуждать прогнозные исследования разных металлогенических таксонов, А.М.Жирнов явно не учитывает, что запасы минерального сырья относятся к месторождениям, а не к рудоносным областям и районам. К ним относятся лишь металлогенический потенциал и ресурсы категории Р₃.

Рассматривая методологию прогнозирования месторождений шире, а не только в связи с дискуссией, следует отметить, что терминология требует совершенствования. Существуют разногласия в трактовке даже такого базового понятия металлогении, как рудная формация. Раннее содержание термина соответствовало рудной ассоциации определенного состава. Соединение этой ассоциации с геологическими условиями нахождения месторождений при прогнозных исследованиях отражает иную систему, которой более соответствует наименование формация рудных месторождений, а не термин рудная формация, используемый «по инерции». То же относится и к совершенствованию понятия рудный узел. Если он выделяется не просто как скопление сближенных месторождений одной рудной формации и их рудных полей, а рассматривается как рудно-магматическая система с определенной магматогенной структурой, то требуется на этом делать акцент, выделяя магматогенно-рудный узел. Короче говоря, поднятый вопрос с простым ответом «это правильно, а это неправильно» не вполне правомерен. Он должен опираться, прежде всего, на принципы, которые обеспечивают достижение цели — не приводить к разночтению сущности термина.

В методологическом аспекте в статье А.М.Жирнова проглядывает критика, сходная с критикой генетики в биологии в прошлом веке. Как известно, Г.Мендель сделал фундаментальный вывод о корпускулярной природе наследственности по статистически повторяющимся признакам, не имея в то время возможности непосредственно наблюдать гены. Аналогичным образом развивается концепция периодических геологических систем в связи с глубокой геодинамикой.

В 1875 г. У.Грин опубликовал работу «Следы расплавленного земного шара» [14], в которой отметил, что вулканические центры на Гавайских островах располагаются через 20 англ. миль. Работа У.Грина была забыта, но ее автора можно считать одним из основоположников концепции периодических геологических систем. К весьма важной разработке, заложившей основы волновой природы геодинамики, но, к сожалению, редко вспоминаемой, относится работа голландского ученого Р. Ван Беммелена [23]. В ней выделены разномаштабные геоундации (волны Земли), берущие начало на разных глубинных уровнях, вызывающие поднятия и опускания, определяющие также гравитационный тектогенез. Несмотря на то, что вопросы периодичности структур в ней не поднимались, данная работа, по сути, дала понятие фрактальности общей волновой геодинамической структуры

глубин Земли, которые сейчас принято рассматривать в русле синергетики. Это понятие развивается мной, исходя из разномасштабных структур в соответствии с уравнением подобия, вытекающего из уравнения Рэлея [6].

Третьим основоположником концепции волновой периодичности геодинамических систем следует признать шведского геофизика Х.Рамберга, обосновавшего теоретически и экспериментально периодичность повторения диапиров. В послесловии к его книге В.В.Белоусов отметил: «...перемещение магмы принципиально ничем не отличается от ряда тектонических процессов, например, таких, как образование диапировых куполов...» [16, с. 216]; «Сейчас, наверное, найдется много исследователей, которые усомнятся в том, что все наблюдаемые тектонические деформации можно свести к гравитационной адвекции в земной коре. Однако мало кто будет оспаривать, особенно после прочтения книги Х.Рамберга, что в жизни земной коры этот процесс играет чрезвычайно важную роль» [16, с. 222]. В этой связи вряд ли правомерно в рецензии утверждение: «принципиально невозможно поднятие жидкого расплава в твердом теле». К моей статье оно отношения не имеет, однако не принимает в расчет концепцию зонной плавки А.П.Виноградова.

Теоретическое обоснование существования пространственной периодичности конвективных структур дано в работах [12, 16]. «Возникающее конвективное движение имеет волнообразный характер. Уже в силу неограниченности пространства в горизонтальных направлениях, очевидно, что движение должно обладать периодичностью в горизонтальной плоскости» [12, с. 256].

К настоящему времени накоплен значительный фактический материал по периодичности появления в пространстве вулканов, очаговых и надочаговых структур и связанных с ними магматогенно-рудных узлов в разных геологических обстановках [2, 3, 6]. Например, средние расстояния между соседними вулканами равны или кратны (км) на Галапагосском спрединговом хребте 30,3, Гавайском внутриплитном хребте 29,3, внутриплитном архипелаге Зеленого Мыса в группе Подветренных островов 30, Наветренных островов 29, на Канарских островах 28, Маскаренских — 32,5. Среднее расстояние между крупными кальдерными вулканами Камчатки, по данным С.А.Федотова, составляет 29 км. Шаг или модуль как величина кратных соотношений размеров между центрами колчеданоносных вулканогенно-рудных узлов Южного Урала, Рудного Алтая, Гиссара составляет ~30 км [2]. Сходный шаг намечен для крупных магматогенно-

рудных узлов Восточно-Уральского поднятия с медно-железо-скарновыми и золоторудными (Турьинско-Воронцовский, Масловский и другие узлы) месторождениями, характеризующими металлогению девонского краевого вулканоплутонического пояса. Такой же шаг характерен для дунит-периidotитовых «ножек» лакколлитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации Платиноносного пояса Урала. Периодичность, как отмечал Ф.А.Летников [13], является следствием самоорганизации Земли, т.е. в данном случае относится к генетическому геодинамическому фактору [2, 6]. Структурная самоорганизация недр Земли, происходящая по волновому принципу, определяет ее синергетическую сущность. Принципы синергетики и основанные на них выводы в последние десятилетия находят все большее место при анализе геологических явлений.

