

ИЗВЕСТИЯ

**Уральской государственной
горно-геологической
академии**

сер. Геология и геофизика

10 • 2000



Екатеринбург

Министерство образования Российской Федерации
Уральская государственная горно-геологическая академия

ИЗВЕСТИЯ

Уральской государственной
горно-геологической
академии

СЕРИЯ:

ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Вып. 10. 2000

Екатеринбург

ГЛАВНАЯ РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
ИЗВЕСТИЙ УРАЛЬСКОЙ ГОСУДАРСТВЕННОЙ
ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ АКАДЕМИИ

Академик АЕН РФ, проф. И.В. Дементьев (главный редактор)

Проф. В.П. Алексеев, доц. Т.П. Бебенина, проф. О.Н. Грязнов (зам. гл. редактора),
проф. Э.С. Лапин, доц. Ю.И. Лель, проф. М.Б. Носырев, проф. В.М. Сапожников,
Л.В. Устяницева (ответственный секретарь), проф. В.С. Хохряков

АБСТРАКТЫ ТОЧНОСТНЫХ
ИЗОЛЮЦИОННЫХ
СЕРИЙ: ГЕОЛОГИЯ И ГЕОФИЗИКА

Проф. В.П. Алексеев (ответственный редактор)

Проф. А.Г. Баранников, проф. В.И.Бондарев, проф. А.В.Давыдов, проф. В.А.Душин, проф. Э.Ф.Емлин, доц. И.В.Абатурова (ответственный секретарь), проф. В.М.Сапожников (зам. ответственного редактора)

СОДЕРЖАНИЕ

I. ОБЩАЯ, ИСТОРИЧЕСКАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

Паник С.Г. Формирование Земли: геолого-астрономический аспект.....	7
Богоявлепская О.В. Опыт эколого-стратиграфического изучения органогенных построек (на примере среднего-верхнего девона западного борта Магнитогорского синклория).....	12
Богоявлепская О.В., Снигирева М.И. Эвстатические колебания уровня девонского бассейна на восточном склоне Северного Урала.....	18
Зыкова Л.И. Рифейские углеродсодержащие породы Полярного Урала.....	21
Довгопольй В.Н. Фосфатоносные районы Полярного Урала.....	24
Попова О.М. Петрография мезозойского магматизма Полярного Урала.....	28

II. МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

Малахов И.А., Бушарина С.В. Состав типоморфных минералов – спутников алмазов в разновозрастных терригенных породах Красновишерского района на Северном Урале как индикатор их происхождения.....	33
Попов М.И. Позднеberillиевая минерализация – новый вид отраночно-коллекционного сырья Марининского месторождения (Уральские изумрудные копи).....	43
Дружинина Н.М. К вопросу о генезисе южноуральских яшм.....	48
Суставов С.Г., Капонеров А.А. Минералы зоны окисления свинцового Уткинского рудника (Средний Урал).....	60
Пономарев В.С. Лантит и линарит из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения.....	68
Кронинцев С.Ю. Хромовый андралит из Ново-каркодинского месторождения демантонца.....	72
Клейменов Д.А., Ерохин Ю.В., Пономарев В.С. Корнваллит из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения.....	78
Суставов О.А., Шамуратова Н.С. Полосчатая текстура сульфицио-кварцевого прожилка из центральной части Шарташского гранитного массива.....	82
Малахов И.А. О проблеме происхождения зональных массивов Урала и содержащихся в них платины и платиноидов.....	84

III. ГЕОЛОГИЯ, ПРОГНОЗИРОВАНИЕ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рапопорт М.С., Кузовков Г.И. Ожидаемые типы коренной алмазоносности Урала.....	93
Душкин В.А., Малюгин А.А., Серлюкова О.П., Костюк Б.Ф., Попов С.Н. Перспективы коренной алмазоносности Арктического Урала.....	100
Верховцев В.А., Душкин В.А. О перспективах обнаружения комплексных урановых месторождений «типа несогласия» на севере Урала.....	108
Баранникова А.Г., Абакумов И.В., Угрюмов А.Н., Чепчугов С.А. О золотоносности Субровского бокситоносного комплекса.....	116
Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Метасоматические формации и золотая минерализация в рудном районе мезозойской тектономагматической активизации (Алданский щит).....	119
Рудницкий В.Ф., Абрамова Н.А., Алешин К.Б., Матияш В.В. Текстурно-структурные особенности магнетитовых руд Ново-Естюнинской зоны Естюнинского месторождения (Средний Урал).....	128
Болтыров В.Б., Горожанкин В.Т. Структурная позиция эндогенных месторождений молибдена и вольфрама.....	132
Петруха Л.М., Мигков В.Ф. Закономерности распределения меди в рудных телах Высо-	

когорского железорудного месторождения.....	136
Хуттер-Кукконен К.В. Генетические типы и минеральные ассоциации марганцевых руд Собской площади (Полярный Урал).....	140
Русский В.И., Русская Т.В. О проявлении мезозойской активизации в угольных месторож- дениях Урало-Тургайской зоны.....	145
Русский В.И., Волостиова Н.В. Фации современного внутриконтинентального торфона- копления (на примере торфяных месторождений Урала).....	152
Панов Ю.К. О метрологическом содержании достоверности способа опробования.....	156

IV. ТЕОРИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ

Кузнецов Н.С., Филатов В.В., Савельев В.П. Тектонофизический анализ геофизических по- лей: опыт применения при геологосъемочных исследованиях.....	161
Козырин А.К., Минцев А.И. Способ двух зондов.....	167
Бондарев В.И., Крылатков С.М., Садыров С.Г. Исследование эффективности площа- дных сейсмических наблюдений.....	173
Бондарев В.И., Крылатков С.М., Самойлов Д.Н. Определение скоростей распростра- нения поперечных волн в разрезе по данным наблюдений поверхностных волн Лява.....	182
Кузин А.В. Сейсмогеологическая модель месторождений каменного угля восточного склона Среднего Урала.....	190
Сысков С.С. Анизотропия электропроводности трещиноватой породы.....	194
Давыдов А.В., Давыдов В.А. Метод аддитивной фильтрации данных непрерывных ядер- нофизических измерений.....	201
Гельфанд Н.И. К вопросу о причине земного магнетизма.....	210

V. ГИДРОГЕОЛОГИЯ, ИНЖЕНЕРНАЯ ГЕОЛОГИЯ И ОХРАНА ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ

Абатурова И.В., Афанасиади Э.И. Инженерно-геологические особенности пород Воро- нишевского месторождения.....	215
Семячков А.И. Методика прогноза качества техногенных вод.....	222
Афанасиади Э.И., Бодин В.В., Грязнов О.Н., Дубейковский С.Г., Нешеткин О.Б. Изучение, оценка и прогноз закарстованности карбонатных массивов железно- дорожных трасс.....	229
Парфенова Л.П., Меньшикова Ю.С. Изучение процесса миграции марганца в подзе- мных водах Шувакишского водозабора.....	233
Алексеев В.П., Николи В.В. О факторах, контролирующих изменчивость физико-ме- ханических свойств угленосных отложений.....	236
Грязнов О.Н., Гуман О.М., Морозова Л.П., Шабалина Н.С. Геологические предпо- сылки для оптимального размещения полигонов твердых бытовых и промышленных отходов.....	241
Абатурова И.В., Петрова И.Г. К методике геоэкологического картирования слaboосво- енных территорий (на примере Полярного Урала).	248

ИНФОРМАЦИЯ

Виноградов В.Б. 26 сессия семинара им. Д.Г. Успенского.....	255
---	-----

РЕФЕРАТЫ.....	257
---------------	-----

THE CONTENTS

I. GENERAL, HISTORICAL AND REGIONAL GEOLOGY

Panjak S.G. Origin of the Earth: geologic-astronomical aspect.....	7
Bogojavlenskaja O.V. Experience of ecology-stratigraphical study of organic constructions (on an example of middle - upper Devon of western side of Magnitogorsk synclinorium).....	12
Bogojavlenskaja O.V. Snigireva M.N. Eustatic oscillation of Devonian basin level on east slope of Northern Ural.....	18
Zykova L.L. Riphean carbonaceous breeds of Polar Ural.....	21
Dovgopolyj V.N. Phosphate-bearing regions of Polar Ural.....	24
Popova O.M. Petrography of Mesozoic magmatism of Polar Ural.....	28

II. MINEROLOGY, PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY

Malahov I.A., Busharina S.V. Composition of hypomorphic minerals - accessors of diamonds in heteroage terrigenic breeds of Krasnovishersky region on Northern Ural as the indicator of their origin.....	33
Popov M.P. Late beryllium mineralization - a new kind of grinding-collection mineral products of Mariinskoe deposit (Ural emerald mines).....	43
Druzhinina N.M. To a problem of genesis of Southern Ural's jaspers.....	48
Sustavov S.G., Kanonerov A.A. Minerals of a oxidation zone of Utkinsky leaden mine (Middle Ural).....	60
Ponomarev V.S. Langite and linarite from a oxidation zone of Berezovsky gold ore deposit.....	68
Kropancev S.Y. Chromium andradite from novo-karkodinskoe deposit of demanoid garnets.....	72
Klejmenov D.A., Erohin Y.V., Ponomarev V.S. Cornwallite from a oxidation zone of Berezovsky gold ore deposit.....	78
Sustavov O.A., Shamuratova N.S. Eutaxitic structure of sulfide-quartz vein from a central part of Shartashsky granite array.....	82
Malahov I.A. About a problem of an Ural zone arrays origin and platinum and platinoids, contained in them.....	84

III. GEOLOGY, FORECASTING, SEARCHES AND INVESTIGATION OF DEPOSITS OF MINERAL WEALTHS

Rapoport M.S., Kuzovkov G.N. Expected types of indigenous diamond content of Ural.....	93
Dushin V.A., Maljugin A.A., Serdjukova O.P., Kostjuk B.F., Popov S.N. Perspectives of indigenous diamond content of Arctic Ural.....	100
Verhovtsev V.A., Dushin V.A. About perspectives of detection of complex uranium deposits "disconformity type" in north of Ural.....	108
Barannikov A.G., Abakumov I.V., Ugrjumov A.N., Chepchugov S.A. About gold- bearing of Subrovsky bauxite complex.....	116
Ugrjumov A.N., Dvornik G.P. Metasomatic formations and gold mineralization in Mesozoic tectono-magmatic activated ore-bearing region (Aldanian shield).....	119
Rudnitskij V.F., Abramova N.A., Aleškin K.B., Matjash V.V. Texture-structural features of magnetitic ores of Novo-Estjuninskoye zone of Estjuninskoe deposit (Middle Ural).....	128
Boltyrov V.B., Gorozhankin V.T. A structural position of endogenic deposits of a molybdenum and tungsten.....	132
Petrihu L.M., Mjagkov V.F. Regularities of copper distribution in ore bodys of Vysokogorskoe iron-ore deposit.....	136

Petruha L.M., Mjagkov V.F. Regularities of copper distribution in ore bodys of Vysokogorskoe iron-ore deposit.....	136
Hutter-Kukkonin K.V. Genetic types and mineral associations of manganese ores of Sobskaja square (Polar Ural).....	140
Russky V.I., Russkaja T.V. About manifestation of Mesozoic activation in coal deposits of Uralo-Turgajskaja zone.....	145
Russky V.I., Volostnova N.V. Facies of modern inside continental peat forming (on an example of peat deposits of Ural).....	152
Panov Y.K. About metrological contents of reliability of a method of test.....	156

IV. THEORY And METHODOLOGY of PROSPECTING GEOPHYSICS

Kuznetsov N.S., Filatov V.V. Savel'ev V.P. Tectonophysical analysis of geophysical fields: experience of application in geological survey researches.....	161
Kozyrin A.K., Mintsev A.I. A method of two probes.....	167
Bondarev V.L., Krylatkov S.M., Sadyrev S.G. A research of efficiency of planar seismic observations.....	173
Bondarev V.I., Krylatkov S.M., Samoilov D.N. Determination of velocities of transversal waves distribution in a section by data of surface Love waves observations.....	182
Kuzin A.V. Seismogeological model of coal deposits of east slope of Middle Ural.....	190
Syskov S.S. Anisotropy of conductivity of jointed breed.....	194
Davydov A.V., Davydov V.A. Method of an adaptive filtration of continuous nuclear-physical measurements data.....	201
Gel'fand N.I. To a problem on the reason of a terrestrial magnetism.....	210

V. HYDROGEOLOGY, ENGINEERING GEOLOGY And PROTECTION of an ENVIRONMENT

Abaturova I.V., Afanasiadi E.I. Engineering-geological features of breeds of Vorontsovskoe deposit.....	215
Semjachkov A.I. A technique of the technogenic waters quality prognosis of.....	222
Afanasiadi E.I., Bodin V.V., Grjaznov O.N., Dubejkovsky S.G., Neshchetkin O.B. Study, estimation and prognosis of railway lines carbonate arrays karsting.....	229
Parfenova L.L., Men'shikova J.S. Study of manganese migration process in underground waters of Shuvakish intake.....	233
Alekseev V.P., Nikoian V.V. About the factors, controlling a variability of physic-mechanical properties of coal-bearing sediments.....	236
Grjaznov O.N., Guman O.M., Morozova L.P., Shabalina N.S. Geological premises for optimum accommodation of polygons of solid household and industrial wastes.....	241
Abaturova I.V., Petrova LG. To a technique of geoecological mapping of poorly developed territories (on an example of Polar Ural).....	248

INFORMATION

Vinogradov V.B. 26 session of a seminar of the name of D.T. Uspensky.....	255
---	-----

ABSTRACTS.....	257
----------------	-----

I. ОБЩАЯ, ИСТОРИЧЕСКАЯ И РЕГИОНАЛЬНАЯ ГЕОЛОГИЯ

УДК 523.52

С.Г.Паняк

ФОРМИРОВАНИЕ ЗЕМЛИ: ГЕОЛОГО-АСТРОНОМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ

Многие проблемы геологии ранней Земли тесно увязаны с особенностями ее эволюции на переходном этапе от астрономического к геологическому периоду исторического развития. Астрономия постоянно подвергает свои экспериментальные наблюдения количественному физико-математическому контролю, геология, к сожалению, базируется на нередко разрозненных качественных наблюдениях, не позволяющих ограничивать научную фантазию. До определенной степени это обстоятельство объективно, однако в геологии в настоящее время делаются неудачные попытки построения реальных моделей, когда при помощи физико-математических расчетов определяются пределы возможных колебаний геологических представлений.

Физико-математическое моделирование накладывает серьезные ограничения, прежде всего, на химический состав и агрегатное состояние протопланетного вещества, а следовательно и на химию Земли в целом. Не выдерживают критики некогда доминировавшие представления, заложенные акад. А.П. Виноградовым, о метеоритном составе первичного планетного вещества. Некоторые последователи этой идеи дошли до того, что геохимическую специфику крупнейших сегментов внешней оболочки Земли объясняют тем, что наша планета была сформирована из нескольких крупных астероидов, различающихся по химическому составу [3].

Представители астрономической науки сочли бы подобные идеи некомпетентной наивностью, т.к. самые грубые расчеты, увязывающие массу аккрециируемых частиц в процессе образования компактных космических тел, жестко ограничивают вес элементарного "кирпичика". Для Земли, например, после некоторых упрощений эта масса "m" увязывается с температурой уравнением

$$T=10^{26} \cdot m$$

Так как по самым разным оценкам температура в центре Земли не превышала $10^3\text{-}10^4$ °C, то масса элементарного "кирпичика" должна приближаться к массе атомарного водорода ($1,67 \cdot 10^{-24}$ г). Представления о пылевидной туманности, сохраняющиеся со времен Канта, на самом деле не могут рассматриваться как реальные. Ничего общего с пылью, а тем более с астероидами и метеоритами, аккрециируемое вещество иметь не может. Расчеты показывают, что вес элементарных "кирпичиков" должен приближаться к так называемому "космическому соотношению", в котором доминирующую роль играют водород и гелий с некоторой долей более тяжелых элементов. Это обстоятельство ставит нашу планету в один ряд с другими телами Вселенной. А существование твердых планет типа Земли и газовых типа Юпитера - результат определенной эволюции, о которой речь пойдет ниже.

Из упомянутого ограничения вытекает неизбежное следствие: на астрономическом отрезке своей эволюции Земля проходила стадию газового шара. Несколько повышенное содержание в нем

тяжелых элементов по сравнению с "космическим соотношением" не исключено по известным причинам, обуславливающим общую тенденцию утяжеления удельного веса первичного газового облака по направлению к Солнцу*. В таком протопланетном газовом шаре, радиус которого для Земли как минимум был около 10 тыс.км (с плотностью около $1 \text{ г}/\text{см}^3$, как у других планет типа Юпитера), средняя температура может быть получена из уравнения

$$T = GMm/2kR ,$$

где G - гравитационная постоянная, M - масса планеты, m - масса аккрециируемых частиц (около $2 \cdot 10^{24} \text{ г}$), k - постоянная Больцмана, R - радиус газового шара.

В этом случае средняя температура составит несколько тысяч градусов, а при дальнейшем уплотнении до современного состояния возрастет в несколько раз.

На порядок выше температура в центре такого газового шара (около 20 тыс.градусов), которая рассчитывается с учетом плотности ρ :

$$T = 4\rho GM/AR ,$$

где A - универсальная газовая постоянная.

Очевидно, что при увеличении массы аккрециируемой частицы на два-три порядка по отношению к атому водорода температура превысила бы 10^6 градусов, т.е. такое тело стало бы звездой, вышли бы на так называемую "главную последовательность" с термоядерным синтезом в ядре. Расчеты показывают, что при существенно водородном составе газа компактные тела с массой больше $0,08 M_\odot$ (массы Солнца) достигают в центре температуры около $8 \cdot 10^6$ градусов, когда начинается термоядерный синтез, определяющий начало звездной эволюции на "главной последовательности". При массе газового шара менее $0,08 M_\odot$ протекает планетная эволюция с гравитационным источником энергии.

Интересные выводы вытекают из дальнейшего анализа эволюции планетных тел. В соответствии с уравнением состояния (формулой Клапейрона) получаем связь температуры газового шара и его давления:

$$P = A/\mu(\rho T) = NkT ,$$

где μ - молярная масса, ρ - плотность, N - число Авогадро. Одновременно рассчитывается гравитационное давление в центре шара:

$$P_g = 3GM^2/\pi R^4 .$$

Сопоставление силы гравитационного сжатия и теплового расширения приводит к некоторым важным выводам.

По мере увеличения массы космического тела гравитационное сжатие постепенно начинает доминировать над тепловым расширением. Известен феномен гравитационного коллапса для массивных звезд, в результате которого по мере расходования внутренней энергии звезда может испытать имплозию (коллапс) с образованием нейтронных звезд (пульсаров) и черных дыр.

На планетном уровне, когда доминирует энергия сжатия, по мере уменьшения массы тела гравитация, как оказалось, не способна надежно удерживать легкие компоненты газового шара. Для Земли, например, гравитация и тепловое расширение очень близки и составляют около $10^{11} \text{ дин}/\text{см}^2$. Некоторое превышение гравитации Земли над тепловым расширением не способно удерживать водород во всем диапазоне скоростей, что влечет за собой постепенную потерю этого элемента. В то же время для Юпитера имеется надежное перекрытие гравитационного сжатия над тепловым расширением, что позволяет сохранять водород в полном объеме. Сброс протуберанцев на Солнце

* Аналогичное "утяжеление" отмечается в системах спутников с приближением к материнским планетам.

известна конвекцией и реакциями термоядерного синтеза, способного поддерживать существование нашей звезды на протяжении 10^{10} лет.

Таким образом, для небольших космических тел с массой, близкой к массе Земли, появляется проблема удержания легкой фракции газового шара. В таких условиях начинается разделение планет на две группы: существенно водородного состава типа Юпитера и каменных типа Земли. Касаясь аналогичных проблем формирования и эволюции Земли, акад. А.А.Маракушев [4] приходит к очень близким выводам. Его построения, базирующиеся на преимущественно петрографическом материале и новейших данных космической геологии, позволили выдвинуть кометную гипотезу происхождения планет. В соответствии с ней состав исходного вещества для формирования планет был флюидным, газовым, близким по химическому составу к современным кометам, а не метеоритам, которые являются продуктом планетной эволюции. Касаясь различия каменных планет типа Земли и газовых типа Юпитера, А.А.Маракушев полагает, что потеря флюидных оболочек у каменных планет связана с эволюцией Солнца, достигшего стадии τ Тельца, когда резко возрастила его светимость. При этом, по А.А.Маракушеву, "флюидные оболочки внутренней зоны мигрировали и возникли планеты земной группы". Физический смысл понятия "мигрировали" в данном случае несколько расплывчатый. Представляется, однако, что потеря флюидных оболочек обусловлена относительно высоким тепловым расширением планет с малой массой.

Ранее автором были созданы модели тепловой эволюции Земли (рис.1) в результате акреции с использованием уравнения Хаббарда [7]. Кроме того, была рассчитана модель сепарации химических элементов в процессе акреции на протопланетной стадии до гравитационной дифференциации. Интегрированием уравнения Максвелла получено уравнение для определения некой величины β, отражающей относительное число частиц, кинетическая энергия которых меньше потенциальной энергии удаления этих частиц в бесконечность, т.е. способных к "захвату" на формирующееся и растущее ядро Земли (рис.2).

Величина β достигает для водорода 0,5 лишь при величине радиуса 0,9, т.е. в пределах современной верхней мантии. Этот вывод может служить основанием для утверждения о том, что планеты земной группы наращивали свой объем в атмосфере водорода и газов за счет сепарации атомов более тяжелых элементов. При этом аккрецируемое вещество не испытывало существенной дифференциации, что вытекает из близости параметра β для водорода и железа. Таким образом, уже в процессе акреции Земля приобрела некоторую расслоенность.

Ряд неопределенностей возникает у исследователей при использовании математической модели скорости акреции Хаббарда (1987). По этой модели (рис.1) рост температуры по мере увеличения радиуса Земли зависит от принятия главного решения величины начальной температуры облака. Одно из решений описывает модель "холодной" акреции, а другое - "горячей". Из приведенных выше расчетов, показывающих среднюю температуру скатого протопланетного облака, вытекает возможность исключения из внимания "горячей" модели акреции.

Такие шаровые скопления, разогретые до 10^3 - 10^5 градусов в результате первоначального сжатия, способны сравнительно быстро терять часть тепла вследствие интенсивной конвекции. Даже Солнце и другие т.н. молодые звезды до стадии τ Тельца проходят сравнительно кратковременный путь (10^6 лет), пока не выйдут на "главную последовательность", когда меняется источник энергии на более долгий (10¹⁰ лет). В планетах длительное терmostатирование после акреции

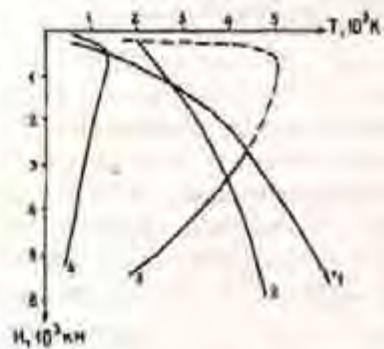


Рис.1. Кривые распределения температур:

1 - адабатической, 2 - плавления железа, 3 - по модели горячей, 4 - холодной акреции, но до формирования ядра. Пунктирная линия - область неопределенности

обеспечивается дифференциацией недр. Отсутствие возможностей масштабной конвекции в планетах земной группы позволяет им сохранять тепловой баланс на протяжении 10^{10} лет.

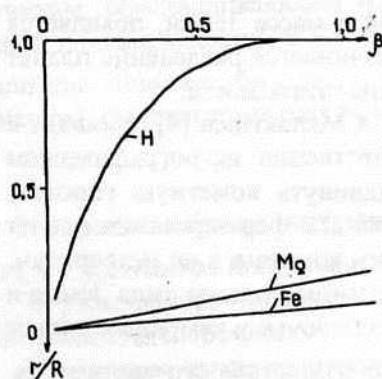


Рис.2. Сепарация химических элементов в процессе аккреции до гравитационной дифференциации

вулканической активности Ио играет приливное трение, вызванное близостью к Юпитеру. Гравитационные воздействия Луны на Землю и, наоборот, Земли на Луну общеизвестны. Этим экзозергетическим источником объясняется наиболее ранний вулканализм на Земле и ее спутнике, обеспечивающий приповерхностное плавление обоих тел на протяжении первых полутора миллиардов лет их эволюции. С учетом того, что массы, плотности, размеры и расстояния Ио и Луны до материнских планет сопоставимы, в рассуждениях А.А.Маракушева упущен весьма важный для последствий термической истории спутника Юпитера параметр - масса последнего, которая превышает земную в 318 раз. Удаляющаяся от Земли Луна испытывала мощное приливное трение, способное разогреть внешнюю оболочку до расплавления на значительно более коротком, чем Ио расстоянии, а по мере удаления ее вулканическая активность угасала. Предварительные расчеты показывают, что современная вулканическая активность на ближайшем к Юпитеру спутнике - Ио вполне может быть обусловлена энергией приливного трения. Следы тектонической активности фиксируются даже на следующем и более удаленном от Юпитера спутнике - Европе. Ледяная корка на этом спутнике несет следы подвижек активной и сравнительно теплой коры в виде разветвленной системы трещин. В подножье ледяной коры полагают наличие жидкой воды с возможными (?) следами жизни.

Источник вещества для образования планет и их спутниковых систем требует дополнительных расчетов. Не исключено, что те 0,2 % массы Солнца, необходимые для формирования планет, были выброшены из звезды при прохождении им стадии τ Тельца. Ведь расчетная температура последней гравитационного сжатия звезды достигала 50-60 млн градусов, в то время как сегодня она лишь несколько превышает 10 млн градусов. По предварительным оценкам выделившейся энергии достаточно для придания планетам необходимого количества движения, поиск которого тормозит сегодня космогонические построения.

Планетные системы, как показывают расчеты, также проходят своеобразную стадию τ Тельца в момент максимального сжатия. Приведенные в начале статьи температуры в центральных частях газовых шаров минимальны, они рассчитаны для существенно водородного состава облака. Если допустить участие молекул других более тяжелых газов (согласно кометной гипотезы)

Маракушева), то эти температуры возрастут на порядок, а общей энергии станет достаточно для формирования спутниковых систем.

Одной из проблем, возникающих при подобных построениях, является поиск источника образующихся в ядрах звезд тяжелых элементов, изобилующих в планетных системах и их спутниках. В этом случае обычно утверждается, что Солнечная система унаследовала при своем формировании обогащенное тяжелыми элементами облако - продукт взрыва "сверхновой" звезды, а наше Солнце - звезда второй генерации. Однако при любых механизмах "смерти" звезд остается компактный остаток: белый карлик, пульсар, черная дыра. Подобных объектов в ближайших окрестностях не обнаружено.

Признавая существенную роль вспышек на стадии Тельца, можно было бы полагать их играющую роль в формировании планетных систем и их спутников. Модель А.А.Маракушева, согласно которой спутниковые системы образуются как следствие формирования каменных ядер, имеет право на существование, но содержит ряд противоречий. По мере роста каменных ядер планет температура их возрастает и для Земли может превышать 5 тыс. градусов. Однако, если для газовых объектов известна теория ударных волн, способных выбрасывать в космическое пространство значительные массы таких объектов, то для планетной эволюции ее использовать трудно. Нынешняя атмосфера и гидросфера Земли несомненно не представляют собой реликта протопланетного облака. Они являются продуктом более поздней дегазации недр планеты, а начиная с 3,5 млрд лет, их состав в существенной степени испытал влияние живого вещества на Земле. До этого времени существовала атмосферная оболочка с подавленным потенциалом кислорода, а палеоклиматические условия определили обстановку на современной Венере. Известный феномен безградиентного гранулитового морфизма, характерный для пород раннего докембрия, обусловлен именно такими верхностными условиями на нашей планете.

Если палеогеографическая обстановка ранней Земли напоминала венерианскую, то логическая - лунную. Несложные расчеты показывают, что массовый вулканизм Луны, поддерживаемый земным приливным трением, мог существовать ограниченное время, пока Луна находилась за пределом Рёша на расстоянии, в несколько раз меньшем, чем сегодня. Сегодня она движется со скоростью около 3 см в год. Специфику петрографического состава (наличие минеральных аортозитовых пород) на Луне трудно объяснить за рамками модели системы Земля - Луна. Только в условиях длительного термостатирования, обусловленного взаимодействием планеты и ее спутника, возможна массовая сепарация полевошпатового компонента из базальтового шлака. Однако, если глубина расплавленной оболочки Луны, по данным Дж.Вуда [1], достигала 300 км, то на Земле она составила всего 50-60 км [2].

Изучение геохимических тенденций при формировании древнейших генотипических структурно-вещественных комплексов с последующим моделированием их петрохимической эволюции показало, что вертикальный временной ряд последовательных образований вплоть до гранитоидов мог быть образован за счет протокоры базальтового состава. В этом ряду последовательно выделяются аортозитовая (4,6-4,2 млрд лет), эндербит-чарнокитовая (4,2-3,6 млрд лет), томалитовая (3,6-3,0 млрд лет) и гранитоидная (3,0-2,6 млрд лет) стадии [6].

В участках, где процессы всех четырех стадий были телескопированы, сформировался единственный слой в том виде, в каком мы имеем возможность наблюдать его в кристаллических щитах там, где архейские образования не претерпели существенной активизации. В связи с постепенным уменьшением площадей петrogenетических преобразований различных стадий отмечается вертикальная неоднородность состава древнего "гранитного" слоя с реликтами продуктов предыдущих стадий.

В заключение приведем несколько общих замечаний. Под влиянием новейших данных космической геологии, с одной стороны, а также физико-математических моделей [5,6], определяющих рамки возможных построений, - с другой, сегодня созданы возможности для прорыва в области космогонических теорий формирования Земли и Солнечной системы в целом. Одним из существующих гипотез, в максимальной степени учитывающих новейшие данные космической

геологии и менее других противоречащих физико-математическим моделям, выделяется кометная гипотеза акад. А.А.Маракушева. Однако и она содержит ряд электических положений, требующих дальнейшего разрешения. Довлеющая при теоретических построениях эмпирика нередко тормозит экстраполяции, допустимые в рамках количественных моделей. Кометное вещество, несомненно ближе, чем метеориты, к составу протопланетного. Однако вряд ли современная астрономия могла бы согласиться с представлениями о подобном агрегатном состоянии межзвездного пространства. Сложные молекулярные и даже минеральные образования комет так же, как и метеориты, по всей вероятности, являются продуктами планетной эволюции, хотя соотношение химических элементов в кометах, за некоторым исключением, по-видимому, можно использовать как важнейшую объективную характеристику при космогонических построениях.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Вуд Дж. Метеориты и происхождение Солнечной системы. - М.: Мир, 1971. - 173 с.
2. Кейльман Г.А., Паняк С.Г. Проблемы планетарной корообразующей гранитизации //Геология метаморфических комплексов: Межвуз. науч. темат. сб. Вып. 7. - Свердловск, 1979. - С.3-13.
3. Кленова М.В., Лавров В.М. Геология Атлантического океана. - М.: Наука, 1976. - 456 с.
4. Маракушев А.А. Происхождение и эволюция Земли и других планет Солнечной системы. - М.: Наука, 1992. - 207 с.
5. Маров М.Я. Планеты Солнечной системы. - М.: Наука, 1986. - 320 с.
6. Паняк С.Г. Геолого-геохронологические аспекты ранней эволюции земной коры //ДАН СССР. - Т.273. №2, 1983. - С.419-422.
7. Хаббард У. Внутреннее строение планет. - М.: Мир, 1987. - 327 с.

УДК 563.713

О.В.Богоявленская

ОПЫТ ЭКОЛОГО-СТРАТИГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ ОРГАНОГЕННЫХ ПОСТРОЕК (НА ПРИМЕРЕ СРЕДНЕГО-ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ЗАПАДНОГО БОРТА МАГНИТОГОРСКОГО СИНКЛИНОРИЯ)

В районе Ирклинского водохранилища на реке Урал, по долинам рек Кумак и Суундук (Оренбургская область), давно известны выходы рифогенных известняков живетского-франского яруса (рис.1). Нами они изучались в районе пос.Новоевастополь и села Лужки. К живетскому ярусу в долине реки Суундук отнесена шубартаусская толща, которая объединяет агломератовые туфы, содержащие обломки диабазовых порфиритов и органогенных известняков, а также органогенные известняки. В долине р.Кумак (разрез "Лужки") живетские отложения представлены суундукской толщей, которая близка по составу к шубартаусской (туфы, туфоконгломераты, органогенные известняки) (рис.2). Как суундукская, так и шубартаусская толщи перекрываются солончатской толщей, которая слагается переслаивающимися песчаниками, алевролитами с прослоями кремнистых и карбонатных пород (см.рис.2) и соответствует франскому ярусу. Полевые исследования проводились в тесном сотрудничестве с Г.А.Степановой ("Оренбурггеология") при участии Е.В.Коровой и В.А.Козлова (УГГГА).

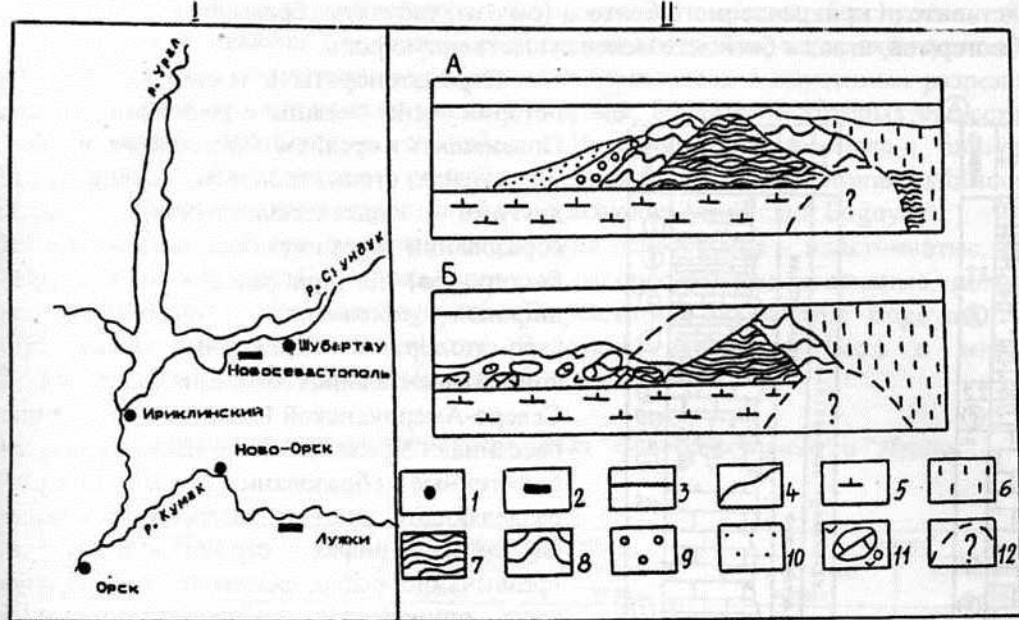


Рис.1. Выходы рифогенных известняков живетско-франского яруса: I - схема расположения изученных разрезов; II - реконструкция обнажений Ancient Wall до (А) и после (Б) образования обломочных толщ breccia (по Srivastava, Stean, Montjoy, 1972): 1 - населенные пункты; 2 - разрезы; 3 - уровень моря; 4 - линия размыва; 5 - основание органогенной постройки; 6 - некарбонатные осадки; 7 - водорослево-строматопоровые рифы, сложенные массивными колониями строматопорат; 8 - зона дендроидных (колючмарных) колоний Stachyodes; 9 - зона мелких обломков склонов рифа; 10 - мегабрекции; 11 - возможные органогенные постройки

Любой геолог, изучающий вулканогенно-осадочные комплексы, знает, насколько трудно изучать эти разнофациальные, быстро выклинивающиеся по простирианию толщи. Неоднократно отмечалось, что с массивными рифогенными известняками тесно связаны так называемые обломочные толщи (см.рис.2). В англоязычной литературе "обломочные толщи", сопутствующие рифогенным известнякам, получили название мегабрекций, или мегакластов. Детально анализируя распространение рифогенных фаций в девонском бассейне Скалистых Гор (Северная Америка), Стивенса, Стирн и Монтджой [4] показали, что в девоне развиты органогенные постройки, сложенные различными по форме и размерам колониями строматопорат, промежутки между которыми заполнены обломочным материалом различной крупности. В результате волновой эрозии эти колонии сползают вниз по склону и захороняются вблизи постройки, в ряде случаев оставляя шлейф "обломков", или мегабрекций, который по площади нередко превышает площадь, занятую органогенной постройкой. Реконструкция этого процесса иллюстрируется опубликованными авторами в цитируемой работе. Мы повторяем ее здесь, так как это интересное описание осталось мало известным российским палеонтологам, изучающим рифогенные комплексы в геосинклинальных бассейнах (см.рис.1). В эвгеосинклинальных зонах процесс формирования органогенных построек осложняется подводными излияниями, переотложением продуктов подводного вулканизма. Тем не менее автор в дальнейшем изложении попытается воспроизвести реконструкцию развития вулканогенно-осадочных образований в изученных разрезах Крымогорского синклиниория.

Полевые наблюдения показали, что органогенные известняки в районе Ириклинского карьерного участка в основном сложены строматопоратами и водорослями. В процессе полевых работ было отобрано свыше 500 образцов строматопорат, из которых изготовлено около 1000 шлифов.

Другие представители прикрепленного бентоса (рутозы, табуляты, брахиоподы, криноиды) тяготеют к склонам биогермов, играя в биомассе менее существенную роль.

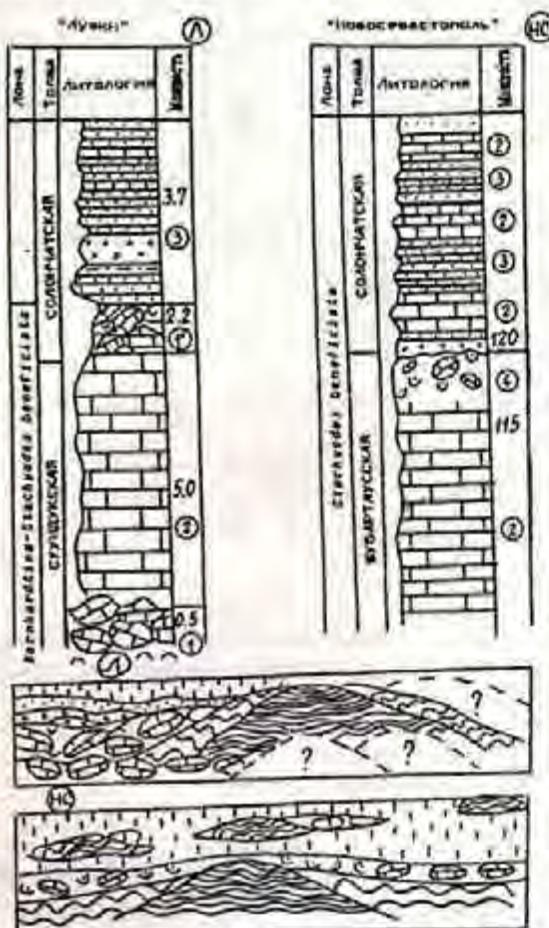


Рис.2. Литологические колонки и реконструкции развития разрезов "Лужки" (Л) и Новосевастополь" (НС) цифры в кружках:

1 - метабрекчии, 2 - строматопоратые водорослевые биогермы и биостромы; 3 - песчаники, алевролиты, аргиллиты; 4 - туфы с обломками известняков

Урала (вязовско-бийское, кыновско-саргаевское время) [1]. Большинство исследователей современных и ископаемых рифов считают риф сложной экосистемой, где в равновесии существуют самые разнообразные животные и растения. Являясь ценнейшим источником биомассы в океане, риф постоянно воспроизводит сам себя. Нарушение равновесия в рифе (усиленное размножение организмов какого-либо вида и т.п.) может привести к его гибели. Характерной особенностью современных и ископаемых рифов является наличие симбиоза у низших беспозвоночных (кораллы, черви, брахиопод и т.д.). У строматопорат Магнитогорского синклиниория очень часто наблюдаются явления симбиоза (мутуализма). В комплексе строматопорат Магнитогорского синклиниория шире распространены колючинарные, или дендроидные, ценостеумы, принадлежащие роду *Stachyodes* *var. col.* В изученном комплексе устанавливается определенная связь дендроидных *Stachyodes*

строматопорат в течение своей геологической истории тесно связаны с рифогенными комплексами. Появившись в среднем ордовике, на рубеже планеты - лландейло, строматопораты, наряду с водорослевыми другими кишечнополостными, участвовали в образовании органогенных комплексов (биогермы, биостромы) на прибрежном мелководье; особенно широко проявилась рифообразующая роль строматопорат в мелководных хорошо прогреваемых эпиконтинентальных бассейнах Русской, Сибирской, Северо-Американской платформ. В геосинклинальных бассейнах Урала и Тянь-Шаня имеются крупные рифогенные образования типа барьерных рифов, разделяющих мио- и эвгесинклинальные зоны барьерных рифов строматопораты встречаются чрезвычайно редко, основная рифообразующая роль здесь принадлежит разнообразным водорослям эвгесинклинальной зоны восточного склона Северного Урала строматопораты появляются в силуре. Они образуют биостромы на отдельных приподнятых участках морского дна. В девоне строматопораты постепенно вытесняют водоросли, становясь основными рифообразователями. Количество строматопорат в органогенных комплексах увеличивается от нижнего к среднему и верхнему девону. Эта общая закономерность фиксируется многими работами, в особенности в трудах М.Леко [3], В.Зукаловой [5], Ю.Казмирчака [2]. Автор на примере окраинного эпиконтинентального силурского бассейна Подолии отметила, что распространение строматопорат устанавливает определенную циклическую закономерность. Вначале появляются изолированные колонии, затем образуются разреженные, или изначальные, биостромы, а затем биогермы и окружающие их биостромы. Эта закономерность можно проследить в силурских бассейнах Русской платформы (венлок-пржидол) и многочисленных бассейнах западного склона (многогесинклинальные бассейны восточного склона)

сферическими формами строматопорат. Дендроидные выросты *Stachyodes* обламываются волнистыми водами и скапливаются у основания рифогенной постройки, четко оконтуривая ее границы.