Несмотря на все упомянутое, фактор периодичности рудно-магматических систем, имеющий под собой вполне определенную геодинамическую основу, мало используется в методологии прогноза в качестве одного из критериев. То же относится и к новой разработке о периодичности более крупных геодинамических и металлогенических систем.

Утверждение А.М.Жирнова, что «рудноносная область Среднего Урала» «фактически следует непосредственно от г. Челябинск на юг», является очень странным, так как г. Челябинск относится к Южному Уралу. Но самое главное, я не выделяю на Урале «рудноносные области», о которых он пишет, и тем более на Северном Урале «рудноносных областей, аналогичных средне-южноуральским». Это домыслы А.М.Жирнова. В монографии [2] я подробно рассматриваю специфическое отличие Южного Урала от Среднего как по тектонике, так и по металлогении, а в работе [5] особенности Полярного Урала. На Северном и Приполярном Урале геологические формации, продуктивные на цветные металлы и золото, в значительной своей массе глубоко погружены под мощным чехлом кайнозойских толщ. Выделением суперрайонов на Урале намечаются лишь отрезки по его простиранию, наиболее перспективные относительно расположенных рядом с севера и юга, о чем пишу в начале статьи.

Вопросы об астеносфере в рецензии поставлены весьма некорректно и содержат долю лукавства. Например, относительно Урала: «А где же реальная поверхность астеносферы под указанным поясом?». Вопрос свидетельствует о том, что А.М.Жирнов не учитывает, что современная структура глубин Земли не отвечает той, которая была в палеозое. И тому есть, по крайней мере, две причины. Во-первых, практически все ранне- и среднепалеозойские зоны Урала в современной его структуре надвину-

ты на край Восточно-Европейской платформы [2, 5]. Во-вторых, если бы астеносфера сохранилась такой, какой была в то время, то на Урале происходили бы процессы те же, что и раньше, но их, естественно, нет.

Лукавство или отсутствие логики в отношении Восточной Сибири состоит в том, что А.М.Жирнов ссылается на работу, обосновывающую отсутствие астеносферы под платформой. Вместе с тем, он считает, что схема строения Восточной Сибири с меридиональным простиранием зон глубинных неоднородностей [7] является единственно правильной в качестве обоснования ориентировки всех структур, контролирующих размещение проявлений кимберлитов. При этом забывается, что упомянутые зоны выделены по данным ГСЗ и МТЗ, а в легенде к схеме две из зон определяются на глубине астенолинзами. Магнитотеллурическим зондированием, как известно, выделяются глубинные зоны повышенной проводимости. Сопоставление их с астеносферой или астенолинзами исходит из допущения, что повышение проводимости обусловлено возрастанием флюидизации (частичного расплавления). Следует отметить, что авторы [7] указывают в тексте на наличие структур нескольких направлений. Однако А.М.Жирнов пишет, что нет никаких оснований для выделения Чадобецко-Оленекской и Накынско-Мирнинской минерагенических зон вдоль линеаментов, которые не охарактеризованы и чем представлены неизвестно. Именно факт отсутствия астеносферы заставил меня искать иные причины гравитационной неустойчивости под платформой. Причиной неустойчивости может быть увеличение вертикальной мощности разуплотненных слоев на глубине в смыкающем крыле флексуры. Подробно этот вопрос рассмотрен в статье [4], на которую имеется ссылка. Кратко напомним, что обе названные зоны имеют северо-восточное простирание. Первая из них является ранее выделенной и охарактеризованной А.Д.Харькивым с соавторами Далдыно-Оленекской зоной с экстраполяцией к юго-западу, а вторая с такой же экстраполяцией соответствует Накынско-Мирнинской зоне в трудах В.И.Ваганова. Упомянутыми авторами и мной зоны выделяются по принципу объединения единым контуром линейной цепочки территорий с проявлениями кимберлитов и наличием алмазов. То есть принят принцип, широко используемый в геологии. Например, аналогичным образом выделяется Платиноносный пояс на Урале как цепочка массивов магматических пород. В связи со сложностью точной характеристики тектонической структуры узкие алмазоносные зоны названы линеаментами. Таким же образом ранее выделялись алмазоносные

линеаменты на территории Бразилии [19]. То, что линеаменты (зоны) попадают в разные геологические обстановки, не служит препятствием для их выделения. Ранее А.Д.Харькив с соавторами проводил Далдыно-Оленекскую зону через две субпровинции [22]. К зонам иного простирания ($\sim 330^\circ$), но не меридионального, относится та, которая захватывает восток–северо-восточный край Анабарского щита. Такое же простирание имеют архейские толщи на Анабарском щите, что отчетливо видно на любой геологической карте Советского Союза. По названным причинам вряд ли следует обсуждать вывод А.М.Жирнова, что выделять зоны такого направления «неверно», поскольку рассматриваемая территория «со своим планом геолого-структурных дислокаций и реальных металлоносных зон и рудных полей имеет в целом меридиональную ориентировку». Тем более, ссылка на работу [7] здесь неуместна, так как «металлоносные зоны и рудные поля» в ней не рассматриваются.

К недопустимым для научной дискуссии отношению искажения, меняющие смысл моего текста. Например, в моей статье говорится о волновой закономерности всплесков продуктивного магматизма. **Эта закономерность следует как из тектонофизических теоретических и экспериментальных исследований явлений конвекции и ее частного случая адвекции, так и из реальных геологических наблюдений.** А.М.Жирнов же приписывает мне, что я устанавливаю реальными геологическими наблюдениями саму конвекцию, а не отмеченную закономерность. После этого искажения следует несуразный вопрос: «Как кто-то смог опуститься на 100–300 км в глубь Земли» и провести там реальные геологические наблюдения конвекции и адвекции? При этом не принимается во внимание, что волновые осложнения верхней части астеносферы того же размерного порядка устанавливаются по плотности очагов землетрясений под окраинными морями, к западу от островных дуг Курильской и Тонга, на что имеются ссылки [2, 3].

Небрежность в прочтении текста отмечается многократно. Так, появились «супертеррейны» вместо суреррайонов, «флексуры (линеаменты), обусловленные волновыми короблениями литосферы», вместо «ожидаемые максимумы положительных фаз волновых короблений литосферы вдоль простирания флексуры (линеамента), обеспечивающих максимальную возможность развития магматизма...». Приписывает мне А.М.Жирнов весьма сомнительные по смыслу фразы, которые мне не принадлежат, например: «Далее автор утверждает, что магматизм и эндогенные месторождения образуются на участках волновых осложнений астено-

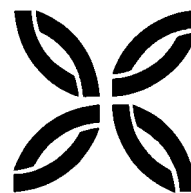
сферы». Нет смысла перечислять все искажения и неточности. Кстати, небрежно с астеносферой А.М.Жирнов обращается и в своей статье [10], где в условных обозначениях к рис. 4 поверхность Мохоровичича именуется как установленные границы выступов перегретой астеносферы.

Ну, а далее замечания А.М.Жирнова, определенные им как «удручающая картина», относительно моих построений по Восточной Сибири, не относятся к научной дискуссии. Приведу пояснения. На топографических картах обзорного масштаба меридианы изображаются в виде вертикальных линий только в прямоугольной проекции Меркатора, обеспечивая отсутствие угловых искажений. Существенным недостатком этой проекции для изображения геологической ситуации является значительное искажение линейных размеров и площадей. Для отображения периодичности размещения геологических объектов через определенное расстояние это особенно важно. Для топографической основы приводимого мной рисунка взята карта Восточной Сибири и Дальнего Востока из Атласа офицера [1], построенная в конической проекции, как и большинство геологических карт Советского Союза. На таких картах вертикальным изображаются меридиан в центре карты, где искажения минимальны. На взятой мной топографической основе такую позицию занимает меридиан 130° в.д., который на рисунке занимает вертикальную позицию. Вблизи других меридианов искажения более значительны. По этой же причине относительно прямолинейные линеаменты показаны кривыми.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Атлас офицера*. – М.: Военно-топографическое управление, 1974.
2. *Барышев А.Н.* Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. – М.: ЦНИГРИ, 1999.
3. *Барышев А.Н.* Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 6–11.
4. *Барышев А.Н.* Периодическое размещение алмазоносных систем и смежные проблемы геологии алмазов // Отечественная геология. 2006. № 6. С. 20–35.
5. *Барышев А.Н.* Тектоника, геодинамика и металлогения Полярного Урала // Руды и металлы. 2007. № 1. С. 24–33.
6. *Барышев А.Н.* Периодические геодинамические и металлогенические системы и их синергетика // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. М., 2010. Т. 2. С.398–414.
7. *Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарёв Д.А.* Алмазоносные провинции, зоны и прогнозные площади юга Сибирской платформы // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 22–29.
8. *Белоусов В.В.* Основы геотектоники. – М.: Недра, 1975.
9. *Гончаров М.А., Талицкий В.И., Фролова Н.С.* Введение в тектонофизику. – М.: КДУ, 2005.
10. *Жирнов А.М.* Мифы мобилизма и реальная тектоника // Отечественная геология. 2011. № 2. С. 87–94.
11. *Кривцов А.И.* Металлогения и прогноз рудоносности. – М.: МГРИ, 1985.
12. *Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М.* Механика сплошных сред. – М.: Гостехиздат, 1954.
13. *Летников Ф.А.* Периодические явления в литосфере // Рудная синергетика. Тр. ЦНИГРИ, 1990. Вып. 244. С. 4–13.
14. *Лучицкий И.В.* Основы палеовулканологии. Т. 1. – М.: Наука, 1971.
15. *Обзор геологических понятий и терминов в применении к металлогении* / Под ред. Е.Т.Шаталова. – М.: Изд. АН СССР, 1963.
16. *Х.Рамберг* Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. – М.: Мир, 1970.
17. *Российский металлогенический словарь*. – СПб.: ВСГЕИ, 2003.
18. *Спицнадель В.Н.* Основы системного анализа. Учебное пособие. – СПб.: Издательский дом «Бизнес-пресса», 2000.
19. *Томпкинс Л.* Структурное положение кимберлитов Бразилии и их алмазоносность // Геология и геофизика. 1992. № 10. С. 108–117.
20. *Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика* / Под ред. Н.Б.Дортман. – М.: Недра, 1984.
21. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. – М.: МГУ, 1995.
22. *Харьков А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И.* Коренные месторождения алмазов мира. – М.: Недра, 1998.
23. *Bemmelen R.W. van.* The undation theory of development of the Earth's crust // Trans. Int. Geol. Congr., XVI ses. USA. 1933. Vol. II. 1936.
24. *Hütte*, справочная книга для инженеров. Ч. 1. Берлин: БИИТ ВСНХ, 1926.