Ниже мы рассмотрим формирование рифогенных комплексов в изученных разрезах. В разрезе "Лужки" (см.рис.2) залегает суундукская толща биогермов, в строении которых существенную роль играют строматопораты: *Bifariostroma colliculatum* Bogoyavl., *Clathrocoilona finitiva* Bogoyavl., *C. sphaerula* Bogoyavl., *Trupetostroma crassiforme* Bogoyavl., *Flexiostroma sibiricum* (Yavor), *Hermatoporella lamellosum* Bogoyavl., *Hporosum Lec.*, *Stachyodes beneficiata* Bogoyavl.

В биогермах данного разреза встречается три типа ценостеумов - пластинчатые, сравнительно тонкие (Clathrocoilona finitiva, C. inspecta), широко распространены массивные, полусферические ценостеумы (*Bifariostroma colliculata* Bogoyavl., *Trupetostroma crassiforme* Bogoyavl., *Flexiostroma sibiricum* (Yavor), *Hermatoporella lamellosum* Bogoyavl., *Hporosum Lec.*) и многочисленные мелкие ценостеумы *Stachyodes beneficiata*.

Распространение строматопорат в разрезах "Новоевастополь" и "Лужки"

Строматопораты	"Новоевастополь"		"Лужки"	
	шубартауская толща	солончаковая толща	суундукская толща	солончаковая толща
<i>Astromystroma clathratum</i> Nich.	+			
<i>A. polymorphum</i> Bogoyavl.	+	+		
<i>Balanella curiosum</i> Bogoyavl.		+		
<i>Balanostroma bifarium</i> Nich.	+	+		
<i>B. colliculatum</i> Bogoyavl.	+	+	+	
<i>B. finosum</i> Bogoyavl.	+		+	
<i>Mamontovia duplicata</i> Bogoyavl.				+
<i>Ascidodictyon communis</i> Bogoyavl.		+		
<i>Clathrocoilona inspecta</i> Bogoyavl.				+
<i>C. finitiva</i> Bogoyavl.	+	+	+	+
<i>Trupetostroma mamelonse</i> Bogoyavl.	+			
<i>T. crassiforme</i> Bogoyavl.		+	+	+
<i>Flexiostroma sibiricum</i> (Yavor.)			+	
<i>Hermatoporella porosum</i> (Lec.)			+	+
<i>H. lamellosum</i> Bogoyavl.			+	
<i>H. rugosum</i> Bogoyavl.		+		
<i>H. antiscensis</i> (Lec.)		+	+	+
<i>Calymmostroma monstruosum</i> Bogoyavl.		+		
<i>C. subnudum</i> Bogoyavl.				+
<i>C. glebulis</i> Bogoyavl.		+		+
<i>Stachyodes beneficiata</i> Bogoyavl.			+	+
<i>S. singularis</i> Yavor.	+	+		
<i>Stromatopora dualis</i> Bogoyavl.			+	+

В разрезе "Лужки" фиксируется пачка конгломератов полимиктового состава (толща) суммарной мощностью около 2 м. В ее составе устанавливаются обломки известняков. В обломочных пачках разреза "Лужки" встречаются, кроме табулят и многочисленные ценостеумы строматопорат: Clathrocoilena inspecta, Stachyodes beneficiata, Stromatopora dualis, Trupetostroma crassiforme, Mamontovia duplicata, Clathrocoilona finitiva, S. singularis.

Видовой состав строматопорат, табулят и ругоз в биогермах и в обломочных пачках очень сходен (см.таблицу).

Завершает разрез "Лужки" терригенная толща, представленная чередующимися пачками песчаников полимиктового состава и алевролитами.

Рассмотрев состав отложений, слагающих разрез "Лужки", попытаемся провести реконструкцию условий их образования. На поверхности разрушенного лавового потока, на туфитах туфопесчаниках, туфоконгломератах отлагается известняковая конгломератобрекчия (см.рис.2). Органогенная постройка, при разрушении которой она образовалась, либо полностью размыта, либо не обнажена. На этом фундаменте формируются водорослево-строматопоратые биогермы, на склонах которых широко распространены *Stachyodes*. Рост биогермов сопровождается их разрушением, что приводит к образованию мегабрекчий полимиктового состава, которые в современном эрозионном срезе перекрывают биогермы. Завершается разрез песчаниками и алевролитами солончакской толщи.

Для подтверждения наших построений рассмотрим строение разреза в долине р.Суундук у пос. Новосевастополь (см.рис.2,НС):

На левом берегу р.Суундук обнажаются известняки шубартаусской толщи светло-серые массивные, биогермные, сложенные ценостеумами строматопорат: *Actinostroma clathratum* Nich., *Stachyodes singularis* Yavor., *Trupetostroma mameleose* Bogoyavl., *Bifariostroma furiosum* Bogoyavl., *Clathrocoilonia finitiva* Bogoyavl., *Hermatoporella arduennensis* (Lec), *Bullatella polymorphum lamellosum*, *Bifariostroma colliculatum* Bogoyavl. Большинство ценостеумов полусферические, почти массивные, имеются многочисленные дендроидные ценостеумы *Stachyodes singularis* Yavor. - коллекции 1984 г. 150 образцов). Ценостеумы в ряде случаев содержат многочисленные симбионты (р.*Syringopora*), нередки явления обрастания полипников ругоз и табулят ценостеумами строматопорат.

Выше пачки шубартаусских биогермов, как и в разрезе "Лужки", устанавливаются терригенные отложения солончакской толщи. Однако в разрезе "Суундук" не установлена толща грубообломочные карбонатных брекчий, развитая в "Лужках". Терригенная толща также имеет некоторые особенности если в разрезе "Лужки" с установлением терригенного режима осадконакопления кишечнополостные сразу исчезают, то в "Суундуке" смена режимов осадконакопления происходит постепенно, и терригенной толще встречаются биогермы и биостромы со строматопоратами. В основании терригенной толщи на кремнисто-глинистых сланцах залегает маломощный (1-1,5 м) биостром, сложенный полусферическими ценостеумами *Bifariostroma colliculatum* Bogoyavl., *Clathrocoilonia finitiva* Bogoyavl. Между полусферическими ценостеумами располагаются дендроидные ценостеумы *Glebulia glebulis* Bogoyavl., *Stachyodes singularis* Yavor. Рост строматопоратового биострома прекращается в результате отложения толщи песчаников и песчано-кремнистых сланцев. Выше происходит образование биогермов, где собраны: *Bifariostroma colliculatum* Bogoyavl., *Clathrocoilonia finitiva* Bogoyavl., *Bullatella curiosa* Bogoyavl., *Hermatoporella varum* Bogoyavl., *Stachyodes singularis* Yavor. Видовой состав строматопорат в биогермах среди терригенных пород и в биогермах основания разреза практически идентичен. Определенные формы ценостеумов, наличие симбионтов и явления обрастания фиксируются по всему разрезу.

Теперь перейдем к установлению стратиграфического положения рассмотренных толщ шубартаусской, суундукской и солончакской (см.таблицу). Шубартаусская толща вскрывается в течение р. Суундук в районе пос. Новосевастополь (см.рис.2). В шубартаусской толще собраны *Actinostroma clathratum* Nich., *A.polymorphum* Bogoyavl., *Bifariostroma bifarium* Nich., *B.colliculatum* Bogoyavl., *B. furiosum* Bogoyavl., *Clathrocoilonia finitiva* Bogoyavl., *Hermatoporella arduennensis* (Lec), *Stachyodes singularis*.

В составе этого комплекса преобладают новые виды, придающие ему определенную эндемичность. Однако имеются полирегиональные виды. Это *Actinostroma clathratum intricatum* Lebedeva, описанный из горизонта Gid Динантского бассейна. Из этого же горизонта Gid происходит *Hermatoporella arduennensis*, впервые установленная на Урале в шубартаусской толще. Живетская

подтверждается многочисленными *Stachyodes singularis* Yavor, известными в склонах Урала и Тянь-Шаня. В комплексе строматопорат шубартаусской толщи распространены представители рода *Bifariostroma*, которые известны в животских и франских как на Урале, так и за его пределами; практически на всем современном карбонатном массиве. В разрезе «Новосевастополь» выше шубартаусской карбонатной толщи залегает терригенная солончаковая толща. Ее особенностью является наличие в основании известняков, в которых были собраны *Clathrocoilona finitiva* Bogoyavl., *Bullatella* Bogoyavl., *B. curiosum* Bogoyavl., *Bifariostroma bifarium* (Nich.), *Trupetostroma* Bogoyavl., *Bifariostroma collicularium* Bogoyavl., *Mamontovia duplicata* Bogoyavl., *Calymene* Bogoyavl., *Stachyodes singularis* Yavor. Некоторое обновление комплекса в толще обеспечивается появлением нового рода *Mamontovia* и нового вида *Calymene*. Все остальные виды встречаются и в нижележащей шубартауской толще. На изучения разреза есть основания рассматривать ту часть солончаковой толщи, которая содержит строматопораты, в составе одного яруса с шубартауской толщой. Табуляты и ругозы, вместе со строматопоратами, ведут себя идентично; по их распределению в разрезе от шубартаускую и солончаковую толщу к разным ярусам.

В разрезе «Лужки» устанавливается суундукская толща, слагающаяся из органогенных известняками, в которых строматопораты многочисленны и разнообразны. Они фиксируются в разрезе, начиная с пачки мегабрекчий, в которой найдены *Calymene* Bogoyavl. и *Stachyodes beneficiata* Bogoyavl. Выше установлены: *Bifariostroma* Bogoyavl., *Clathrocoilona finitiva* Bogoyavl., *C. inspecta* Bogoyavl., *Trupetostroma* Bogoyavl., *Flexiostroma sibsicum* (Yavor), *Hermatoporella lamellosum* Bogoyavl., *porosum* (Lec.), *Stachyodes beneficiata* Bogoyavl. В комплексе строматопорат толщи преобладают новые виды: *Bifariostroma colliculatum*, *Clathrocoilona finitiva*, *C. porella lamellosum*, *Stachyodes beneficiata*. Нужно отметить, что все перечисленные виды родам, распространенным в животских и франских отложениях северного полушария, есть родам полирегиональным или даже полинпровинциальным. Кроме того, в толще встречаются виды, распространение которых достаточно точно фиксируется на Урале: *Calymene* (Yavor.) - шадринский горизонт Кузбасса, зона Zdimir - зона Bornhardtina зоны Урала; *Trupetostroma crassiforme* Bogoyavl. - зона Borbhardtina, животского яруса зоны Урала; *Hermatoporella porosum* (Lec) - известна в низах верхнего живота зоны Польши, в отложениях зоны *Stringocephalus* восточного склона Урала, во франском ярусе (горизонт F1b). Таким образом, комплекс строматопорат подтверждает животский возраст толщи.

Солончаковой толщи в разрезе «Лужки» отмечена пачка карбонатных брекчий, в которых собраны *Mamontovia duplicata* Bogoyavl., *Clathrocoilona inspecta* Bogoyavl., *C. finitiva* Bogoyavl., *Trupetostroma crassiforme* Bogoyavl., *Hermatoporella porosum* (Lec), *Columnostroma subtilis* Bogoyavl., *Gigantula glebulis* Bogoyavl., *Stachyodes beneficiata* Bogoyavl.

Таким образом, в нижней части солончаковой толщи в разрезе «Лужки» мы также не наблюдаем обновления комплекса кишечнополостных, позволяющих отделять эту часть разреза от карбонатной и относить ее к иному ярусу. Выше залегает толща песчаников и алевролитов, лишенных строматопорат. Ее сменяет толща псевфитовых песчаников с обломками известняков, в которых установлена *Calymene* (Lec.).

В пачках собраны брахиоподы, трилобиты, тентакулиты. Завершается разрез пачками песчаников, в средней части которых имеется прослой кремнистых пород, которые здесь отсутствуют.

Таким образом, суундукская, шубартаусская и нижняя часть солончаковой толщи в изученных склонах имеют одинаковую фаунистическую природу, и по комплексу строматопорат логично отнести их в составе одного животского яруса.

Комплексное экостратиграфическое изучение строматопорат ^{известковых} уточняет стратиграфическое положение рассматриваемых толщ и дать предложение в их зональном расчленению. Крупномасштабное геологическое картирование требует более тщательного не только стратиграфического, но и экологического анализа всего комплекса фауны. Именно этот комплексный анализ должен привести исследователей к более обоснованным и естественным выводам в положении границ между стратиграфическими подразделениями. Данная публикация преследовала цель показать возможности такого подхода на примере анализа одной из групп рифостроителей - строматопорат.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Богоявленская О.В. Экологические типы строматопорат силурийского бассейна Подолии //Среда жизни в геологическом прошлом: Тр. Ин-та геологии и геофизики АН СССР. - Новосибирск: Наука, 1982 вып.510. - С.115-125.
2. Kazmierzak J. Morphogenesis and systematic of the Devonian stromatoporoids from the Holy Cross Mountains, Poland. Pal. Polonica, 1971, XXVI, 150 p.
3. Lecompte M. Les Stromatoporoids du devonien moyen et supérieur du bassin de Dinant. Met. Inst. R. sci. nat. Belg. Louvain., 1951, CXVII, p.1-215, 1952, p.216-359.
4. Srivastava P., Stearn C.W., Mountjoy Z.W. A Devonian Megabreccia at the margin of the ancient wall carbonate complex, Alberta, Bull. Canad. Petrol. Comp. 1972, XX, №3, p.412-433.
5. Zukalova V. Stromatoporoids from the Middle and Upper Devonian of the Moravian Karst. Roshr. Ustred. Ust. Geol. 1971, №37, 144 p.

УДК 563.713+551.73

О.В.Богоявленская, М.П.Снигирева

ЭВСТАТИЧЕСКИЕ КОЛЕБАНИЯ УРОВНЯ ДЕВОНСКОГО БАССЕЙНА НА ВОСТОЧНОМ СКЛОНЕ СЕВЕРНОГО УРАЛА

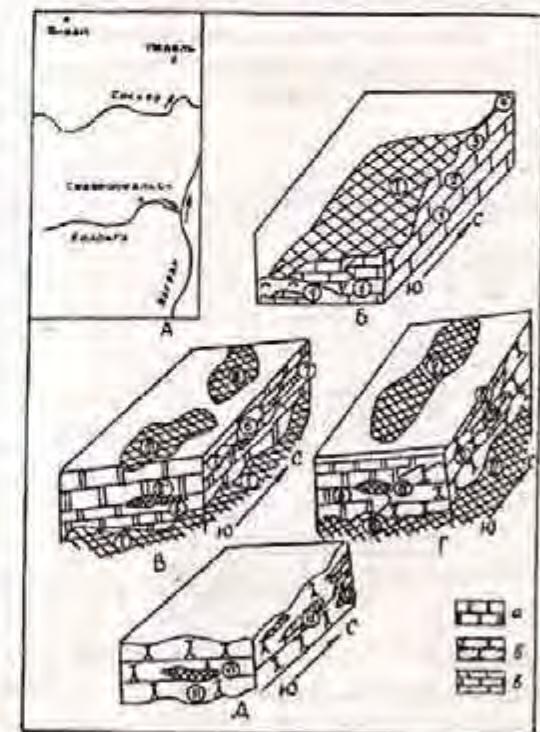
Обсуждая проблему эвстатических колебаний уровня девонского океана, следует обратить внимание на разрезы раннего и среднего девона на восточном склоне Северного Урала (Североуральский и Ивдельский районы). Эти разрезы расположены в пределах Тагильского мегасинклиниория (западная бокситоносная полоса, Петропавловская зона (ПЗ), между широтным отрезком рек Колонга и Сосьва и далее на север до поселка Вижай (рис.1,А). К западу располагаются офиолитовые массивы Денежкин Камень, Кумба, Золотой Рог и др. С востока Петропавловская полоса ограничивается девонскими вулканитами, образующими вершины сопки Петровской г. Халью-Чакур и т.д. Бокситоносная полоса слагается вулканогенными, терригенно-карбонатными, карбонатными породами силура и девона. Бокситовые горизонты, которые соответствуют перерыва в морском осадконакоплении, залегают среди морских карбонатных осадков и представляют собой переотложенные продукты коры выветривания основных и ультраосновных пород. Бокситы фиксируют колебания уровня девонского океана вплоть до полного осушения территории. Характеристике бокситовых месторождений посвящена обширная литература [1,2,3,4]. Бокситовые месторождения западной бокситоносной полосы связаны с ранне-среднедевонскими карбонатными породами: прибрежно-морскими (амфиболовыми), рифогенными, зарифовыми (плитняковым) фациально замещающими друг друга по литорали. Они охарактеризованы как бентосными группами

конодонтами. Фауна в этом регионе изучалась А.Н.Ходалевичем, М.Г. и И.А.Брейвель, С.И.Лукомским, Л.И.Мизенс (брахиоподы), О.В.Богоявленской (строматопоры), Ф.Е.Янет, В.С.Карпинским (табуляты, гелиолитоиды), М.В.Шурыгиной (ругозы), Г.Г.Зенковой (остракоды), А.С.Черных, В.В.Черных, М.П.Снигиревой, В.А.Наседкиной (конодонты). Установлена закономерность отложений раннего и среднего девона (снизу вверх): сарайинский, саумский, тошемский, карпинский, тальтийский, лангурский и высотинский горизонты, отвечающие конодонтовым зонам (К.З.): *woschmidtii*, *remscheidensis*, *pesavis*, *sulcatus*, *dehiscens*, *perbonus*, *inversus-laticostatus*, *serotinus*, *patulus*, *partitus*, *costatus-costatus*, *xylus-ensensis*, *caerulei-cristatus*.

Схематическое положение бокситовых горизонтов в районе исследований; Б - схематическая блок-диаграмма, показывающая поверхность, на которую опадают бокситы субровского горизонта (I). Обнажены: сарайинский горизонт - 1; саумский горизонт - 2; тошемский горизонт - 3; тошемский - 4; В - схематическая блок-диаграмма, показывающая перерывы, соотносимые с маньтосемьескому (II) и богословскому (III) горизонтам: амфиборовые известняки - 5; 6 - плитняковые (7) отложения карпинского горизонта. В основании - бокситы субровского горизонта (I). Г - схематическая блок-диаграмма, показывающая перерывы в тальтийском горизонте: амфиборовые - 8; рифогенные - 9 и плитняковые известняки - 10; Д - схематическая блок-диаграмма, показывающая перерывы в лангурском горизонте; Е - рифогенные известняки - 11 - амфиборовые, 12 - плитняковые. VI - бокситы сарайинского и Усть-Калынского месторождений.

А - амфиборовые известняки: 1 - сарайинского горизонта со *Stellopora spica* (Vavor.), 5 - карпинского горизонта со *Stellopora spica* (Bogoyavl.), 8 - тальтийского - со *Stellopora spica* (Yavor.), 12 - лангурского - с *Amphipora regularis* Less.; б - плитняковые: 2,3,4 - сарайинского горизонта с *Paralelostoma multiplexum* Bogoyavl., 6 - *Favosites regularissimus* Yanet; тальтийского - *Terebratula* (Yavor), *Favosites goldfussi* d'Orb; Zdimir - *Leptaena* (Tschen); 9 - лангурского - *Terebratula* (Bogoyavl.), *Scollopore denticulata* Milne Edw. et Haime, *Leptaena* Kho.d et M. Breiv.; в - плитняковые известняки: 7 - карпинского, 10 - тальтийского; 13 - лангурского горизонта

В течение раннего девона море постепенно покинуло регион западной бокситоносной полосы, отступая на север и запад. Обнажились покровы порфиритов и андезито-базальтов, известняки сарайинского и саумского горизонтов (К.З. *woschmidtii*, *remscheidensis*, *pesavis*). Более молодые отложения вижайского и тошемского горизонтов (К.З. *sulcatus*-



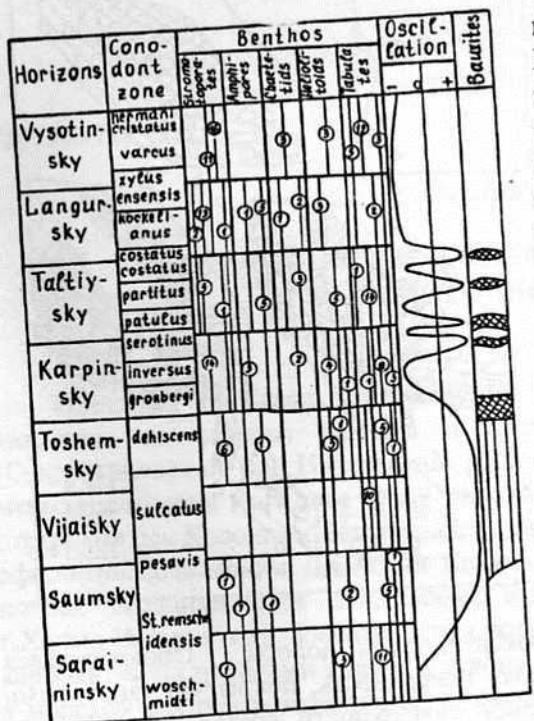
отличались от размыва в северной части бокситоносной полосы. Обнажившаяся поверхность представляла собой слегка наклоненную к востоку поверхность, покрытую карстовыми воронками (рис.1,Б). Почти половину дорудной поверхности составляют впадины глубиной 5-15 м, глубиной 3-4 м. Установлены относительно редкие крупные впадины глубиной 25-30 м, глубиной 5-7 м. Впадины концентрировали переотложенные продукты коррозии (так называемый субровский горизонт). Эти процессы подробно охарактеризованы в литературе по бокситам.

С начала карпинского времсни (К.З. *gronbergi-perbonus*, *inversus-laticostatus*, нижняя часть зона *caerulei*) обнаженная денудированная поверхность распространяется морская трансгрессия

(рис.1,В). Отмечаются карбонатно-глинистые илы с остракодами, пелепиподами, гастроподами в редких стелющимися колониями *Coenites spindet*. (отряд Alveolitida, Tabulata). Далее устанавливается обстановка накопления карбонатно-глинистых илов с амфи-порами (*Stellopora bargei*, *Bogoyavl.* и др.). В этой обстановке сравнительно редки массивные колонии строматопорат *Clathrocoilona abeona Yavor.*), табулят (*Favosites regularissimus Yanet*).

Амфипоровое сообщество формировалось в условиях прибрежного мелководья при обильном привносе глинистого материала в опресненном басейне (практически отсутствуют стено-галинны и глокожие). По некоторому удалению от береговой линии на поднятиях дна развивались небольшие рифогенные постройки мощностью не более 20-25 м, образованные водо-рослями, на склонах которых распо-лагались колонии табулят, ругоз, банки брахиопод. В зарифовой части бассейна формировались кремнисто-карбонатные илы (плитняки), где бентосные группы очень редки, но многочисленны конодонты. В течение карпинского времени (*K.3.gronbergi-perbonus, inversus-laticostatus*, нижняя часть *serotinus*) в прибрежных областях, на локальных поднятиях дна наблюдалась небольшие перерывы в накоплении карбонатно-глинистых амфипоровых илов, отмеченные появлением маломощных бокситов и бокситоподобных пород (маньтосемьский бокситовый горизонт). Очевидно, перерыв этот был незначителен по времени и не отразился на составе бентосной фауны (см.рис.1,Б).

Изменения в составе бентоса в связи с эвстатическими колебаниями девонского бассейна в изученном районе



Примечание. Цифры в кружках - количество видов. Заштриховано - бокситовые горизонты.

хорошо прогреваемом и освещенном мелководье в условиях карбонатного осадконакопле-

Карпинское время завершилось частичным осушением территории бокситоносной полосы: на слабо эродированной поверхности сохранились небольшие замкнутые лагуны, в которых отлагались серые и черные бокситы, обогащенные пиритом, и углефицированный растительный детрит (богословский бокситоносный горизонт или Западный выход) (см.рис.1,В). Богословский горизонт перекрыт отложениями тальтийского горизонта (*K.3.serotinus* (верхняя), *patulus partitus*, часть *costatus costatus*). В тальтийское время (рис.1,Г) сохранились те же фациальные условия, что существовали в течение карпинского времени. Отчетливо выделяются амфипоровые, рифогенные и зарифовые (плитняковые) фации. Состав бентоса изменяется: появляется характерная группа брахиопод рода *Zdim baschkirica* (Tschern), *Z. pseudobaschkirica* (Tschern), *Z. rossica* (Karp.) и др. В плитняковых фациях содержатся помимо конодонтов, редкие колонии строматопорат табулят, раковины брахиопод. В течение тальтийского времени устанавливаются локальные перерывы, которые соответствуют бокситоподобные породы среднего выхода. Этот перерыв не был значительным и не отразился на составе биоты. Тальтийский горизонт завершается небольшим перерывом, котором соответствует восточный выход бокситов.

В лангурское (рис.1,Д) и высотинское время (верхняя часть зоны *costatus-costatus*, *cockellianus*, *xytus ensensis*, *varcus*, *hermanni-cristatus*) на территории широко распространялись рифогенные фации, амфипоровые и плитняковые занимают подчиненное положение. Началу лангурского времени соответствует резкое изменение состава бентоса (см.таблицу).

заты образовывали органогенные постройки совместно с водорослями, хететидами, абулатами. На склонах этих построек располагаются банки брахиопод, среди которых многочисленные представители рода *Bornhardtina*. Небольшие бокситовые линзы залегают в незначительных перерывах (Шегультайское, Усть-Кальинское месторождения). Позднего девона ознаменовалось общим поднятием и почти полным осушением. Морские обстановкиились лишь в отдельных незначительных погружениях.

Таким образом, в пределах ПЗ отмечаются два крупных события, две регрессии: одна, почти осушившая ПЗ, соответствующая саумскому, вижайскому и тошемскому времени; вторая, на рубеже карпинского и тальтийского времени. Этим регрессиям соответствуют горизонты - субровский и богословский. Нужно указать, что частичные регрессии в пределах карпинского и лангурского горизонтов, с которыми связаны небольшие линзы в бокситоподобных пород. Развитие ПЗ завершилось в позднем девоне общим поднятием и этой территории. На фоне этих событий отмечаются изменения в составе всех групп - более четкие из них связаны с основанием саумского, вижайского, тошемского, и лангурского горизонтов.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ №98-05-64904.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Битюговская О.В. К характеристике эйфельских отложений западной бокситоносной полосы Среднего Урала //Сов.геология. - 1979. - №10. - С.75-83.
Битюговская О.В. Бокситоносные горизонты Нижнетуринского и Алапаевского районов восточного Урала //Сов.геология. - 1989. - №9. - С.53-58.
Битюговская О.В., Глебов А.Р., Лобанов Е.Ю., Сингирева М.П. Эвстатические колебания уровня моря в девоне //Сборник тезисов докладов. - М., 1994. - С.7.
Ташевская А.Н., Брейвель М.Г. Стратиграфические закономерности распределения девонских отложений склоне Северного и Среднего Урала //Тр.Свердл.гори.ин-та. - Свердловск, 1968, вып.53. -

Л.И.Зыкова

ЭЙФЕЙСКИЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В пределах Поларного Урала широко развиты докембрийские терригенные и карбонатные породы, относимые к конструктивному и деструктивному типам обстановок. В позднем рифеевом времени привело к появлению в Собском поднятии океанической коры и углеродисто-кремнистой формации, а также при широком развитии флишондных и песчано-алевритовой углеродсодержащей формации [2]. Отложения няровской и южной свит распространены в пределах западной зоны Харбейско-Марункеуского района. Развитые в пределах Харбейского и Марункеуского блоков, объединены в терригенно-карбонатную группу, а сланцы Хараматолоуского блока - в углеродисто-кремнистую (см.рисунок). По минеральному составу различают два типа углеродсодержащих сланцев: силикатные (SiO₂ 81.1-98.08, Al₂O₃ 2.36-6.98%); алюмосиликатные (SiO₂ 50.5-70.9, Al₂O₃ 10-15% (см.таблицу). Первые являются продуктами преобразования кремнистых осадков и распространены в Хараматолоуской, Марункеуской (Щучинский и Лаптаяхинский участки) Альбомосиликатные углеродсодержащие сланцы распространены в Оченырдской

структуре (Борзовский и Бадьшорский участки) и являются продуктами преобразования глинистых слоев.



Схема геологического строения Полярного Урала (по В.А.Душину).

Отложения: 1 - палеозойские шельфовые (Елецкие) фаации; 2 - палеозойские склоновые (Лембинские) фаации; 3 - рифейские; 4 - дорифейские; 5 - районы развития углеродсодержащих пород; 6 - региональные зоны разломов и краевые швы.

Антиклинальные структуры: I - Очесымурская, II - Енгашупейская, III - Манычтырская, IV - Лекынтаильбейская, V - Нундерминская. Блоки: VI - Марункеуский, VII - Харбейский, VIII - Лонготский, IX - Хараматолоуский

особенностями морского бассейна седиментации.

Углеродисто-кремнистая формация развита ограниченно в пределах линейных тектонических блоков представляющих, по-видимому, сутурные зоны, откристаллизованные в разрезах по ручью Водопадному, Куз'-Ш-Маниок-Яха, Ивтысъшор. Осадки представлены углеродисто-кремнистыми сланцами; реже черными кварцами, фитилитами, являющимися продуктами метаморфизма глубоководных кремнистых осадков. Отложения на восточной свиты образуют мощные пласти и начиная содержащие 30-35 % черного углеродистого вещества прослеживаются с севера на юг на расстояние более 20 км. Распределение углеродсодержащих сланцев равномерно как по разрезу, так и по площади. Так северной части Харбейского антиклинария их разрастает (до 45 %), а к югу постепенно убывает. Отмечается возрастающая их роль в восточной части Хараматолоуского блока, где разрезы более глинистые востоку от устья руч. Ивтысъшор и в среднем течении р. Изъякырю обнажаются мощные пачки (до нескольких десятков метров) углеродсодержащих пород. В южной части блока углеродсодержащие сланцы развиты только в бассейне руч. Тышор и левобережных притоках р. Бахраматолоу в виде невыдержаных прослоев мощностью 5 м, залегающих среди мощных вулканогенных образований формации натриевых базальтов.

Парагенетически углеродсодержащие сланцы связаны с глинистыми, глинисто-алевролитовыми, карбонатными отложениями преимущественно трансгрессивных циклов морских осадочно-вулканогенных толщ. Такие сланцы распространены в зонах проявления вулканической деятельности, где ассоциируют с вулканитами формации натриевых базальтов. Литологический состав отложений, в которых встречены эти сланцы, свидетельствует об первично-осадочном генезисе [4]. Накопление углеродистого вещества происходило в более глубоководных зонах морского бассейна и сопровождалось седиментационным заражением, так как в парагенезисе породами, содержащими углеродистое вещество, встречаются сульфиды. При метаморфизме образуются вторичные кварц, альбит, эпидот, серцинат, хлорит. Происходит перекристаллизация углеродистого вещества до графита. Для углеродистых пород руч. Водопадный характерно обилие пирротина, апатит обнаруживается в небольших количествах. В целом пространственное размещение ареалов накопления углеродистых сланцев контролируется расположением и фациальными

но-алевритовая углеродсодержащая (терригенно-углеродистая) формация с нестрым литологическим составом с развитием слабосортированных глинистых (37 %), алевритовых (42 %) разностей и закартирована в разрезах р.Лапта-Яха, р.Гильт-Ты, Хараматолоу (верховье), Гена-Хадата и др. В целом разрезы имеют прогressiveный характер и содержат реликты турбидитных циклов (цикл А.Боума). Желания, согласно Э.А.Сычевой, имели монтмориллонит-гидрослюдистый состав. Результаты проведенных исследований в регионе установлена низкая фосфатоносность глинистой формации и соответствие позднерифейскому уровню фосфатонакопления для углеродисто-кремнистых горизонтов терригенно-углеродистой формации [3].

Химический состав углеродсодержащих пород Полярного Урала (по данным 1981-1991 гг. СНИГЭ)

SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	P ₂ O ₅	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Участок
0,19	3,72	2		0,96	0,015	0,24	0,77	0,14	1,33		Хараматолоуский
0,54	13,97	7,8		0,26	0,02	1,76	0,44	1,64	4		Хараматолоуский
0,24	4	0,95		0,53	0,01	0,32	0,89	1,07	0,57		Хараматолоуский
0,1	2,41	0,8		0,06	0,04	0,15	0,44	0,18	1		Хараматолоуский
0,27	5,93	0,75	2,26	0,194	0,44	1,22	0,7	0,7	1,09		Марункеуский
0,37	6,98	0,89	1,13	0,833	0,02	1,21	1,34	0,14	1,95		Марункеуский
0,57	14,29	1,14	2,76	0,079	0,98	0,05	1	3,08	6,55		Марункеуский
0,15	5	1,05	0,27	1,92	0,01	0,89	3,49	0,12	0,95		Марункеуский
0,28	4,65	1,39	1,16	1,529	0,02	0,63	2,08	0,29	0,93		Лаптаяхинский
0,16	3,97	0,33	0,79	0,771	0,02	0,53	1,2	0,04	0,04		Лаптаяхинский
0,29	2,36	0,18	0,6	2,23	0,02	0,45	1,3	0,05	0,05		Лаптаяхинский
0,36	9,84	1,59	1,15	2,054	0,01	1,19	2,81	0,33	3,31		Лаптаяхинский
0,43	17,12	2,43	2,62	0	0,06	3,28	0,41	5	0,57		Бадышорский
0,19	17,71	2,04	7,89	0,18	0,04	3,62	0,69	1,01	5		Борзовский
0,26	11,14	18,64	4,8	2,26	0	0,04	0,9	0,69	0,34	4,5	Борзовский
0,34	18,09	9,07			0,07	0,08	0,99	1,61	1,66	3	Борзовский
0,66	21,58	9,8			0,1	0,16	4,95	1,22	3,59	1,6	Борзовский
0,68	16,34	10,55			0,08	0,06	2,32	3,22	1,09	2	Борзовский
0,36	17,61	8,38			0,34	0,08	2,72	1	0,55	4	Борзовский
0,06	7,02	4,5			0,1	0,09	1,07	1,5	0,62	2	Щучинский

в генезисе углеродсодержащих сланцев довольно сложный, но бесспорно, что происходило в восстановительной среде, подтверждением чего является повышенное содержание углеродных металлов. Таким образом, обогащенные С_{орг} породы докембрия для поисков практически всех типов осадочных руд, и в них можно ожидать появления концентраций элементов, отражающих специфику геохимической обстановки литогенеза [1]. Особое внимание нужно уделить проблеме металлоносности, в первую очередь марганцевоносности, золотоносности и платиноносности.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Борзовский Б.А. Металлогеническое значение распределения различных форм углерода в породах докембра //Металлогенез докембра. - Л., 1975. - С.49-51.
Борзовский Б.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. - М.: Недра, 1997.

3. Душин В.А., Григорьев В.В. Фосфатоносность и апатитоносность допалеозойских магматических осадочных формаций палеоконтинентального сектора севера Урала // Геология и минерагения докембрия Северо-Востока Европейской платформы и севера Урала. - Сыктывкар, 1996.

4. Макаров А.Б., Сычева Э.А. Корреляция рифейских толщ Полярного Урала по данным дифференциального-термического анализа углеродсодержащих пород // Сов. геология. - 1984. - №5.

УДК 553.64 (470.5)

В.Н. Довгопольский

ФОСФАТОНОСНЫЕ РАЙОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

В последние годы подтверждены перспективы фосфатоносности палеозойских отложений Полярного Урала, где вблизи железной дороги предварительно оценены полурыхлые фосфористые коры выветривания с содержанием 18-27 % пятиокиси фосфора (Софроновское месторождение) как объект для получения фосфатной муки. В связи с этим особенно остро встает проблема оценки палеозойских и более древних допалеозойских комплексов как возможных источников фосфора - формирования объектов софроновского типа.



Схема минерагенического районирования Полярного Урала.

Условные обозначения:

- 1 - палеоконтинентальный сектор; 2 - палеоконтинентальный сектор; 3 - Предуральский краевой прогиб; 4 - Западно-Уральский мега-литослинорий, верхнепалеозойские отложения (в т.ч.: Бельско-Ельцкой (а) и Сакмаро-Лемининской (б) СФЗ); 5 - среднепалеозойские отложения (С-Р); 6 - дорифейские отложения; 7 - гранито-gneйсовые куполы в структурах фундамента; 8 - поперечные дислокационные зоны; 9 - региональные зоны разломов и красные швы (надвиги-вбросы); 10 - невыясненной морфологии в т.ч. ГУН - главный уральский падын, ГЗУН - главный западно-уральский надвиг, ФН - фронтальный надвиг; 11 - проявления каолиногидрослюдистой рудовмещающей формации (МЗ-К2); 12 - геохимические аномальные точки P_2O_5 (>0,5 вес. %); 13 - изоконцентрации P_2O_5 (>0,5 вес. %); 14 - рудопроявления фосфора; 15 - Софроновское месторождение фосфоритов; 16 - фосфатоносные районы и их номера (1 - Софроновский, 2 - Нгосавей-Яхинский, 3 - Осовей-Сынгурский, 4 - Нярминский, 5 - Саурейский, 6 - Щучинский, 7 - Ингилорский, 8 - Ханмейский, 9 - Собский, 10 - Харотский, 11 - Малоусинский, 12 - Очетынинский, 13 - Пограиничный).

территория охватывает горную часть Полярного Урала от широты р. Собь на юге до севера, протягиваясь в меридиональном направлении более чем на 300 км. В отношении она расположена в пределах Республики Коми Ямало-Ненецкого

районирование проведено с учетом методических рекомендаций (ВНИИ в соподчинении с элементами тектонического районирования [4]. единицей первого порядка является Уральский фосфатоносный пояс, Уральскому складчатому поясу. Элементом второго порядка является Полярно- провинция, развитая в пределах горной части Полярного Урала, временной интервал от байкальского до каледоно-герцинского циклов, объединяя в структурных этажа: дорифейский, рифейско-раннекембрийский и кембрийско- Провинция подразделяется на Палеоконтинентальную (в пределах сектора), западную и Палеоокеаническую (в пределах Палеоокеанического субпровинции. В данной работе рассматривается Палеоконтинентальная Элементами третьего порядка являются структурно-минералогические зоны (СМЗ), структурно-формационных зон (СФЗ): Бельско-Елецкая, Сакмаро-Лемвинская

районы (см.рисунок) как более дробная единица минералогического выделены нами на основе сочетания в пространстве поисковых критериев поля развития благоприятных фосфатоносных рудогенерирующих формаций [1], рудовмещающей формации коры выветривания, тектонические - линейные зоны коры [2] и признаков (геохимические - площадные и точечные геохимические фосфора; минералогические - проявления фосфорной минерализации различных типов [6]).

Большой район выделен в северной части территории вдоль развития надвига. Здесь проявлены кремнисто-углеродистые фосфатоносные сланцы - благоприятный субстрат для формирования линейных кор выветривания - бассейн Лабиль-Яха. Наличие линейной хорошо развитой зоны деструкции (надвиг) субмеридионального простирания позволяет предполагать возможное активных процессов. Недостаточная изученность района не позволяет сделать прогнозные промышленным перспективам.

Большой район объединяет поля развития благоприятной известняково-глинистой (S-D₂ИГКУ) и частично алеврито-песчаной (О₁₋₂АП) формаций. Здесь также линейная зона деструкции северо-западного простирания, отражающая структурный план, ее проявление в современных условиях доказывает наложение активационных процессов на древние зоны тектонических нарушений, что предполагать возможное развитие молодых коровых процессов. Подтверждением данного Сянгурское рудопроявление [3] фосфоритов соффроновского типа в восточной части района проявлены многочисленные зоны фосфатно-углеродисто-кремнистых и (западный берег оз. Осовей-То, левобережье р. Сянгур-Яха), что доказывает наличие субстрата и источника фосфора для коровых фосфоритов. Промышленные района достаточно велики, однако его удаленность от инфраструктуры вызывает ряд трудностей в его изучении и освоении.

Большой район расположен южнее Осовой-Сянгурского в пределах Сакмаро-Лемвинской формации. В южной части района выделяется ряд фосфатопроявлений углеродисто- кремнисто-карбонатного типов, что подтверждает наличие насыщенных фосфором пород. Линейные зоны деструкции проявлены в западном, восточном и южном района, что связано, вероятно, с тектоническими границами поля развития формации.

Это позволяет предполагать наличие проявлений фосфатной коры выветривания, что подтверждение в виде Нярминского фосфатопроявления софроновского типа в южном замыкающей структуры. Точечные геохимические аномалии пятиокиси фосфора в пределах базальт-риолит-формации в южной части усиливают значимость района. Промышленные перспективы района все же.

Саурейский район выделен в пределах Саурейского рудного поля (Бельско-Елецкая СМЗ) характеризуется наличием благоприятной алеврито-песчаной формации ($O_{1-2}AP$), крупным углублением пересечения линейных зон деструкции, единичными точечными аномалиями фосфора и фосфатопроявлениями углеродисто-фосфорного типа. Коровых объектов здесь пока не выявлено. Промышленные перспективы района в отношении фосфора пока не велики, однако наличие промышленного полиметаллического Саурейского месторождения позволяет рассматривать район как комплексный.

Щучинский район выделен нами в восточной центральной части территории в пределах Собско-Единской СМЗ. Он включает в себя поле развития глинисто-песчано-алевритовой углеродистой (R_3GPAU) формации. С осадками формации связаны многочисленные точечные крупная площадная геохимические аномалии пятиокиси фосфора, что позволяет предполагать наличие благоприятных насыщенных фосфором пород. Развитие в центральной части района линейной зоны деструкции субмеридионального простирания и пространственное ее наложение на площадную геохимическую аномалию подтверждает и усиливает выводы о потенциальных перспективах района. Коровых проявлений здесь пока не выявлено.

Ингилорский район выделен в пределах Собско-Единской СМЗ в поле развития благоприятной глинисто-песчано-алевритовой углеродсодержащей неразделенной надформации ($R_{2-3}GPAU$) [1]. Район включает также крупную площадную и многочисленные точечные геохимические аномалии пятиокиси фосфора. Наличие благоприятных фосфатонасыщенных пород подтверждается зонами развития фосфатно-углеродистых сланцев по руч. Няро-Шор, с. Графитовая, р. Лонгот-Юган и Немур-Юган и др. В центральной части района пересекаются линии деструкции северо-восточного, северо-западного и восточного простирания, однако коровых проявлений здесь пока не обнаружено. Промышленные перспективы района пока не ясны.

Ханимейский район является одним из наиболее благоприятных. Здесь пространственно совмещены следующие предпосылки и признаки: поле развития фосфатоносной глинисто-песчано-алевритовой углеродсодержащей неразделенной надформации ($R_{2-3}GPAU$), линейная зона деструкции северо-восточного простирания, проявления рудоносной формации коры выветривания, точечные геохимические аномалии пятиокиси фосфора, проявления фосфорной минерализации. Несмотря на то, что проявлений софроновского типа здесь пока не обнаружено, следует высоко оценить потенциальные перспективы района. Благоприятным является и факт непосредственной близости района к железной дороге.

Леквожский район выделен в юго-западной части территории. Здесь сочетаются следующие поисковые предпосылки и признаки: поле распространения алеврито-песчаной ($O_{1-2}AP$) и частично известняково-глинистой кремнисто-углеродистой ($S-D_2IGKU$) формаций, линейная зона деструкции поперечного структурного плана, проявление формации коры выветривания, крупная площадная единичная точечные геохимические аномалии пятиокиси фосфора. Несмотря на то, что проявления софроновского типа в пределах района пока не выявлено, следует высоко оценить его потенциальные перспективы.

Собский район включает северное и северо-восточное обрамление массива Рай-Из, сложенное осадками перспективной фосфатоносной глинисто-песчано-алевритовой углеродсодержащей неразделенной надформации ($R_{2-3}GPAU$). Здесь широко проявлены углеродисто-кремнистые фосфатоносные сланцы (руч. Вой-Шор, Нырдомен-Шор, Сенька-Шор, р. Собь), которые могут явиться благоприятным субстратом и источником фосфора для формирования фосфор-

типа. Кроме того, в пределах района известно магматическое Яркеуское месторождение, что усиливает потенциальные перспективы района. В северной части обрамления (руч. Вой-Шор) выявлены крупная площадная и многочисленные точечные аномалии пятиокиси фосфора, а также проявление формации коры выветривания, в узле пересечения крупных субширотной и северо-восточной зон деструкции [3].

Близость района к железной дороге, ведущиеся на его территории поисковые работы (В.Я. Ильюшенков и др.) на бариты (бурение) и марганцевые руды корового типа (маршруты) в сочетании с вышеупомянутыми предпосылками и признаками позволяют оценить его промышленные перспективы и надеяться на подтверждение в будущем положительных результатов.

район выделен в юго-западной части территории в поле развития известняково-алеврито-углеродистой ($S-D_2$ ИГ^{ку}) формации. Здесь проявлены фосфатно-углеродистые отложения (бассейн р. Харота), известны и коровые фосфориты софроновского типа (Харотское, Старое). Геохимической информации по району нет, линейных зон деструкции не изучено. Изученность района не позволяет надежно оценивать его промышленные перспективы софроновский фосфоритовый тип.

район выделен как потенциально перспективный, включает поле развития известняково-алеврито-углеродистой ($O_{1,2}$ АП) формации. В пределах района известно одно проявление углеродисто-алевритовой формации ($O_{1,2}$ АП). Район расположен в пределах линейной зоны деструкции северо-восточного региона.

район включает отложения известняково-алеврито-глинистой формации (D_3 -С₁). Известны отдельные фосфатопроявления углеродисто-фосфорного и кремнисто-фосфорного типов, подтверждающие насыщенность пород формации фосфором. Положение района в узле пересечения субмеридиональной, северо-восточной и северо-западной зон деструкции в сочетании с формационными предпосылками и минералогическими признаками позволяет оценить его потенциальные перспективы на возможное обнаружение объектов месторождения.

район выделен севернее Софоновского в продолжении зоны развития алеврито-песчаной формации ($O_{1,2}$ АП). Наличие здесь Пограничного проявления фосфорного типа и пространственное наложение узла пересечения линейных зон северо-восточного и северо-западного простираций, а также близость Софоновского месторождения позволяют относить район к числу потенциально перспективных.

Выводы

На основе комплексного минерагенического анализа нами выделено 8 перспективных (Осовей-Бирменский, Щучинский, Ингилорский, Ханмейский, Леквожский, Собский, Березниковский) и 5 потенциально перспективных (Нгосавей-Яхинский, Сайрейский, Малоусинский, Пограничный) фосфатоносных районов горной части Полярного Урала. Проведенное районирование поможет более целенаправленно вести поиски фосфоритов на Урале.

Промышленно значимым является Собский район, что определяется, вероятно, не только его изученностью и непосредственной близостью к железной дороге. Собский район, помимо фосфатов, на комплекс полезных ископаемых (марганец, бариты), что делает его первоочередную значимость изучения северного и северо-восточного района Рай-Из (бассейн р. Собь, руч. Нурудвомен-Шор).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Довгополый В.Н., Григорьев В.В. Фосфатоносность допалеозойских комплексов Полярного Урала //Структура, вещества, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Тез.докл.конф.молодых ученых - Сыктывкар, 1995. - С.21-23.
2. Душин В.А., Григорьев В.В., Сердюкова О.П. Геодинамические условия проявления рифейских фосфатонакопления на Полярном Урале //Палеогеодинамические обстановки осадконакопления и литогенеза: Тез.докл.Всерос.сов. - Екатеринбург, 1994. - С.60-61.
3. Душин В.А., Григорьев В.В., Сердюкова О.П., Панкрашова В.Д. Фосфатоносность палеозойских осадочных формаций палеоконтинентального сектора Севера Урала //Изв.УГГА. - Вып.5. - Екатеринбург, 1996. - С.76-82.
4. Душин В.А. Магматизм и геодинамика Палеоконтинентального сектора Севера Урала. - М.: Наука, 1997. - 213 с.
5. Лукин А.А., Хоханов В.И., Краснов А.А., Романов В.Л. Геологическое строение и типы фосфатных руд Софоновского месторождения (Полярный Урал) // Фосфориты и фосфогенез: Тез.докл.научн.сов., Москва, Люберецы, август 1992 г. - Черкассы, 1992. - С.44-45.
6. Фосфатоносность и апатитоносность допалеозойских осадочных и магматических формаций Палеоконтинентального сектора Севера Урала /Душин В.А., Григорьев В.В., Сердюкова О.П., Довгополый В.Н. //Геология и минералогия докембрия Северо-Востока Европейской платформы и Севера Урала: Тез.докл.Всерос.сов. - Сыктывкар, 1996.

УДК 552.33 (470.5)

О.М.Попова

ПЕТРОГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ПОЛЯРНОГО УРАЛА

На территории Полярного Урала заведомо мезозойских магматитов выявлено пока небольшое количество. Среди них кислые щелочные породы (торасовейский и певдиевский комплексы), базальтического и мусюрского комплексов, а также откартированные Душиным В.А. несколько блоков основного состава с различной щелочностью (от субщелочных до щелочных) в Харбайском Байдарацком блоках.

На Байдарацком участке в правом борту р.Ненза-Яха была задокументирована дайка мощностью 0,4 м лампроитоподобных пород относительно свежего облика, темного серо-зеленого цвета, массивной текстурой, тонкозернистой структурой с мелкими порфировыми включениями светло-зеленого минерала. В результате детального изучения магматиты были отнесены к классу лампроитов [3].

Структура пород пойкило-гипидиаморфнозернистая, обусловленная присутствием в крупных фенокристаллах калиевого полевого шпата включений идиоморфных зерен слюды и клинопироксена. Полевой шпат представлен твердым раствором санидина и альбита. В шлифе прорастающие альбитовые составляющие проявляются в неравномерном "лучистом" погасании зерен санидина. Показатель преломления ниже канадского бальзама, рельеф и шагреневая поверхность наблюдаются, интерференционная окраска серая и белая I порядка. Минерал имеет неправильную

количество включений, представленных как идиоморфными кристаллами слюды, акцессорных минералов, так и микролитами того же пироксена, а также стекла. Сандин сильно пелитизирован в результате эпимагматических процессов, приобрел бурую окраску в проходящем свете. Включения в калиевом соде имеют округлую изометрическую форму, с очень низкими цветами интерференции, общий девитрифицированное кварцево-калиевое стекло. В искусственном шлихе отмечается в виде обломков зерен кремово-розового цвета с обильной вкрапленностью, из которых попадает в магнитную фракцию. Форма зерен близка к таблитчатой, с различными направлениями. Пироксен относится к классу клинопироксенов и представлен диопсидом, по составу соответствующим клинопироксенам из лампроитов (табл.1). Диопсид существует в виде двух генераций: одна - идиоморфные призматические и вторая - неправильные изометрические очень мелкие (до 0,02 мм) микролиты. В магматитах отмечается две системы трещин спайности, двойникование, интерференционные полосы в проходящем свете минерал бесцветный. В шлихе диопсид слабомагнитный, в магматитах призматических кристаллов бледно-зеленого и грязно-зеленого цветов, в прозрачных, со стеклянным блеском. Слюда в описываемых магматитах имеет блестящий блеск и близка к составу слюд из лампроитов (табл.2). В шлихе флогопит имеет блестящий блеск и узких удлиненных по спайности листочков. В проходящем свете бурого цвета, с блеском от почти бесцветного (желтоватого) до грязно-бурового, с яркими цветами на корица, с прямым погасанием. Зерна иногда изогнутые. В шлихе флогопит имеет блестящую форму, красновато-бурую окраску, стеклянный блеск, в тонких пластинках в виде листочек обнаружен кварц гидротермального происхождения, ассоциирующий с минералами, как хлорит и кальцит. Его появление обусловлено повышенной температурой породы, характерной для лампроитов.

Таблица 1

Представительные анализы (в мас. %) клинопироксенов

	3	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₄	53,99	53,28	54,16	54,07	53,5	54,31	52,34	53,74	52,45	53,79
MgO	0,2	0,37	0,28	0,92	0,92	0,93	1,2	1,04	0,08	0,9
CaO	1,3	1,62	1,8	2,29	3,5	3,52	3,4	0,06	1,12	0,09
Al ₂ O ₃	0,5	0,19	0,44	0,03	0,61	0,61	0,44	0,31	0,93	0,34
FeO	4,12	4,39	5,21	6,7	6,19	6,1	7,12	2,68	5,19	2,30
Na ₂ O	0,05	0,15	0,15					0,1	0,05	0,07
K ₂ O	17,28	15,12	17,21	16,38	16,03	15,97	15,23	16,63	17,33	17,44
TiO ₂	23,54	22,61	22,96	23,39	23,59	23,14	22,63	24,93	24,10	24,73
SiO ₂	101,3	97,73	22,96	103,7	102,6	104,5	102,2	99,87	99,57	100,0

Числ. - общее число, пересчитанное на FeO. 1-4 - диопсид из обр. 98-19/5, р. Ненза-Яха; 5-9 - диопсид из обр. 98-31/8, р. Ненза-Яха; 10-11 - флогопит-лейцит-оловинковых лампроитов, Эллендейл-16; 10 - из гипабиссальных разностей, Прерикит-левигитовых лампроитов Капамба (Африка).

Минералы, присутствующие в породе, характерны для класса лампроитов. По составу (табл.3) отвечают магнохромитам из алмазоносных лампроитов и отличаются тем, что в них является сочетание высокой магнезиальности и наиболее высокой концентрации хромита. Хромит желто-черного цвета с просвечивающими красным тонкими сколами, с блеском. В магматитах присутствует муассанит ярко-голубого, синего цвета, характерный для алмазоносных и щелочных пород, гексагонального политипа, таблитчатого облика. Апатит наблюдался только в шлифах в виде очень мелких иголочек (до 0,01

мм), бесцветных. Кроме вышеперечисленных, отмечаются магнетит, ильменит, розовый альмандин (ед.з.), золото, сульфиды (сфалерит, пирит, халькопирит). Сульфиды и золото, видимо, связанные гидротермальными эпимагматическими процессами, находки таких минералов были и в кимберлитах и в лампроитах.

Таблица 2

Представительные анализы (в мас. %) слюд

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	36,62	36,66	41,15	41,99	38,19	38,30	39,69
TiO_2	5,45	5,14	5,55	5,74	8,13	3,92	9,13
Al_2O_3	14,83	14,83	12,96	13,53	12,13	14,60	11,02
Cr_2O_3			0,01	0,09	0,27		0,44
FeO	13,24	16,26	10,03	11,24	8,55	5,04	5,11
MnO			0,08	0,08	0,02	0,02	0,04
MgO	18,47	16,17	18,37	17,87	17,57	22,70	19,82
CaO							0,02
N_2O					0,10	0,3	0,20
K_2O	10,72	9,5	8,82	10,44	9,14	10,30	9,17
Сумма	99,33	98,56	96,97	100,98	95,10	95,18	96,75

Примечания. FeO - общее железо, пересчитанное на FeO . 1-2 - флогопит из обр.98-19/5, р.Ненза-Яха; 3-4 - флогопит из 31/8, Юнгтунская интрузия; 5 - из армаколит-флогопитового лампронита Смоук-Бьют, штат Монтана (США); 6 - из лейцитового лампронита Гренландия; 7 - из лампронита Капамбы (Африка).

Таблица 3

Представительные анализы (в мас. %) хромшпинелидов

Окислы	1	2	3	4	5
MgO	14,22	12,75	12,00	13,0	14,6
Al_2O_3	10,20	10,34	4,9	2,2	3,0
Ti_2O	0,12	0,10	3,1	3,7	3,9
Cr_2O_3	60,67	61,95	57,1	54,5	59,0
MnO	0,21	0,25	0,3	0,9	0,4
FeO	15,06	14,73	15,1	13,0	10,9
Fe_2O_3			7,2	12,0	9,1
Сумма	100,48	100,08	99,7	99,3	99,9

Примечания. FeO (для 1,2 проб) - общее железо, пересчитанное на FeO . 1-2 - хромшпинелиды из обр.98-19/5, р.Ненза-Яха; 3-4 - из лавы трубки Эллендейл-11; 5 - из лавы трубки Эллендейл-4.

По содержанию кремнезема породы дайки соответствуют базитам. По классификационной диаграмме соотношения SiO_2 и суммы щелочей они принадлежат к умереннощелочным и попадают в поле лампроитов [1]. По соотношению K_2O и SiO_2 магматиты относятся к высококалиевым. Отношение K_2O и Na_2O соответствует лампроитам (1.5). На классификационной диаграмме соотношения SiO_2 и mg фигуративные точки магматитов попадают в поле лампроитов Алдана. Коэффициент агпантности равен 0,5 (близок к классическим лампроитам) [4]. Коэффициент

- 0,8, то есть порода умеренноглиноземистая. По соотношениям P_2O_5 , MgO , SiO_2 и CaO породы дайки принадлежат к лампроитам.

специфические особенности магматитов типичные для класса лампроитов: резко повышенное содержание Sr , Ba , Sr , Ca , кларковое содержание Zr , обедненность Cu , Pb , V , Mn .

показано, в результате петрографического и петрохимического анализов пород Нензаяхинского блока установлено, что мы имеем дело с диопсид-флогопитовым лампроитом, впервые описанном в Байдарацком блоке и отнесенным к нензаяхинскому лампроитовому комплексу [2].

Щучинского блока палеоокеанического сектора Полярного Урала была впоследствии изучена Юнтинская малая интрузия габброидов, отнесенных к аляхскому комплексу.

Южнинской интрузии, наблюдаемая на поверхности, составляет примерно 3,5 км².
это тело имеет вытянутую форму с простиранием северо-восточного направления. В
этих отмечается согласное залегание с вмещающими вулканогенно-осадочными породами;
контакты разрушены или задернованы. Судя по результатам магнитной съемки,
В северо-западной экзоконтактовой и западной эндоконтактовой зоне
габбро-диабазы, к востоку они сменяются более крупнозернистым и меланократовым
восточной части представлены лейкохордитовыми разностями. Магматиты имеют
однородную, в меланогаббро и габбро-диабазах и такситовую - в лейкогаббро.
от тонкозернистой до крупно- и гигантозернистой. Кроме того, она является
офитовой, микродиабазовой, порфировидной (габбро-диабазы) или
(меланогаббро). Плагиоклаз соответствует преимущественно андезину (An 35-
габбро-диабазах наблюдается лабрадор (An до 65%), в различной степени
призматизация, серицитизация). Во многих случаях основной плагиоклаз замещается
удлиненно-призматическую форму, часто сдвойникованный. Часто наблюдается
замещение плагиоклаза от краев к центру (нормальная зональность: в краевых частях -
обычно границы зон нечеткие, что свидетельствует о возможности деформационной
или процессах альбитизации. Пироксен представлен диопсидом (см.табл.1) и
Наблюдаются в шлифах в виде крупных изометрических неправильной формы зерен,
буроватый, с высоким рельефом и резкой шагреневой поверхностью. Цвета
в зависимости от сечения от желтых, красных I порядка до сине-зеленых II порядка.
45-55°, что более характерно для авгита. В щихе зерна пироксена желто-бурового

со стеклянным блеском. Большая часть клинопироксена подвержена в титанократовых разностях наблюдаются мелкие, неправильной формы зерна и тальк-карбонатные и серпентиновые агрегаты имеют изометрическую форму, что оливина, тогда как сам оливин не сохранился и, видимо, подвергся полному разновидностях присутствует слюда, являющаяся флогопитом (см.табл.2). Ее в широких пределах: от единичных пластинок (габбро-диабазы) до 10 % в Слюда красно-бурового цвета, с ярко выраженным плеохроизмом от почти коричневого до ярко-красно-коричневого. Аксессории в изучаемых магматитах и титано-магнетитом (до 5 %).

Кремнезема породы Юнтинской интрузии принадлежат к классу основных (SiO_2 от 50 до 70%), а соотношение $\text{FeO}/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ очень высокое (>5), указывает на глубинное происхождение. Коэффициент глиноземистости варьирует от 0,73 до 1,4 [4], при этом могут наблюдаться лейкократовые разности. На классификационной диаграмме SiO_2 - K_2O магматиты попадают в поле субщелочных габброидов [4]. Коэффициент $\text{Na}_2\text{O}/(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ в пределах 0,29-0,4 [3]. Соотношение $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ (1,9-3,5) свидетельствует о магматитах к K-Na серии. Содержание K_2O повышается соответственно за счет флогопита. Пересчеты по дискриминантным функциям В.А.Кутолина

показали петрохимическую разнородность интрузии, но в целом определили ее принадлежность группе континентальных формаций. Относительно средних составов габбро магматиты имеют немного повышенное содержание TiO_2 (до 1,7 %) и повышенное содержание MgO (до 12,5 %) меланократовых разностей, которые, по-видимому, являются оливиновыми субщелочными габбро.

Геохимической особенностью Юнтинской интрузии являются аномальные содержания Sr и повышенные содержания Co, Cr, V, Be (табл.4), обедненность пород Mn, Cu, Zn. Геохимическая специализация магматитов, видимо, имеет редкоземельную направленность, характерную щелочных пород (требуются более детальные исследования).

Породы интрузии по всем петрологическим показателям принадлежат к габбро-монцонитовой формации. Подобные образцы имеются в пермской щелочной провинции грабена Осло (Норвегия), считаются переходными разностями к фельдшпатоидным габбро. Существенное отличие юнтинских магматитов заключается в присутствии вместо биотита флогопита.

Из вышеизложенного можно сделать выводы о формировании интрузии в период континентального рифтогенеза, что позволяет предположить наличие и других его проявлений, в том числе и лампроитового магматизма.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Богатиков О.А. и др. Лампроиты. - М.: Мир, 1992. - 300 с.
2. Душин В.А. Мезозой-кайнозойский магматизм и проблемы коренной алмазоносности Урала //Проблемы петrogenеза и рудообразования: Тез.докл.научн.конфер. "Чтения Заварицкого". - Екатеринбург, 1998. - С. 52.
3. Душин В.А. Мезо-кайнозойский магматизм, геодинамика и проблемы коренной алмазоносности Арктического Урала //Новые идеи в науках о Земле: Тез.докл.IV Междунар.конф. - М., 1997. - С.176-177.
4. Ефремова С.В., Стafeев К.Г. Петрохимические методы исследования горных пород. - М.: Нauka, 1985. - 511 с.

III. МИНЕРАЛОГИЯ, ПЕТРОГРАФИЯ И ГЕОХИМИЯ

И.А.Малахов, С.В.Бушарина

СОСТАВ ТИПОМОРФНЫХ МИНЕРАЛОВ - СПУТНИКОВ АЛМАЗОВ В СЕРЫХ ТЕРИГЕННЫХ ПОРОДАХ КРАСНОВИШЕРСКОГО РАЙОНА на СЕВЕРНОМ УРАЛЕ КАК ИНДИКАТОР ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

В последние годы резко возрос интерес к поискам коренных источников уральских россыпных алмазов. Шестьдесят лет назад, добыча которых осуществляется и в настоящее время. По сравнению с другими районами распространения алмазоносных кимберлитовых диатрем, Южной Африке, Якутии, а сравнительно недавно и в Архангельской области, их поиски в Красновишерском районе Пермской области традиционно связывались с поиском алмазов здесь до сих пор не увенчался успехом. Впоследствии Л.И.Лукьяновой [1] кимберлиты были обнаружены на Полярном Урале в составе так называемого кимберлитового комплекса, где они слагают ряд штоков, прорывающих верхнериифейские терригенно-карбонатные отложения. По составу эти кимберлиты относятся к массивной порфировой разновидности кимберлитов и содержат глубинные мантийные минералы: пиропиты и эклогиты, автолиты и характерные минералы-спутники алмазов.

В начале 80-х годов текущего столетия алмазоносных лампроитов в Австралии начали активизацию их поисков во многих регионах мира, в том числе и в России. В результате исследований [5] они были выявлены и детально изучены в Магнитогорском районе на Южном Урале в составе куйбасовского лампроитового комплекса, состоящего из более чем 50 дайками оливин-флогопитового, диопсид-оливин-флогопитового и пироп-диопсидового состава, формирование которых связано с завершающими стадиями позднемезозойского щелочного магматизма и по данным определения абсолютного возраста (около 100 млн лет) происходило в среднем триасе - ранней юре. Обращает на себя внимание, что среди южноафриканских минералов, представленный пиропами, хромшпинелидами и пиромеллитом, аналогичный лампроитам Австралии [1], встречается лишь в оливин-флогопитовых лампроитах куйбасовского комплекса. Ряд находок лампроитов был обнаружен и в Красновишерском районе Урала, в том числе в пределах Башкирского поднятия и в районе ст. Полетаево, но алмазоносность которых пока еще не установлена. С позиций их обнаружения и установления алмазоносности наибольший интерес представляет детальное изучение Полюдовско-Колчимской и Красновишерской тектонических горст-антиклинальных структур в Красновишерском районе, где

связь алмазоносности с формированием туффизитов в щелочных ультраосновных породах. Туффизиты представляют собой попытку установить аналогию между условиями становления австралийской трубки Аргайл, где промышленная алмазоносность отмечается в песчанистых туфах, окаймленных телом лампроитов, и широко распространенными в Полюдовско-Колчимской и Тулым-Парминской структурах и в их обрамлении сериями пирокластических пород и в первую очередь туффизитами, образующихся во фронтальных частях флюидно-магматических колонн пород щелочного ультраосновного состава в результате внутрикоровых эксплозий, обусловленных резким выделением летучих компонентов вследствие снижения внешнего давления, тектонической декомпрессии и достижения магмой горизонтов водонасыщенных пород [9].

По мнению Л.И.Лукьяновой, А.Я.Рыбальченко и др. [5,9], такие туффизиты содержат алмазы уральского типа (то есть кривогранные октаэдры и ромбододекаэдры), широкий спектр высокобарических минералов-спутников - кноррингитовых гранатов, хромдиопсидов, хромшпинелидов, пикроильменитов, армолнолитов и др. - и характеризуются широко проявленными процессами автометасоматической аргиллизации стекловатого, пеплового и микролитового базальта. Согласно их данным такие породы по существу представляют собой высококалиевые метасоматиты иллит-монтмориллонитового, гидрослюдистого, тальк-серпентинового, хлоритового и карбонатного состава, содержащие набор когерентных и некогерентных элементов, характерные для пород "кимберлит-лампроитового" ряда. Образование таких туффизитов флюидного происхождения связано с триас-юрской и особенно с неоген-четвертичной эпохами неотектоники и рифтогенной активизации.

Имеющийся у одного из авторов статьи многолетний опыт изучения минералов-спутников алмазов, встречающихся в щелочных-ультраосновных породах западного склона Урала, содержащихся среди алмазоносных россыпей, и вновь полученные обширные данные по их составу, в том числе в породах колчимской свиты в Красновишерском районе, позволяют нам более аргументированно высказаться по этой проблеме и внести ясность при решении принципиальных вопросов, касающихся генетической природы туффизитов и их потенциала алмазоносности.

О генетической принадлежности типоморфных барофильных минералов к алмазоносным кимберлитам и лампроитам

В настоящее время в геологической литературе имеются вполне надежные данные относительно генетической принадлежности различных типоморфных, то есть характерных для минералов к породам - производным глубинных щелочно-ультраосновных и оливин-базальтовых магм. В соответствии с исследованиями Ф.В.Каминского [2] кимберлitoобразование происходит в условиях весьма высоких давлений - 40-100 кбар при температуре 1000-1300°C и при весьма ограниченной (0,5-1%) степени плавления ультраосновного субстрата мантии, представленного главным образом гранатовыми перidotитами, содержащими включения эклогитов. Важно показательно, что кимберлиты закономерно обогащены как когерентными (Zr, Nb, Ta), так и некогерентными (Na, K, Li, Rb, Ba, U, TR) элементами, что позволяет относить их в целом к производным ультраосновных расплавов.

Н.В.Соболевым [11] в свое время было показано, что по характеру сингенетичности кристаллических вростков в алмазах такие минералы происходят исключительно из ассоциаций высокохромового ультрамафитового (хромсодержащие высокопироповые гранаты, хромдиопсиды, высокохромистые шпинели и пикроильмениты) и эклогитового типов (бесхромистые пикроальмандиновые гранаты, омфациты, обычные ильмениты).

Важно также отметить, что по имеющимся экспериментальным данным [8] в области температур 700-900°C в условиях регressiveного эндогенного процесса в кимберлитах в связи

повышением окислительного потенциала среды и увеличением каталитической способности металлов должно было происходить существенное растворение алмазов в этих условиях до полного их исчезновения.

В рассмотрении минерального состава лампроитов необходимо иметь в виду, что они так же, как кимберлиты, принадлежат к числу наиболее глубинных пород, но в отличие от последних находятся в более разнообразной геодинамической обстановке. Главные первичные минералообразующие минералы лампроитов - оливин и лейцит. Эта минеральная ассоциация характерна в первую очередь для условий кристаллизации при высокой температуре и низком давлении [1]. Как следует из результатов изучения австралийских лампроитов, образование их туфов происходит близких им по составу пород сопровождалось дегазацией летучих при температуре около 800 °С, то есть даже несколько выше, чем при формировании кимберлитов. Согласно этим данным в основных лампроитах довольно часто встречаются хромсодержащие гранаты из глубинных эклогитовых включений, однако в них практически отсутствуют бесхромистые гранаты из обычных эклогитов. Не встречаются в этих породах и типичные хромдиопсиды и омфациты явно экзогенного происхождения.

Из других силикатных минералов для отмеченных лампроитов характерны калиевый риухтерит и титанистый флогопит. Очень характерна также высокая обогащенность титаном всех основных фаций пород из группы лампроитов, обусловленная низким общим давлением и высокой температурой их кристаллизации, проходившей в условиях повышенной фугитивности водорода, что в конечном итоге приводило к образованию помимо ильменита других титанистых минеральных фаз - армалколита и рутила. Что касается самих алмазов, то среди них преобладают частично резорбированные додекаэдры и кубооктаэдры. К включениям в алмазах широко известной восточно-австралийской трубки Аргайл относят бесхромистые гранаты эклогитового типа, характеризующиеся относительно высоким содержанием оксида натрия - до 0,5 %. Встречаются также включения рутила, кианита и турмалина. В лампроитовых же трубках Западной Австралии среди минеральных включений в алмазах преобладают оливины, диопсиды, энстатиты и высокохромистые магнезиальные кальцитовые гранаты, а из включений эклогитового типа - пироп-альмандиновые гранаты, сопутствующие с омфацитом, рутилом и коэнитом.

Часто также отметить, что среди лампроитов четко выделяются две основные их ветви - основная, представленная туфовыми фациями трубки Аргайл и серий трубок Эллендейл, в которых содержатся 22-25 % MgO и весьма ограниченное количество щелочей, в первую очередь щелочная или орендитовая, содержащая значительно больше кремнезема и от 3-4 до 10 % титана. Характерно, что последняя разновидность лампроитов является не алмазоносной. Количество титана в них соответственно составляет 2,3 и 3,6 %, то есть достаточно велико, и в этом смысле можно рассматривать как типичную титановую ассоциацию.

Состав типоморфных минералов в разновозрастных карбонатно-терригенных толщах Красновишерского района

Область распространения наиболее богатых алмазами россыпей в Красновишерском районе на склоне Северного Урала определяется в первую очередь зоной северного обрамления Полюдовско-Колчимской горст-антеклинальной структуры, в ядре которой располагаются колчимские или точнее верхнерифейские терригенные и карбонатные отложения рассольниковой, кимберлитовой и низьвенской свит, сменимые выше по разрезу существенно терригенными толщами кимберлитовой и кочешорской свит кембрийского возраста, на которых с угловым несогласием залегают карбонатные породы с прослоями песчаников, слагающие колчимскую свиту, возраст которой определяется нижним силуром. Еще выше, также с угловым несогласием, на породах колчимской свиты залегают песчаники и кварцито-песчаники такатинской свиты нижнедевонского возраста. Следует также отметить, что в этом районе, как и в Якутии, мы имеем дело с полным

набором типоморфных минералов, представленных в первую очередь хромистыми высокопироповыми, нередко кноррингитсодержащими гранатами, хромшпинелидами с широкой гаммой содержаний хрома и пикроильменитами ультраосновного парагенезиса, а также бесхромистыми пироп-альмандиновыми гранатами и ильменитами эклогитового происхождения [11]. В последние годы были выявлены и изучены с помощью микрозонда высокотитановые минералы, встречающиеся лишь в породах колчимской и такатинской свит.

Следует отметить, что количество отмеченных типоморфных минералов существенно возрастает в породах последних двух свит. Что касается минералов из пород рифейского возраста, среди них преобладают пироп-альмандиновые гранаты (табл.1) и умеренно хромистые шпинели (см.табл.3). Из минералов титанистой ассоциации в них обнаружены типичные пикроильмениты, встречающиеся, вообще говоря, не только в кимберлитах, но и в карбонатитах. Одной из характерных особенностей, изредка встречающихся в породах древних толщ, и в первую очередь в россольгинской, высокопироповых хромистых гранатов, является отсутствие в них кноррингита, составляющей, повышенное содержание которой является хорошим признаком на алмазоносности [11]. Эта особенность состава присущих здесь хромистых гранатов недавно подтверждена Е.П.Черепановым (устное сообщение), изучавшим состав хромистых гранатов кочешорских песчаников кембрийского возраста.

Результаты наиболее детально изученных гранатов в породах колчимской и такатинской свит, частично представленных в табл.2, свидетельствуют о частой встречаемости в их составе нормативного кноррингита, количество которого обычно колеблется от 2-3 до 15 %, а судя по данным проведенных нами массовых (более 200 анализов) пересчетов высокопироповых хромистых гранатов, выполненных аналитиками фирмы Де Бирс, с Рассольгинского участка среднее содержание нормативного пиропа составляет 8,5 %, что хорошо согласуется с нашими данными.

Судя по приведенным в табл. 3 микрозондовым анализам хромшпинелидов из колчимской и такатинской свит, их состав различается достаточно резко: в породах они практически не встречаются высокохромистые шпинели, в такатинских же песчаниках в составе хромшпинелидов почти постоянно отмечается повышенное содержание хрома - среди них встречаются и индивиды, несомненно относящиеся в алмазной субфации, что нами отмечалось ранее [6].

Что касается минералов титанистой ассоциации, то судя по анализам, приведенным в табл. 3, наряду с обычно встречающимися ильменитами и пикроильменитами в породах колчимской свиты Рассольгинском участке были выявлены и изучены смеси титанистых минералов, представленные ильменитом и армалколитом - минеральной фазой, содержащей существенно больше титана, чем ильменит, и образующейся в существенно более окислительной обстановке. Обращает на внимание большое сходство составов ильменит-армалколитовых смесей, полученных нами при изучении с помощью микрозонда на Рассольгинской площади и несколько раньше выявленных Л.И.Лукьяновой [5] на участке Волынка в породах колчимской и такатинской свит.

Обсуждение результатов

Полученные и частично приведенные в статье химико-аналитические данные по составу типоморфных минералов свидетельствуют о явно глубинном - мантийном происхождении первичных пород, где они содержались. Судя по приведенным анализам, можно с большой долей уверенности высказываться в пользу кимберлитового их происхождения, причем формирование алмазных кимберлитов в этой структурной зоне можно датировать веном или терминальным рифеем (50-60 млн лет). В этом случае становится ясным в целом слабое распространение типоморфных барофильтровых минералов в более древних кембрийских толщах из-за сравнительно небольшой возрастной разницы между внедрением кимберлитов и попаданием барофильтровых минералов, образующихся по ним кор выветривания в материал терригенных толщ. Естественно полагать,

и такатинской свиты, образовавшиеся на 150-200 млн лет позднее, материал в несравненно больших количествах.

Несколько определенных данных, свидетельствующих о возможности существования, в том числе и алмазоносных их фаций, на Урале в нижнем и среднем девоне исследователи, занимавшиеся детальным изучением типоморфных минералов южного Урала, отмечают сравнительно слабое распространение в рифейских и горизонтах минералов ильменитовой группы.

Таблица 1

Состав хромистых (1-3) и бесхромистых (4-8) гранатов в допалеозойских зонах Полюдовско-Колчимского блока (оператор В.А.Виллов)

Раздел анализа и номер анализа по 1188	Участок Пресаянская Степь						Рассольни- нский участок, акв. 118/8
	2249 шурф	шурф 14	туфы деминской свиты к. 5	терригенные породы , 2249			
1	2	3	4	5	6	7	8
42,14	41,07	41,92	39,36	38,50	39,79	39,57	38,50
21,97	22,30	22,11	21,16	20,78	21,73	22,11	21,54
3,07	1,02	1,61	0,01	0,03	0,04	0,06	0,03
0,80	0,32	0,64	1,44	-	1,28	0,96	0,80
7,11	16,52	9,41	22,13	33,27	26,58	25,65	32,19
0,39	0,39	0,39	4,26	0,52	0,26	0,52	0,52
19,21	13,76	19,40	6,30	5,47	10,78	11,27	6,80
4,16	6,16	4,48	7,00	3,36	1,26	1,40	1,40
96,87	102,54	99,32	101,66	101,93	101,72	101,54	101,78
Пересчет на кристаллохимическую формулу							
3,018	3,000	3,009	3,018	3,082	2,996	2,977	2,981
-	-	-	-	-	0,004	0,023	0,019
1,775	1,921	1,871	1,908	1,962	1,928	1,941	1,907
0,072	0,061	0,095	-	-	-	-	-
0,043	0,018	0,034	0,083	-	0,072	0,054	0,046
0,427	1,009	0,565	1,419	2,226	1,174	1,615	2,084
0,021	0,022	0,022	0,276	0,034	0,018	0,032	0,033
2,654	1,496	2,073	0,719	0,654	1,208	1,267	0,786
0,474	0,483	0,345	0,576	0,329	0,099	0,113	0,116
Основные минеральные группировки							
2,1	0,9	1,7	4,1	-	3,6	2,7	2,3
1,7	3,0	4,7	-	-	-	-	-
5,2	12,1	4,7	15,2	7,7	-	0,9	1,4
58,8	49,6	69,0	24,0	20,1	40,3	41,9	25,9
34,3	33,5	19,0	47,5	71,2	55,7	53,6	69,5
0,9	0,9	0,9	9,2	1,0	0,4	0,9	0,9
Биотит	-	-	-	-	-	-	-
7,7%	19,3	41,2	23,0	71,2	77,6	59,4	57,3
Фиолетовый	Бледно-розовый		Розовый		Желтовато-розовый		Розовый

Примечание. Во всех таблицах анализы всех минералов пересчитаны на стехиометрический состав.