ПАМЯТНЫЕ ДАТЫ



К 100-ЛЕТИЮ СО ДНЯ РОЖДЕНИЯ МАРИИ БОРИСОВНЫ БОРОДАЕВСКОЙ

Мария Борисовна Бородаевская — выдающийся ученый и блестящий организатор науки — родилась 9 декабря 1911 г. в г. Тбилиси в семье преподавателей. Она с увлечением училась в Московском геологоразведочном институте и окончила его в 1934 г. хорошо подготовленным специалистом-петрографом. В ЦНИГРИЗолото пришла в 1936 г. — в момент его становления как научной организации. С тех пор вся ее профессиональная жизнь и судьба были связаны с ростом и развитием института. Она стояла у истоков основных современных направлений научной деятельности ЦНИГРИ.

Научные разработки М.Б.Бородаевской по геолого-генетическим основам прогноза, поискам и оценке месторождений цветных и благородных металлов на многие годы стали фундаментальной базой в геологической сфере страны. Наибольший вклад в геологическую науку и практику она внесла на Урале, что способствовало развитию и укреплению сырьевой базы золота и меди этого региона. Много сил и творческого энтузиазма на протяжении более 20 лет М.Б.Бородаевская отдала изучению золоторудных месторождений и процессов их формирования в различных условиях. Эти работы были направлены на укрепление сырьевой базы действующих золоторудных комбинатов, увеличение добычи золота.

Во время Великой Отечественной войны М.Б.Бородаевская работала начальником уральских геологических партий, решая важнейшие задачи роста золотодобычи. При изучении Березовского рудного поля совместно с Николаем Ивановичем Бородаевским, верным спутником жизни Марии Борисовны, были получены выдающиеся научные и прикладные результаты. На основе изучения окорудных березитов и листовенитов Березовского поля в 1943 г. М.Б.Бородаевская защитила кандидатскую диссертацию. В 1947 г. вышла в свет монография «Березовское рудное поле», которая до сих пор является примером всестороннего и глубокого изучения рудных полей и месторождений.

В 1949 г. М.Б.Бородаевская защитила докторскую диссертацию, посвященную роли магматизма в образовании золоторудных месторождений. Развивая идеи Ю.А.Билина и Д.Харкера, выполнила серию работ по проблеме связи золоторудных объектов с малыми интрузиями. В неполных 38 лет она — первый доктор геолого-минералогических наук в ЦНИГРИ.

С 1959 г. имя М.Б.Бородаевской неразрывно связано с успехами в области решения проблем колчеданных месторождений, которые, по мнению В.Линдгрена, в те времена были наиболее загадочными из известных рудных образований. Она стала тем центром творческой мысли и действий, около которого группировались молодые исследователи, впоследствии выросшие под ее руководством в высококвалифицированных и широко известных специалистов. Талант геолога, исследователя, организатора, весь опыт предыдущей работы, трудолюбие и энтузиазм позволили М.Б.Бородаевской создать новое направление в изучении рудных месторождений — рудно-формационный анализ. Начав с изучения отдельных колчеданных месторождений, она пришла к крупным теоретическим выводам. В 60-е годы ею разработаны новые методы изучения рудных полей и месторождений, которые обобщены в книге «Некоторые вопросы методики геологических исследований при детальном съемках колчеданных месторождений Южного Урала» (1965).





Рудник Ключи, Восточное Забайкалье, 1952 г. Вторая слева — М.Б.Бородаевская, третья — Н.В.Петровская

Теоретические, методические и прикладные работы М.Б.Бородаевской направлены на выявление общих закономерностей размещения и формирования колчеданных месторождений. Она — один из основоположников школы рудно-формационного анализа месторождений цветных металлов и создатель современных теоретических и геолого-методических основ прогноза, поисков и оценки этих месторождений. Реализация ее разработок на Урале и в других колчеданосных провинциях позволила оценить их перспективы и определить на многие годы направления геологоразведочных работ, способствующие открытию новых промышленных объектов. Детальное изучение Гайского, Учалинско-Верхнеуральского, Средне-Орского, Домбаровского, Бурибай-Маканского и Подольского рудных районов привели к открытию Восточной зоны Гайского месторождения,

Юбилейного, Подольского, Талганского, Западно-Озерного, Молодежного и других месторождений.