Таблица 2

Состав хромистых (1-6) и бесхромистых гранатов (7-8) в карбонатных и терригенных породах колчимской и такатинской свит Полюдовско-Колчимского блока (операторы В.Н. Ослоповских и В.А. Вилисов)

Состав	Пироп					Пироп-альмандин	
	Колчимская		такатинская		колчим-ская	такатин-ская	
	Рассольниковский участок		Б-Колчимский участок				
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	43,02	43,53	42,52	41,92	41,92	42,13	39,60
TiO ₂	0,30	0,10	0,12	-	-	0,31	0,00
Al ₂ O ₃	21,16	21,28	18,42	18,33	17,01	16,43	21,94
Cr ₂ O ₃	4,09	3,22	6,17	5,99	7,59	10,18	0,06
Fe ₂ O ₃	1,53	3,07	3,72	1,28	0,80	0,80	0,00
FeO	4,78	2,60	2,57	7,18	5,68	5,25	27,85
MnO	0,23	0,31	0,31	0,39	0,26	0,44	0,61
MgO	22,25	24,06	22,90	18,74	18,90	20,72	8,95
CaO	5,74	5,76	6,55	6,30	6,30	6,06	0,84
Сумма	103,10	103,93	103,28	100,13	98,46	102,40	99,86
Пересчет на кристаллохимическую формулу							
Si	2,977	2,980	2,975	3,035	3,075	2,993	3,044
Ti	0,032	0,010	0,013	-	-	0,017	0,000
Al ^{IV}	0,023	0,020	0,025	-	-	0,007	-
Al ^{VI}	1,703	1,697	1,495	1,565	1,471	1,368	1,988
Cr	0,224	0,174	0,341	0,339	0,440	0,572	0,004
Fe ²⁺	0,080	0,158	0,196	0,044	0,044	0,042	-
Fe ³⁺	0,277	0,149	0,151	0,348	0,348	0,312	1,790
Mn	0,013	0,018	0,019	0,018	0,012	0,025	0,040
Mg	2,295	2,455	2,389	2,066	2,076	2,195	1,025
Ca	0,426	0,422	0,491	0,493	0,493	0,461	0,069
Основные минеральные группировки							
Андрадит	5,6	7,4	10,2	3,5	2,3	3,8	-
Уваровит	8,6	6,4	5,8	12,8	14,6	13,5	0,2
Гроссуляр	-	-	-	-	-	-	2,2
Пироп	73,5	78,1	67,5	63,9	62,7	57,0	35,1
Альмандин	9,2	5,5	4,9	14,5	11,8	10,1	61,1
Спессартин	0,5	0,5	0,6	0,9	0,4	0,8	1,4
Кноррингит	2,6	2,1	11,0	4,4	8,2	14,8	-
f, %	13,4	11,1	12,7	20,0 36,0	16,0	13,9	63,6
Цвет	Лиловый			Сиреневый	Лиственный		Оранжевый

В частности, здесь совершенно не отмечался калиевый рихтерит, а из характерных для лампроитовой ассоциации широко распространен лишь флогопит, однако он часто встречается в других измененных породах - производных щелочно-ультраосновной магмы. Что касается эо-палеозоя, то в это время вполне могли формироваться породы лампроитовой ассоциации, о

свидетельствуют находки высококалиевых пород и связанных с ними метасоматитов на зоне Кряже, в северной части изучавшейся структуры.

Таблица 3
Состав хромшипинелидов из разновозрастных терригенных пород
Полюдовско-Колчимского блока (операторы В.А.Вилков и В.Н.Ослоповских)

Состав	Свита и ее возраст							
	Нисьвенская, верхний рифей		Колчимская, нижний силур			Такатинская, нижний девон		
	Буркочимский участок		Расоольинский участок			Колчимский участок		
	скв.264	скв.3831	бульдозерная канава		шурф 187/2		скв.3822	
TiO ₂	3,34	2,00	0,14	1,40	2,24	0,50	0,33	0,18
Al ₂ O ₃	16,44	16,25	20,05	20,58	16,63	9,26	11,34	9,22
Cr ₂ O ₃	36,67	42,81	41,70	39,87	37,55	56,54	55,23	63,13
Fe ₂ O ₃	13,10	7,83	11,64	10,22	14,61	5,43	5,11	1,44
FeO	20,41	21,56	13,51	18,06	16,47	15,59	12,36	11,42
MnO	0,52	0,39	0,23	0,21	0,23	0,52	0,39	0,19
MgO	11,11	9,45	14,29	12,39	13,05	11,44	13,60	14,31
Сумма	101,59	100,29	101,56	102,84	100,90	99,28	98,36	99,89
Пересчет на кристаллохимическую формулу								
Ti	0,639	0,388	0,026	0,257	0,423	0,095	0,063	0,031
Al	4,901	4,940	5,770	5,921	4,931	2,898	3,481	2,792
Cr	7,336	8,762	8,050	7,697	7,468	11,847	11,383	12,874
Fe ²⁺	2,496	1,522	2,139	1,878	2,766	1,083	1,003	0,279
Fe ³⁺	4,323	4,661	2,759	3,688	3,465	3,455	2,697	2,466
Mn	0,107	0,093	0,047	0,044	0,048	0,110	0,094	0,047
Mg	4,201	3,635	5,202	4,510	4,893	4,522	5,284	5,506
Основные минеральные группировки								
Ультрошипинель	8,0	4,8	0,3	3,2	5,3	1,2	0,8	0,4
Шпинель	30,7	30,9	36,0	37,0	30,8	18,1	21,8	17,4
Магнокромит	21,9	14,6	29,0	19,3	30,3	38,4	44,3	51,4
Хромит	24,0	40,2	21,3	28,7	16,3	35,7	25,8	29,1
Магнетит	15,4	9,5	13,4	11,8	17,3	6,6	6,3	1,7
Главные расчетные параметры								
f, %	62,2	63,3	34,7	45,0	41,5	50,7	41,8	33,6
Y, %	59,9	63,9	58,3	56,5	60,2	80,4	76,6	80,7
Z, %	16,9	10,0	13,4	12,1	18,2	6,8	6,3	1,8

также следует остановиться на происхождении и возможной алмазоносности туффизитов и туффитов, широко распространенных в Красновишерском районе и с которыми некоторые авторы [5,9,10] связывают коренную алмазоносность. Как отмечалось в работе [11], при изучению австралийских кимберлитов и лампронитов, алмазы в этих породах имеют свое происхождение.

Было справедливо отмечал Е.Е.Лазько [3], даже в самих кимберлитах алмаз представляет собой фазу и подвергается растворению в процессе подъема ультраосновного расплава. При потенциальном природном окислителя выступает кислород, содержащийся в летучей фазе, образующийся при диссоциации водяного пара и углекислоты. При этом по мере снижения эндогенного процесса за пределы устойчивости алмаза, особенно в области высоких температур - 900-700°C [8], должно было происходить наиболее интенсивное растворение.

Состав никроильменитов (1-3) и высокотитанистых минеральных смесей ильменита, армалколоита и рутила (4-8) в породах разновозрастных терригенных свит Полюдовско-Колчимского блока (анализы 2,3,6,7,8 – по данным Л.И.Лукьяновой [5])

Состав	Буркович мский участок, Рт.	Вольника, S ₁ и D ₁		Рассольниковский участок, S ₁		Вольника, S ₁ и D ₁		
		1	2	3	4	5	6	7
TiO ₂	51,37	42,40	50,09	54,09	56,95	55,72	65,20	64,09
Al ₂ O ₃	-	0,36	0,40	0,19	0,32	0,00	1,25	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	5,89	6,29	0,00	0,00	0,00	9,31	4,21
Fe ₂ O ₃	6,71	18,59	6,73	-	-	-	-	-
V ₂ O ₃	-	-	-	0,85	1,04	-	-	-
FeO	36,00	25,37	25,18	32,33	28,82	39,90	21,78	25,89
MnO	0,31	0,00	0,00	1,91	2,42	2,32	0,00	0,00
MgO	5,55	7,16	11,14	0,00	0,00	1,66	0,74	0,00
Сумма	99,95	99,77	99,83	89,37	89,63	99,60	98,28	94,19
Основные минеральные группировки								
Ильменит	73,1	54,6	52,4	52,4	28,4	77,5	-	-
Гейкеллит	20,2	27,4	41,3	-	-	6,5	-	-
Пирофанит	0,6	-	-	5,6	7,8	5,2	-	-
Гематит	6,1	18,0	6,3	-	-	-	-	-
Армалколоит	-	-	-	42,0	63,8	10,8	65,0	81,6
Рутил	-	-	-	-	-	-	35,0	18,4
Расчетный параметр								
Г, %	81,0	66,5	55,9	100	100	92,2	94,3	100

Отмечаемые многими исследователями [5,10] широкомасштабные процессы вторичного изменения - аргиллизация, карбонатизация, окварцевание и ожелезение - также должны понять термодинамическую устойчивость алмазов и типоморфных минералов - его спутника в высококалиевых метасоматитах, образующихся по туффизитам.

Имеющийся в геологической литературе обширный материал по генетической принадлежности магнезиальных хромистых пиропов, бесхромистых пироп-альмандинов, хромшипиннитов и никроильменитов [5,6,11], частично приведенных и в настоящей статье, однозначно свидетельствует о невозможности рассматривать их в качестве минеральной ассоциации туффизитов. Таким образом, нет никаких оснований говорить о том, что эти породы могут быть алмазоносными. И даже если допустить, как отмечает Т.М.Рыбальченко [10], что по ряду петрохимических критериев - высокой калиево-щелочности, степени окисленности, высокой насыщенности кремнеземом и содержанию когерентных и некогерентных элементов - туффизиты соответствуют орендитовому тренду дифференциации пород лампроитовой серии, то вывод относительно принадлежности туффизитов к не алмазоносному типу пород будет тот же, поскольку, как было установлено, орендитовая серия лампроитов алмазов не содержит.

Нужно также отметить, что все упомянутые исследователи [5, 9, 10] при рассмотрении вопроса о минеральном составе и генетической принадлежности туффизитов обходят вниманием уже выявленные разведочным бурением в северной части Полюдовско-Колчимской структуры многочисленные тела трахибазальтов и субщелочных эсексит-диабазов, секущих разнообразный состав породы ксенофонтовской свиты среднекарбонового возраста, налагающие здесь с углом несогласием на отложения колчимской и бакатинской свит. Химический же их состав с туффизитами обладает большим сходством, чем с любыми другими породами (табл.5). Уместно напомнить, что

ли в керне скважины 39 на глубине 47 м в одном из таких тел эссецит-диабазов нами установлены кварц-мусковит-карбонатные метасоматиты, содержащие более 2,2 кг/т РЭ, в представленных лантаном и церием [7].

Возможности распространения отсюда материала в пределы более обширной территории Красно-Колчимского блока свидетельствуют и наши данные по содержанию РЭ на различных участках в этом районе. Так, содержания лантаноидов порядка 250-430 г/т неоднократно отмечались в глинистых и хлорит-слюдистых аргиллитах на участке Илья-Вож, а также в желтых зеленоватых и голубых монтмориллонитовых глинах, развитых в зоне контакта нижнепалеозойских древних толщ на участке Сухая Волынка. Наиболее же высокие их содержания были установлены в глинистых предтактических корах выветривания - более 1100 г/т на том же участке.

Таблица 5

Сопоставление составов высококалиевых аргиллизированных туффизитов и ксенотуффизитов 5 с составами трахибазальтовых порфиритов и субшелочных эссецит-диабазов (по данным Вишерской ГРП)

Состав	Туффизиты и ксенотуффизиты				Трахибазальты		Эссецит-диабазы	
	Волынка		Рассольниковский участок		Устьим III и Кикус II			
					скв. 15/75	скв. 45/16	скв. 24/28	скв. 27/27
SiO ₂	56,4	53,5	67,0	71,2	44,43	48,03	48,25	42,26
TiO ₂	1,2	1,1	0,42	0,70	3,33	1,57	1,71	0,56
Al ₂ O ₃	22,3	18,4	17,2	13,9	14,80	15,42	15,34	13,43
Fe ₂ O ₃	5,2	11,7	4,3	3,9	4,39	6,25	6,86	3,11
FeO	<0,1	0,47	0,32	0,36	6,65	4,31	5,56	2,38
MnO	<0,01	0,10	<0,01	0,07	0,06	0,01	0,03	0,08
MgO	1,2	1,7	1,9	1,9	4,54	6,91	7,18	4,01
CaO	0,58	1,6	0,11	0,07	6,53	4,11	2,01	13,03
Na ₂ O	<0,2	<0,2	<0,2	<0,2	1,60	0,83	1,19	1,26
K ₂ O	6,8	5,0	4,9	4,5	5,92	5,04	6,98	7,75
P ₂ O ₅	0,38	0,28	<0,05	0,09	0,45	0,13	0,15	0,11
п.п.п.	6,0	6,4	4,1	3,5	7,79	6,94	3,92	11,74
Сумма	100,37	100,45	100,51	100,39	100,49	99,60	99,25	99,80
Расчетные параметры								
FeO	4,78	11,00	4,19	3,87	10,60	9,94	11,73	5,18
f, %	69,1	78,4	55,3	53,4	56,7	43,3	47,8	42,0
Na ₂ O+K ₂ O	6,95	5,15	5,05	4,65	7,52	5,87	8,17	9,01
R ₂ O / Al ₂ O ₃	33,7	30,3	31,8	36,2	55,0	41,2	57,6	72,6

В соответствии с выполненными нами подсчетами как кимберлиты, так и лампроиты характеризуются повышенными содержаниями РЭ: в первых оно составляет 400-450 г/т, а в контактах поля Эллендейл достигает иногда даже 850-900 г/т. Однако самые высокие их концентрации отмечаются в низкотемпературных фациях карбонатитов, где их количество может превышать 10 кг/т и даже больше.

Отметим, что имеющиеся данные по химическим составам субшелочных эссецит-диабазов и базальтовых порфиритов, распространенных на Полюдовом Кряже (табл.5), обнаруживают большое сходство с аргиллизированными туффизитами, которые характеризуются высокими содержаниями глиноэзema и аномально низкими - магния и кальция, что является закономерным для подобного типа метасоматитов и не исключает их единую генетическую природу.

Заключение

1. Приведенные данные по составу типоморфных минералов - хромистых и бесхромистых гранатов, хромшпинелидов и пикроильменитов в разновозрастных толщах, слагающих Полудонско-Колчимский антиклинальный блок и располагающихся в его обрамлении, свидетельствуют о относительной стабильности их химического состава. Исключение составляют хромшпинелиды, наиболее высокочромистые из разновидности встречаются лишь в такатинских кварцитопесчаниках. Что касается минералов титанистой ассоциации, то ильмениты и пикроильмениты встречаются во всех изученных осадочных толщах, а армаллолиты и рутилы, образующиеся в более окислительных условиях, лишь в породах колчимской и такатинской свит.

2. Отмечается последовательное увеличение количества типоморфных барофильтровых минералов по мере перехода от более древних рифейских терригенных пород к силурийским и девонским, что свидетельствует в пользу древнего, вероятнее всего венского возраста кимберлитов, с которыми генетически связаны россыпные алмазы. Таким образом, колчимскую и такатинскую свиты в прежнем есть все основания рассматривать в качестве промежуточных коллекторов алмазов.

3. Пользующиеся широким распространением в Красновишерском районе туффизиты ксенотуффизиты мезозойского и кайнозойского возраста являются производными орендской (лейцитовой) ветви лампроитов, изначально не содержащими алмазы. Однако они генетически могут быть связаны и со щелочной-ультраосновной магмой, производными которой являются карбонаты. В этом смысле их пространственная близость с субщелочными эсексит-диабазами и трахибазальтовыми порфиритами может оказаться не случайной. При этом постоянно фиксируются широко проявленные в туффизитах вторичные процессы их метасоматического преобразования: первую очередь аргиллизация, также свидетельствуют против возможности обнаружения алмазов ромбододекаэдрического или октаэдрического габитуса, образующихся в условиях повышенного давления.

4. Проведенные в последние годы исследования по распространению и особенностям проявления молодого мезо-кайнозойского магматизма могут в дальнейшем привести к обнаружению на Северном и Южном Урале среди полей туффизитов продуктивных фаций потенциальных алмазоносных оливиновых лампроитов.

Исследования выполнены частично за счет гранта Г-53 Минвуза.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Джейкс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампроиты Западной Австралии. - М.: Мир, 1989. - 432 с.
2. Каминский Ф.В. Механизм образования кимберлитовой магмы по данным распределения микрэлементов в кимберлитах и в ультраосновных включениях //Мантийные включения и производные ультраосновных магм. - Новосибирск: Наука, 1983. - С.62-68.
3. Лилько Е.Е. Минералы - спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. - М.: Недра, 1979. - 192 с.
4. Лукьянова Л.И., Бельский А.В. Проявление кимберлитового магматизма на Приполярном Урале. Геология. - 1987. - № 1. - С. 92-102.
5. Лукьянова Л.И., Лобкова Л.П., Мареичев А.М. и др. Коренные источники алмазов на Урале //Региональная геология и металлогения. - 1997. - № 7. - С.88-97.
6. Малахов И.А. О возможных магматических источниках алмазов западного склона Урала. Доордовская история Урала: Сб. Вып.4. - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1980 (Препринт, с. 39-64).
7. Малахов И.А. Редкие земли в магматических, метасоматических и осадочных породах западного Урала //Изв.вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. - 1995. - № 10-12. - С. 41-50.
8. Руденко А.П., Кулакова И.И., Баландин А.А. Катализическая активность ионов щелочных металлов в окислительном растворении алмаза //Кинетика и катализ. - 1967. - Том 8, вып. 2. - С. 275-282.

- Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьяннова Л.И. и др.. О новом типе коренных источников алмазов // Докл. АН РАН. - 1997. - Том 353, № 1. - С. 90-93.
- Рыбальченко Т.М. Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Полюдова Кряжа Пермского университета. Вып.4. Геология. - Пермь, 1997. - С.43-52.
- Саболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии //Тр. ИГиГ СО Р. Вып.183. - Новосибирск: Наука, 1974. - С.264.

5 (470.54) +553.493.45

М.П.Попов

ПОЗДНЕБЕРИЛЛИЕВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ - НОВЫЙ ВИД ОГРАНОЧНО-КОЛЛЕКЦИОННОГО СЫРЬЯ МАРИИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (УРАЛЬСКИЕ ИЗУМРУДНЫЕ КОПИ)

С момента открытия в 1831 г. Уральских Изумрудных копей основными полезными земи на их территории были изумруд (берилл), александрит. Мариинское месторождение отрабатывалось на изумруд и берилл. С 1971 г. основным полезным ископаемым берилл, идущий на получение металлического Be. С 1983 г. и по настоящее время месторождения ведется на камнесамоцветное сырье. Основным продуктом является попутно извлекаются берилл, фенакит, александрит, хризоберилл.

По мнению автора работы, в ходе эксплуатации Мариинского месторождения незаслуженно из внимания позднебериллиевая минерализация, которая является потенциальным ограночно-коллекционным сырьем. Она имеет незначительное, по сравнению с основной минерализацией, распространение на Мариинском месторождении. Минерализации может рассматриваться как руда на берилл только при комплексном использовании ресурсов.

Мариинское (Малышевское) месторождение входит в группу месторождений под общим Изумрудные копи Урала. Рудное поле, к которому принадлежит месторождение, в восточной экзоконтактовой полосе крупного Адуйского гранитного массиваенного типа. Граниты прорывают сложный комплекс метаморфических и интрузивных пород, который включает: амфиболиты и амфиболитовые сланцы, углисто-кремнистые сланцы, прорванные ультрабазиты и возникшие по ним серпентиниты и тальковые сланцы, кварцевые диориты и диоритовые порфириты. Контакт гранитного массива с комплексом метаморфических и интрузивных пород имеет восточное падение под углом 65-80° и осложнен с пологими участками и прогибами. К одному из таких прогибов и приурочено месторождение.

Рудное поле локализуется в восточном крыле антиклинальной складки. Главными контролирующими и рудораспределяющими структурами на месторождении являются синусоидально связанные между собой зоны разломов и дайки диоритовых порфиритов [4].

Бериллиевый комплекс представлен измрудоносными слюдитовыми и бериллоносными кварцевыми жилами. Слюдиты представляют собой метасоматические зоны, главную ценность которых представляют изумруды при второстепенном значении берилла. Подавляющее большинство жил залегает в тальковых сланцах и на контакте последних с диоритовыми породами, значительно реже - на контакте этих сланцев с другими породами. Слюдитовые рудные зоны единственными носителями изумрудов. Окраска их обусловлена, главным образом, содержанием в берилле хрома, заимствованного из вмещающих пород - серпентинитов.

и тальковых сланцев. Изумруды содержат 0,25 Cr₂O₃, а светло-зеленые бериллы - лишь 0,005 % Cr₂O₃. Позднебериллиевая минерализация в слюдитовых телах проявлена незначительно.

Кварц-плагиоклазовые рудные тела являются типичными трещинными жилами, залегают в различных породах и приурочены к трещинам обоих генетических типов - сланцах и серпентинитах. Однако кварц-плагиоклазовые жилы в отличие от слюдитовых руд встречаются и в других породах (амфиболитах, кварцитах, углисто-кремнистых сланцах), также пространственно связанных с дайками диоритовых порфиритов. Мощность жил в диоритах примерно в два раза меньше мощности этих же рудных тел, вмещающими которых являются тальковые сланцы. В кварц-плагиоклазовых жилах позднебериллиевая минерализация имеет широкое распространение. Это связано с условием их образования.

Изумруды в кварц-плагиоклазовых жилах вообще отсутствуют, что объясняется приуроченностью большинства (68 %) жил этого типа к диоритовым порфиритам, содержащим хрома (следы - 0,005 % Cr₂O₃), и уменьшением степени взаимодействия рудных растворов с вмещающими породами во вторую стадию пневматолит-гидротермального процесса.

Наложение кварц-плагиоклазовой ассоциации на слюдиты ведет к образованию совмещенного типа, которым присущи характерные особенности обоих типов жил. Наиболее значительные проявления поздней бериллиевой минерализации наблюдаются в кварц-плагиоклазовых жилах, находящихся в слюдитах.

Позднебериллиевая минерализация на Марининском месторождении проявлена значительно шире, чем представлялось раньше, до применения современных методов анализа руды и изучения вещества. Наиболее широко минерализация проявляется среди кварц-плагиоклазовых жил в центральных плагиоклазовых ядрах слюдитовых жил.

При изучении позднебериллиевой минерализации были выделены следующие минералы:

Эвклаз имеет локальное распространение. Является самым ранним минералом низкотемпературной гидротермальной бериллиевой минерализации.

Гинзбургит имеет довольно локальное проявление на Марининском месторождении, близкое по составу к бавениту по основным видообразующим элементам.

Наиболее широко распространен бавенит. Его образование происходило вследствие растворения берилла, реже наблюдаются псевдоморфозы по бериллу. Бавенит нарастает в гинзбургит.

Берtrandит встречается реже бавенита. Он развивается по бериллу и в некоторых случаях в бавените.

Бехонит и клинобехонит имеют единичные места нахождения. Образование этих минералов возможно, связано с изменением ранних бериллиевых минералов (берилл, бавенит, эвклаз) в низкогидротермальных условиях. Бехонит и клинобехонит нарастают на бавените.

Самым поздним минералом позднебериллиевой минерализации является битимит, образующийся в результате частичного изменения псевдоморфоз бавенита по бериллу.

Эвклазовая ($\text{BeAlSiO}_4(\text{OH})$, мон.) минерализация обнаружена на Марининском месторождении изумруда в 1982 г. Крапивиным Б.И. и Жернаковым В.И. Позднее, в 1989 г., Шароватым обнаружен эвклаз в пустотах выщелачивания берилл-плагиоклазовой жилы. Детально эта минерализация описана автором работы совместно с Зашихиным В.П. и Абрамовым А.А. в 1994 г. Минерал обнаружен в пустотах выщелачивания берилл-плагиоклазовой жилы, мощность которых в раздувах достигает 80-90 см. Она подверглась сильному тектоническому, а впоследствии гидротермальному воздействию. Полости выщелачивания приурочены к тектонически ослабленным участкам жилы. Они имеют преимущественно овальную форму с неровными краями и достигают 10-15 см в поперечнике. Эвклаз представлен крупнозернистым агрегатом, который заполняет пустоты. В некоторых случаях наблюдается инкрустация стенок пустот призматическими кристаллами. Совместно с эвклазом в пустотах выщелачивания найдены берилл, плагиоклаз, адуляр.

хлорит, берtrandит, пирит. Кристаллы свободного роста, инкрустирующие полости, вытянуты, уплощенные по оси X. Размер их достигает 1,5-2 см по удлинению и 3-5 мм в поперечнике. водяно-прозрачные, чуть голубоватые. Границы слегка растворены и корродированы. зеленистый агрегат эвклиза полупрозрачный, местами белый, слабо зеленоватый. В нем находятся отдельные индивиды, размер которых по удлинению достигает 3,5-4 см.

Гинзбургит ($\text{Ca}_4\text{Be}_2\text{Al}_4\text{Si}_7\text{O}_{24}(\text{OH})_4\text{H}_2\text{O}$, мон.) впервые обнаружен на Марининском месторождении Волошинным А.В. и описан им с коллективом авторов в 1986 г. Минерал найден в плагиоклазовой части слюдитовых комплексов. Он образует сферолиты лучистого строения размером 1 см, сложенные игловидными индивидами. Кристаллы представляют собой параллельные листы, имеющие сложное строение в сечении, размер которых 0,02 мм и менее. Цвет белый. Назван гинзбургитом (ginzburgite) в честь выдающегося советского минералога, профессора Ильи Ильича Гинзбурга, посвятившего всю свою жизнь изучению минералогии пегматитов и оставил большой вклад в минералогию берилля.

Впервые на Изумрудных копях бавенит ($\text{Ca}_4\text{Be}_2\text{Al}_2\text{Si}_9\text{O}_{26}(\text{OH})_2$, ромб.) был найден Кутуковой в 1939 г. Детально минерал был описан автором находки в 1946 г. Бавенит на Изумрудных копях встречается в виде радиально-волокнистых сферолитов, лучистых выделений и розеток таблитчатых друз. Размер выделений обычно колеблется от 0,3-0,5 м до 1-1 см. Цвет белый, иногда со светлым оттенком. Блеск шелковистый. Бавенит встречается в кварц-плагиоклазовых и слюдитовых комплексах. Характерной ассоциацией для него являются: берилл, плагиоклаз, флюорит, клинохлор, мусковит. Кроме того, лучистые выделения бавенита с эпидотом, железнитым хлоритом встречаются в маломощных плагиоклазовых прожилках, секущих биотиты и серпентиниты.

Берtrandит ($\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2$, ромб.) с Уральских Изумрудных копей найден и описан Е.И. в 1959 г. Минерал на Марининском месторождении встречается в пустотах вания плагиоклазовых ядер, находящихся в слюдитовых жилах. Несколько реже берtrandит встречается в мусковит-флюоритовых и альбит-хлоритовых линзах слюдитовых жил, а также в кварцевых и мусковит-альбитовых пневматолито-гидротермальных жилах. В интенсивно окраинных плагиоклазитах нередко наблюдаются псевдоморфозы берtrandита и содержащего микроклина по бериллу. Кристаллы берtrandита из пустот слюдитовых жил (0,5x2x5 мм), имеют пластинчатый облик. Иногда наблюдаются призматические кристаллы, агрегаты размером 0,5x0,8x1 см. Берtrandит из пневматолито-гидротермальных жил имеет мелкими призматическими кристаллами или агрегатом кристаллов (до 1 см в длину). Минерал бесцветный, водяно-прозрачный, при разрушении становится молочно-белым, блестящий, иногда перламутровый.

Беконит ($\beta\text{-Be}(\text{OH})_2$, ромб.) на Марининском месторождении изумруда найден автором в описан в 1998 г. [7]. Минерал обнаружен в пустоте выщелачивания плагиоклазовой жилы, подверглась сильному тектоническому, а впоследствии и гидротермальному воздействию. Он в ассоциации с бавенитом, филлипситом, альбитом. Образцы беконита представлены светло-желтого цвета и размером 0,5-1 мм. Почка состоит из агрегата шестоватых листов, в строении которых можно выделить следующие этапы роста минерала: блокование зерна - на отдельные субиндивиды - рост каждого расщепленного субиндивида как отдельного - начало двойникования по типу "микроклиновая решетка" в конце роста - рост двойников. Образование его связано с гидролизом более ранних минералов: берtrandита, эвклиза. Находка беконита на Марининском месторождении изумруда является первой в Урале.

Липобеконит ($\alpha\text{-Be}(\text{OH})_2$, мон.) впервые обнаружен на Марининском месторождении А.В. и описан им с коллективом авторов в 1989 г. [3]. Минерал найден в плагиоклазовой части слюдитовых комплексов. Он образует лучистые агрегаты пластинчатых

кристаллов или ватообразные массы. Цвет минерала белый с характерным перламутровым блеском размером до 5 мм. Пластинки индивидов имеют клиновидную форму. Образование клинобехоита связано с изменением ранних бериллиевых минералов (возможно, берилла и бавенита) позднегидротермальных условиях. Лучистые агрегаты минерала располагаются на пластинчатых кристаллах бавенита вместе с цезийсодержащим анальцином, а некоторые - и на анальцине. Ватообразные массы нарастают на бавенит, обволакивая иголочки гинзбургита. Утверждено Комиссией по новым минералам и названиям минералов Международной минералогической ассоциацией 23 августа 1988 г.

Битиит ($\text{CaLiAl}_2(\text{AlBeSi}_2)\text{O}_{10}(\text{OH})_2$, мон.) - минерал из группы маргарит-битиита, впервые отмечен Власовым К.А. и Кутуковой Е.И. в 1960 г. [1]. В 1986 году Волошин А.В. с соавторами в своей работе отмечают, что на кристаллы гинзбургита нарастают шаровидные выделения битиита [2]. В 1977 г. автором работы при изучении полости выщелачивания в берилл-платиноклазовой жиле были обнаружены минералы из группы маргарита-битиита. Они представлены мелкочешуйчатыми агрегатами. Размер выделений колеблется от 0,5 до 1,5 мм. Цвет их белый, желтовато-белый. Битиит на плоскостях спайности перламутровый.

Минералы поздней бериллиевой минерализации находят применение в ювелирном деле. Являются источниками ограночно-коллекционного сырья и предметом научных исследований.

Разновидности и сорта сырья

Минералы позднебериллиевой минерализации можно использовать в качестве ограночного и коллекционного сырья.

Ограночное сырье представлено кристаллами и агрегатами эвклаза. Эвклаз - довольно редкий минерал, достаточно трудно поддается обработке из-за своей хорошей спайности, поэтому ограниченные его экземпляры встречаются редко. Ювелирные эвклазы, обладающие различными оттенками голубого и зеленого цветов, происходят из богатого минералами района Оуро-Прету Минас-Жерайс в Бразилии. Недавно эвклаз обнаружен в Кашмире и в Танзании [8]. Среди уральских эвклазов принесли кристаллы из золотоносных россыпей купца Бакакина (окресты с. Санарки, Ю.Урал).

Ограночный материал с Маринского месторождения представлен бесцветными и слегка голубоватыми бездефектными и слабодефектными монообластями. Размер моноблоков в кристаллах достигает 10x7 мм, а в агрегатах - до 5x3 мм. Из-за мелких трещин часть моноблоков полупрозрачна. Первая огранка из эвклаза с Маринского месторождения поступила на ювелирный рынок в 1983 году в очень ограниченном количестве. В 1996 г. в ограночном цехе МРУ была выполнена огранка голубоватого эвклаза массой 2,35 карата. В этом же году ограненный эвклаз с Маринского месторождения выставлялся на Международной минералогической выставке в Мюнхене (Германия). Это вызвало большой интерес у коллекционеров и ювелиров из многих стран. По мнению автора, ограниченные эвклазы с изумрудных копей должны пользоваться повышенным спросом на международном ювелирном рынке.

Коллекционное сырье представлено позднебериллиевыми минералами: бавенитом, берtrandитом, эвклазом, бехонитом, клинобехоитом, гинзбургитом.

Не многие музеи России, а тем более международные, имеют в своих фондах образцы минералов поздней бериллиевой минерализации. Так, образцы эвклаза с Маринским месторождением имеются в Уральском геологическом музее, Минералогическом музее А.Е.Ферсмана. Образцы клинобехоита находятся только в Минералогическом музее А.Е.Ферсмана. Маринское месторождение является первым и единственным местом находки нового минерала. Образцов уральского бехонита, по данным автора, не имеет ни один музей. Образцы гинзбургита находятся в Уральском геологическом музее, Минералогическом музее А.Е.Ферсмана, Горном музее Санкт-Петербургской горной академии.

Коллекционные образцы форматируются на четыре стандартных размера: 1-3 см; 3-6 см; 6-9 а также делятся на две категории:

Образцы, в которых представлены минеральные индивиды одного или нескольких видов. К этой категории относятся типовые образцы (Пеков, 1995). К типовым образцам этого уровня следует отнести те образцы, в которых впервые для крупного региона или был установлен редкий минеральный вид. Сбор эталонных образцов необходим для

Наличие эталона позволяет оперативно произвести определение минерального вещества и форму вхождения того или иного компонента в структуру минерала. Позднее минералы (гинзбургит, бехонт, клинобехонт) были использованы в качестве эталонов: их были внесены Чукановым Н.В. в составляемый им атлас эталонных инфракрасных минералов; рентгенограммы их и эвклиза используются в качестве эталонных для этих

Образцы, в которых представлены полиминеральные агрегаты. Ценность таких образцов их генетическими информационными ресурсами [5].

Цены на ограночно-коллекционное сырье

огранки массой 2,35 карата, по которой она была продана, составляла 300 долларов. Стоимое сырье на мировом рынке составляет от 2-5 долларов за грамм.

Актуальную и коммерческую стоимость минералогических образцов формирует ряд факторов: количество и разнообразие минеральных видов, представленных в образце; уникальность (редкость) минеральных форм и размеры самого образца и минеральных индивидов, представленных в нем; количество минеральных индивидов и агрегатов; история происхождения самого образца (история находка в данном образце нового минерального вида).

Автор работы имел возможность посетить несколько международных минералогических ярмарок, где им были сделаны попытки оценить образцы с поздней бериллиевой зоной.

Размер образца эвклиза, см	Цена, у.е.
2-3	1-5
3,6-9	8-80
9 и более	100-300

Размер образца бехонта и клинобехонта, см	Цена, у.е.
1-3	3-10
3-5	15-100

Размер образца гинзбургита, см	Цена, у.е.
1-3	1-5
3-5	7-20
6-9	20-40

Единая отложенная система, включающая исследовательскую работу по изучению золотоносного Марининского месторождения, группу по добыче ограночного (эвклиз) и коллекционного сырья, а также экскурсионный центр, - идеальная схема попутного использования ресурсов этого месторождения.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Власов К.А., Кутукова Е.И. Изумрудные копи. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - 251 с.
2. Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Рогачев Д.Л., Тюшева Ф.Н., Шишкун И.М. Гинзбурговский кальций-бериллиевый силикат из десилицированных пегматитов //Мин.журнал. - 1986. - Т.8. - №4. - С.85-90.
3. Волошин А.В., Пахомовский Я.А., Рогачев Д.Л., Надеждина Т.Н., Пущаровский Д., Бахчисарайцев А.Ю. Клиновехонт - новая природная модификация $\text{Be}(\text{OH})_2$ из десилицированных пегматитов //Мин.журнал. - 1989. - Т.11, №5. - С.88-95.
4. Золотухин Ф.Ф. Мариинское (Малышевское) месторождение изумруда, Средний Урал. - Абзаково, Екатеринбург - Санкт-Петербург, 1996. - 70 с.
5. Клейменов Д.А. Вещественный состав, условия формирования и перспективы использования в производстве окисления Березовского золоторудного месторождения: Автoref.дис. ...канд.геол.-минер.наук. - Екатеринбург, 1999. - 23 с.
6. Попов М.П., Зашихин В.П., Абрамов В.А. Эвклаз с Уральских Изумрудных копей // Уральская 60-летняя минералогическая школа. - Екатеринбург, 1996. - С.131-132.
7. Попов М.П., Попов В.А. Бехонит с Мариинского месторождения изумрудов //Материалы Уральской 60-летней минералогической школы. - Екатеринбург, 1998. - С.-132-134.
8. Смит Г. Драгоценные камни: Пер. с англ. - М.: Мир, 1984. - 558 с.

УДК 552.55+553.878

Н.М.Дружинина

К ВОПРОСУ О ГЕНЕЗИСЕ ЮЖНОУРАЛЬСКИХ ЯШМ

Среди пород, относимых к яшмам, можно выделить две группы: собственно яшмовидные породы. Месторождения последних известны на Урале, Алтае, в Крыму (Калканское, Казах-Чикканское; Коргонское, Ревневское, Гольцовское; Карадагское). Классические яшмы развиты на Южном Урале (г.Полковник, Калиновское, Западное, Таш-Казган и др.), и на их примере существуют различные точки зрения.

Сторонники метаморфогенной гипотезы, опираясь на присутствие в яшмах метаморфических ассоциаций (гранат, актинолит), рассматривают яшмы как контактово- или регионально-метаморфические, а также метасоматические образования, первичная природа которых может быть связана с осадочной, вулканогенно-осадочной и даже магматической [8,9,16,20,21].

Приверженцы биогенно-осадочной гипотезы считают, что абсолютное большинство яшм образовалось в результате литогенеза глубоководных радиоляриевых, диатомово-радиоляриевых илов, которые, по аналогии с современными океаническими осадками, формировались ниже уровня карбонатной компенсации (глубины, на которой скорость поступления биогенного карбоната материала и скорость его растворения равны, в результате чего происходит накопление карбонатных, а кремнистых илов) [2,3]. Они исходят из того, что для яшм характерны органические структуры, аналоги которых, по данным сканирующей электронной микроскопии, наблюдаются в разностях, на первый взгляд абиоморфных. Значительная мощность толщ, содержащих яшмы, и породообразующих количествах реликты кремнистых организмов, также свидетельствует в пользу биогенно-осадочного происхождения яшм [2].

И.В.Хворова [22, 23], Е.В.Зайкова [4] полагают, что образование яшм связано с экспансационно-гидротермальной деятельностью, в результате которой идет привнос в осадок эндогенного кремнезема, что стимулирует развитие организмов с кремниевым скелетом.

чивания гидротерм. При этом поступление с экскальвациями CO_2 и других кислых газов делает бескарбонатность яшм, так как CaCO_3 , устойчив при $\text{pH} > 6,8$, а в кислой обстановке - интенсивное растворение. В качестве доказательства в пользу вулкагененного осаждения основной массы кремнезема в яшмах приводятся данные о современном выносе кремнезема на поверхность океанского дна ("белые курильщики", железисто-гель в металлоносных осадках).

Сомнительно, современное гидротермальное осаждение кремнезема наблюдается на восточных хребтах, которые характеризуются сейсмической активностью, проявлениями землетрясения и мощным тепловым потоком. На дне океана в пределах спредингового хребта расположены источники горячих флюидов с температурой до 350°C и pH до 4, отлагающие высокотемпературные "зубные сооружения". Среди них выделяются высокотемпературные "черные курильщики", выбрасывающие облака тонкодисперсных сульфидов, и менее горячие (до 100°C) "белые курильщики", выбрасывающие взвешенный аморфный кремнезем, барит и пирит. Однако в удалении от зон хребтов важное значение приобретают биогенно-осадочные известковые илы. При флангах хребтов ниже глубины карбонатной компенсации происходит фациальная смена карбонатных осадков кремнистыми илами или красными глинами [12].

Таким образом, одним из наиболее дискуссионных остается вопрос о природе исходного яшма, и подойти к решению этого вопроса возможно лишь после детального исследования гео-петрографических и петрохимических особенностей.

С этой целью были изучены яшмы, отобранные автором в окрестностях пос. Старый Сибай (Эттукан, Оло-Тау, Карюкмас, Тауак), а также яшмы из коллекции Ю.Г. Крежевских (Байкальские, ташкаганские, давлетовские и орские (г. Полковник). Яшмы Старого Сибая отличаются от яшм признакам, предложенным Г.А. Каледой [5]: они залегают среди спилитов и диабазовых пород в виде пластов и линз, количество SiO_2 составляет 78-98 %, яшмы обладают ясной структурой, практически половина их содержит реликты радиолярий, причем с сохранившимся внутренним строением. Это необходимо отметить в связи с тем, что подчас люди ошибочно понимают породы, которые имеют собственное петрографическое название (известковые туфы, роговики), что не способствует прояснению генезиса яшм. Так, Е.В. Зайковой и М.Е. Яковлевой [1] были описаны южноуральские яшмы, в которых широко развиты метаморфические минеральные ассоциации (гранат, актинолит, пумпеллит), однако в то же время осадочная природа яшм не была доказана, что позволило Е.В. Зайковой [4] внести эти яшмы в свою классификацию отнести вышеуказанные породы к яшмоидам, образовавшимся в результате метаморфизма и метасоматоза туфов, эфузивных и интрузивных пород, а по поводу яшм было высказано мнение, что они характерны лишь для силицитов, претерпевших яркий метаморфизм при внедрении силлов диабазов.

Старый Сибай в структурном отношении находится в западном крыле Магнитогорского антиклинария в пределах Кизило-Уртазымской синклинальной зоны. Кизило-Уртазымская синклиналь в свою очередь расположена вдоль восточной части Баймакского рудного района. На ее склонах находятся складки третьего порядка: Бакруякская, Карамалыташская и Сибайская [10, 14, 15]. На Карамалыташской антиклинали приурочено Сибайское медноколчеданное месторождение (залежи Новый Сибай, Слепая Залежь).

Яшмовые проявления из окрестностей поселка Старый Сибай расположены в Карамалыташской антиклинали, несколько севернее ее центральной части. Антиклиналь сложена среднедевонской карамалыташской свиты ($D_2\text{ekr}$): диабазовыми и базальтовыми породами, их туфами и вулканическими брекчиями, а также плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми порфиритами андезито-базальтового состава; подчиненное значение имеют яшмы, а также породы, кремнистые аргиллиты.

На восточной части карамалыташской антиклинали присутствуют субвулканические тела базальтов, в центральных частях - выходы красных бутылыгырских яшм. Изредка наблюдаются

небольшие интрузии габброидов (юго-запад брахиантиклинали). На севере Карамалыташ антиклинали отмечается система диагональных разрывных нарушений, а по ее западной границе крупный субмеридиональный разлом.

На востоке брахиантиклиналь граничит с красными яшмами, кремнистыми туффи-кремнистыми алевролитами бутылыгырского горизонта и вулканогенными и осадочными породами улугауской свиты (D_2gvul_2). Последние представлены туфами, туфобрекчиями в основании андезитового состава, содержащими прослои кремнистых туффитов и туфопесчаников, а также маломощными покровами андезитовых порфиритов. С запада антиклиналь ограничена андезито-базальтовыми туфами (D_2gvul_1), с запада и юго-запада - бутылыгырскими яшмами и дресвой вулканогенными породами ирендымской свиты ($D_{1,2}eig_2$), представленными туфобрекчиями пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава, их туфами, кремнистыми туффитами и диабазами.

Итак, карамалыташская свита, формирование которой происходило в эйфельское время, представлена породами контрастной спилит-кератофировой формации натровой серии, причем Карамалыташской брахиантиклинали преимущественно развита спилит-диабазовая субформация. Повсеместные элювиальные отложения и коренные выходы слагающих ее вулканитов и алевролитов отмечены в 2-6 км западнее пос. Старый Сибай. Наиболее мощные обнаружения наблюдаются в западном и юго-западном склоне г. Эттуткан, на г. Тауак и Карюкмас.

На северо-западном склоне г. Тауак наблюдаются коренные выходы темно-зеленых диабазовых порфиритов, частично разбитых трещинами, по которым развиты буроватые гидрослюды и гидроокись железа. На диабазовых порфиритах, видимая мощность которых не превышает 50 см, залегают слоистые сургучно-зеленые яшмы; границы между слоями резкие. Мощность яшмовой прослоек составляет 80 см, видимая длина 150 см, азимут падения ЮВ 132°, $\angle 20$. Выше по разрезу сменяются сильно выветрелыми темно-серовато-зелеными диабазовыми порфиритами. При верхние и нижние контакты яшм с диабазовыми порфиритами прямолинейные и резкие. Микроскопическом изучении диабазовых порфиритов наблюдаются неправильные зерна эпидота размером до $0,5 \times 0,3$ мм, листы плагиоклаза размером от $0,1 \times 0,03$ до $0,5 \times 0,08$ мм. Плагиоклаз изменен, по нему развиты агрегаты кварца, соссюрита. Основная масса состоит из плагиоклаза, пумпеллиита, изредка отмечаются волосовидные иголочки актинолита, а также кварц. Минералы выполнены хлоритом. Очень редок пренит.

Разрез г. Карюкмас представляет собой чередование диабазовых порфиритов и сургучно-красных яшм: последние обнажаются у подножия южной части г. Карюкмас в виде пласти оконочной мощностью и общей видимой протяженностью около 10 м. Гипсометрически наблюдаются повсеместные выходы диабазовых порфиритов. На вершине г. Карюкмас устанавливается полоса их коренных выходов, тянущаяся с севера на юг. Таким образом предполагаемая мощность может составлять примерно 20 м и более.

У подножия восточного склона г. Карюкмас наблюдается микрообнажение розовато-кремнистых яшм, которые подстилаются туфами основного состава, причем туфы постепенно переходят в яшмы. Видимая мощность яшм около 0,3 м.

Наиболее четко взаимоотношение яшм и вмещающих пород прослеживается на г. Эттуткан, особенно в северной и юго-западной ее части. Так, на северном склоне наблюдаются коренные диабазовые порфириты, видимая мощность которых 0,8-1,0 м, и сургучных и зеленовато-серых яшм с мощностью 0,4-0,5 см. Контакты между диабазовым порфиритом и яшмой резкие. Кроме того, отмечены темно-зеленые спилиты с характерной караваеобразной формой размером 1,6x0,8 см, которых залегают слоистые сургучно-зеленые яшмы, которые в верхней части "обтекают" спилиты. Нижней характеризуются горизонтальным наслаждением.

На г. Эттуткан отмечаются также коренные выходы яшм, вниз по разрезу переходящие в буровато-серые кремнистые аргиллиты. Мощность аргиллитов составляет 0,05-0,1 м, яшм - 0,1 м.

Таким образом, геологический разрез западных окрестностей Старого Сибая представляет чередование диабазовых и базальтовых порфиритов, спилитов, яшм и в меньшей степени туфовного состава и кремнистых аргиллитов. Границы между яшмами и аргиллитами, яшмами и туфами резкие, нередко субпрямолинейные. Для контакта яшм и туфов характерны постепенные склоны.

Яшмы Старого Сибая характеризуются слоистыми, полосчатыми, пятнистыми текстурами, отмечается конкреционное, микросферолитовое строение. Они окрашены в розовые, сургучно-серовато-зеленые, оливково-зеленые, серовато-голубоватые, белые цвета.

В яшмах Старого Сибая были выделены следующие минеральные ассоциации:

- 1) кварц+андрадит-гроссуляр±гематит±актинолит (43 % от всех проанализированных образцов);
- 2) кварц+андрадит-гроссуляр+актинолит+эпидот+хлорит+гематит (15 %);
- 3) кварц+андрадит-гроссуляр+актинолит+эпидот+хлорит+стильпномелан±гематит (15 %);
- 4) кварц+андрадит-гроссуляр+эпидот±хлорит±гематит (16 %);
- 5) кварц+андрадит-гроссуляр+актинолит+эпидот±стильпномелан±гематит (5,5 %);
- 6) кварц+хлорит+эпидот+серцицит (2,5 %);
- 7) кварц+хлорит+эпидот+пумпеллиит ±гематит (2,5 %).

Присутствующие в яшмах в породообразующих количествах гроссуляр-андрадит, актинолит, стильпномелан, а также хлорит являются новообразованными в результате метаморфизма. Это свидетельствует форма их выделения, а также их одновременное присутствие в яшмовой массе и в жилках.

Гранат представлен ультрамикроскопическими зернами, иногда идиоморфными (рис.1), размером от 0,001 до 0,015. Они образуют криптозернистые, микрогломеробластовые агрегаты буроватого, коричневатого цвета, размер которых составляет 0,01-0,05 мм (рис. 2,а, 2,б, 2,в). Гранат входит в состав халцедон-кварц-гранатовых сферолитов, которые иллюстрируют новообразованный характер. Иногда наблюдаются жилки гранатового и халцедонового составов; в последнем случае отмечаются полностью ограненные ромбододекаэдрические светло-желтого цвета размером 0,03-0,10 мм.

Гранат определен рентгеноструктурным анализом как андрасит по отражениям 3,020; 2,360; 1,610 Å, которые на дифрактограмме не являются пиками других минералов (кварца, эпидота, хлорита, гематита) и по отражениям 3,020; 2,690; K2,560; 3,360; 2,200; 1,9560; 1,910; 1,600 Å на диаграмме, снятой с белых яшм, состоящих практически из кварца и андрасита (ДРОН-0,5, Си-излучение, U=35 кВ, I=10 мА, аналитик Н.Г. Сапожникова, УГГГА). Состав гранатов, определенный на электронном микрозондовом анализаторе "САМЕСА" (УГГГА, аналитик В.Н. Ослоповских) представлен в табл. 1 и 2.

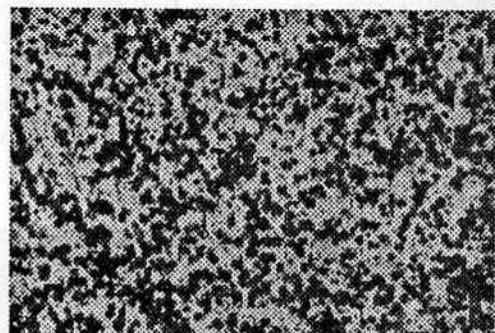


Рис. 1. Темно-бурые кристаллы

гроссуляра-андрадита в розово-белой яшме (г. Карюкмас). Ув. 100.

Николи парал.

**Химический состав (мас.%) гранатов из брекчийвидных яшм
(зерно 1-5-алый участок; зерно 6-10 -розовый участок)**

Компонент	Зерно 1	Зерно 2	Зерно 3	Зерно 4	Зерно 5	Зерно 6	Зерно 7	Зерно 8	Зерно 9	Зерно 10
Mg	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,32	0,00	0,15	0,15	0,00
Al	0,88	0,27	0,68	1,02	0,88	3,25	3,20	2,76	2,76	2,57
Si	16,75	18,19	17,13	14,99	16,08	16,83	17,92	16,33	16,33	17,10
Ca	25,39	19,67	23,20	22,63	24,95	25,21	22,40	23,25	23,25	23,84
Ti	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00	0,33	0,20	0,20	0,07
Mn	0,02	0,04	0,03	0,00	0,00	0,02	0,22	0,05	0,05	0,11
Fe*об	19,19	24,17	18,16	22,30	18,29	15,48	13,65	17,73	17,73	16,87
Сумма	62,63	62,35	59,23	60,94	60,24	61,11	57,71	60,39	60,47	60,58

* Суммарное железо принято за Fe²⁺.

Кристаллохимические формулы

1. $(\text{Ca}_{2,99}\text{Mn}_{0,01})_{3,00}(\text{Fe}_{1,88}\text{Al}_{0,12})_{2,00}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ – Andr94Gross6
2. $(\text{Ca}_{2,99}\text{Mn}_{0,01})_{3,00}(\text{Fe}_{1,95}\text{Al}_{0,05})_{2,00}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ – Andr97Gross3
3. $(\text{Ca}_{2,98}\text{Mg}_{0,01}\text{Mn}_{0,01})_{3,00}(\text{Fe}_{1,83}\text{Al}_{0,17})_{2,00}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ – Andr92Gross8
4. $\text{Ca}_{3,00}(\text{Fe}_{1,81}\text{Al}_{0,19})_{2,00}[\text{Si}_4\text{O}_{12}]$ – Andr91Gross9
5. $(\text{Ca}_{2,99}\text{Mg}_{0,01})_{3,00}(\text{Fe}_{1,84}\text{Al}_{0,16})_{2,00}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ – Andr92Gross8
6. $(\text{Ca}_{2,94}\text{Mg}_{0,06})_{3,00}(\text{Fe}_{1,38}\text{Al}_{0,62})_{2,00}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ – Andr69Gross31
7. $(\text{Ca}_{2,97}\text{Mn}_{0,03})_{3,00}(\text{Fe}_{1,33}\text{Al}_{0,67})_{2,00}[(\text{Si}_{2,95}\text{Ti}_{0,05})_{3,00}\text{O}_{12,00}]$ – Andr67Gross33
8. $(\text{Ca}_{2,97}\text{Mn}_{0,03})_{3,00}(\text{Fe}_{1,37}\text{Al}_{0,63})_{2,00}[(\text{Si}_{2,97}\text{Ti}_{0,03})_{3,00}\text{O}_{12,00}]$ – Andr68Gross32
9. $(\text{Ca}_{2,97}\text{Mn}_{0,03})_{3,00}(\text{Fe}_{1,52}\text{Al}_{0,48})_{2,00}[(\text{Si}_{2,99}\text{Ti}_{0,01})_{3,00}\text{O}_{12,00}]$ – Andr76Gross24
10. $(\text{Ca}_{3,00}\text{Mn}_{0,01})_{3,01}(\text{Fe}_{1,52}\text{Al}_{0,48})_{2,00}[(\text{Si}_{2,99}\text{Ti}_{0,01})_{3,00}\text{O}_{12,00}]$ – Andr76Gross24

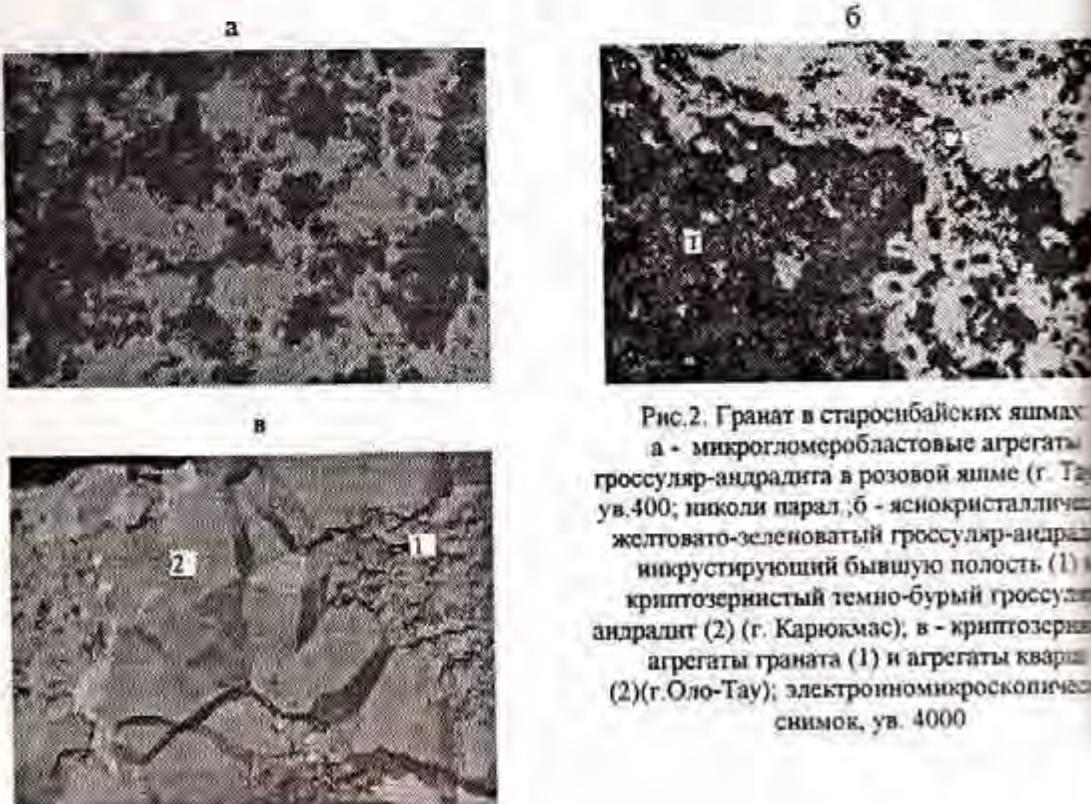


Рис.2. Гранат в старосибайских яшмах:
а - микроломеробластовые агрегаты гроссуляр-андрадита в розовой яшме (г. Тая, ув.400; никели парал.); б - ясиокристаллическая желтовато-зеленоватый гроссуляр-андрадит криптокристаллический темно-бурый гроссуляр-андрадит (2) (г. Карюкмас); в - криптокристаллические агрегаты граната (1) и агрегаты кварца (2) (г. Оло-Тая); электронномикроскопические снимки, ув. 4000

Таблица 2

**Химический состав (мас.%) гранатов из светло-розовых яшм
(старый Сибай, окрестности г. Каюкмас)**

Компонент	Зерно 1	Зерно 2	Зерно 3	Зерно 4	Зерно 5	Зерно 6
Mg	0,34	0,31	0,21	0,25	0,16	0,32
Al	1,86	2,19	2,10	1,76	2,16	3,54
Si	21,36	21,77	24,31	23,86	21,20	16,19
Ca	20,83	22,29	18,18	19,22	21,35	24,69
Ti	0,22	0,05	0,15	0,09	0,06	0,07
Mn	0,04	0,06	0,04	0,06	0,06	0,23
Fe*	14,37	15,59	14,13	13,16	14,52	14,59
Сумма катионов	59,06	62,26	59,12	58,40	59,50	59,64

* Суммарное железо принято за Fe²⁺.

Кристаллохимические формулы гранатов:

1. $(\text{Ca}_{2.92}\text{Mg}_{0.07}\text{Mn}_{0.01})_{3.00}(\text{Fe}_{1.58}\text{Al}_{0.42})_{2.00}[(\text{Si}_{2.97}\text{Ti}_{0.03})_{3.00}\text{O}_{12.00}]$ -Andr79Gross21
2. $(\text{Ca}_{2.93}\text{Mg}_{0.07}\text{Mn}_{0.01})_{3.01}(\text{Fe}_{1.55}\text{Al}_{0.44})_{1.99}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ - Andr78Gross22
3. $(\text{Ca}_{2.93}\text{Mg}_{0.06}\text{Mn}_{0.01})_{3.00}(\text{Fe}_{1.52}\text{Al}_{0.47})_{1.99}[(\text{Si}_{2.00}\text{Ti}_{0.01})_{3.01}\text{O}_{12.00}]$ -Andr77Gross23
4. $(\text{Ca}_{2.93}\text{Mg}_{0.06}\text{Mn}_{0.01})_{2.99}(\text{Fe}_{1.57}\text{Al}_{0.43})_{2.00}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ - Andr78Gross22
5. $(\text{Ca}_{2.96}\text{Mg}_{0.04}\text{Mn}_{0.01})_{3.01}(\text{Fe}_{1.53}\text{Al}_{0.47})_{2.00}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ - Andr76Gross24
6. $(\text{Ca}_{2.77}\text{Mg}_{0.06}\text{Mn}_{0.17})_{3.00}(\text{Fe}_{1.33}\text{Al}_{0.67})_{2.00}[\text{Si}_3\text{O}_{12}]$ - Andr62Gross30Spess8

Почти полный микрозондовым анализом состав граната отвечает гроссуляр-андрадиту с преобладанием гроссуляровой составляющей: от 3 до 32 %; при этом практически чистый андрадит для участков, содержащих повышенное количество гематита (до 3-5 %).

По данным дифференциального термического анализа (ИгиГ, аналитик В.Г. Петрищева, температура 0-1500), гроссуляр-андрадит незначительно гидратирован. Так, при исследовании яшм, состоящих из 72-74 % кварца, 26-28 % граната и меньше 1 % гематита (пересчет яшмы на минеральный произведен по методу П.Ниггли), кривая нагревания проявляется эндотермическим эффектом при температуре 630-900°C (потеря веса – меньше 0,1 %), который связан с дегидратацией граната.

Активолит отмечается как в ткани яшмы, так и в кварцевых жилках в виде бесцветных тончайших иголочек длиной 0,03-0,10 мм, радиально волокнистых, спиралевидных агрегатов с расщепляющимися волокнами (рис.3). Относительно крупные (до 0,15x0,013 мм) иголочки наблюдаются в сургучино-кальцитовых яшмах, изредка отмечается клиновидные зерна размером около 0,050x0,025 мм с признаком склонности к спайности, расположенных под углом 52-55°. Угол угла склонения иголочек чаще всего равен 15-18°, но иногда его значение отклоняется до 12-20°. Показатели преломления активолита из яшм серовато-голубых яшм, замеренные иммерсионным методом, составляют $n_d = (1,638 \pm 1,644) \pm 0,001$, $n_p = (1,618 \pm 1,621) \pm 0,001$, $n_g - n_p = (0,020 \pm 0,022) \pm 0,001$. Рентгеноструктурным методом установлено присутствие активолита в серовато-голубой яшме фиксируется по наиболее интенсивным линиям 5,130; 4,900; 3,140; 1,896 Å. В кварцевых жилках иголочки активолита нередко

пронизывают сразу несколько зерен кварца. В актинолит-кварцевой жилке мощностью 2 м обнаружен зеленый актинолит, плеохроирующий от зеленого по n_g до светло-зеленого по n_p . Кварцевых жилах иголочки актинолита иногда пронизывают сразу несколько зерен кварца.



Рис.3. Игольчатые агрегаты актинолита (1) среди агрегатов кварца (2). Серовато-зеленая яшма (г. Эттукаи). Электронномикроскопический снимок. Ув. 7000

Показатель преломления хлорита из протолочек серовато-зеленых яшм составляет $n_m = (1.58-1.588) \pm 0.001$, максимальное двупреломление иногда достигает 0,007. На дифрактограмме — отражения, за исключением $d=7.080 \text{ \AA}$, перекрыты отражениями других минералов. На ДТГ начальный эффект связан с температурой 600° , что характерно для ряда клинохлор - прохлорит (х. состояла из кварца, эпидота, хлорита и актинолита; ИГиГ, аналитик В.Г. Петрищева).

Стильномелан образует неправильные, субизометрические чешуйки, их агрегаты (рис.4), а также удлиненные очень тонкие пластинки от 0.05×0.005 до 0.15×0.02 мм. В некоторых особо крупных пластинках наблюдались трещины спайности параллельно удлинению. Трещины несовершенной спайности, расположенные субперпендикулярно удлинению, отмечены только в одном зерне. Для некоторых пластинок стилемелана характерно микрокорродирование более длинных сторон. Он интенсивно окрашен и резко плеохроирует: по n_g и n_m — красновато-бурый, темно-бурый, по n_p — светло-коричневый, медово-желтый, изредка с зеленоватым оттенком. Тончайшие пластинки плеохроируют от зеленоватого по n_g (при этом показатель преломления близок к показателю преломления актинолита) до бесцветного по n_p (величина n_p приближается к величине показателя преломления кварца); то есть для стилемелана характерно очень высокое двупреломление, максимальное значение которого приближается к 0,100. Угасание удлиненных пластинок прямое.

Прежде чем подвести черту под краткой характеристикой породообразующих яшм-минералов, образовавшихся в результате метаморфизма, необходимо сказать несколько слов о кварце. Кварц, слагающий матрицу яшм, представлен кристаллическими и тонкозернистыми агрегатами (рис.5); в первом случае размер зерен кварца не всегда можно определить оптически.

Светло-зеленый эпидот образует субизометрические, неправильные зерна, размер которых ($0.1-0.20$ мм) на порядок и более превышает средний размер зерен кварца и граната. Показатели преломления эпидота, измеренные в иммерсионных жидкостях, составляют: $n_g = (1.768-1.779) \pm 0.001$, $n_p = (1.738-1.753) \pm 0.002$, максимальное двупреломление — 0,030, $2V = +80-90^\circ$ (оценен по диаграмме Райта). На дифрактограмме фиксируются наиболее интенсивные отражения эпидота — $4.040, 3.2, 2.920, 2.010 \text{ \AA}$, остальные перекрыты отражениями кварца и гроссуляр-андрадита. Желтовато-зеленый оливково-зеленый эпидот выполняет жилки, иногда вместе с хлоритом; в эпидот-кварцевых жилах образует неправильные зерна, очень редко радиально-лучистые агрегаты.

Хлорит представлен светло-зелеными микрочешуйчатыми агрегатами, единичными чешуйками, отдельными зернами и агрегатами, иногда с примесью хлорита. Хлорит характеризуется показателем преломления $n_m = (1.58-1.588) \pm 0.001$, максимальное двупреломление — 0,007. На дифрактограмме — отражения, за исключением $d=7.080 \text{ \AA}$, перекрыты отражениями других минералов. На ДТГ начальный эффект связан с температурой 600° , что характерно для ряда клинохлор - прохлорит (х. состояла из кварца, эпидота, хлорита и актинолита; ИГиГ, аналитик В.Г. Петрищева).



Рис.4. Стильномелан в кварц-стильномелановых жилах. Серо-голубая яшма с размытыми сургучевыми пятнами (г. Эттукаи). Ув. 100. Николи парал.

— зия четких границ между ними; во втором — зерна более крупные (размером до 0,33 мм), четко обрены, обладают неправильной формой.

Агрегаты и зерна андродит-гроссуляра, актинолит, эпидот, стильтиномелан не несут на себе диагностических признаков замещения одного минерала другим, обладают устойчивыми формами и имеют непосредственные контакты друг с другом.

Яшмы из окрестностей пос. Старый Сибай характерны для ассоциации, и их появление закономерно, вмещающие яшмы — основные вулканиты (спилиты, базальтовые порфириты), как, впрочем, и весь комплекс южно-среднедевонских пород западного крыла Уральского мегасинклиория, претерпели относительно низкотемпературный региональный метаморфизм. При исследовании старосибайских спилитов и базальтовых порфиритов установлено, что, кроме альбита, амфибола, эпидота, хлорита, они нередко содержат тончайшие агрегаты актинолита, подобные актинолиту из яшмы.

Тонкозернистые агрегаты пумпеллинита слагают большую массу, тончайшие иголочки и агрегаты актинолита присущи к кварцевым жилкам и к тем участкам основной яшмы, которые сложены кварцевыми агрегатами. Условия, при которых устойчивы эти два минерала, отвечают пумпеллинит-актинолитовой фации регионального метаморфизма, для которой характерна температура 350–360° С при давлении 2,6 кбар [18] (рис.6). Следует отметить, что некоторые исследователи [7, 9] связывают появление граната, актинолита в яшмах не с региональным метаморфизмом, а с kontaktовым воздействием на них диабазовых порфиритов. Однако результат такого воздействия наблюдался бы только в непосредственном контакте яшмы и вышележащих вулканитов. В залегающих на контакте порфиритах старосибайских яшмах минеральный состав выдержан по всей мощности (0,5–2,0 м).



Таким образом, для яшм из различных южноуральских месторождений (Этуткан, г. Полковник Калиновское, Давлетово, Таш-Казган и др.) характерны аналогичные минеральные ассоциации. в гранатсодержащих яшмах они образуют ряд (кварц+гроссуляр-андрадит)-(кварц+гроссуляр-андрадит+актинолит+эпидот+хлорит+стильпномелан+гематит), промежуточные ассоциации представлены кварцем и различным сочетанием граната, актинолита, эпидота, хлорита, стильпномелана, гематита. Безгранатовые яшмы имеют состав кварц+хлорит+эпидот+серпентин+кварц+гематит±стильпномелан.

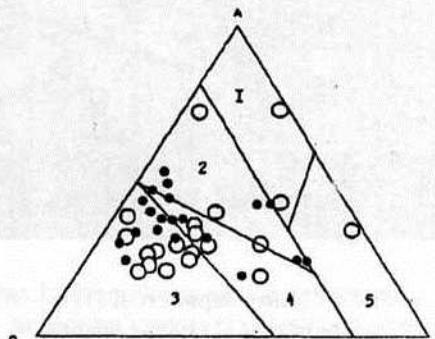


Рис. 7. Результаты химических анализов старосибайских яшм (черные кружки) и яшм из других месторождений Южного Урала (белые кружки) на диаграмме АСF.

Цифрами обозначены химические классы:

1 - пелитовый, 2 - кварц-полевошпатовый, 3 - известково-карбонатный, 4 - основной, 5 - магнезиальный

богатых алюминием; 11 % проб попало на границу известково-карбонатного и основного, основного и кварц-полевошпатового, кварц-полевошпатового и пелитового классов (рис.7).

1. Яшмы, располагающиеся в поле исходных известково-карбонатных пород, состоят преимущественно из кварца (60-85 %) и граната гроссуляра-андрадитового ряда (10-40 %); кроме того в незначительных количествах могут присутствовать стильпномелан, актинолит, эпидот, а также гематит. Количество SiO_2 в яшмах составляет 79,82-94,41 %. Практически половина яшм из этой области содержит диагностируемые реликты радиолярий.

Минеральный состав яшм, в частности широкое развитие в них гроссуляра-андрадита, предполагает породообразующих количествах (иногда до 40 %), говорит о неслучайности их попадания в обстановку исходных известково-карбонатных пород. По экспериментальным данным [11], необходимо условием формирования андрадита при относительно низких температурах ($270-350^\circ\text{C}$) явиться избыток кальция, что характерно для известково-карбонатного систем или систем, в которых известково-карбонатного вещества существенна. Такой системой могут являться карбонатные илы, подобные тем, что наблюдаются в современных океанах. Так, широкое распространение яшм планктонных организмов с кремниевым скелетом и высокое содержание SiO_2 говорит о том, что одним из компонентов исходного вещества были биогенно-кремнистые океанические

Минералогические и петрохимические особенности яшм отражают состав их исходного вещества. Они являются породами, претерпевшими метаморфические изменения. Следовательно, для анализа их петрохимических особенностей правомерно использовать диаграмму АСF = метаморфитов, на которую нанесены поля исходных пород: 1 - пелитовый (производные осадков, богатых алюминием); 2 - кварц-полевошпатовый (производные песчаников и кислых пород), 3 - известково-карбонатный (производные известняков и доломитов, содержащих незначительное количество кварца, глинистых минералов), 4 - основной (производные основных эффузивов и их туфов), 5 - магнезиальный (производные ультраосновных магматических пород и некоторых осадков, богатых магнезиумом). На диаграмму также вынесены собственные результаты химических анализов яшм Старого Сибая (табл. 3) а также химические анализы яшм из других месторождений Южного Урала и Малого Кавказа (по Г.П. Барсанову, Н.Яковлевой, [1] и В.С. Вишневской [2] (табл.4)). При этом массовые доли оксидов в процентах переведены в молекулярные количества. 49 % всех яшм оказалось в вероятных исходных известково-карбонатных породах, 19 % - в поле основных пород и их туфов, 16 % - в поле производных кварцевых песчаников и кислых пород, 5 % - в поле осадочных пород.

химический и минералогический анализ показывают, что они содержали также известково-глинистое вещество.

Таблица 3

Результаты химического анализа старосибайских яшм

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
93,68	94,41	89,62	88,96	87,78	93,58	84,76	84,40	91,33	94,52
<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,046	<0,01	<0,01	0,22	<0,01	<0,01
2,19	1,78	1,39	2,98	3,56	2,50	1,99	5,32	3,18	2,06
0,45	0,20	0,14	1,90	0,57	0,23	0,17	2,30	1,25	0,31
2,11	0,69	4,75	1,06	2,46	0,37	8,66	3,36	0,37	1,11
0,035	0,41	0,041	0,042	0,047	<0,01	0,030	0,060	<0,01	0,035 0,041
2,98	2,62	3,21	3,58	1,55	1,55	4,17	2,02	1,43	1,35 1,41
0,35	0,20	0,25	1,00	2,49	0,30	0,30	1,46	1,25 1,36	0,41
0,11	<0,05	0,070	0,070	<0,05	0,21	0,11	0,14	0,11	0,31 0,30
0,11	0,033	0,066	0,04	0,07	0,066	0,060	0,10	0,08	0,076
0,017	0,025	0,023	0,054	<0,005	0,009	0,051	0,017	0,33	0,024
<0,1	<0,1	0,42	0,51	0,63	<0,1	<0,1	0,62	0,50	<0,1
<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	1,00	1,09	<0,005	<0,05	<0,05	<0,05
99,92	100,05	99,98	100,20	100,20	99,97	100,30	100,00	100,02	100,20

Окончание табл. 3

11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
92,90	78,48	79,82	90,54	88,53	88,27	92,05	92,95	87,40	93,94
0,072	0,26	0,28	0,15	0,17	0,14	<0,01	<0,01	<0,01	0,01
2,23	7,01	5,56	4,08	4,01	3,75	2,52	2,21	1,91	2,67
0,23	4,54	0,43	0,20	0,71	0,94	0,40	0,27	0,20	0,16
2,32	3,48	3,62	2,56	3,35	3,46	2,06	2,26	6,98	0,31
<0,01	0,08	4,10	0,06	0,036	0,041	<0,01	<0,01	0,032	<0,01
2,05	2,05	6,01	2,12	3,73	2,75	2,78	2,02	3,98	1,63
0,12	2,58	0,037	0,19	0,26	0,31	0,20	0,31	0,25	0,23
0,19	0,28	0,28	0,28	0,19	0,33	0,08	0,15	0,15	0,14
0,10	0,39	0,15	0,19	0,10	0,10	0,09	0,10	0,08	0,04
0,021	0,039	0,067	0,049	0,092	0,028	0,01	0,01	0,035	0,01
0,25	0,71	<0,05	<0,05	<0,05	0,25	<0,1	0,1	<0,1	0,15
0,15	<0,05	<0,05	<0,05	<0,0	0,23	<0,05	0,1	<0,05	0,82
100,48	100,26	100,35	100,42	100,18	100,33	100,22	100,32	100,17	100,05

Примечание. 1 - серовато-голубоватая яшма, г. Эттулкан; 2 - белая яшма, г. Карюкмас; 3 - брекчийская розовато-алая яшма, г. Ташкент; 4 - розовато-коричневатая яшма, г. Карюкмас; 5 - сургучно-голубоватая яшма, г. Эттулкан; 6 - светло-зеленая яшма, г. Тауак; 7 - светло-розовато-алая яшма, г. Карюкмас; 8 - сургучно-красная яшма, г. Эттулкан; 9 - серовато-зеленая яшма, г. Эттулкан; 10 - светло-коричневатая яшма, г. Эттулкан; 11 - розовато-белая микросферолитовая яшма, г. Карюкмас; 12 - темно-зеленая яшма, г. Эттулкан; 13 - светло-коричневатая яшма, г. Карюкмас; 14 - белая яшма, г. Эттулкан; 15 - светло-зеленая яшма, г. Эттулкан; 16 - буровато-красноватая яшма, г. Эттулкан; 17 - розовато-голубоватая яшма, г. Эттулкан; 18 - розовая яшма, г. Карюкмас; 19 - розовато-красная яшма, г. Карюкмас; 20 - серовато-зеленая яшма, г. Тауак.

Таблица 4

**Химический состав яшм из различных месторождений
(по литературным данным)**

Компоненты, вес. %	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	95,52	87,86	Не опр.	91,39	90,57					
Al ₂ O ₃	1,18	4,12	1,02	1,80	-	3,57	1,47	4,28	2,64	2,82
FeO	0,19	0,44	0,78	0,30	0,82	-	0,98	1,94	0,16	0,35
Fe ₂ O ₃	0,75	1,09	5,96	4,50	5,41	5,47	2,83	19,11	4,66	2,26
MnO	0,05	0,98	0,10	0,35	0,56	1,24	0,11	0,04	0,11	0,16
CaO	1,23	4,01	6,74	4,87	5,14	7,19	3,30	0,73	1,07	3,56
MgO	0,33	0,49	Не опр.	Не опр.	0,16	0,78	0,61	0,99	Не опр.	0,02
Na ₂ O	0,04	0,14	Не опр.							
K ₂ O	0,15	0,23	Не опр.							

Окончание табл. 4

Компоненты, вес. %	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
SiO ₂	Не опр.	93,04	87,69	88,44	91,82	82,16	90,12	93,42	91,37	90,38
Al ₂ O ₃	2,81	2,06	4,89	4,60	1,92	7,14	3,21	1,56	2,41	2,34
FeO	0,35	0,28	2,25	0,34	Не обн.	1,84	0,31	0,56	0,25	1,46
Fe ₂ O ₃	2,59	0,69	Не обн.	1,66	1,12	0,27	1,13	0,68	1,14	0,97
MnO	2,29	0,64	0,19	0,24	0,43	0,04	0,12	0,03	0,10	0,04
CaO	4,05	1,66	0,22	0,44	2,49	3,95	1,95	1,30	1,42	1,30
MgO	0,05	0,49	1,82	0,94	0,39	1,35	0,46	Сл.	0,38	0,47
Na ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,02	0,13	0,04	0,02	0,21	0,54	0,41	0,34
K ₂ O	Не опр.	Не опр.	0,02	2,33	0,05	0,03	0,66	0,30	0,66	0,84

Примечание. 1-16 - данные Г.П. Барсанова и М.Е. Яковлевой [1], 17-20 - В.С. Вишневской [2]: 1 - розовая яшма, г. Полковник - желто-белая яшма, г. Полковник; 3 - розово-красная яшма, Западное; 4 - светло-розовая яшма, Западное; 5 - розовая - Западное; 6 - грязно-белая яшма, Западное; 7 - темно-розовая, Западное; 8 - красная яшма, Западное; 9 - красная яшма, Анастасьевское - розовая яшма, Анастасьевское; 11 - кремовая яшма, Старомуйнаковское; 12 - темно-красная яшма, Старомуйнаковское; 13 - яшма, Наурузово; 14 - буровато-красная яшма, Наурузово; 15 - белая яшма, Кушва; 16 - зеленая яшма, Ташауловская; 17-20 радиолирные яшмы Малого Кавказа.

То, что в исходном осадке присутствовали карбонаты кальция, является немаловажным фактом. Как известно, для яшм характерна бескарбонатность, которая объяснялась и объясняется сих пор формированием их ниже глубины карбонатной компенсации [2] или как доказательство существования субмаринной гидротермально-фумарольной деятельности, при которой шел выпадение SiO₂, CO₂ и других кислых газов, в результате шло образование существенно кремнистых осадков, лишенных карбонатов [22, 23]. Однако наши исследования показали, что Ca-карбонат в исходном осадке присутствовал, следовательно, исходным веществом яшм являлись карбонатно-кремнистые осадки, формировавшиеся выше или вблизи глубины карбонатной компенсации, причем кремнезем должен быть существенно биогенным (по крайней мере, для яшм, содержащих андралит-гроссуит), так как гидротермальное осаждение SiO₂ (например белые курильщики) происходит в кислой среде, в которой кальцит неустойчив.

2. Около 19 % яшм находится в области производных основных эффузивов и их туфов. Содержание в них SiO₂ колеблется от 88,96 до 94,52 %. Они нередко содержат реликты радиолир, имеют полиминеральный состав. Яшмы «основного» класса состоят из кварца и почти равных количеств андралит-гроссулярового граната, актинолита, эпидота, хлорита, иногда стильпнита. При этом триада эпидот - актинолит - хлорит говорит об основном характере исходного вещества.

её сосуществование с гроссуляр-андрадитом позволяет предположить об одновременном
существии известково-карбонатного компонента, и ассоциацию (гроссуляр - андралит)+эпидот-
лит - хлорит можно назвать «карбонатно-вулканогенной».

Таким образом, как видно из особенностей строения (наличие биоморфных структур) и
химического состава данных яшм, исходный илистый осадок был карбонатно-кремнистым, однако
был разбавлен веществом вулканитов основного состава, что привело к появлению хлорита и
хематита на диаграмме ACF в область исходных основных пород. «Основное» вещество могло
быть в ил с туфовыми частицами основного состава; не исключено также, что определенную
роль сыграло подводное выветривание основных вулканитов, с которыми пространственно связаны

3. Практически 16 % яшм попало в область производных песчаников и кислых пород. Они
составлены из кварца, гематита, андралит-гроссуляра, актинолита, стилгномерана. Содержание SiO_2
изменяется от 84,40-91,33 %; во многих присутствуют радиолярии, при этом для яшм характерно
равненное соотношение $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO}((\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)/\text{CaO})$ по сравнению с яшмами «основного» и
«известково-карбонатного» классов.

Необходимо отметить, что яшмы данного класса не группируются в определенной области,
в двух предыдущих случаях, а тяготеют к границам с «слитковым» и с «основным» классами, и их
формация предшествует.

4. Яшмы, попавшие в область производных глинистых пород, составляют абсолютное
 большинство. Они содержат 86,70-91,33 % SiO_2 и состоят из кварца, эпидота, хлорита, серицита.