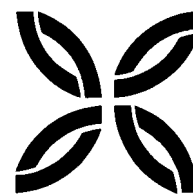
Создав научную школу исследователей и работая в творческом коллективе, Мария Борисовна всегда стремилась продемонстрировать итоги работ в коллективных публикациях. Большинство ее работ созданы в соавторстве с учениками и последователями. Наиболее известны монографии «Геологическое строение Гайского рудного поля и условия локализации в нем медноколчеданного оруденения (Южный Урал)» (1968), «Месторождения золота» в трехтомнике «Рудные месторождения СССР» (1974, 1978), «Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций» (1977), «Колчеданные месторождения мира» (1979), «Поиски меднорудных месторождений» (1985), «Принципы и методы прогноза скрытых месторождений меди, никеля и кобальта» (1987), «Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд» (1992) и др.

Более 20 лет М.Б.Бородаевская возглавляла отдел геологии рудных месторождений, а затем отдел месторождений цветных металлов ЦНИГРИ, много лет была куратором Мингео СССР, председателем экспертных комиссий по общесоюзным и региональным минерально-сырьевым проблемам.

Научная и организационная деятельность М.Б.Бородаевской отмечены орденами Трудового Красного Знамени, Дружбы Народов, Октябрьской Революции, двумя орденами «Знак Почета» и медалями, а также отраслевыми наградами.

Марию Борисовну отличали разносторонний творческий и организаторский талант, высочайшая работоспособность, твердый характер и целеустремленность, счастливо сочетавшиеся с добротой, отзывчивостью к людям, непритязательностью в быту. Ее научная добросовестность и неукротимая энергия в стремлении к познанию — образец высокого служения науке. Выдающийся ученый М.Б.Бородаевская прожила большую, яркую жизнь человека, влюбленно-го в геологию, отдавшего ей все свои силы.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



6 октября 2011 г. исполнилось 75 лет кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений благородных металлов ЦНИГРИ **Надежде Павловне Варгуниной**. Н.П.Варгунина работает в институте с 1978 г. Она — высококвалифицированный специалист в области минералогии и геохимии, владеющий широким комплексом геохимических методов поисков рудных месторождений. Занималась изучением геохимии и минералогии золотых и золото-серебряных месторождений Северо-Востока России (Дукат), Енисейского края (Олимпиада), Кузнецкого Ала-Тау (Коммунар), Тянь-Шаня (Кумтор, Кочбулак, Талдыбулак). В 1990–2000 гг. принимала участие в разработке прогнозно-поисковых моделей месторождений благородных и цветных металлов и алмазов, а также в создании методических руководств по поискам и разведке золоторудных объектов, получивших широкое признание у геологов производственных организаций Мингео СССР и Российской Федерации. Ею опубликовано более 50 научных трудов.



В настоящее время Н.П.Варгунина занимается обобщением геохимических данных по территории Верхояно-Колымского и Чукотского регионов.

Поздравляем Надежду Павловну с юбилеем, желаем здоровья, успехов в работе и личной жизни.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

18 ноября 2011 г. исполнилось 75 лет кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела геологии, методов поисков и экономики месторождений благородных металлов ЦНИГРИ **Татьяне Николаевне Косовец**.

Т.Н.Косовец работает в институте с 1963 г. Занималась изучением свинцово-цинковых месторождений Садонского района (1963–1967 гг.), золоторудных месторождений Закавказья (1967–1973 гг.). Исследованию структур и минералогии Личквас-Тейского месторождения посвящена ее кандидатская диссертация. В последующие годы работала на Дальнем Востоке, в Приамурье, Приморье, Средней Азии, Сибири. Участвовала в подготовке геологической основы по крупному месторождению Многовершинное в Хабаровском крае, разработке многофакторных моделей золоторудных полей и месторождений как основы прогнозно-поисковых комплексов (1990–2006 гг.), была куратором по золоту в Приморском крае (1981–1990 гг.). На материалах по золото-серебряным месторождениям Средней Азии (Каульды, Кызылалмасай и др.) ею разработаны методические рекомендации по ведению детальных прогнозных и поисковых работ в районах с недостаточно обеспеченной минерально-сырьевой базой. В настоящее время занимается анализом и обобщением изотопных данных по различным золоторудным месторождениям.



Т.Н.Косовец опубликовано более 70 научных работ. За достижения в области рудной геологии она награждена знаком «Отличник разведки недр».

Поздравляем Татьяну Николаевну с юбилеем, желаем здоровья, успехов в работе и личной жизни.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



7 ноября 2011 г. исполнилось 70 лет **Нине Григорьевне Петраш** — ведущему научному сотруднику сектора оптимизации технико-экономической оценки месторождений рудных узлов и районов ЦНИГРИ.

Н.Г.Петраш занимается геолого-экономической оценкой рудных месторождений с 1966 г.: 1966–1975 гг. — в системе Минцветмет СССР, 1975–1992 гг. — в ГКЗ СССР, с 1992 г. по настоящее время — в ЦНИГРИ. Ею выполнена экспертиза более 100 месторождений, в том числе уникальных по масштабу (Дукат, Кумтор, Коунрад и др).

В ЦНИГРИ Н.Г.Петраш — ответственный исполнитель госбюджетной тематики по разработке методик комплексной геолого-экономической оценки регионов, рудных районов и месторождений. Ею создано около десяти методик и методических рекомендаций, используемых в процессе разработки технико-экономических обоснований временных и постоянных кондиций, выполняемых на договорной основе с недропользователями, а по уникальным объектам — с Роснедра.

Н.Г.Петраш осуществила геолого-экономическую оценку и обоснование кондиций по 26 рудным месторождениям, включая золоторудные (Воронцовское в Свердловской области и Кючус в Республике Саха (Якутия), платинометальное (Вуручайвенч в Карелии), свинцово-цинковые (Озерное, Холоднинское), алмазное (трубка им. В.Гриба в Архангельской области) и др. Была одним из главных исполнителей по переоценке и обоснованию новых постоянных кондиций золоторудного месторождения Сухой Лог в Иркутской области. Подсчитанные и утвержденные ГКЗ Роснедра запасы золота для этого объекта удваивают его балансовые и утраивают общие (балансовые и забалансовые) показатели. В настоящее время восемь из этих объектов вовлечены или подготавливаются к промышленному освоению.

В 2011 г. Н.Г.Петраш завершены геолого-экономическая оценка и обоснование кондиций по медно-порфировому месторождению Песчанка (Чукотский АО), свинцово-цинковому — Сардана (Якутия), золоторудным — Дразное (Якутия), Клен (Чукотка). Обоснованы новые кондиции по свинцово-цинковым объектам Джимидонского рудного поля в Северной Осетии, существенно (в 2 раза) расширяющие сырьевую базу этого важного региона.

Достижения Нины Григорьевны оказались возможны не только благодаря высокой профессиональной подготовке, но и огромному трудолюбию, высокой культуре и организации труда. За научные и практические достижения она награждена знаками «Отличник разведки недр», «Почетный разведчик недр», грамотами Минприроды России.

Поздравляем Нину Григорьевну с юбилеем, желаем здоровья, дальнейших творческих успехов.

Ученый совет ЦНИГРИ

Редколлегия журнала



18 октября 2011 г. исполнилось 75 лет кандидату химических наук, заведующему лабораторией пробирного анализа отдела аналитических исследований ЦНИГРИ **Борису Львовичу Серебряному**.

Б.Л.Серебряный работает в институте с 1960 г. после окончания химического факультета Пермского государственного университета. Он прошел путь от техника тематической партии, мастера, младшего и старшего научного сотрудника до заведующего лабораторией специальных методов анализа. В 1976 г. защитил кандидатскую диссертацию. С 2000 по 2005 гг. трудовая деятельность Б.Л.Серебряного в ЦНИГРИ прерывается. С февраля 2006 г. он принят на работу в ЦНИГРИ на должность заведующего лабораторией пробирного анализа.

Б.Л.Серебряный — высококвалифицированный специалист в области аналитической химии. Им разработаны, аттестованы и внедрены в геологическое производство методики определения золота, серебра и платиновых металлов радиоактивным методом. Он является разработчиком экстракционного метода выделения меди, цинка, кобальта и ряда других металлов с последующим их определением физико-химическими методами. При его участии разработана и внедрена методика термохимического определения мелких алмазов в рудах и флотационных концентратах, а также новые термохимические схемы доводки концентратов синтетических алмазов. В последние

годы под научным руководством Б.Л.Серебряного разработаны и метрологически аттестованы отраслевые методики по пробирному анализу руд золота с применением щелочной плавки.

Б.Л.Серебряный — автор более 50 научных трудов, имеет авторские свидетельства на изобретение и патент РФ на новый способ пробирной низкотемпературной плавки. Отличается большим трудолюбием, ответственностью за порученное дело, добротой и отзывчивостью. В коллективе пользуется заслуженным уважением. Его трудовые достижения отмечены знаком «Отличник разведки недр», грамотами и благодарностями Минприроды России и ЦНИГРИ.

Поздравляем Бориса Львовича с юбилеем, желаем крепкого здоровья, долгих лет жизни, дальнейших успехов в научной деятельности.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Борису Дмитриевичу Углову — доктору геолого-минералогических наук, ведущему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов ЦНИГРИ — 10 ноября 2011 г. исполнилось 70 лет.

Изучением геологии и минеральных ресурсов Мирового океана Б.Д.Углов занимается с 1965 г. В НИПИОкеангеофизика он проводил регулярные геофизические съемки на Черном, Каспийском, Аральском, Средиземном морях и в Мировом океане. Им создан ряд образцов высокоточной цифровой морской магнитометрической и градиентометрической аппаратуры, внесен значительный вклад в комплексную интерпретацию морских геофизических данных. Аппаратурные разработки, созданные под руководством Б.Д.Углова, экспонировались на международных выставках «Геоэкспо-84» (г. Москва), «Океанэкспо-80 и -83» (г. Бордо, Франция), на ВДНХ СССР и были отмечены медалями.

С 1989 г. Б.Д.Углов работает в ЦНИГРИ. Возглавлял лабораторию геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. Под его руководством составлен Геолого-геофизический атлас Анголо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского трансокеанских геотраверзов в электронной и полиграфической версиях, обобщающий фундаментальные геолого-геофизические исследования советских и российских организаций в Мировом океане, создан электронный геолого-геофизический атлас Средиземноморского региона. В последнее время активно участвовал в разработке практических рекомендаций по оценке рудной массы залежей глубоководных полиметаллических сульфидов в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта, а также непосредственно в рейсах научно-исследовательского судна «Профессор Логачев» (ФГУНПП «ПМГРЭ»).