Таким образом, по составу исходного вещества среди яшм Старого Сибая и яшм из других
месторождений Южного Урала (г. Полковник, Таш-Казган, Давлетово) выделены две большие
группы: «известково-карбонатные» и смешанные «карбонатно-вулканогенные». Первые образовались
из карбонатно-кремнистых илов, последние – из карбонатно-кремнистых илов, обогащенных
кремнистым материалом основного состава. Непременным условием становления яшмы как породы
является низкотемпературный региональный метаморфизм (от пресвит-пумпеллитовой до
холанцевой фации).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Барсанов Г.П., Яковлева М.Е. Минералогия яшм СССР. - М.: Наука, 1978. - 88 с.
2. Вишневская В.С. Радиоляриты как аналоги современных радиоляриевых илов. - М.: Наука, 1984. - 128 с.
3. Волохин Ю.Г. Кремниевые породы Сихотэ-Алиня и проблема происхождения геосинклинальных
толщ. - Владивосток, 1985. - 208 с.
4. Зайкова Е.В. Кремнистые породы оникситовых ассоциаций. - М.: Наука, 1991. - 134 с.
5. Каледа Г.Л. Эволюция кремнистого осадконакопления на континентальном блоке //Происхождение
и практическое использование кремнистых пород. - М.: Наука, 1987. - С. 43-58.
6. Киевленко Е.Я., Сенкевич И.Н. Геология месторождений поделочного камня. - М.: Недра, 1976.
7. Кремезевских Ю.Г. Уральский яшмовый пояс // Известия вузов. Горный журнал. Уральское горное
деление. - Вып.8.- Екатеринбург, 1995.
8. Кремезевских Ю.Г. Текстуры яшм и их генезис // Известия вузов. Горный журнал. Уральское горное
деление. - Вып. 8. - Екатеринбург, 1995.
9. Малахов А.Е., Надежкин К.М. Генетические особенности месторождений орских пестроцветных
шпатов и мат-лы СГИ. - Свердловск. - 1940. - Вып.6. - С.63-85.
10. Медноколчеданные месторождения Урала. Геологическое строение. - Свердловск, 1988. - 280 с.
11. Миль Б.В., Калинин Д.В. О некоторой температурной границе образования гранатов в скарновом
смеси (экспериментальные данные) //ДАН СССР - 1966. - Т. 137, №3. - С.655-658.
12. Обстановки осадконакопления и фации. - Т.2. - М.: Мир, 1990. - 384 с.
13. Осадкообразование и вулканиты в геосинклинальных бассейнах. - М., 1979. - 236 с.

14. Перижняк Н.А., Прокин В.А., Шигарев В.Г. Сибайский рудный район //Типы рудных районов колчеданоносных провинций Ю. Урала и З. Казахстана. - М., 1973. - С.111-115.
15. Прокин В.А., Паливода Н.К., Долматов Г.К. Баймакский рудный район //Мат-лы геол.н. поиска полезных ископаемых Ю. Урала. - Уфа, 1962. - Вып. 3. - С.73-90.
16. Смолин А.П. Яшмы Урала и Алтая. - М.: Недра, 1968. - 40 с.
17. Соболев Р.Н., Фельдман В.Н. Методы петрохимических пересчетов пород и минералов.-М.: Недра, 1984. - 224 с.
18. Термо-и барометрия метаморфических пород. - М.: Наука, 1977.
19. Добречов Н.Л., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации метаморфизма умеренных давлений. - Недра, 1972. - 286 с.
20. Ферсман А.Е. Очерки по истории камня. - Т.2. - М.: Изд-во АН СССР, 1961.
21. Фоминых А.Ф. Последовательность формирования и некоторые вопросы генезиса цветных металлов Гайского района //Тр. ЦНИГРИ - 1967. - Вып. - 67. - С.28-43.
22. Хворова И.В. Кремненакопление в геосинклинальных областях прошлого //Тр. ГИН. - 1968. - Вып. 195. - С.9-136.
23. Хворова И.В. Парагенезисы кремнистых пород в терциерских геосинклиналях //Осадкообразование и вулканализм в геосинклинальных бассейнах - М.: Наука, 1979. - С.38-59.

УДК 549.75(437)

С.Г. Суставов, А.А. Канонеров

МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ СВИНЦОВОГО УТКИНСКОГО РУДНИКА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Уткинский рудник расположен на левом берегу р. Межевая Утка вблизи впадения в нее р. Топкая и в 45 км к западу от г. Н.-Тагила. Рудник открыл в 1833 г. нижне-тагильский служитель Е. Коряков [2].

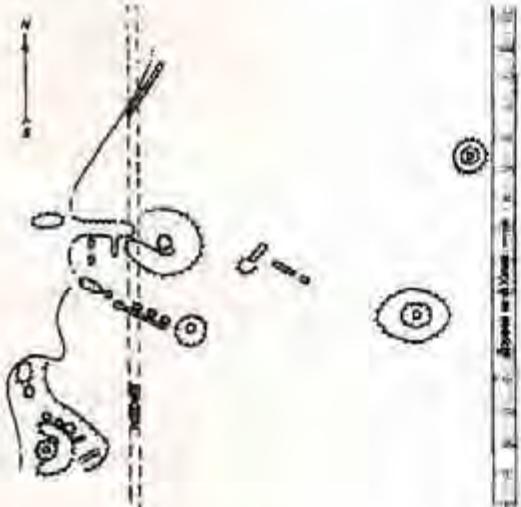


Рис.1. Схема расположения отвалов и горных выработок на территории Уткинского рудника

подножия склона г. Вахромеиха река делает петлю в западном направлении. На обрывистом бер-

Постоянных горных работ на руднике не велось. В период с 1833 по 1837 гг. была проведена разведка попутной добычей свинцово-серебряных руд. Руды привозились на Нижне-Тагильском и Выйском заводах. Время разведки на Уткинском и Горно-Анатольском рудниках было добыто 256 кг свинца и 3,6 кг серебра.

Оруденение на Уткинском руднике представлено серией субширотно расположенных кварцевых залегающих в толще тальково-глинистых сланцев окварцованных известняков. Минерализация в зоне представлена вкрапленностью и гнездовыми скоплениями серебросодержащего галенита и пленками самородного серебра. Наряду с ними в жилах встречаются: самородная медь, халькопирит, борнит и медная зелень [1].

В настоящее время на месте рудника не осталось даже следов горных работ. Все разведочные выработки оплыли и заросли вскормленным лесом. Ревизионные работами (Высоцкий Н.К., 1905-1908 гг., [3]) рудник обнаружен не был. Положение рудника было уточнено Канонеровым А.А. в 1996 г. Ориентиром для нахождения рудника служит река Межевая Утка. У северо-западного

этой петли и располагается рудник. На территории рудника установлены следы четырех и небольшой отвал, где производилось обогащение руды (рис. 1).

Помимо сульфидов, которые обнаружены в жилах Г. Колтовским и Н.К. Высоцким, авторами залегают блеклая руда, сфалерит, пирит и широкое развитие вторичных минералов: биндгеймита, малахита, дуфтита, церуссита, бедантита, байлонита, малахита, азурита, тетита, гидроцинкита, гемиморфита и пленок гипергенного серебра. Среди жильных минералов постоянно встречается доломит.

Блеклая руда образует крупные гнездообразные скопления размером в поперечнике до 2 см. встречаются мелкие (до 2 мм) плохо образованные кристаллы. Выделения блеклой руды не имеют следов деформации и имеют раковистый излом. Цвет темно-серый. Вокруг мелких трещин залегают густые вишнево-красные рефлексы. Чешуя вишнево-красная.

Определение химического состава блеклой руды было выполнено на рентгеноспектральном спектрометре Camebax SX-50, аналитик Н.Н. Кононкова. В составе установлены следующие элементы, присутствующие в химическом анализе: Cu - 36,78, Hg - 0,60, Fe - 0,33, As - 6,53, Ag - 1,68, Zn - 7,54, Bi - 0,89, Sb - 18,50, $\Sigma = 99,62$. Результат химического анализа приводит к следующей кристаллохимической формуле: $(\text{Cu}_{0,34}, \text{Zn}_{1,86}, \text{Fe}_{0,09}, \text{Hg}_{0,05})_{2,00} (\text{Sb}_{1,45}, \text{As}_{1,41}, \text{Bi}_{0,07})_{3,93} \text{S}_{14,48}$. По данным химического анализа блеклая руда является серебросодержащим цинковым тетраэдритом.

Рентгенометрическое изучение блеклой руды показало на рентгенограмме наряду с сильными отражениями цинкового тетраэдрита присутствие около сильных линий дополнительных линий, которые позволяют предполагать наличие второй блеклой руды более мышьяковистого типа. Параметр a_0 цинкового тетраэдрита составляет 10,35 Å. Рассчитанная плотность 4,81 г/см³. Серебросодержащий цинковый тетраэдрит является на месторождении широко распространенным минералом и постоянно находится в срастаниях с галенитом, реже со сфалеритом.

Сфалерит в кварц-доломитовых жилах представлен желтой безжелезистой разностью фаном. Выделения его обычно не превышают в поперечнике 8 мм. Так же, как и выделения блеклой руды, его включения являются монокристаллическими и не несут следов последующих преобразований. В составе клейофана, образующего включения в цинковом тетраэдрите, наряду с цинком присутствует 3,49 % меди.

Пирит встречается в виде мелких (до 0,5 мм), изометрических кристаллов округлой формы. Кристаллы надежно устанавливаются только грани куба и октаэдра, притупляющие вершины. Обычно это отдельные изолированные кристаллы, которые располагаются на периферии гнездовых скоплений сульфидов.

В зоне окисления первичные рудные минералы частично или полностью замещены вторичными гипергенными. Последние также развиваются по трещинам в кварце и доломите около блеклых сульфидов. Наибольшим распространением среди вторичных минералов пользуется биндгеймит. Он образует ячеистые выделения на месте окисленных и растворенных галенита и блеклой руды. В других случаях он слагает корочки, обволакивающие стени полостей и пустот, оставшиеся после растворенных сульфидов. Нередко встречаются рыхлые скопления, заполняющие пустоты. В некоторых случаях корочки имеют волокнистое строение, чаще же корочки имеют раковистый излом. Толщина корочек редко достигает 1 мм. Ячеистые выделения, оставшиеся после растворения сульфидов, имеют размеры этих сульфидов, если не претерпели дальнейшего разрушения. Биндгеймит бледно-желтый, оранжево-желтый, желтый, иногда почти белый. При изменении состава руды биндгеймит приобретает зеленую окраску различных оттенков: желтовато-зеленую, зеленую, голубовато-зеленую. Определение биндгеймита проведено микрохимически и фотографически.

Миметезит по частоте встречаемости в зоне окисления не уступает биндгеймиту. Он образует тонконогольчатые кристаллы, инкрустирующие стени кварцевых пустот, или нарастает на грани блеклого блокса биндгеймита. Размер отдельных кристаллов не превышает в длину 0,5 мм при толщине 0,1-0,2 мм и меньше. Кристаллы образованы гранями гексагональной призмы и пинакоида, иногда

вместо пинакоида наблюдаются грани тупой дипирамиды. Обычно кристаллы бесцветны и обладают сильным алмазным блеском. Реже встречаются светло-серые кристаллы.

Дуфтит является третьим по распространенности из гипергенных минералов. Встречается в виде нежно-зеленых клиновидных кристалликов, достигающих в поперечнике до 0,1 мм. Обычно образует щетки мелких кристалликов, нарастающих на стенки ячеек биндгеймита. В ячеистых выделениях биндгеймита дуфтит встречается не по всему объему, а в отдельных изолированных ячейках, реже отмечается нарастание его на кристаллы миметезита или тонкие пленки байлдона. Определен рентгенометрически. Результаты расчета дебаеграммы приведены в табл. 1.

Все остальные вторичные минералы встречаются спорадически, хотя в некоторых случаях могут образовывать довольно крупные выделения.

Несмотря на то, что рудник обрабатывался на свинец, *церуссит* встречается в окисленных рудах крайне редко. Он отмечается лишь в тех случаях, когда галенит частично окислен и сохраняется в виде реликтов в центральных частях. В этом случае церуссит слагает светло-серые, местами темно-серые корки и псевдоморфозы по галениту. Иногда он образует тонкие (0,1 мм) пленки серовато-коричневого цвета с восковидным блеском по трещинам в кварце. Отсутствие крупных скоплений церуссита связано, по-видимому, с тем, что при полном окислении выделений галенита преобразуется в биндгеймит.

Байлдонит установлен в виде тонких пленок голубовато-зеленого цвета, участки которых покрывающиеся стенки ячеистых выделений биндгеймита. Иногда он встречается в виде изолированных рыхлых скоплений голубовато-зеленоватой окраски. Размер таких скоплений составляет до 4 мм в поперечнике. Последние представляют псевдоморфозу по какому-то рудному минералу. Изучение химического состава байлдонита было проведено на рентгеноспектральном микроанализаторе Camebax SX-50, аналитик Кононкова Н.Н. В составе байлдонита установлены следующие элементы, мас. %: CuO 29,43, 30,51; PbO 33,98, 33,63; As₂O₅ 30,97, 31,00; P₂O₅ 0,01. В сравнении с теоретическим составом, наблюдается незначительное уменьшение As₂O₅ чуть более чем на 2,5 % и обогащение PbO до 1,5 %. Рентгенограмма байлдонита приведена в табл. 1. Соответствует эталонной.

Бедантит был встречен в единичных образцах с большим обилием биндгеймита, дуфита, миметезита и байлдонита. Образует оливково-зеленые ноздреватые агрегаты в псевдоморфозах по рудному минералу. Псевдоморфозы с бедантитом находятся в полостях, покрытых тонкой коркой биндгеймита. Размер выделений не превышает 1,5 мм. Диагностирован рентгенографически. Основные линии на рентгенограмме: 6,03(6) - 3,71(8) - 3,12(10) - 1,999(9) - 1,846(10) - 1,355(8).

Малахит обнаружен в образцах, содержащих выделения блеклой руды. Особенно его характерны на участках, где в жилах присутствует доломит. Встречается в виде тонких корочек, сетчатых ноздреватых выделений, мелких радиально-лучистых сферолитов и пятнистых агрегатов, плотно обособленных с радиально-волокнистым строением. Нередко образует тонкозернистые смеси с биндгеймитом, в которых последний преобладает, а малахит лишь придает окраску. Цвет голубовато-зеленый, местами бледно-зеленый, насыщен зеленым до темно-зеленого, на отдельных участках почти черный. Толщина корочек и стенок в сетчатых выделениях порядка 0,1 мм и меньше, в плотных выделениях достигает до 5 мм в поперечнике. В ассоциации с малахитом постоянно встречаются азурит, нередко розазит и биндгеймит.

Азурит наблюдается в виде тонких пленок по трещинам в кварце или натечных корках, обрастающих малахит. Монокристальные выделения встречаются в интерстициях в доломите, открытых полостях образует щетки мельчайших чуть искрящихся кристалликов. Иногда отмечены мелкие плоские сферолиты. Толщина пленок менее 0,1 мм, монокристальные выделения достигают 1-2 мм в поперечнике. Цвет, в зависимости от толщины, варьирует от бледно-синего до ярко-синего.

Гематит образует тонкие красновато-коричневые пленки по трещинам в кварце. Помимо этого он встречается в виде коричневых тонкоячеистых образований в псевдоморфозах по пириту, в виде плотных темно-коричневых обособленных.

Гидроцинкит встречен лишь на тех участках кварцевых жил, где окислению подвергся золото. Образует редкие щеточки тонкопластинчатых кристалликов белого или нежно-телесного цвета. Размер отдельных индивидов менее 0,01 мм. Иногда наблюдаются более крупные, до 0,3 мм в длину и 0,05 мм в толщину, бесцветные прозрачные кристаллы. Одиночные кристаллы и щетки гидроцинкита нарастают на ячеистый биндгеймит. В некоторых случаях щетчатый агрегат гидроцинкита полностью заполняет ячейку.

Рентгенограмма гидроцинкита (табл.3) соответствует эталонной.

Гемиморфит установлен в единичных образцах. Субпараллельные сростки эпинефритовых кристаллов гемиморфита заполняют изолированные пустоты в жильном кварце и выделяются на некотором удалении от основной массы вторичных минералов. Размер выделений не превышает 0,2 мм. Длина кристаллов до 0,05 мм при толщине порядка 0,01 мм.

программа гемиформита соответствует эталонной (табл.4). Параметры элементарной ячейки: $a = 10.754$, $c = 5.129$. Рассчитанная плотность 3.52 г/см^3 .

Инфракрасный спектр гемиморфита снят на спектрометре Specord 75 IR (аналитик Н.В.

Розазит образует тонкие, менее 0,1 мм, пленки на выделениях цинкового тетраэдрита или в непосредственной близости на кварце. Пленки имеют нежно-голубой цвет различной интенсивности в зависимости от толщины.

Рентгенограмма дуфтига

Уткинский рудник		Теумеб, ASTM 14-169			Уткинский рудник		Теумеб, ASTM 14-169		
	d ₀ /n ₀ A	d, Å	V/I ₁	hkl		d ₀ /n ₀ A	d, Å	V/I ₁	hkl
1	5.01	5.03	40	011	1	1.940	1.93	10	
2	4.60	4.60	30	020	2	1.926	-	-	
4	4.19	4.21	50	111	1	1.894	-	-	
2	3.96	3/95	30	120	7	1.881	1.87	50	
1	3.88	-	-	-	1	1.851	1.85	10	
5	(3.57)	3.56	30	210	2	(1.830)	1.82	10	
1	(3.29)	-	-	-	1	1.813	1.81	10	
10	3.24	3.26	100	201	2	(1.791)	1.78	10	
3	(3.13)	-	-	-	2	1.778	1.77	10	
6	3.00*	2.99	40	220	-	-	1.75	5	
2	(2.93)	-	-	-	2	1.718	1.71	30	
10	2.85*	2.85	80	130,1 02	1	1.699	-	-	
9	2.66*	2.65	80	221	10	1.653	1.64	50	
1	2.61	-	-	-	8	1.630	1.62	50	
10	2.57*	2.57	80	131,0 22	3	1.578	1.58	30	
2	(2.51)	-	-	-	8	1.538	1.53	40	
2	2.49*	2.48	10	310	6	1.499	1.49	30	
1	2.41	2.38	10	301,2 02	1	1.485	-	-	
6	2.30	2.28	50	2127	3	1.458	1.45	30	
2	2.25	2.23	10	231	4	1.408	-	-	
3	2.20	2.19	10		6	1.391	1.38	30	
4	2.11	2.09	30		$a_0=7.79$ $b_0=9.22$ $c_0=5.91$	$a_0=7.81$ $b_0=9.19$ $c_0=6.08$			
7	2.05	2.05	40						
1	1.982	1.96	10						

Примечание. Камера РКД-57,3 мм, $F_{\text{зуб}}=8$, излучение. Аналитик С.Г. Суставов. В скобках помечены π -отражения звездочкой, отражения, по которым рассчитаны параметры элементарной ячейки.

Рентгенометрическое излучение показало, что рентгенограмма (табл.5) в общих чертах соответствует розазиту, но имеет заметные отклонения как по значениям отдельных дифракционных линий, так и по их количеству. Последнее может быть обусловлено незначительной примесью азурита.

Таблица 2

Рентгенограмма байдонита

Уткинский рудник		Тсумб, ASTM 26-1410			Уткинский рудник		Тсумб, ASTM 26-1410		
I	da/n, Å	d, Å	l/l ₁	hkl	I	da/n, Å	d, Å	l/l ₁	hkl
-	-	5.043	7	011	-	-	2.417	7	122
3	4.90	4.965	35	18	111	3	2.30	25	404
		4.873			002				
1	4.57	4.607	40	202	7	2.25	2.260	55	222
4	4.51	4.516	65	111	2	2.18	2.179	13	313,611
-	-	4.352	7	211	1	2.11	2.114	7	204
1	(3.55)	-	-	-	-	-	1.994	1	502,522
1	(3.45)	3.383	20	400	-	-	1.958	1	611,413
8	3.22	3.231	70	402	-	-	1.922	5	131
10	3.14	3.148	100	311	-	-	1.919	9	215,224
-	-	3.018	1	411	3	1.900	1.903	9	115
							1.899	20	711,315
3	3.00	2.946	40	020	-	-	1.892	9	131
10	2.92	2.932	80	113	2	1.871	1.879	14	213,024
-	-	2.881	1	120	-	-	1.861	9	602
4	2.72	2.723	60	313	1	1.845	1.852	1	015
3	2.70	2.702	50	220	4	1.816	1.816	25	713,622
5	2.65	2.658	55	113	1	1.792	1.791	5	620
-	-	2.641	10	411	4	1.761	1.759	30	513,404
6	2.54	2.542	45	511	3	1.736	1.737	20	331
-	-	2.528	9	204	3	1.720	1.718	25	224
-	-	2.552	10	022	4	1.696	1.699	9	133
							1.691	20	800,206
8	2.47	2.483	50	25	222	$a_0=14.090$			
		2.476			402	$b_0=5.879$			
						$c_0=10.155$			
2	2.43	2.438	30	004		$\beta=105^{\circ}00'$			$\beta=106^{\circ}06'$

Исследование химического состава было проведено на микроанализаторе Camebax SX-1000 аналитик И.А. Брызгалов. По данным анализа, в минерале присутствуют только медь и цинк. Катионный состав розазита по результатам двух измерений, в мас.%: CuO 56,0, 56,7; ZnO 10,4. Более низкие значения суммы относительно теоретической связаны с низким качеством поверхности тонких пленок. Устойчивое соотношение между Cu и Zn показывает, что мы имеем действительно низкоокисленный розазит.

Более ранними исследованиями розазита (Костов и др., 1964) показано, что колебание содержаний цинка и меди в розазите вызывают вариации значений межплоскостных расстояний и интенсивностей.

В зоне окисления первичные сульфиды доломит-кварцевых жил претерпевают разрушение. Элементы, входящие в их состав, при этом переходят в раствор, окисляются, частично мигрируют и вновь выпадают из растворов в виде кислородных соединений, преимущественно солей кислородных кислот.

Таблица 3

Рентгенограмма гидроцинкита

Уткинский рудник		Гудспринс, Невада, ASTM 19-1458				Уткинский рудник		Гудспринс, Невада, ASTM 19-1458			
1	$d\alpha/n_A$	$d, \text{ \AA}$	I/I_1	hkl	1	$d\alpha/n_A$	$d, \text{ \AA}$	I/I_1	hkl		
4	(7.52)	-	-	-	-	-	2.253	5	600		
10	6.89	6.77	100	200	3	2.16*	2.213	10	402		
-	-	5.71	5	110	-	-	2.177	5	511		
1	5.31	5.37	10	001	-	-	2.086	5	312		
2	4.70	-	-	-	1	2.03	2.064	10	421		
3	(4.08)	3.99	20	111	-	-	2.041	5	022		
-	-	3.81	5	111	-	-	2.006	5	601		
8	3.73	3.66	40	310	-	-	1.944	5	131		
1	3.42	3.37	5	400	2	1.967	1.915	30	222,5 12		
2	3.30	-	-	-	2	1.937	1.902	30	330		
5	3.21	3.14	50	311,0 20	1	1.841	1.842	10	710		
2	3.13	-	-	-	1	1.818	1.814	10	-		
3	3.02	3.00	10	401	2	1.800	1.774	20	-		
6	2.90	2.92	20	311	-	-	1.745	5	-		
2	2.85	2.85	30	220	2	1.699*	1.688	40	-		
7	2.75*	2.74	10	410	1	1.659	1.657	10	-		
		2.72	60	021							
3	2.68	2.69	20	002	-	-	1.646	5	-		
3	2.63	2.58	10	202	-	-	1.609	5	-		
6	2.50*	2.48	70	510,2 21	5	1.601*	1.573	20	-		
1	2.41	2.394	5	112	3	1.557	1.559	10	-		
4	2.33*	2.336	10	511	$a_0=13.59$	$b_0=6.41$	$a_0=13.58$	$b_0=6.28$	$c_0=5.41$		
		2.301	20	420	$c_0=5.43$	$\beta=92^\circ 14'$			$\beta=95^\circ 35'$		

Рассматривая взаимоотношения вторичных минералов и характер их расположения в пустотах выщелачивания сульфидных руд, можно сделать следующие выводы. Выделение доломита в кварце приводит к тому, что наиболее ранним минералом, развивающимся по галениту, является церуссит. Умеренная растворимость церуссита кислыми растворами и присутствие в растворе ионов Cu^{2+} вызывает широкое развитие среди вторичных минералов основных арсенатов в виде звездчатых солей Pb и Cu или кислых флюоритов. Наиболее устойчивым к внешним воздействиям минералом является биндгеймит. Схему преобразования свинцовых руд можно представить в таком виде: галенит-церуссит-дуфтит-бедантит-калонит-миметезит-биндгеймит. Высокое содержание на отдельных участках цинкового тетраэдрита приводит к обогащению вторичных продуктов малахитом и азуритом с неизменным присутствием биндгеймита. В случае преобразования

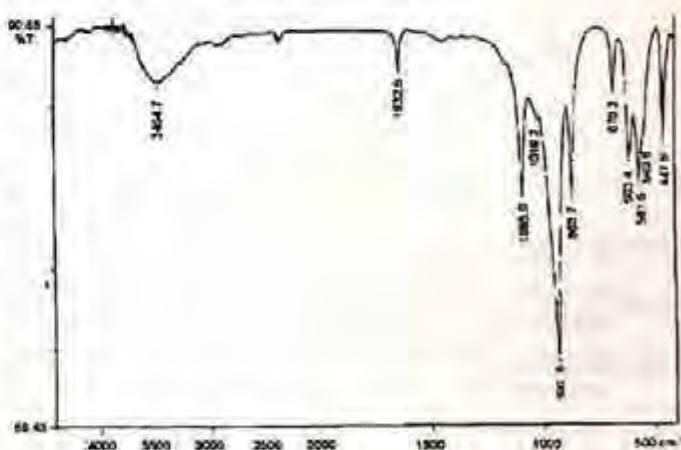


Рис.2. Инфракрасный спектр гемиморфита

клейофана процесс преобразования тормозится на ступеньке образования основных солей и дальше не идет.

Таблица 4

Рентгенограмма гемиморфита

Уткинский рудник		Гемиморфит, ASTM 5-555			Уткинский рудник		Гемиморфит, ASTM 5-555		
1	$d\alpha/n_A$	$d, \text{\AA}$	II_1	hkl	1	$d\alpha/n_A$	$d, \text{\AA}$	II_1	hkl
4	(7.32)	-	-	-	4	2.03	2.020	13	222
9	6.71	6.60	86	110	1	(2.00)	-	-	-
3	(5.96)	-	-	-	1	(1.979)	1.977	2	051
8	5.42	5.36	55	020	-	-	1.857	4	312
2	(5.12)	-	-	-	3	1.862	1.851	7	042
7	4.65	4.62	41	011	6	1.814*	1.808	17	341
6	4.21	4.18	38	200	6	1.792	1.786	16	060,25
4	(3.66)	-	-	-	1	1.709	1.702	6	431
5	(3.42)	-	-	-	-	-	1.699	4	350
9	3.31	3.288	75	130	-	-	1.693	4	242
10	3.12	3.104	100	211	-	-	1.686	3	013
6	2.95	2.929	40	031	4	1.673*	1.668	10	332
2	(2.85)	-	-	-	2	1.655	1.654	6	161
							1.650	8	440
2	2.71	2.698	10	310	-	-	1.644	4	260
2	(2.65)	2.679	7	040	3	1.626	1.620	3	402
6	2.57	2.559	51	002	4	1.598*	1.590	3	123,50
							1		
6	2.51	2.450	32	301	2	1.567*	1.563	8	213
8	2.41	2.400	54	231	2	1.542	1.540	6	033
1	2.32	2.309	3	022	4	1.528	1.526	4	521
-	-	2.284	2	141	5	1.518*	1.516	14	530
4	2.21	2.229	11	321	+32 линии				
4	2.19	2.198	19	330	$a_0=8.384$ $b_0=10.754$ $c_0=5.129$ $V=462.46 \text{ \AA}^3$	$a_0=8.370$ $b_0=10.719$ $c_0=5.120$			
-	-	2.183	16	202					
3	2.10	2.092	10	400					
-	-	2.077	1	150					

В зоне окисления Уткинского рудника изменение сульфидов происходит в пять этапов:
простые соли (церуссит);

основные соли (малахит, азурит, гемиморфит, гидроцинкит);

основные двойные и смешанные соли (бедантит, байдонит, дуфтит);

кислые соли (миметезит);

гидроокислы (биндгеймит).

Процессы преобразования сульфидов в зоне окисления, по аналогии с изменением силикатов в коре выветривания, завершаются на стадии образования гидроокислов

Таблица 5

Рентгенограмма розазита

Уткинский рудник		Можо, Болгария ASTM, 18-1095			Уткинский рудник		Можо, Болгария ASTM, 18-1095		
1	d _{hkl} /n ₀ A	d, Å	l/l ₀	hkl	1	d _{hkl} /n ₀ A	d, Å	l/l ₀	hkl
6	7.42	7.49	20	110	1	1.807	1.797	30	
2	6.44	-	-	-	-	-	1.755	40	
-	-	6.04	80	020	1	1.716	1.706	30	
-	-	5.58	5	hi	1	1.663	1.665	40	
2	5.17	5.14	90	120	-	-	1.594	20	
2	4.56	4.79	20	200	8	1.556	1.584	40	
8	4.13	4.08	5	030	-	-	1.549	1	
3	3.99	-	-	-	-	-	1.524	20	
9	3.75	3.74	100	220,130	1	1.464	1.490	30	
4	3.60	-	-	-	-	-	1.459	5	
1	3.32	-	-	-	3	1.435	1.450	20	
3	3.20	-	-	-	-	-	1.414	10	
2	2.99	3.03	60	040,130	1	1.382	1.394	40	
2	2.89	-	-	-	-	-	1.369	5	
4	2.80	2.78	30	320,201	3	1.327	1.336	10	
2	2.69	2.63	90	031	-	-	1.311	20	
10	2.54	2.56	80	240	-	-	1.307	20	
-	-	2.48	20	050,330	-	-	1.278	10	
5	2.37	2.36	60	400,150	-	-	1.239	5	
1	2.26	2.22	5	141	$a_0=7.79$ $b_0=9.22$ $c_0=5.91$ $\beta=90^\circ$		$a_0=7.81$ $b_0=9.19$ $c_0=6.08$ $\beta=90^\circ$		
5	2.19	2.17	60	250,420					
1	2.02	2.04	50	430,060					
-	-	1.986	30	-					
1	1.911	1.918	30	-					
6	1.833	1.864	40	-					

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Тр. 1913, новая сер, вып. 62. - 276 с.
- Колтовский Г. Серебряные рудники в дачах Нижне-Тагильских заводов // Горн. журнал. -1838. - 1, С.420.
- Соловьев Ю.С. Материалы по ревизии свинцовых месторождений Урала. - Екатеринбург: Фонды Уральской Академии наук, 1939. - С.61-62.
- Суставов С.Г., Канонеров А.А. Бинндгеймит из зоны окисления Уткинского серебряно-свинцового месторождения // Известия УГГА. Сер.: Геология и геофизика. - Вып.8. - 1998. С.58-59.

В.С. Пономарев

ЛАНГИТ И ЛИНАРИТ ИЗ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Сульфаты на Березовском золоторудном месторождении представлены воссигипергенными минеральными видами: англезит, антлерит, брошантит, гипс, линарит, мореноплюмбоярозит и ярозит. Большинство из них было найдено еще в прошлом веке, и только антлерит и плюмбоярозит были установлены в конце нашего столетия [5]. В представленной работе приведено первое описание еще одного сульфата из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения – лангита $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, находка которого является первой на Урале и в России. Находка П.В. Еремеевым в 1882 г. другого сульфата – линарита $\text{PbCu}(\text{SO}_4)(\text{OH})_2$ – является первооткрывателем находкой этого минерала на Урале. Но, за исключением первых описаний линарита в 1882 и 1883 гг. [2,3], этот минерал из Березовского месторождения не был изучен. Представленная работа, в которой приведены результаты изучения линарита с применением современных методов исследования, в какой-то мере восполняет это упущение.

Лангит $\text{Cu}_4(\text{SO}_4)(\text{OH})_6 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$

Свое название минерал получил в честь австрийского кристаллофизика В. фон Ланга, профессора Венского университета [7]. Лангит является гипергенным минералом, который образуется при окислении сульфидов меди и встречается совместно с гипсом и основными сульфатами меди. Впервые этот сульфат был найден в Сант-Блези и Сент-Джасте в Корнуолле (Англия). Многочисленные сведения о находках лангита в зонах окисления ряда месторождений Европы большей частью недостоверны, – обычно за лангит принимали другие сульфаты меди. Минерал был впервые достоверно установлен в месторождении Эшбах (Австрия) и в Фирнсдорфе (Германия) [1]. Автор не располагает сведениями о ранних находках лангита на территории России, а по мнению И.В. Пекова, данная находка является первой в России.



Рис. 1. Кристалл лангита из Березовского золоторудного месторождения. Простые формы: пинакоиды $c\{001\}$ и $b\{010\}$, а также ромбическая призма $f\{021\}$.

В ходе проведенного исследования лангит был установлен в ряде образцов из шахты №1 (горизонты 130 и 167 м). Лангит образует мелкие изометрические и удлиненные кристаллы размером от $0,1 \times 0,1 \times 0,2$ до $1 \times 1 \times 2$ мм. В одних кристаллах (рис. 1) отмечается комбинация следующих простых пинакоидов $c\{001\}$ и $b\{010\}$, а также ромбическая призма $f\{021\}$ [1]. Цвет от лавандового до синевато-зеленого. Минерал также встречен в виде пластиничатых чешуек с перламутровым блеском. Чешуи светло-голубые. Твердость 2,5 по шкале Мооса. Спайность совершенная по $\{001\}$ [1].

Инфракрасный спектр лангита из Березовского месторождения (рис. 2), снятый в лаборатории ИХФ РАН в Черноголовке на фурье-спектрометре FT IR -1600 (аналитик Чуканов), характеризуется следующими полосами поглощения: $603,4 \text{ cm}^{-1}$ (деформационные колебания $[\text{SO}_4]^{2-}$), а также $1037,2$, $1079,1$ и 1112 cm^{-1} (валентные колебания S-O). На присутствие в структуре минерала гидроксильной группы указывают следующие полосы поглощения: 1621 cm^{-1} (деформационные колебания группировок OH) и $3418,8 \text{ cm}^{-1}$ (валентные колебания). Полоса поглощения с частотой 1441 cm^{-1} указывает на присутствие в минерале молекуллярной воды. По данным Н.В. Чуканова, ИК-спектр лангита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения полностью соответствует эталонному спектру для этого минерала.

рентгенограмма порошка лангита из зоны окисления Березовского месторождения была снята в рентгеноструктурной УПТГА на приборе РКД-57,3. Съемка выполнена С.Г. расчет и идентификации рентгенограммы – В.С. Определение интенсивности производилось визуально. Характер лангита из Березовского месторождения практически соответствует эталону из картотеки ASTM (табл.1). Ряд небольших расстояний в пробе лангита из Березовского месторождения обусловлены примесью другого минерала (возможно

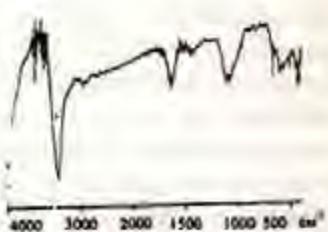


Рис.2. Инфракрасный спектр лангита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения

лангит нарастает на англезит совместно с линаритом, а также на блоках и непосредственно на галените. Этот сульфат является одним из первых гипергенных минералов, образующихся при окислении

Линарит $PbCu(SO_4)(OH)_2$

Свое название минерал получил по предполагаемому месту находки в Линаресе, провинция Балеария [7]. Широко распространен в небольших количествах в зоне окисления медных и никелевых месторождений. Известны следующие места находок линарита: Резбаны (Трансильвания), Хюттенберг и ряд других мест [1]. На территории бывшего СССР найден в Нерчинске (Бурятия) и на ряде объектов в Казахстане [8].



Рис.3 Кристалл линарита из Березовского золоторудного месторождения (по материалам П.В. Еремеева, 1884). Простые формы: ромбические призмы $M\{110\}$, $U\{101\}$, $I\{210\}$ и $G\{001\}$, а также пирамиды $A\{100\}$, $U\{-201\}$, $X\{-301\}$, $S\{-101\}$, $O\{-203\}$ и $C\{001\}$.

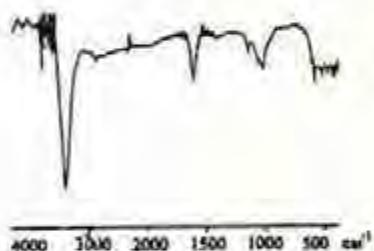


Рис.4. Инфракрасный спектр линарита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения

Первое описание линарита из Березовских рудников было сделано П.В. Еремеевым в 1882 г. Более раннее упоминание о линарите из Березовского месторождения, сделанное А.П. Ушаковым в 1877 г., по мнению П.В. Еремеева, является недостоверным и относится к образцу линарита из Балаклавского рудника Нерчинского округа [2]. Позже линарит упоминается в списке минералов Балаклавских рудников [9]. П.И. Кутюхин в 1937 г. дает краткое описание этого минерала, практически повторяющее описание П.В. Еремеева [6].

Несмотря на то, что находка линарита на Березовском месторождении является первой на территории СССР [4], этот минерал до настоящего времени не был диагностирован с достаточной надежностью и достоверно определен на современном уровне.

В ходе полевых работ на Березовском золоторудном месторождении летом 1998 г. линарит был установлен в образцах блоковой руды и галенита из шахты №1 (горизонт 168 м) и в образце из

карьера Золотая горка, расположенного на правом берегу р. Пышмы. Минерал образует кристаллы размером от $0,5 \times 0,5 \times 0,7$ до $1 \times 1 \times 1$ мм. Иногда образует веерообразные срастания, состоящие из пластинчатых и игольчатых кристаллов. П.В. Еремеев в своей работе [3], посвященной описанию линарита из Алтая и Урала, приводит данные кристаллографии этого минерала из Березовского месторождения, а также вычерченный кристалл (рис.3) и отмечает, что в его огранке наблюдается комбинация следующих простых форм: ромбических призм $M\{110\}$, $y\{101\}$, $\{210\}$, $r\{011\}$, а также пинакоидов $a\{100\}$, $u\{-201\}$, $x\{-302\}$, $S\{-101\}$, $o\{-203\}$ и $c\{001\}$ [3]. Цвет линарита от синевато-голубого, блеск алмазный. Спайность совершенная. Цвет минерала в порошке – светло-голубой. Твердость 2,5 – 3 по шкале Мооса.

Таблица I

Сравнение межплоскостных расстояний лангита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения с эталоном из картотеки ASTM

Лангит из Березовского золоторудного месторождения		Лангит из картотеки ASTM		
$d, \text{\AA}$	I^*	$d, \text{\AA}$	I^{**}	hkl
7,84	5	7,85	10	№ 1
7,18	10	7,12	100	001
6,10	1	-	-	-
5,30	2	5,32	30	110
4,03	2	-	-	-
4,00	7	-	-	-
3,73	1	-	-	-
3,58	9	3,56	80	002
3,36	7	-	-	-
3,19	1	3,18	20	120
2,97	1	2,96	20	112
2,90	1	2,90	20	210,131
2,81	1	2,80	30	040
2,75	1	-	-	-
2,67	4	2,65	30	220
2,61	7	2,60	40	№ 1
2,49	9	2,49	60	221
2,36	1	2,38	10	003,132
2,29	1	-	-	-
2,21	8	2,20	40	042,321
2,13	9	2,13	50	222
2,10	1	-	-	-
2,01	1	-	-	-
1,955	1	-	-	-
1,817	6	1,81	30	043,321
1,773	8	1,77	40	330,0045
1,703	1	-	-	-
1,662	1	-	-	-
1,619	1	-	-	-
1,589	5	1,59	30	332
1,546	5	1,55	30	134
1,506	5	1,505	20	400,044
1,479	4	1,48	30	224
1,454	4	1,45	20	412,431
1,378	5	1,37	20	412,431
1,303	3	1,30	20	-
Камера РКД диаметром 57,3 мм, Fe-излучение		Карточка № 12 - 783		

Примечание. I^* – интенсивность линий определялась по 10-балльной шкале; I^{**} – интенсивность линий определялась по 100-балльной шкале

Таблица 2

Сравнение межплоскостных расстояний линарита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения с эталоном из картотеки ASTM

Линарит из Березовского золоторудного месторождения		Линарит из картотеки ASTM		
d, Å	I*	d, Å	I**	hkl
4,86	5	4,82	20	110
4,53	6	4,48	40	-101
3,91	3	-	-	-
3,64	2	-	-	-
3,53	6	3,53	70	210,011
3,45	2	-	-	-
3,27	1	-	-	-
3,14	10	3,12	100	111,300,211
2,97	4	2,94	20	201
2,83	4	2,81	10	020
2,71	4	2,68	10	120
2,58	4	2,56	30	-311
2,49	2	-	-	-
2,40	4	2,39	10	021
2,31	4	2,30	30	-401
2,25	4	2,24	30	202,-221,410
2,17	4	2,16	40	311,112
2,10	4	2,09	40	320,-202
1,838	1	-	-	-
1,808	4	1,79	60	Не иондир.
1,764	1	1,76	10	-"-
1,732	1	1,73	5	-"-
1,678	1	1,68	20	-"-
1,642	1	1,63	5	-"-
1,609	1	1,61	5	-"-
1,573	1	1,57	30	-"-
УРС-2, камера РКД - 57,3 мм, Fe - иллюстрирован, аналитики Суставов С.Г., Пономарев В.С.		Карточка № 4 - 0598		
Параметры элементарной ячейки линарита из Березовского месторождения		Параметры элементарной ячейки линарита из картотеки ASTM		
$a_0 = 9,62 \pm 0,01$		$a_0 = 9,70$		
$b_0 = 5,65 \pm 0,01$		$b_0 = 5,65$		
$c_0 = 4,67 \pm 0,01$		$c_0 = 4,68$		
$\beta = 103^\circ$		$\beta = 102^\circ 40'$		

Примечание. I* - интенсивность линий определялась по 10-балльной шкале;
I** - интенсивность линий определялась по 100-балльной шкале.