Б.Д.Угловым опубликовано более 100 научных работ, в том числе семь монографий, главные из которых «Геоструктуры и минерагения Средиземноморья» и «Геоструктуры и минерагения Западно-Тихоокеанской переходной зоны». Он — член Ученого совета ЦНИГРИ, постоянный участник международных и всероссийских съездов, конференций и совещаний, совпадающих с областью его научных интересов.

За научные и производственные достижения награжден медалью в честь 300-летия Российского флота, памятным знаком в честь 300-летия Российской геологической службы, грамотами и благодарностями Мингео СССР, Минприроды России.

Поздравляем Бориса Дмитриевича с юбилеем, желаем здоровья, дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*



ПАМЯТИ МАРГАРИТЫ СЕРГЕЕВНЫ МИХАЙЛОВОЙ



07.12.1934–28.10.2011

28 октября 2011 г. после тяжелой болезни скончалась Маргарита Сергеевна Михайлова, связавшая всю свою творческую жизнь с нашим институтом. В ЦНИГРИ она пришла в 1957 г. после окончания Московского геологоразведочного института. Прошла путь от старшего лаборанта до старшего научного сотрудника. В 1969 г. защитила кандидатскую диссертацию.

Полученные знания и опыт практической работы позволили ей решать сложные геологические задачи. Прекрасное знание конкретного геологического материала, высокая научная эрудиция и творческий подход предопределили вклад Маргариты Сергеевны в разработку направлений геологоразведочных работ и научных исследований на территории Дальнего Востока. Ее знания и высокие организаторские способности во многом обусловили успешное решение задач по геологическому обоснованию подсчета запасов на Многовершинном, Покровском и Зун-Холбинском золоторудных месторождениях. Особенно ярко ее прекрасное знание геологии золоторудных месторождений проявилось при подготовке в 90-е годы «Прогнозно-металлогенической карты золотоносности России», которая явилась основой для планирования геологоразведочных работ на перспективу. В последние годы М.С.Михайлова занималась научно-методическим сопровождением поисковых и поисково-оценочных работ, выполняемых на Дальнем Востоке и юге Сибири.

За многолетний добросовестный труд награждена медалями «Ветеран труда», «В память 850-летия Москвы», знаком «Отличник разведки недр», Почетными грамотами Министерства геологии.

За доброжелательность, отзывчивость в сочетании с высокой требовательностью М.С.Михайлова пользовалась уважением у коллег.

Выражаем искреннее соболезнование родным и близким Маргариты Сергеевны. Светлая память о ней навсегда сохранится в наших сердцах.

*Дирекция ЦНИГРИ
Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

СПИСОК СТАТЕЙ, ОПУБЛИКОВАННЫХ В ЖУРНАЛЕ «РУДЫ И МЕТАЛЛЫ» В 2011 ГОДУ

Недропользование

Вартанян С.С., Волчков А.Г. Научно-методическое сопровождение и его роль в повышении эффективности и результативности геологоразведочных работ. № 1. С. 5.

Халезов А.Б. Перспективы и проблемы промышленного освоения месторождений меди верхнепермской красноцветной формации Западного Предуралья (способами скважинного и кучного выщелачивания). № 5. С. 5.

Прикладная металлогения

Беляев Е.В. Минералого-петрографические особенности пород Патинского полиформационного массива, Горная Шория. № 6. С. 21.

Вихтер Б.Я. Металлоносные черные сланцы и песчано-сланцевые терригенные комплексы: различия и перспективы золотоносности. № 6. С. 5.

Грошев Н.Ю., Савченко Е.Э. Риф Невидимый — новый уровень малосульфидной платинометальной минерализации в массиве Федоровой тундры, Колыский полуостров. № 5. С. 15.

Константинов М.М. Золотоносные осадочные формации. № 2. С. 4.

Коробков И.Г., Шахурдина Н.К. Структуры осадочного чехла кимберлитовых полей Западной Якутии как основа локального прогноза новых коренных источников алмазов. № 5. С. 27.

Кузнецова И.В., Моисеенко В.Г. Поведение золота и свинца в зоне гипергенеза. № 2. С. 24.

Лихачев А.П. Выделение перспективно рудоносных структур по глубинным геофизическим данным. № 6. С. 14.

Лихачев А.П., Ручкин Г.В. К геологической интерпретации глубинных геофизических данных. № 2. С. 16.

Савельев Д.Е., Федосеев В.Б. Сегрегационный механизм формирования тел хромитов в ультрабазитах складчатых поясов. № 5. С. 35.

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Алексеев Я.В. Оценка сбалансированности основных показателей минерально-сырьевого обеспечения для обоснования воспроизводства сырьевой базы полезных ископаемых. № 5. С. 52.

Исакович И.З. Карбонатная минерализация на золоторудных месторождениях черносланцевых толщ и ее поисковое значение. № 2. С. 37.

Косовец Т.Н., Орлова Г.Ю. Минералого-геохимические критерии прогноза и поисков стратиформного золото-кварцевого оруденения (на примере Дуэт-Бриндакитского рудного поля). № 6. С. 36.

Секисов А.Г., Барабашева Е.Е., Манзырев Д.В. Ядерно-геохимические и палеобиогеохимические предпосылки поисков оруденения с дисперсным золотом на территории Забайкальского края. № 2. С. 32.

Серокуров Ю.Н. Структурно-энергетические признаки локализации кимберлитового магматизма на древних платформах. № 6. С. 28.

Татаринов А.В., Яловик Г.А., Яловик Л.И. Нетрадиционные методы локального прогнозирования, оценки продуктивности золотого оруденения в углеводистых комплексах Кулар-Нерского сланцевого пояса. № 5. С. 43.

Яблокова С.В., Миляев С.А., Позднякова Н.Н. Новые данные по типохимизму самородного золота в различных типах месторождений. № 2. С. 28.

Строение рудных месторождений

Абрамов Б.Н., Манзырев Д.В. Петрохимические, геохимические особенности интрузивных и эксплозивных пород Илинского золоторудного месторождения, Восточное Забайкалье. № 6. С. 52.

Алимов Ш.П., Цой В.Д., Королева И.В. Природные типы руд месторождения Балпантау. № 1. С. 36.

Ариффулов Ч.Х., Арсентьева И.В., Щегольков Ю.В. О длиннопризматическом пирите в золотоносных черносланцевых отложениях Кировско-Кваркенского рудного района, Восточное Оренбуржье. № 5. С. 78.

Гусев И.М., Аристов В.В. Литология и условия осадконакопления золотоносных толщ позднего нория центральной части Яно-Колымской золотоносной металлогенической провинции, Республика Якутия. № 1. С. 11.

Ежков Ю.Б., Рахимов Р.Р., Новикова И.В. Газнок — первое в Узбекистане перигранитное золото-редкометальное месторождение в карбонатных породах. № 6. С. 57.

Знаменский С.Е. Деформационные структуры Балта-Тауского и Бакр-Узякского колчеданных месторождений Магнитогорской мегазоны, Южный Урал. № 5. С. 69.

Зубова Т.П. Закономерности изменения вещественного состава в ряду кора выветривания – россыпь на примере Июньского месторождения Северо-Восточного Салаира. № 2. С. 46.

Рафаилович М.С. Крупнотоннажные месторождения золота и цветных металлов Казахстана. № 1. С. 23.

Рундквист Т.В., Припачкин П.В., Гребнев Р.А., Севостьянов А.Ю., Мирошникова Я.А. Геологическое строение и особенности локализации платинометального оруденения в восточной части Южноопчинского мафит-ультрамафитового массива, Колыский полуостров. № 5. С. 58.

Рычагов С.Н., Щегольков Ю.В. Минеральные новообразования на поверхности зерен пирита Нижнекошелевской геотермальной аномалии, Южная Камчатка. № 2. С. 52.

Халезов А.Б. Возможные разновидности месторождений урана типа «несогласия» в фанерозое. № 1. С. 43.

Шатагин Н.Н., Лотфи Баши А. Признаки опрокинутого залегания четвертой залежи Белоусовского колчеданно-полиметаллического месторождения, Рудный Алтай. № 6. С. 45.

Дискуссии

Барышев А.Н. Суперрайоны как высокопродуктивные области минерагенических поясов и зон с месторождениями цветных металлов, золота и алмазов: тектонофизические и геологические основы их позиции. № 1. С. 47.

Барышев А.Н. К дискуссии по некоторым аспектам геодинамических основ металлогении и о методологии прогноза месторождений. № 6. С. 70.

Жирнов А.М. О необоснованности прогноза суперрайонов с золото-полиметальными и алмазными месторождениями на основе процессов конвекции и адвекции в мантии Земли. № 6. С. 68.

Зарубежный опыт

Кубанцев И.А. Эффективность геологоразведочных работ на золото: изменения во времени и их причины, по оценке аналитиков компании *Gold Fields Ltd.* № 1. С. 53.

Рецензии

Коваленкер В.А. О книге А.Е.Кабо «Актепинское сереборудное поле в Узбекистане — новый объект пятиэлементной формации». № 1. С. 64.

Страницы истории

Лихачев А.П. Программа «Оливин» — вклад ЦНИГРИ. № 1. С. 67.

Новости, информация

Седельникова Г.В. XXV Международный конгресс по обогащению полезных ископаемых IMPC-2010. № 1. С. 72.

Тезисы докладов научно-практической конференции «Научно-методические основы прогноза поисков и оценки месторождений твердых полезных ископаемых — состояние и перспективы» памяти Анатолия Ивановича Кривцова, 24–25 мая 2011 г., ЦНИГРИ, г. Москва. № 3–4. 176 с.

Памятные даты

К столетию М.Б.Бородаевской. № 6. С. 77.

Поздравляем с юбилеем

Н.А.Леонову (№ 1), Б.И.Беневольского, Л.А.Николаеву (№ 2), Ю.Г.Зорину, Т.В.Шведову, В.Д.Конкина, И.В.Морозова, В.П.Филиппова (№ 5), Н.П.Варгунину, Т.Н.Косовец, Н.Г.Петраш, Б.Л.Серебряного, Б.Д.Углова (№ 6).

Памяти

И.С.Чанышева (№ 5), М.С.Михайловой (№ 6).