Инфракрасный спектр линарита из Березовского месторождения (рис.4), снятый в Центре ИХФ РАН в Черноголовке на спектрофотометре Spekord 75 IR (аналитик Чуканов Н.В.), характеризуется наличием следующих полос поглощения: $600,4 \text{ cm}^{-1}$ (деформационные колебания S-O) и также $1037,2, 1079,1$ и $1162,8 \text{ cm}^{-1}$ (валентные колебания S-O). На присутствие в структуре

минерала OH-группы указывают полосы с частотой 1626,5 см⁻¹ (деформационные колебания группировок OH) и 3430,8 см⁻¹ (валентные колебания).

Рентгенограмма порошка линарита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения тождественна эталонной из картотеки ASTM (табл. 2).

В образцах линарит нарастает на англезит и церуссит. В последнем случае его образование скорее всего связано с обработкой карбоната свинца растворами, содержащими сульфат. Является одним из первых гипергенных минералов, образующихся при совместном окислении галенита и блеклых руд.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Дэна Дж.Д., Дэна Е.С., Пэлач Ч., Берман Г., Фроидель К. Система минералогии. - М.: Изд-во иностр. литер., 1954. - Т. 2. - пт. 2.
2. Еремеев П.В. Каледонит из Преображенского рудника в Берёзовских промыслах на Урале // Императ. общест. - 1882. - Ч.17. - С. 207-215.
3. Еремеев П.В. Кристаллы линарита с Урала и Алтая // Зап. Императ. минер. общест. - 1884. - Ч. С. 15-21.
4. Иванов О.К. Список уральских минералов //Минералы горных пород и руд Урала. - Свердловск: АН СССР, 1980. - С. 97-143.
5. Клейменов Д.А., Нестерова Г.М. Кадастр минеральных видов зоны окисления Березовского золоторудного месторождения // Уральск. летняя минералог. школа: Мат-лы Всерос. науч. конф. 24-28 июня 1998. - Екатеринбург, 1998. - С. 153-160.
6. Кутюхин П.И. Вещественный состав руд Березовского золоторудного месторождения и типы кварцевых жил // Рукопись. Свердловский горный институт. Свердловск, 1937. - С. 58-65.
7. Митчелл Р.С. Названия минералов. - М.: Мир, 1982. - 248 с.
8. Яхонтова Л.К., Грудев А.П. Минералогия окисленных руд. - М.: Недра, 1987. - 198 с.
9. Arzruni A.E. Mineralvorkommen von Bergosowsk // Z. Krist. - 1885. - Bd. 13. - S. 90-92.

УДК 555.85:549.091.3

С.Ю. Кропанцев

ХРОМОВЫЙ АНДРАДИТ ИЗ НОВО-КАРКОДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЕМАНТОИДА

Ново-Каркодинское месторождение демантонда и топазолита приурочено к южной краевой части Каркодинского ультрамафитового массива. В этой же части массива сосредоточены небольшие проявления хромитовых, образующие группу Каркодинских месторождений хромитовых руд. Основное проявление хромитовой руды, открытое весной 1938 г. техником-геологом Союзхромита Родионовым [2], пространственно совмещено с открытым в 1991 г. Ново-Каркодинским месторождением демантонда.

При разведке хромитового оруденения неоднократно указывалось на присутствие в рудах «уваровита» [2].

Хромовый андродит из трещин в хромите на Ново-Каркодинском месторождении установлен автором в результате исследования вещественного состава минералов [5], однако сведения о его геологии и минералогии в литературе отсутствуют.

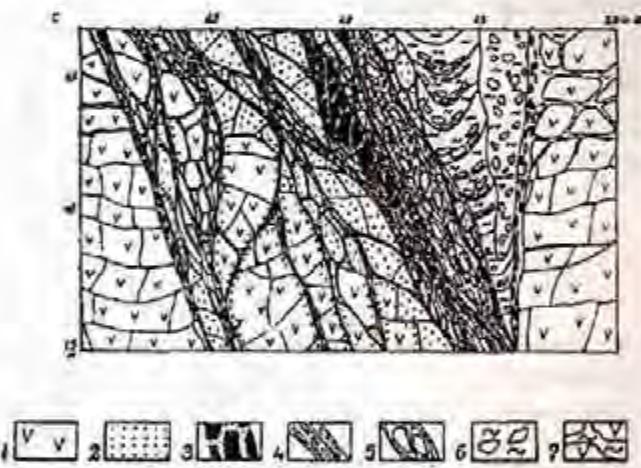
Характеристика минерализованных зон с хромовым андрадитом

площади Ново-Каркодинского месторождения преобладают магнетит-антогоритовые жилья. В центральной части месторождения, среди серпентинитов, прослеживается серия расположенных в разнотипных жильных телах антигоритизированных клинопироксенитов (андрадит). Контакты диаллагитов с вмещающими серпентинитами нечеткие, обычно представляются зонами перехода клинопироксен-серпентинитового состава мощностью до 0,2-0,4 м. Среди аподунитовых и апопериодитовых серпентинитов, отмечается серия жильных тел мощностью от 0,05 до 0,8 м. В жильных телах хромитовая руда представлена массивной и зонированной разновидностями. Контакты хромитовых тел с серпентинитами характеризуются распределением агрегатов зерен хромшипели с постепенным уменьшением ее к периферии рудных тел.

Минерализация хромового андрадита приурочена к рудным телам хромитов, а также к шлирам и контролируется зонами дробления в хромитах и серпентинитах (рис.1). Простирание западное, северное (342-358°), падение вертикальное и субвертикальное с падением на (азимут падения 51-59°). Местами устанавливается согласное положение зон минерализации и зон рудным телам хромитов. Протяженность зон прослежена от 1 до 4 м по мощности от 1 до 6 м.

Рис.1. Минерализованная зона с хромовым андрадитом среди аподунитового серпентинита:

- антигоритовый серпентинит; 2 - антигоритовый серпентинит с демантоидом; 3 - рудное тело хромита с хромовым андрадитом, клинохризотилом, клинохлором, развивающимся по трещинам в хромите; 4 - тектонические трещины и блоки блокованием в серпентините, содержащие обломки серпентинита, ойт, клинохризотил, демантоид, топазолит, карбонаты, глину светло-коричневого цвета; 5 - катализированный клинохризотил с ойтитом, сцепленный клинохризотилом с ойтитом; 6 - обломки серпентинита, сцепленные глиной светло-коричневого цвета; 7 - блоки серпентинита с глиной буровато-коричневого цвета



В минерализованных зонах отмечается два типа кристаллизации хромового андрадита. 1 тип - участки дробления хромита, где гранат присутствует в ассоциации с клинохлором, зернистым серпентином, клинохризотилом, карбонатами (арагонит+кальцит) (рис.2). В этой ассоциации хромит сильно катализирован. Пространство между обломками заполнено хризотилом. На поверхности обломков и блоков хромита присутствует пластинчатый серпентин в чешуйках размером от 0,1-1,5 до 2,5 мм в поперечнике. Минерал имеет следующие свойства: цвет зеленовато-серый, при дневном освещении приобретает зеленоватый оттенок; прозрачный; блеск жирный до перламутрового; спайность весьма совершенная по (001); твердость 2,5; хрупкий, в разрезе от бесцветного до бледно-зеленоватого; одноосный, отрицательный. На дифрактограмме отсутствуют базальные отражения (7,18; 3,59; 2,41; 1,806; 1,445), по которым устанавливается структура серпентина. Образует веретенообразные и бочонковидного облика кристаллы. В сечениях, перпендикулярных плоскости (001), имеет шестигранную форму. Часто отмечаются пластинчатые зоны базального сечения, срастающиеся по плоскости (001), что свидетельствует о наличии двойников и спиритовому закону.

С хромовым андродитом пластинчатый серпентин образует срастания с хорошо развитыми индукционными поверхностями совместного роста. Кристаллы пластинчатого серпентина отмечаются в виде включений в гранате. Развивающийся на поверхности блоков и обломков хромовый андродит имеет идиоморфные очертания индивидов вне контакта с пластинчатым серпентином. Здесь же устанавливаются срастания хромового андродита с хлоритом. Основные линии хлорита на рентгенограмме (14,2; 7,12; 4,76; 3,57; 2,86; 2,04; 2,01; 1,575; 1,430; 1,406) соответствует по современной международной классификации (М. Флейшер, 1990) клинохлору, более ранним классификациям хлоритов – пеннину. Поверхности хорошо ограниченных кристаллов граната контактируют с волокнистым клинохризотилом – основные линии на рентгенограмме (4,57; 3,63; 2,59; 2,46; 2,21; 2,09; 1,752; 1,742; 1,536). Клинохризотил разаивается по пластинкам серпентину, обрастаю его кристаллы и заполняя трещины спайности. В центральных участках дробления с хромовым андродитом клинохризотил практически полностью замещает пластинчатый серпентин, который обнаруживается лишь по реликтам его пластинок. В ассоциации с клинохризотилом отмечается андродит второй генерации, представленный в виде микрозернистых агрегатов, шестоватых сростков, располагающихся согласно удлинению волокон клинохризотила. Совместно с последним заполняет трещины спайности в пластинчатом серпентине. Андродит второй генерации обрастают по периферии кристаллы и их обломки хромового андродита I генерации. На шлифе андродит II генерации имеет более светлую зеленую окраску, изотропен, и не обнаруживает аномальную анизотропию.

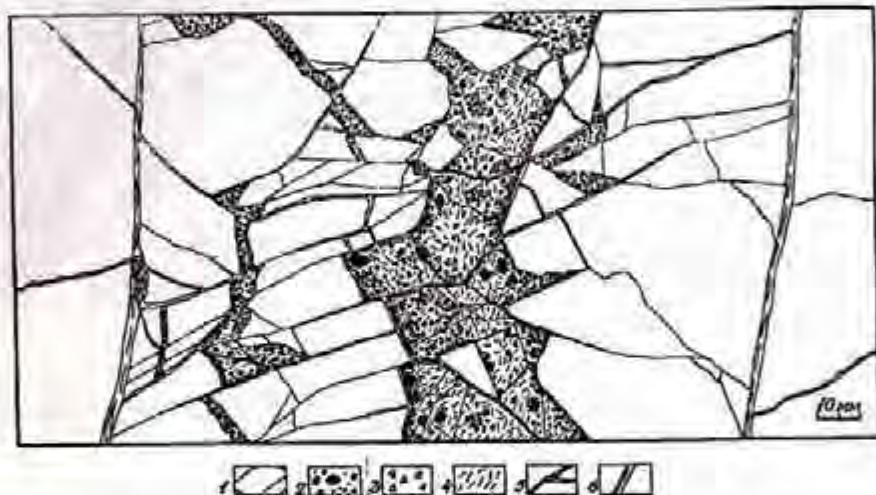


Рис.2. Зона дробления массивной хромитовой руды с хромовым андродитом:
 1 – хромитовая руда, 2 – хромовый андродит, 3 – пластинчатый серпентин, 4 –
 клинохризотил, 5 – арагонит-кальцитовый агрегат, 6 – тектонические трещины с
 ойтитом, клинохризотилом и хромовым андродитом, сопровождающиеся зеркалами
 скольжения

Кристаллы андродита I генерации в большинстве случаев раздроблены на микроразмером от 0,1x0,2 до 0,2x1,2 мм. Основные трещины дробления ориентированы нормально-субнормально волокнистым агрегатам клинохризотила. По трещинам развились тонкопластинчатый брусит и карбонаты. Брусит устанавливается также в минерализованных демантондом и топазолитом во вмещающих хромитовых тела серпентинитах. Основные линии брусита на дифрактограмме (4,79; 2,74; 2,37; 1,797; 1,575). Брусит является поздним по отноше-

— генерациям андрадита, так как развивается по серпентину и присутствует в трещинах дробления залотов гранатов.

В минерализованных зонах с гранатом среди аподунитовых серпентинитов встречаются морфозы клинохризотила и лизардита по кристаллам форстерита. Связи с образованием хризотила и хромового андрадита не установлены, тогда как демантонд и топазолит являются явно поздними по отношению к форстериту.

К постгранатовой минерализации, кроме брусита, также относится арагонит-кальцитовый ернистый агрегат. Главные линии на рентгенограмме для арагонита (3,40; 3,29; 2,70; 2,41; 2,38; 2,19), для кальцита (3,03; 2,49; 2,28; 2,09; 1,924; 1,912; 1,874; 1,626; 1,602). Арагонит-кальцитовый агрегат развивается согласно волокнам клинохризотила, сохраняя текстурный рисунок первого, а также заполняя трещины блокования в хромите, имеющим секущее положение ко всем рассмотренным ассоциациям минералов.

Рентгеноструктурный анализ минералов проводился на дифрактометре ДРОН-2.0 (оператор Саложникова; Уральская государственная горно-геологическая академия).

II тип — гранат-хлорит-серпентиновые прожилки в хромитах (рис.3). К этому же типу относятся гранат-серпентиновые вкрапленники в интерстициях шинели.

Рис.3. Гранат-хлорит-серпентиновые прожилки в массивной густовкрапленной хромитовой руде:

1 — хромитовая руда с вкрапленниками хромового андрадита, клинохлора и шинели; 2 — обломки хромитовой руды, скементированные хромовым андрадитом и клинохризотилом; 3 — прожилки хромового андрадита с хризотилом и клинохризотилом; 4 — клинохризотил; 5 — хром-андрадит-хризотиловый агрегат; 6 — серпентинит с вкрапленниками хромового андрадита; 7 — трещины, выполненные арагонит-кальцитовым агрегатом



Гранат-хлорит-серпентиновые прожилки имеют ширину от 0,05–0,1 до 2,5–3 мм, длину от 9–58 мм. Образуют систему сближенных между собой трещин выполнения, ориентированных по простиранию линзообразных блоков хромита. По ориентировке и извилистой конфигурации этих трещин можно предположить, что они являются трещинами отрыва и отдельности в хромите. В трещинах выполнены кристаллами хромового андрадита I генерации, размером 0,25–0,5 мм, и вкраплениками хлорита. Центральные части трещин заполнены офтаподобным серпентином поперечно-зернистого строения. Согласно волокнам серпентина в виде зернистых шестоватых агрегатов развивается андрадит II генерации. Рядом с прожилками хромового андрадита отмечается развитие микропрожилков, выполненных белым офтаподобным серпентином и светлым желто-зеленым демантондом. Микропрожилки с демантондом и офтапом имеют секущее положение к прожилкам хромового андрадита.

В интерстициях хромшпинели в массивной хромитовой руде хромовый андрадит сохраняет ту последовательность образования, что и в зонах дробления и в прожилках. Здесь устанавливается хлорит, образующий срастания с хромовым андрадитом I генерации. По наличию розовой и зелевой окраски клинохлора можно предположить, что он является хромсодержащим.

Таким образом, последовательность минералообразования на основании выделенных генетических ассоциаций в минерализованных зонах с хромовым андрадитом выглядит следующим образом: хромит, хроммагнетит → хлорит, хромовый андрадит I, пластинчатый серпентин, → клинохризотил, хромовый андрадит II → офтаподобный серпентин, демантонд, → арагонит, кальцит, брусит.

Свойства хромового андрадита

Хромовый андрадит встречается в виде кристаллов и зерен размером от 0,01 до 7 мм. Формы кристаллов от их размера не установлено. Цвет зеленый, желтоватый оттенок появляется в микрозернах генерации. Удельный вес 3,65; микротвердость 1271 кг/мм²; хрупкий; параметр элементарной ячейки $a_0 = 12,041 \pm 0,001$. Результатом исследования химического состава гранатов установлено, что хромовый андрадит из Ново-Каркодинского месторождения близок по содержанию Cr_2O_3 к хромовому андрадиту из хромитовых руд Нижне-Тагильского массива.

Отличительной особенностью состава исследованного хромового андрадита является значительно меньшее содержание алюминия и титана и более высокие концентрации трехвалентного железа (табл. 2). В исследованном гранате, который представляет собой I генерацию хромового андрадита (табл. 1), содержание Cr_2O_3 заметно уменьшается от центра к периферии, и, соответственно, увеличивается содержание Fe_2O_3 . Это отвечает общей тенденции изменения состава хромосодержащих андрадитов из Ново-Каркодинского месторождения [3,5], где ранние гранаты являются более высокохромистыми. По установленной линейной зависимости густоты зелено-окраски гранатов от содержания Cr_2O_3 можно предположить, что хромовый андрадит II генерации по составу является промежуточным между собственно хромовым андрадитом и высокохромистым демантOIDом (3,64-3,65 мас. % Cr_2O_3 , см. табл. 1).

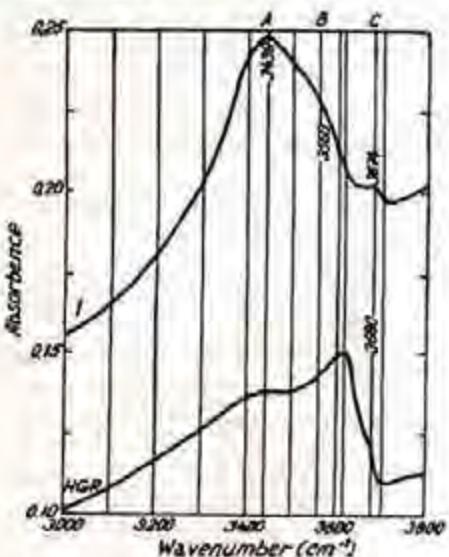


Рис. 4. ИК-спектры гранатов в интервале 3000-3800 см⁻¹:
1 – хромовый андрадит из Ново-Каркодинского месторождения;
HGR – гидрогроссуляр (Якутия)

Хромовый андрадит имеет типичные для андрадита линии – 441,5 см⁻¹, 483 см⁻¹, 593,8 см⁻¹, 816 см⁻¹, 834 см⁻¹, 888 см⁻¹. На рис. 4 показан интервал 3000-4000 см⁻¹, являющийся характеристическим для H_2O . В этом интервале наблюдаются три пологие линии. Линия около 3430 см⁻¹ связана с молекулярной водой из газовождистых включений и водой, сорбированной KBr (образцы делали стандартной методике в таблетках с KBr на приборе Digilab FTS 60V, аналитик dr. Maciej S. Krakow). Линия около 3560 см⁻¹ – линия группы $(\text{OH})^-$ (изоморфизм $-4\text{H}^+\text{-Si}^{4+}$), которая координирована Fe^{3+} . Небольшое плечо около 3560 см⁻¹ свидетельствует о том, что гранат содержит незначительную примесь группы $(\text{OH})^-$ (менее 0,1 мас. % H_2O). Линия около 3680 см⁻¹ интерпретируется как группы $(\text{OH})^-$, координированные Mg^{2+} , то есть вхождением в антиподного количества пиропового минала. В связи с тем, что по результатам химического анализа примесь MgO незначительна (0,030-0,093 мас. %), линия 3674 см⁻¹ может быть связана с незначительной примесью серпентина, что косвенно подтверждено минералогическим изучением включений.

Условия образования хромового андрадита

Образование андрадита на Ново-Каркодинском месторождении относится к гидротермальной стадии минералообразования. Гидротермальная минерализация, по мнению авторов, связана с воздействием на ультрамафиты гидротерм, образованных в результате прогрева имещихся

ельшими интрузиями гранодиоритов, которые фиксируются в непосредственной близости к залегающим зонам (80-150 м). Образование граната предшествовали зоны трещиноватости в ортоклазитах, по которым развивались новообразованные диопсид и tremolit (в ортоклазитах), кристаллический форстерит (в дунитах). Это свидетельствует о температурах порядка 500-600° С.

Таблица 1

Химический состав хромового андрадита и высокохромистого демантонда из Ново-Каркодинского месторождения

	SiO ₂	TiO ₂	Cr ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
	35,183	0,138	8,638	0,023	21,110	0,028	0,093	33,039	0,000	98,250
	34,661	0,117	8,123	0,000	22,388	0,000	0,030	33,058	0,038	98,416
	35,054	0,043	3,642	0,028	26,844	0,000	0,036	32,745	0,000	98,392
	35,018	0,068	3,313	0,055	27,205	0,000	0,000	33,165	0,038	98,861

Примечание. Микрозондовые анализы выполнены в ГЕОХИ РАН, аналитик Н. Кононкова; FeO пересчитано на Fe₂O₃ по обр.34 – хромовый андрадит; обр.30 – высокохромистый демантонд.

Таблица 2

Кристаллохимические формулы хромового андрадита и высокохромистого демантонда из Каркодинского и хромового андрадита из Нижне-Тагильского массивов

Номер пробы	Si	Ti	Cr	Al	Fe ²⁺	Fe ³⁺	Mn	Mg	Ca	Na
34-1 центр	3,011	0,009	0,584	0,002	1,385	0,000	0,002	0,012	3,030	0,000
34-2 край	2,968	0,008	0,549	0,000	1,467	0,000	0,000	0,004	3,033	0,006
30-1 центр	3,012	0,003	0,247	0,003	1,732	0,000	0,000	0,005	3,015	0,000
30-2 край	2,993	0,004	0,223	0,006	1,770	0,000	0,000	0,000	3,037	0,000
1*	3,03	0,03	0,65	0,11	1,11	0,08	-	-	2,99	-
2*	2,71	-	0,69	0,43	1,14	-	-	-	3,03	-

Примечание. Звездочкой обозначены анализы хромовых андрадитов из монографии О.К. Иванова [1]

Хромовый андрадит относится к ранней генерации граната в хромитах и вмещающих их амфиболитах. К этой же генерации относится бурый андрадит в клинопироксенитах. Появление связано с образованием хлорита и последовательным переходом к более низкотемпературным генезисам (антigorит-клинохризотил). Условия процесса могут оцениваться интервалом температур от 500 до 300-200° С с повышенной щелочностью среды в начале и постепенным ее снижением на завершающих стадиях процесса. Активность хрома с падением температуры значительно снижалась, что подтверждается малохромистыми и бесхромовыми андрадитами поздних генераций.

Процесс гранатообразования сопровождался интенсивной тектонической проработкой зональных зон.

Постгранатовая минерализация фиксируется образованием брусита, а также карбонатизацией сульфатованием серпентиновых минералов.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

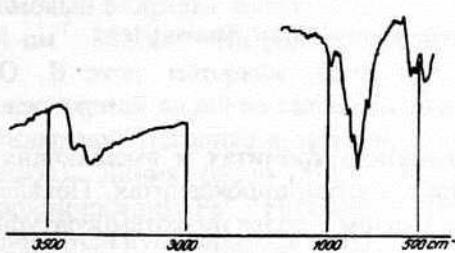
1. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: Минералогия, генезис. - Екатеринбург: Изд-во УрГУ, 1997. - 164 с.
2. Красулин В.С. Предварительный отчет Уфалейской геолого-поисковой партии за 1938 г.: Фонд Уралгеолкома. - Свердловск, 1938. - С.16.
3. Кропанцев С.Ю. ДемантOID Ново-Каркодинского месторождения (Средний Урал) // Уральская минералогическая школа-95. - Екатеринбург, 1995. - С.84-88.
4. Кропанцев С.Ю. Ново-Каркодинское месторождения демантоидов //Уральская минералогическая школа-97. - Екатеринбург, 1997. - С.132-142.
5. Кропанцев С.Ю. Новые данные об уральском демантоиде //Уральская летняя минералогическая школа-97. - Екатеринбург, 1997. - С.142-148.

УДК 549 (470. 54)

Д.А. Клейменов, Ю.В. Ерохин, В.С. Пономарев

КОРНВАЛЛИТ ИЗ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Редкий гидроксил арсенат меди корнваллит был найден в 1847 году в руднике Сент-Джонс графство Корнуолл, Великобритания [1,5]. Этот гипергенный минерал, в отличие от диморфа корнубита, редко встречается в зонах окисления сульфидных месторождений. Известны его находки в небольшом руднике поблизости от Фрейденштадта (горы Шварцаальд) и руднике Клара, Германия [5].



Инфракрасный спектр корнваллита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения

Первое и единственное упоминание о корнваллите на Урале и в России содержится в работе Соловьева, посвященной описанию минералогии окисления Меднорудянского месторождения [3]. В работе автор указывает, что корнваллит в зоне окисления Меднорудянского месторождения встречался в «аморфных скоплениях темно-зеленого цвета, с раковистым изломом». Приводятся данные о твердости и плотности минерала. В заключение этого краткого описания Соловьев указывает, что этот «крайне редкий арсенат нашими исследованиями не установлен». Следовательно, первоначальная диагностика этого минерала проведена на основе внешнего облика, а также определены твердость и плотность. Понимая, что этих скучных недостаточно даже для предварительной диагностики, мы

редкого минерала, Соловьев в списке минералов зоны окисления Меднорудянского месторождения напротив названия корнваллита ставит вопросительный знак [3]. Следовательно, данные о корнваллите на Меднорудянском месторождении являются неподтвержденными и сомнительными.

В пределах зоны окисления Березовского золоторудного месторождения в последние годы выявлено много редких минералов, имеющих единичные места находок в мире – форнасит, гартреллит, арсенбракебушит и ряд других минералов [2]. В прошлом году в образце корноитового шурфа на г. Успенской, среди продуктов окисления блеклой руды и галенита, выделен корнваллит. Определение минерала произведено по результатам комплексного современных методов диагностики минерального вещества: рентгенографического фракрасной спектроскопии и электронно-зондового микронализа.

Таблица 1

Сравнение межплоскостных расстояний корнваллита из Березовского золоторудного месторождения с эталоном из картотеки ASTM

Корнваллит из Березовского месторождения		Корнваллит из картотеки ASTM		
d, Å	I	d, Å	I	hkl
5,50	3	5,47	40	200
4,83	5	4,82	70	210
4,62	8	4,60	80	001
4,38	1	4,35	10	400
4,10	1	4,11	20	-201,310
3,91	2	3,91	10	Не индицир.
3,53	10	3,53	90	-111,111
3,31	1	3,36	20	-211
3,22	8	3,22	100	-401
3,10	8	3,10	90	401,-311
3,02	8	3,02	80	311
-	-	2,974	20	510
2,89	3	2,890	50	600
2,80	1	2,817	10	-411
2,73	6	2,740	60	220,411
2,65	2	-	-	-
2,59	3	2,590	40	320,610
2,53	4	2,539	50	-511
2,47	5	2,478	80	-601,511
2,41	7	2,414	90	420,601
2,35	5	2,350	60	221
2,28	5	2,292	70	002,612
2,22	3	2,223	50	520,611
2,17	3	2,177	60	800
-	-	2,141	10	Не индицир.
2,11	2	2,112	40	-«-
2,06	2	2,064	20	-«-
1,998	1	2,001	10	-«-
1,872	4	1,880	50	-«-
1,833	2	1,831	50	-«-
1,793	2	1,798	45	-«-
1,769	5	1,772	60	-«-
Плюс 10 линий УРС - 2, камера РКД диаметром 57,3 мм, Fe-излуч.		Плюс 12 линий Карточка № 12 - 287		
аналитик Суставов С.Г.				

Корнваллит на Березовском месторождении встречен в виде радиально-лучистых и спиральных агрегатов. Размер отдельных индивидов колеблется от 0,5 x 0,5 x 1 до 1 x 1 x 3 мм. Размер

радиально-лучистых агрегатов в поперечнике составляет порядка 3-5 мм. Цвет минерала от грязно-оливково-зеленого до черно-зеленого. Блеск алмазный. Твердость 4 – 4,5 по шкале Мооса, светло-зеленая.

Рентгенограмма порошка корнваллита из Березовского золоторудного месторождения, снятая в рентгеноструктурной лаборатории УГГА в камере РКД-57,3 мм, соответствует эталонной для минерала из картотеки ASTM (табл.1).

Инфракрасный спектр изучаемого минерала характеризуется серией полос поглощения (см.рисунок), которые свидетельствуют о наличии в структуре минерала арсенат-иона 476 , 543 см^{-1} (деформационные колебания As-O), а также 779 , 831 , 864 и 887 см^{-1} (валентные колебания O). На присутствие в структуре минерала гидроксильной группы указывают колебания с частотами 3340 и 3400 см^{-1} . ИК-спектр минерала был снят в лаборатории ИХФ РАН в Черноголовском спектрофотометре Specord 75 IR, аналитик Н.В. Чуканов. По данным аналитика, инфракрасный спектр корнваллита из зоны окисления Березовского золоторудного месторождения практически полностью соответствует эталонному ИК-спектру для этого минерала из рудника Клара (Баден-Вюртемберг, Германия). Оба инфракрасных спектра объединяют общую особенность: корнваллит из месторождений не содержит молекулярной воды. Сказанное позволяет авторам придерживаться формулы для этого минерала из обзорной статьи К. Гуллемина [6], а не той, что приведена в Минералогическом словаре [4]. Формула для корнваллита из Минералогического словаря, содержащая запись молекулярной воды, была, скорее всего, взята Флейшером из ранних работ.

Таблица 2
Сравнение химического состава корнваллита из зоны
окисления Березовского золоторудного месторождения
с литературными данными

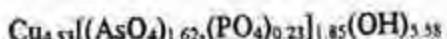
Компоненты	1	2	3	4	5	6
CuO	59,95	61,08	60,57	59,95	58,8	59,93
ZnO	0,00	0,29	0,18	-	-	-
P ₂ O ₅	0,28	0,07	0,57	2,71	13,6	-
As ₂ O ₅	33,16	34,02	32,79	30,47	17,6	34,64
CrO ₃	0,78	0,02	0,43	-	-	-
SO ₃	0,13	0,03	0,02	-	-	-
SiO ₂	-	-	-	-	1,1	-
H ₂ O	5,43*	5,43*	5,43*	8,23	8,7	5,43
Сумма	99,73	100,94	99,99	101,36	99,8	100,00

Примечания. * – Количество воды приравнивалось к теоретическому. Прочерк – данные о содержании компонента отсутствуют. 1-3 – корнваллит из Березовского золоторудного месторождения, выполнены в лаборатории микрозондового анализа Геологического факультета МГУ, аналитик Н.Н. Конопникова; 4 – корнваллит из Корнуолла, данные Дж. Дэна и др. [1]; 5 – корнваллитоподобный минерал, данные К. Гуллемина [6]; 6 – теоретический состав корнваллита, отвечающий формуле Cu₃(AsO₄)₂(OH)₄.

химического состава корнваллита был проведен в лаборатории микрозондового геохимического факультета МГУ, аналитик Кононкова Н.Н., на микроанализаторе Семевах на основе полученных данных (табл. 2, анализы 1-3) были рассчитаны следующие формулы:

1. $\text{Cu}_{4.98}[(\text{AsO}_4)_{1.91}, (\text{CrO}_4)_{0.05}, (\text{PO}_4)_{0.03}]_{2.00}(\text{OH})_{3.98}$;
2. $(\text{Cu}_{5.07}, \text{Zn}_{0.02})_{5.09}[(\text{AsO}_4)_{1.95}, (\text{PO}_4)_{0.01}]_{1.96}(\text{OH})_{3.98}$;
3. $(\text{Cu}_{5.04}, \text{Zn}_{0.01})_{5.05}[(\text{AsO}_4)_{1.99}, (\text{PO}_4)_{0.05}, (\text{CrO}_4)_{0.03}]_{1.97}(\text{OH})_{3.99}$.

Полученные данные несколько отличаются от приводимых в литературе. Так, в работе [1] приводится анализ корнваллита из места первой находки (графство Корнуолл), в котором окисда фосфора достигает 2,71 мас. процента (табл. 2, анализ 4). Рассчитанная формула в этом случае несколько отличается от теоретической:



В работе К. Гуллемина [6] приводится анализ корнваллита с еще большим содержанием фосфора (табл. 2, анализ 5), что позволило автору предположить возможность существования этого ряда между корнваллитом и псевдомалахитом. При пересчете этого анализа получилось, что содержание фосфат-иона больше, нежели арсенат-иона:



Этот факт не позволяет относить минерал, исследованный К. Гуллемином, к корнваллиту. Вероятно, это обусловлено примесью оксида кремния (1,1 мас. %).

Корнваллит в образце из Березовского золоторудного месторождения нарастает на арсенат меди и железа, диагностированный как гартреллит. Также корнваллит нарастает в виде макро-кристаллических агрегатов на почки гетита, инкрустирующие полости в гартреллите. Вместе с корнваллитом установлены арсентсумебит и бедантит.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

- Дэна Дж.Д., Дэна Е.С., Пэлач Ч., Берман Г., Фроидель К. Система минералогии. - М.: Изд-во иностр.лит., 1954. - Т.2. - п.т. 2. - 365 с.
- Клейменов Д.А., Нестерова Г.М. Кадастр минеральных видов зоны окисления Березовского золоторудного месторождения // Уральская летняя минералог. школа : Мат. Всерос. науч. конф. 24-28 июля 1998. - Екатеринбург, 1998. - С. 153-160.
- Соловьев Ю.С. К минералогии зоны окисления Меднорудянского месторождения // Труды / ГГИ. - М., вып. 20. - С. 101.
- Флейшер М. Словарь минеральных видов. - М.: Мир, 1990. - 206 с.
- Штробель Г., Циммер З. Минералогический словарь. - М.: Недра, 1987. - 494 с.
- Gillemin C. Contribution à la mineralogie des arseniates, phosphates et vanadates de cuivre// Bull. Soc. franc. Minér. Crist. - 1956. - LXXXIX. - S. 7-95.

ПОЛОСЧАТАЯ ТЕКСТУРА СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВОГО ПРОЖИЛКА ИЗ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ ШАРТАШСКОГО ГРАНИТНОГО МАССИВА

В юго-западной части Шарташского щебеночного карьера (нижний горизонт среднезернистых гранитах Е.В. Пологовой был найден сульфидно-кварцевый прожилок мощностью 3,5-4 см с массивной текстурой у одного и тонкополосчатой текстурой у другого зальбанды). Прожилок окружен образовавшимися по гранитам метасоматитами, состоящими из калинатрового полевого шпата, карбоната и серцита (поздние микролинн-серциитовые гумбейты).

Кварц в прожилке полупрозрачный, окраска от светло-серой до дымчатого. Поперечник индивидов превышает несколько сантиметров, и часто прожилок на всю мощность занят индивидом кварца. Полосчатая часть прожилка образована массивной — мелкие идиоморфные зерна карбоната и беспорядочно ориентированные чешуйки серцита, находящиеся в основании массивной части, нарастают на полосчатую. Выделения сульфида пирита, тетраздриита, сфалерита (клейофана), галенита — приурочены к массивной части прожилка.

Полоски текстуры параллельны зальбанду прожилка и располагаются на расстояниях 0,05-0,2 мм, иногда до 1 мм друг от друга. Они сложены главным образом серцитом с примесью калинатрового полевого шпата, карбоната, а также мелкого кварца и непрозрачных частиц; иногда встречаются включения вмещающего гумбейта (рис. 2, б). Карбонат, калинатровый шпат и мелкие включения кварца нередко представлены вытянутыми вдоль направления текстуры фрагментами. Однаково угасающие (в скрещенных николях под микроскопом)

фрагменты зерен часто располагаются прямолинейными цепями (inclusion trails, по [6]), направленными под углом 70-80° к направлению текстуры (рис. 3). Чешуйки серцита в полосках текстуры преимущественно ориентированы вдоль направления полосчатости, имеются и отдельные чешуйки другой ориентировки (см. рис. 2, б).

Полосчатая текстура не тянется непрерывно вдоль зальбанду прожилка, а местами прерывается; перерывы иногда соответствуют



Рис. 1. Поперечное сечение кварцевого прожилка:

1 — полоски текстуры, 2 — зоны роста индивидов кварца, 3 — граница между двумя индивидами кварца

границам индивидов кварца. В перерывах полосчатой текстуры, сложенных массивным кварцем, часто видны прямолинейные зоны роста индивидов кварца (см. рис. 1). Они ориентированы под углами 56, 66, 70, 79° к оси с (измерения на федоровском столике), т.е. отвечают граням ромбического кристалла кварца. Нередко наблюдаются переходы полосок текстуры в границы зон роста индивидов кварца (см. рис. 1; подобных соотношений полосчатой текстуры и зон роста индивидов кварца в известной нам литературе ранее не отмечалось). Как и вдоль полосчатой текстуры, вдоль границ зон роста располагаются чешуйки серцита (ориентированы параллельно границам зон роста), отдельные зерна (и фрагменты зерен) калинатрового

карбоната, кварца (рис.2,а). В отличие от участков полосчатой текстуры, испочек зерен полевого шпата, карбоната и кварца не наблюдается.

Проведенные наблюдения позволяют предложить следующую модель процесса формирования сульфидно-кварцевого прожилка.

Образование прожилка началось в условиях ритмичного раскрытия жиловмещающей с амплитудами приоткрытия, соответствующими расстояниям между полосками – в десятые и сотые доли миллиметра (crack-seal механизм образования жил [3-6]). Такие залежания повторялись несколько десятков раз и происходили вдоль одного зальбанда. При каждом приоткрытии трещины со стенки, сложенной вмещающей породой, частицы (фрагменты) зерен породообразующих минералов (а иногда и более крупные тонкие обломки вмещающей породы), которые фиксировали положение полосок текстуры bands, по [6]).

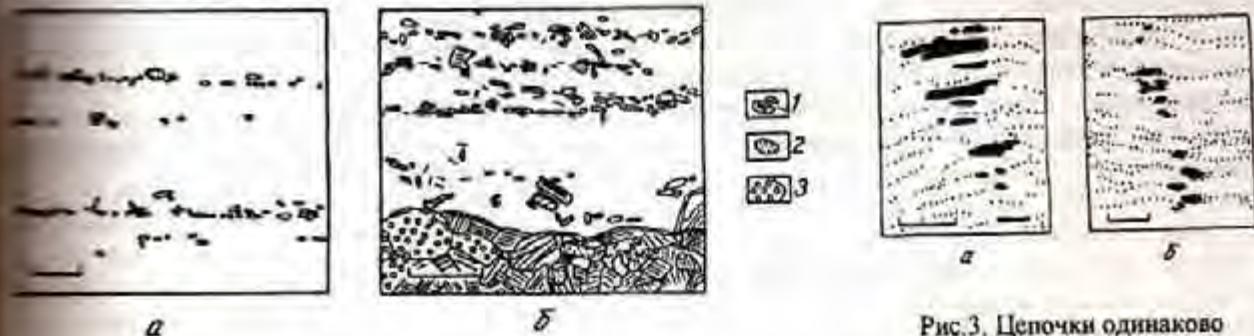


Рис.2. Зоны роста индивидов кварца (а) и участок полосчатой текстуры (б; внизу – обломок гумбенита):
1 – ортоклаз, 2 – калинатровый полевой шпат, 3 – карбонат.
Длина масштабного отрезка 0,1 мм

Рис.3. Цепочки одинаково гаснущих в скрещенных николях фрагментов зерен (черное) карбоната (а) и калинатрового полевого шпата (б); точками показано положение полосок текстуры. Длина масштабного отрезка 0,3 мм

Ритмичное малоамплитудное раскрытие трещины приводило к тому, что фрагменты одного и же зерна породообразующего минерала, первоначально находившегося в стенке прожилка, могли развивать цепочки, ориентированные в направлении раскрытия жиловмещающей трещины [3] – 70–80° к зальбанду. Обычно такие цепочки фрагментов отмечаются в параллельно-шестоватых стах [3,6], а в данном случае – внутри крупных изометрических индивидов, ширина которых значительно превосходит мощность прожилка.

При ритмичном раскрытии трещины в участках перерывов полосчатой текстуры были залежи [2,5], которые заполнялись зональными идиоморфными кристаллами кварца. При этом зоны зон роста кристаллов кварца и полоски текстуры формировались совместно – они могут входить друг в друга и имеют одинаковый минеральный состав.

Заполнение щелевидных полостей, образующихся при мало-амплитудном раскрытии трещины, происходило кварцем с примесью слюды и отдельных зерен полевого шпата и карбоната, среди которых имеются и фрагменты зерен, возникшие при образовании жилообразующих трещин. Тот же автор участвовал и в росте кристаллов кварца в полостях. Как стенка трещины, так и грань кристалла сначала покрывались выпадающими из раствора мелкими чешуйками слюды и отдельными зернами калинатрового полевого шпата, карбоната, а затем происходило выделение кварца, иногда с большой примесью вышеупомянутых минералов.

Полосчатая текстура фиксирует собой положение неоднократно (несколько десятков) возникавших в одном и том же месте трещин отрыва одного и того направления, каждая из которых раскрывалась на десятые или сотые доли миллиметра и заполнялась жильными минералами; это образовывалась новая трещина, и так далее. Такое неоднократное малоамплитудное трещинообразование в одном и том же месте и постепенное нарастание мощности прожилков может быть связано с постепенным медленным растяжением вмещающих пород [2,3].

Малоамплитудное раскрытие трещины с образованием тонкополосчатой текстуры было свойственно начальным стадиям формирования прожилка, а образование более поздней массивной части прожилка, к которой приурочены сульфиды, происходило путем заполнения полости раскрытие которой происходило со значительно большей амплитудой – сразу на полную мощность массивной части. Если образование полосчатой части прожилка связано с медленным растяжением вмещающих пород, то образование массивной части прожилка – со сменившим медленное растяжение быстрым «рывком» с достаточно большой амплитудой, который привел к вхождению трещину сульфидообразующих растворов. По [6], crack-seal жилы образуются путем гидравлического трещинообразования при давлениях растворов, несколько превышающих литостатическое давление. Подобная смена характера заполнения трещины может быть связана с повышением скорости деформации вмещающих пород и, по [4], с еще большим повышением давления жилообразующих флюидов.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Сазонов В.Н. Гумбейты (геологическая позиция, зональность, физико-химические условия формирования и рудоносность) // Геология метаморф. комплексов. - Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1986. С.65-76.
2. Суставов О.А. Рост и растворение индивидов черного кварца в жилах среди углродесодержащих Верхояно-Колымской складчатой области // Записки Всесоюзн. минерал. общ-ва. - 1989. - №3. - С.28-34.
3. Cox S.F., Etheridge M. A. Crack-seal fibre growth mechanisms and their significance in development of interlayer silicate microstructures // Tectonophys. 1983. Vol. 92, N1-3. P.147-170.
4. Cox S.F., Sum S.S., Etheridge M.A. e.a. Structural and geochemical controls on the development of tourmaline-hosted gold quartz vein deposits, Wattle Gully Mine, Central Victoria, Australia // Econ. Geol. 1995, Vol. 90, N1. P.1722-1746.
5. Henderson J.R., Henderson M.N., Wright T.O. Water-sill hypothesis for the origin of certain veins in Meguma Group, Nova Scotia, Canada // Geology. 1990. Vol. 18, N7. P.654-657.
6. Ramsay J.G., Huber M.L. The Techniques of Modern Structural Geology, Vol.1.2. Academic Press, London, 1987. 700 pp.

УДК 321.6+622.18(470.54)

И.А.Малахов

О ПРОБЛЕМЕ ПРОИСХОЖДЕНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ МАССИВОВ УРАЛА И СОДЕРЖАЩИХСЯ В НИХ ПЛАТИНЫ И ПЛАТИНОИДОВ

Зональные пироксенит-дуниловые массивы Платиноносного пояса Урала в настоящее время являются пока единственными объектами, где отмечаются повышенные концентрации самородной платины и иридия, преимущественно связанные с хромитовыми сегрегациями, шлирами и жилами.

на явную перспективность и многолетний опыт их детального изучения, до сих пор не удовлетворительного объяснения происхождения и причин их повышенной платиноносности. Полученные нами за последние годы новые данные позволяют выявить особенности состава слагающих их дунитов и хромитов и более убедительно доказать причины их явно более высокой платиноносности.

Происхождение и условия становления концентрически-зональных массивов

Субмеридиональное положение западной полосы ультраосновных массивов Платиноносного пояса, представленное прерывистой цепочкой концентрически-зональных пироксенит-хромитовых массивов, расположенных в западной краевой части обширного Тагильского разлома (ГУГРу), самому крупному на Урале. Он является основным структурным элементом, определяющим размещение большой группы массивов альпинотипных ультрабазитов и хромитовых формаций, включая Салатимский, залегающий в непосредственной близости от концентрически-зональных массивов. Значительная их часть при этом является альпинотипными, причем наиболее высококачественные руды генетически связаны лишь с дунитами.

Важное от них становление концентрически-зональных массивов Платиноносного пояса в нижнем и среднем ордовике, как альпинотипных, а позднее, вероятнее всего в девоне. При близости в целом химического состава дунитов альпинотипных массивов и их комплексов удалось все же обнаружить некоторые различия в их исходном составе. К примеру, относится более высокая щелочность последних, содержащих больше калия, что связано с широким распространением рассеянного флогопита в дунитах Нижнетагильского массива. Отдаленные различия намечаются и по содержанию в них титана, акцессорные и редкоземельные минералы хромшпинелиды в дунитах зональных массивов содержат по крайней мере на 10-15 % больше, чем его фиксируется в хромитах дунитов альпинотипных массивов. Наконец, в дунитах, слагающих ядра зональных массивов, является причиной скарнирования последних с образованием клинопироксенитовых кайм в краевых их частях, что объясняется высокотемпературным характером внедрявшихся дунитов и вероятнее всего описывает их генезис.

Но также отметить, что при проведении геолого-геофизических исследований на зональном массиве в центральной его части нами была встречена магнитная аномалия высокой интенсивности и вскрыты непосредственно на контакте с дунитами пироксен-гранатовые метасоматиты, образующиеся обычно около флюидоносных массивов и не характерные для ультрамафитовых массивов республиканского генезиса.

При принятии во внимание, что щелочные и субщелочные комплексы пород обычно формируются в достаточно консолидированных областях и обладают значительно большей глубиной заложения, чем магматических очагов, то нужно признать, что дуниты зональных массивов существенно большей глубиной их заложения, чем альпинотипные ультрамафиты. Их представления представляют большой интерес находки в коренной ферроплатине в хромитоносных массивах Тагильского массива реликтовых кристаллов высокомагнезиальных и явно альпинотипных ($63,8\% Cr_2O_3$) кристаллов хромшпинелидов, принадлежащих к алмазной субфации. Их заложение во многом объясняет и подтверждает находку алмаза непосредственно в Башкирском пироксенит-дунитовом массиве на Северном Урале, сделанную в начале 1960-х годов А.А.Кухаренко, и более ранние подобные находки в районе Нижнетагильского массива, о которых писал Н.К.Высоцкий.

Если касается возможности подъема ультраосновной магмы по ГУГРу с достаточно больших глубин, то уместно в связи с этим сослаться на геофизические данные

Н.Г.Берланд [3], которая рассматривала Тагило-Магнитогорскую мегазону Урала как глобальную структуру, распространяющуюся в пределы верхней мантии на глубину более 400 км.

Появившиеся в последние годы многочисленные работы свидетельствуют о взаимосвязи процессов магматизма с геодинамикой становления разнообразных рудоносных комплексов. Нами совместно с К.К.Золоевым [5] на основе детального изучения геологического строения ряда зональных платиноносных массивов была сделана попытка связать их формирование с островодужной стадией, которая имеет много общего с позднегеосинклинальным этапом становления, а часто и синхронна с ним, но отличается некоторыми характерными особенностями. В первую очередь тем, что происходит в условиях режима сжатия, предопределяющего особую роль летучей фазы в период формирования подобных комплексов и связанной с ними рудной минерализации.

В это же время и независимо от нас близкая концепция относительно геодинамической природы становления массивов Платиноносного пояса была высказана К.С.Ивановым и В.Р.Шмелевым, которые рассматривали их как островодужные образования и показали, что ГУГР в среднем палеотектоническом плане представлял собой зону субдукции, падавшую на восток, а главные вулканогенные зоны являлись реликтами островных дуг и задуговых бассейнов. Подобные представления в последнее время получили достаточно широкое распространение среди уральских геологов, занимающихся изучением платиноносности уральских пород и руд [1], правда, крайне редко приводятся какие-либо факты и доказательства для их обоснования.

Платиноносность зональных массивов Урала и ее связь с геодинамикой их становления

В последние годы как на Урале, так и в других регионах мира было получено большое количество химико-аналитических данных по содержанию платины и платиноидов в основных разновидах ультрамафитов альпинотипных массивов и из дунитов и хромитов зональных массивов. Как же отмечал Б.В.Перевозчиков [8], занимавшийся детальным изучением ряда полярноуральских альпинотипных массивов, для многих слагающих их дунит-гарцбургитовых структур вещественных комплексов несомненно устанавливается островодужный этап формирования. Аналогичным режимом формирования характеризуются находящиеся в таких массивах дунит-хромитовые клинопироксенитовые комплексы, обладающие многими чертами внешнего сходства с зональными массивами Урала.

Согласно выполненным нами расчетам, суммарное содержание тугоплавких, легкоплавких МПГ в целом в породах и рудах удобнее всего сопоставлять со средним содержанием гранитогенетических элементов – магнием и железом. Оказалось, что в породах, обладающих различным генезисом и геодинамическим режимом формирования, их соотношение будет различным. Обобщенная информация по их соотношению в дунитах и гарцбургитах из альпинотипных массивов Урала и ряда других регионов, а также в дунитах и хромитах Нижнетагильского зонального массива, являющегося во многом эталонным для подобных массивов Платиноносного пояса, приводится в табл.1. Для содержаний магния и железа альпинотипных ультрамафитов на основе взятых расчетные цифры по Уралу, которые очень близки к средним значениям для элементов для подобных пород Сибири, Дальнего Востока и некоторых зарубежных объектов. Что касается содержания магния и железа в платиноносных хромитах Нижнетагильского массива, то на основе принят состав так называемых «седых» хромитов, для которых С.А.Кашинным и др. [4] установлена постоянная высокая платиноносность.

Как следует из данных табл.1, состав платины и платиноидов в протодунитах, отвечающих первой стадии становления Нижнетагильского массива, практически совпадает с составом дунитах и гарцбургитах, формировавшихся в условиях спрединга и лишь потом, в островодужной стадии, в дунитах, и особенно в хромитах зональных массивов, происходило очень существенное

количество платины и платиноидов и очень существенное изменение их соотношения с железом.

также отметить, что в различных текстурных типах хромитов, встречающихся в Нижнетагильском и ряде других детально изученных зональных массивах, содержание платины и золота варьирует в широких пределах, однако всегда существенно выше, чем во вмещающих их (табл.2). При этом наиболее высокие их содержания отмечаются обычно в средне- и крапленных хромитах. Однако в процессе детального изучения было установлено, что ряд зерновых хромитовых тел в крупнозернистых дунитах также содержат богатую платиновую минерализацию [5].

Состав и платиноносность хромитовых руд зональных массивов

все основания полагать, что значительно более высокое содержание платины и платиноидов в зональных дунитах и слагающих их хромшпинелидах, по сравнению с дунитами, связано прежде всего с различными особенностями: ионные радиусы четырехвалентных платины, палладия и всех платиноидов составляют 0,64-0,65 нМ, т.е. практически совпадают с ионными радиусами трехвалентного хрома (0,64) и трехвалентного железа (0,67 нМ).

Таблица 1

Среднее содержание магния, железа, платины и платиноидов в ультрамафитах и хромитах различной принадлежности, формировавшихся в условиях различного геодинамического режима

Ультрамафиты и различные типы и формирования	Содержание, мас %		Содержание, мг/т				Соотношение					
			тугопл. легкопл. всего		Mg	Mg	Mg	Fe	Fe	Fe	Fe	Fe
	Mg	Fe	Os, Ir, Ru	Pt, Pd, Rh	МПГ	Os, Ir, Ru 10 ⁶	Pt, Pd, Rh 10 ⁷	МПГ 10 ⁶	Os, Ir, Ru 10 ⁶	Pt, Pd, Rh 10 ⁷	МПГ 10 ⁶	
зональные дуниты (стадии)	29,48	6,54	35	5	40	8,4	5,9	7,4	1,9	1,3	1,6	
зональные дуниты (конец)	29,48	6,54	25	20	45	11,8	1,5	6,6	2,6	0,33	1,45	
зональные гарци-сигмогенные	25,98	6,25	23	14	37	11,3	1,9	7,0	2,7	0,44	1,7	
зональные гарци-расубдукционные (стадии)	25,98	6,25	28	15	43	9,3	1,7	6,0	2,2	0,42	1,45	
зональные дуниты (Нижнегорненебольшой тип)	29,78	6,37	30	16	46	9,9	1,9	6,5	2,1	0,40	1,4	
дуниты Нижнегорненебольшой тип (типа)	29,78	6,37	23	103,3	105,6	129,5	0,29	2,8	27,7	0,06	0,6	
хромиты Нижнегорненебольшого масштабного типа)	7,75	20,03	61,1	1095,4	1156,5	1,3	0,007	0,067	3,3	0,018	0,17	
платиноносные Нижнегорненебольшой массивы	7,75	20,03	460	8523	8983	0,17	9x10 ⁻⁴	8,6x10 ⁻⁴	0,44	0,024	0,022	

Чтобы можно было дать определенное суждение о возможной связи состава хромитов с ихностью, рассмотрим средний состав различных текстурных их типов в Нижнетагильском

массиве, где из вторичных процессов изменения проявлены лишь перекристаллизация низкотемпературная серпентинизация дунитов, и в Вересовоборском массиве, в котором помимо этих процессов широко проявлены вторичные преобразования при последующем аддитивном динамометаморфизме, сопровождающемя существенным возрастанием железистости дунитов с образованием типичных хроммагнетитов (табл.2). Как следует из приведенных расчетных данных, содержание трехвалентного железа в акцессорных рудообразующих хромшпинелидах может варьировать в широких пределах, но в целом достаточно велико – в 2-8 раз больше, чем в обычных высокочромистых рудах альпинотипных массивов. Более высокая изоморфная емкость хромшпинелидов из руд зональных массивов в отношении платиноидов подтверждается и данными Л.В.Разина [9], согласно которым суммарное содержание МПГ в таких высокожелезистых хромитах колеблется от 2,3 до 6,6 г/т.

Таб

Среднее содержание и характер распределения МПГ в ультрамафитах и ассоциирующих с дунитами хромитовых рудах в Нижнетагильском массиве (мг/т)

Разновидности ультрамафитов и связанных с ними хромитов	% хромшпинелидов	Число анализов	Закон распр. МПГ	Расчетное содержание X+ σ					
				Os	Ir	Ru	Rh	Pt	Pd
Дуниты, преимущественно перекристаллизованные	0,6-1	15	Логнормальн.	1,0	1,1	0,2	2,5	82,1 ±2,55	4,5
Верлиты	0,2	1	-	-	-	-	30	170	10
Перекристаллизованные дуниты с убогошлировым хромитом	1-5	22	Логнормальн.	3,9 +2,9	5,1 ±0,7	1,1	2,3	204 ±9	1,4
Перекристаллизованные дуниты с бедношлировым хромитом	5-15	29	-<-	3,6	51,1 ±7	3,3	12,6 +6,2	863,6 ±5,6	6,1
Перекристаллизованные дуниты со средневкрашенным и шлировым хромитом	15-50	10	-<-	3,0	79,4 ±3,6	1,35	34,7	2754 ±10,4	14,8
Густовкрашенные, преимущественно жильные хромиты среди дунитов	50-90	2	-	8,3	339,5	2,4	30,9	5092,5	19,6
Массивные жильные хромиты в дунитах	90-100	1	-	10	21	21	130	510	30
Средневзвешенное содержание МПГ в ультрамафитах (дунитовый тип)		16	-	1,0	1,1	0,2	9,4	87,6	6,3
Средневзвешенное содержание в рудах различных типов (хромитовый тип)		64	-	4,0	53,9	3,2	25,6	1058,9	10,9

приведенных в табл.3 средних составов хромшпинелидов из пород и руд также следует, что акцессорные их разновидности, а также хромистые шпинели из убого- и бедновкрапленных руд обладают более железистым и менее глиноземистым составом, чем содержащиеся в крапленных и массивных рудах, что объясняется более интенсивной их перекристаллизацией и температурным диафторезом. Что касается их хромистости, определяемой по соотношению суммарного количества хрома и алюминия, то в процессе метаморфизма во всех типах руд она стабильной и обычно несколько превышает 80 %.

Вследствие достаточно большой изначальной изоморфной емкости рудных хромитов массивов на платину и иридий их собственные минеральные фазы в аншилифах под микроскопом в относительно слабо метаморфизованных хромитоносных дунитах Нижнетагильского массива отмечаются при их исходном содержании порядка 0,5 г/т и выше, а в сильно метаморфизованных породах и рудах Вересовоборского массива – уже при их содержаниях 0,2-0,25 г/т. В процессе образования тонкозернистых платины и иридия постоянно отмечаются, судя по данным И.В.Савохина, при явлениях массового замещения хромита вторичным магнетитом, особенно свойственно Вересовоборскому массиву; с образованием характерных перистых

Таблица 3

Средний состав акцессорных и рудообразующих хромшпинелидов из дунитов и из различных текстурных типов хромитовых руд Нижнетагильского (1) и Вересовоборского (2) зональных массивов по данным микрозондовых анализов

Акцессорные		Убоговкрапленные		Бедновшлировые		Среднешлировые		Густошлировые и массивные		
1 6 ан.	2 13 ан.	1 4 пн.	2 11 ан.	1 ан.1	2 2 ан.	1 17 ан.	2 6 ан.	1 11 ан.	2 2 ан.	
0,48	0,68	0,48	0,59	0,50	0,84	0,52	0,95	0,42	1,10	
8,94	6,75	8,22	8,96	7,45	6,48	8,01	8,92	8,64	9,28	
45,91	32,55	50,29	38,21	49,21	32,73	49,36	37,57	53,24	41,19	
14,92	30,21	12,50	23,10	15,17	29,46	14,49	23,11	10,43	19,73	
21,78	24,47	18,42	22,66	17,45	26,73	16,66	20,26	13,74	19,22	
0,22	0,49	0,52	0,55	0,51	0,87	0,45	0,46	0,43	0,38	
7,62	5,65	9,60	7,12	10,20	4,05	9,59	8,36	12,68	9,70	
99,87	100,80	100,03	101,19	100,49	101,16	99,08	99,63	99,58	100,60	
Основные расчетные параметры										
Платина, %	72,3	83,8	63,8	77,6	63,5	88,2	63,8	73,6	51,0	68,4
Платиноиды, %	83,7	82,8	86,0	81,0	86,9	83,5	86,0	80,8	86,0	81,6

Примечания. Анализы выполнялись в ИГиГ УрО РАН на рентгеновском микроспектральном анализаторе JXA-5. Оператор

Любимова Николай Георгиевич. Значки в таблице относятся к

Модель формирования платиноносных зональных массивов и роль летучих в массопереносе платины и платиноидов

Если принимать во внимание имеющиеся в настоящее время многочисленные геологические и петрографические данные, касающиеся условий первичного становления и последующего формирования и преобразования зональных пироксенит-дунитов и связанного с ними платинового оруденения, то можно вполне уверенно выделять два основных этапа – предстадиговый, когда скорее всего в верхнем ордовике происходило внедрение субшелочных гранатитов по ГУГРу, сформировавшему еще в рифе и обладавшему большой

протяженностью и глубиной заложения. В дальнейшем и вероятнее всего уже в верхнем силуре структурной зоне, фиксирующей границу Центрально-Уральского поднятия и Тагильского погружения в деструктивной обстановке, началось формирование наклонной зоны Заварык-Беньофа с четко выраженным восточным падением, что оказalo решающее воздействие не только на развитие последовательно смещающихся в этой структурной зоне очагов основного и магматизма далее к востоку, но, что очень важно, способствовало существенному накоплению летучих в дунитах зональных ультрамафитов, содействовавших перераспределению платиноидов в верхние, приапикальные части дунитовых ядер. Вполне вероятно, что на первом этапе становления таких массивов количество флюидной фазы было весьма ограниченным, а его состав, включавший преобладание водорода, метана и диоксида углерода, как это полагали Н.С.Рудашевский и В.В.Жданов [10], был существенно карбонильный, при котором могла происходить лишь частичная миграция и перераспределение тугоплавких платиноидов – осмия, иридия и рутения, но не платины.

Во второй этап, соответствующий режиму островодужной стадии, когда произошло существенное повышение количества флюида в дунитах, а его состав претерпел существенное изменение, состав флюидов стал существенно водным со значительной долей хлора. Концентрически зональные массивы приобрели четко выраженную геохимическую специализацию, связанную с их платиноносностью. Увеличение содержания хлора во флюидах в условиях островодужного режима вполне объяснимо, поскольку ему предшествовала океаническая стадия. В этом отношении океанические воды – источник серпентинизации дунитов – есть основа для рассматривать и как главный источник хлора и хлоридов.

С.Д.Малинин и И.Ф.Кравчук [7], рассматривая поведение хлора в равновесиях силикатного расплава и воднохлоридного флюида отмечали, что при условии насыщения магмы водой в условиях земной коры хлориды предпочтительно входят во флюидную fazу и экстрагируют многие элементы из расплава. Согласно их расчетным данным, эффективность извлечения и переноса элементов зависит от соотношения воды и хлора в расплаве: если расплав содержит небольшое количество воды, он будет эволюционировать долгое время – до тех пор, пока не сформируется флюидная фаза, которая будет характеризоваться высоким содержанием хлоридов. Если концентрация хлора в расплаве достигает 0,2-0,3 %, то первая порция отделившегося флюида будет содержать 50 мас. % хлоридов щелочных металлов. Естественно, такой хлорид будет очень эффективен в отношении экстракции как железа и хрома, так и содержащейся здесь же платины. Именно поэтому следует связывать существенное обеднение ими дунитов, слагающих нижние структурные горизонты подобных массивов и, напротив, обогащение ими дунитов и хромитов, находящихся в приапикальных частях дунитовых ядер.

Таким образом, можно полагать, что повышенная, а иногда и промышленная, платиноносность, отмечаемая в ряде зональных массивов Платиноносного пояса Урала, по существу является вторичной и связана с островодужным режимом их формирования. Этому способствовали своеобразного рециклиинга, гипотезы, обычно применяемой для объяснения происхождения платиновых месторождений при формировании подавляющего большинства медно-колчеданных месторождений, связанных, кстати, также с островодужной стадией.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Золоев К.К. Продуктивность платиновометальных поясов //Ежегодник 1994/ Ин-т геологии и геохимии УрО РАН. – Екатеринбург, 1995. – С.61-63.
2. Иванов К.С., Шмелев В.Р. Геодинамическая позиция Платиноносного пояса Урала //Металлогенические системы с позиций тектоники плит: Тезисы докл. I Всерос.металлоген.сов. – Екатеринбург, С.215-216.

- развития земной коры Урала и его металлогенения /Берланд Н.Г., Водолазская В.П., Р.И., Маренчев А.М. и др //Металлогенения складчатых систем с позиций тектоники плит: Тезисы металлоген. сов. – Екатеринбург, 1994. – С.41-42..
- Ильин И.А., Вилисов В.А., Савохин И.В. Состав, особенности формирования и генезис зональной минерализации в Нижнетагильском массиве на Среднем Урале //Актуальные проблемы геологии, петрологии и рудообразования: Сборник статей. – Екатеринбург: Уралгеолком, 1995. –
- Ильин И.А., Золоев К.К. Платиновометальное оруденение в Нижнетагильском зональном массиве и динамики его формирования //Металлогенения складчатых систем с позиций тектоники плит: Тезисы металлоген. сов. – Екатеринбург, 1994. – С.258-260.
- Кашин С.Д., Кравчук И.Ф. Поведение хлора в равновесиях силикатный расплав – воднохлоридный газ //Геохимия – 1995. - №8. – С.1110-1130.
- Минералогические и петрохимические особенности пород платиноносной формации Среднего Урала: некоторые закономерности распределения коренной платины / Кашин С.А., Козак С.С., Николаева Г.П. и др //Материалы научно-исследовательской конференции по проблемам геологии Урала //Металлогенения складчатых систем с позиций тектоники плит. – Екатеринбург: УрО РАН, 1995. – С.162-167.
- Любимов Л.В., Хоменко Г.А. Особенности накопления осмия, рутения и остальных металлов группы в хромшпинелидах платиноносных дунитов //Геохимия. – 1969. - № 6. – С.659-672.
- Рудашевский Н.С., Жданов В.В. Петrogenезис в платиноносных ультрамафитах Урала //Геохимия и геология Урала: Сб. науч. тр. Уральского науч.-исслед. института геологии и минерального сырья АН СССР. – Екатеринбург: Уральское науч.-исслед. института геологии и минерального сырья АН СССР, 1983, ч.СХ11, вып.4. – С.398-411.

III ГЕОЛОГИЯ, ПРОГНОЗИРОВАНИЕ, ПОИСКИ И РАЗВЕДКА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

— 1(470.5)

М.С.Рапопорт, Г.Н.Кузовков

ОЖИДАЕМЫЕ ТИПЫ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ УРАЛА

Минерально-сырьевой базой алмазодобывающей промышленности Урала до сих пор являются алмазные и погребенные россыпи, а также промежуточные коллекторы. В последние годы ищены первоисточники алмазов, природа которых остается дискуссионной. Многие исследователи считают коренным источником уральских алмазов кимберлиты (Сычков, 1995 и др.). Имеются разные подходы к объяснению природы первоисточников алмазов: традиционный, с учетом их полигенности и полихронности, развиваемый первым автором и другими исследователями [27,34 и др.], и новый, нетрадиционный, развиваемый Г.Н.Кузовковым [14], основанный на импактной гипотезе.

Из ожидаемых и возможных типов алмазоносности на Урале можно отметить следующие: 1) алмазоносных туффизитов (уральский или бразильский); 2) метаморфогенный (казахстанский); 3) термо-метаморфогенный (попигайский); 4) кимберлитовый и лампроитовый; 5) перidotитовый (шанхайский).

Практический интерес представляет присутствие в указанных типах (подтипах) двух групп алмазов алмаза - мелких технических и ювелирных монокристаллов. Согласно [24], они возникли в различных условиях. Как отмечено в [14], они образованы в две фазы: раннюю - сжатия (мелкие алмазы) и позднюю - метастабильного роста (ювелирные алмазы). Проявление последней имеет принципиальное значение и определяет практическую значимость каждого из названных пяти типов алмазоносности.

1. Тип алмазоносных туффизитов (уральский или бразильский тип)

Алмазоносные туффизиты и ксенотуффизиты западного склона Урала в настоящее время выделяются в качестве наиболее важного коренного источника уральских алмазов. Привлекает внимание согласованный вывод исследователей об эруптивно-эксплозивной природе этих [27]. Ю.В.Шурубор [38] считает их продуктами коры выветривания газовожильных эксплозий. Наряду с покровными, пластообразными формами эти породы образуют трубчатые сопровождаемые каркасом дайково-жильных образований, что рассматривается как проявление магматической природы алмазоносных туффизитов [38] и позволяет сравнить их с истинными трубками взрыва [27].

По мнению Г.Н.Кузовкова [14], туффизиты и ксенотуффизиты западного склона Урала относятся к аллогенным импактным образованиям и являются аналогами бразильских филлитов. Последнее согласуется с независимым выводом [28]. Согласно [14], алмазоносный материал транспортирован космическими взрывами из центральных частей Западно-Сибирской и Казахстанской гиаблем на их уральскую периферию на расстояние в несколько сотен километров.

Этим можно объяснить отсутствие коренных источников алмазов уральских россыпей, а также анизотропию кристаллов алмазов, присутствие среди них аллювиальных алмазов, магнитных шариков - космогенной составляющей такатинской свиты (Смирнов и др., 1965; [14]). Свидетельствами космогенной природы туффизитов могут рассматриваться и присутствующие в армоколите в ассоциации со стеклом [25], экзотические образования в виде шариков, состоящие из самородного железа, ванадия и кремния в ассоциации с муассанитом [28, 35] и т.д.

Важное значение имеет вывод об аналогии уральских туффизитов с бразильскими алмазоносными "филлитами" [14, 28]. Согласно [34], в алмазах филлитов, наряду с "эклогитовым" типом парагенезиса включений (ильменит, циркон, коэсит, кварц), обнаружены оригинальные включения, представленные феррипериклазом, перовскитом, вьюститом, стишовитом и альмандином. В одном случае установлено срастание перовскита с пироп-альмандином и стишовитом. Комплекс полученных данных, по мнению авторов, позволяет считать, что "минеральные включения в алмазах образовались в нижней мантии, ниже границы несогласия, существующей на глубине 670 км" (с. 220). Однако ничего не противоречит истолкованию подобных данных в пользу импактной природы филлитов. При этом коэсит эклогитового парагенезиса может представлять собой псевдоморфозы по стишовиту, согласно [4], а присутствие последнего дает основание предположить наличие лонсдейлита среди алмазов филлитов. По аналогии с ними также парагенезисы можно ожидать и в уральских алмазоносных туффизитах.

Согласно [14], аллогенные уральские алмазы могли иметь три доимпактных источника в центральных частях Западно-Сибирской и Казахстанской гиаблем: 1) кимберлитовые (лампроитовые) трубки взрыва в протоплатформенном чехле; свидетельством этого является присутствие в россыпях алмазов размером до 10 - 15 мм, а также пироп-альмандин и др.; 2) породы перидотитовой платиноносной ассоциации, которые рассматриваются автором как реликты магматических тел-ударников, перемещенные по баллистическим траекториям; 3) углеродсодержащие породы "мишени" - источник мелких алмазов.

Это предположение [14] полностью согласуется с новыми данными по морфологии и типам алмазов Урала, приводимым Б.С.Луневым и Б.М.Осовецким [24], выделяющими три типа уральских алмазов: 1) с преобладанием октаэдрических кристаллов и осколков кимберлитового лампроитового типов; 2) с преобладанием кубических кристаллов и сколков некимберлитового; 3) сланцеватые импактные алмазы.

Что же касается туффизитов и ксенотуффизитов районов россыпей, то имеющиеся данные о их составе и структуре, эруптивно-эксплозивный облик, присутствие специфических образований минералов и парагенезисов целиком согласуются с предположением о возможной импактной природе этих алмазоносных пород. При этом развитие продуктов коры выветривания в этих породах

обусловлено их предварительной динамической "подготовкой" и присутствием сильного взрывами материала типа "горной муки".

Морфологические особенности алмазоносных туффизитов позволяют выделить среди них зона коптогенного (стратиформные тела) и инъекционного (жилы, штокверки) комплексов [14]. Что же касается присутствия туффизитовых диатрем [27, 28 и др.], то, согласно [14], отнести к типу импактных диатрем в трактовке С.А.Вишневского [3]. Этот вывод имеет большое значение, так как позволяет предположить потенциальную алмазоносность диатрем.

Согласно [3], импактные диатремы являются сингенетичными с астроблемой образованиями, формируются за счет особенностей прохождения ударной волны в "двухфронтальном" соответственно двуслойному (фундамент + чехол) геологическому разрезу "мишени". При ударной волне в "погребенном варианте" на участках, ослабленных доимпактной зоной и являющихся своего рода "окнами проницаемости", происходит взрывное внедрение механизму приповерхностного импактирования, с уровнем импульсных давлений 3.5-

Привлекает внимание вывод ряда исследователей [8] о значительной роли грунтовых вод в формировании туффизитов и туффизитобрекчий западного склона Урала. По мнению этих авторов, взаимодействие флюидов с грунтовыми водами способствовало флюидизации и последовавшим один за другим, подобно "автоматной очереди". Этот вывод согласуется с высказанным в работах [40], [27], а также представлением В.Л.Масайтиса [20], в связи с которым в зоне астроблемы за счет высоких остаточных температур и повышенного давления возникает долговременная система циркуляции грунтовых вод, нагретых до температур несколько сот градусов, и устанавливается газово-флюидный режим.

С деятельностью подобной системы можно связать характерные вторичные изменения минералов (повышенная щелочность, карбонатизация, аргиллизация и др.). С учетом же имеющихся данных в весьма широком диапазоне кристаллизации алмаза [5, 25, 27, 33 и др.] можно предположить, что в туффизитовых диатремах в условиях флюидного режима могут образовываться кристаллы алмаза метастабильной фазы. С этой точки зрения привлекает внимание аномально высокий (80 %) выход ювелирных сортов уральских (красновишерских) алмазов даже по отношению к алмазам, среди которых, согласно [19], преобладают технические разновидности.

Благодаря этому "по ювелирным особенностям уральские алмазы по-прежнему остаются высококачественными в России" ([27], с. 256). Объяснить эту особенность можно тем, что в алмазоносных породах наряду с ксеногенными (аллогенными) алмазами первого типа аутигенных кристаллов собственной метастабильной фазы. С этим выводом согласуются и данные о "поразительной однородности" совокупности из 18 кристаллов, "полученных из аргиллизированных туффизитов объемом 23.5 м³" ([38], с. 43), служащие аргументом в пользу магматического первоисточника уральских алмазов.

По мнению Г.Н.Кузовкова, следует с осторожностью отнестись к выводу [28] о зональности алмазоносных туффизитов к нескольким стратиграфическим уровням. Их данные о зонах тел туффизитов "в полях развития пород верхнего рифея, венда, нижнего и верхнего карбона" (с. 34, выделено нами, — авт.) могут также означать наложение единого зоны тел туффизитов, а фактически - гидротермально измененных аллогенных импактных брекчий - образования разного возраста. При этом наибольший практический интерес должны представлять туффизитовые диатремы, в которых можно ожидать присутствия аутигенных алмазов метастабильной фазы, зона их первичного ореола в перекрывающих туффизитах.

Немаловажным представляется вывод С.А.Вишневского [3] о том, что импактные диатремы могут не только по периферии и в обрамлении астроблем, но и в их внутренних частях, однако они затушеваны сложным движением потока перемещенного вещества. Не исключено, что к этому типу могут относиться алмазоносные диатремы (?) Пучеж-Катунской астроблемы [21].

23]. Эти данные могут существенно расширить область поисков алмазоносных структур подобного типа на Урале, включая Предуралье и Ближнее Зауралье.

Согласно имеющимся данным, возраст лампроитовых туффизитов на Урале принят юрским [28] либо как средняя юра - мел (А.Я.Рыбальченко и др., [24]), что в общем отвечает предполагаемому средне-позднесюрскому возрасту Западно-Сибирского и Казахстанского импакт-событий [14].

2. Метаморфогенный, казахстанский (кумдыкольский) тип

По имеющимся данным [27], в Уральском регионе имеются находки алмазов из метаморфической природы. Так, В.И.Петров (устное сообщение) выявил множество мелких цв-кристаллов алмаза в форме куба из различных метаморфических пород уфалейского комплекса Вишневых гор.

Аксессорные (?) алмазы в ассоциации с другими высокобарическими минералами - муассанитом, корундом, графитом - обнаружены в гранат-пироксеновых гнейсах съес-ильменогорского метаморфического комплекса (по данным Г.А.Кейльмана и В.Г.Лукина, 1993).

М.С.Рапопорт и др. [27] не исключают вероятности обнаружения метаморфогенных алмазообразований казахстанского типа в других районах Урала, например в районе Белорецк-Башкирском мегантиклиниории, где в аллювии р. Белой и ее притоков давно известны находки алмазов [11,18,26].

Значительный интерес представляет эклогит-глаукофансланцевый пояс Урала, в котором аксессорные алмазы выявлены в максютовском (Южный Урал) и парусшорском (Приполярный Урал) эклогит-глаукофансланцевых комплексах [9, 10 и др.]. По типоморфическим минеральным ассоциациям алмазы этих комплексов тождественны алмазам эклогит-гнейсово-сланцевого комплекса месторождения Кумдыколь, охарактеризованным в [37].

С генетической точки зрения весьма важным является выявление в максютовском комплексе [36], а также лонсдейлита [6] в ассоциации с муассанитом и графитом. Как известно, лонсдейлит является наиболее надежным индекс-минералом ударно-взрывного процесса и присутствие позволяет предполагать наличие изофациального ему стишиовита, который вследствие своей термической неустойчивости зачастую замещается козситом [4].

В то же время единство типоморфизма алмазов и минеральных ассоциаций максютовского-парусшорского комплексов и комплекса месторождения Кумдыколь позволяет полагать вероятность присутствия лонсдейлита во всех трех комплексах. Таким образом, выделяемый исследователями и др.] метаморфогенный тип алмазоносности по существу также может иметь, по мнению Г.Н.Кузовкова, импактную природу, представляя, вероятно, разновидность попигайского [1]. Отсутствие признаков проявления в нем поздней - метастабильной фазы роста позволяет ожидать связи с этим типом только мелкие технические алмазы, как это имеет место на месторождении Кумдыколь.

3. Ударно-метаморфогенный (попигайский) тип

Этот тип на Урале, исходя из предполагаемой импактной природы последнего [14], может быть представлен достаточно широко. Это подтверждается обилием "сланцеватых" импакт-алмазов в алмазоносных туффизитах, о чем говорилось выше. В "чистом" виде этот тип может проявляться в тектонических отгороженцах кристаллического фундамента "мини-микроконтинентах" или "шолях" метаморфических пород гранулитовой и амфиболитовой фаций, которых присутствуют графитсодержащие породы (Тараташский, Селянинский, Салдинский). Присутствие импактных алмазов можно ожидать и в автономных структурах - гнейсово-сланцевых куполах (Мурзинско-Адуйский, Сысертский, Уфалейский и др.), в которых также наблюдаются горизонты и пачки графитсодержащих кристаллических сланцев и гнейсов. Находки кри-

россыпи рч. Положиха на участке Колташинского месторождения графита (мурзинско-комплекс [15]) являются указанием на возможное проявление импактного типа алмазоносности. С этой точки зрения определенный интерес представляет район Тайгинского месторождения графита. По существу импактный тип алмазоносности на Урале не изучался, поэтому трудно определить его практическую значимость.

К этому же типу, вероятно, принадлежат и проявления алмазоносности в породах трапповой группы, относимых [14] к фации тагамитов контогенного комплекса Западно-Сибирской и Казахстанской гиаблем. Следует иметь в виду, что импактный (попигайский) тип алмазоносности характеризуется присутствием только мелких технических алмазов ранней фазы (сжатия) и отсутствием признаков наличия образований поздней - метастабильной фазы, что само по себе не является интересом к нему как к промышленному источнику алмазов.

1. Кимберлитовый и лампроитовый типы

Как уже упоминалось [5, 14, 27 и др.], типичные кимберлиты на Урале не обнаружены, за исключением харцесского комплекса на Приполярном Урале [22]. Однако кристаллы алмаза и кимберлитового типа присутствуют в материале туффизитов. По мнению Г.Н.Кузовкова значительная часть этих кристаллов могла принадлежать кимберлитовым диатремам, сформированным космическими взрывами. Можно предположить, что часть таких диатрем могла находиться в крупных тектонических блоках пород протоплатформенного чехла, претерпевших сдвиги в центробежном донном потоке Западно-Сибирской и Казахстанской гиаблем.

С этой точки зрения могут представлять интерес районы Ближнего Зауралья, где под южными мезозойско-кайнозойского платформенного чехла фиксируются локальные проводниковые объекты, подобные Суворинской аномалии интенсивностью около 3500 нГл, с радиусом 1.5x2 км, вблизи пос. Суворино (Южный Урал). Вызывают интерес предположения [2] о возможном присутствии кимберлитов в Мугоджахах и на Тургайской платформе, где также можно предположить присутствия блоков протоплатформенного чехла с заключенными в них алмазоносными минеральными ассоциациями. Привлекает внимание упоминание авторов о Куржункульском железо-марганцевом месторождении как аналоге Ангаро-Илимских трубок взрыва, которые в [14] рассматриваются как аналогии, родственные кимберлитовым диатремам.

С другой стороны, согласно [14], можно предполагать нахождение кимберлитовых полей, расположенных в ближайшей к Уралу периферии Восточно-Европейской платформы (ВЕП). Автор [14] считает это предположение, исходя из сходства Западно-Сибирской и Казахстанской структур с Восточно-Европейской структурой с высоким уровнем эксплозивных процессов [21], а также из вероятной генетической природы кимберлитов. Это предположение согласуется с мнением [27], отмечающим, что в рассматриваемой части ВЕП уже выявлены либо прогнозируются месторождения коренных кимберлитовых типов.

5. Перидотитовый (косьвинский) тип

В связи с находкой кристалла алмаза на горе Косьвинский Камень вновь становится актуальной проблема алмазоносности гипербазитов Платиноносного пояса Урала [27], поднятая ранее А.А.Кухаренко [15]. Находки мелких алмазов известны также в дунитах Каменушинского массива и в северном павдинском комплексе (Францессон, 1968). Одиночные мелкие кристаллы алмазов обнаружены в россыпях в районе других крупных массивов Среднего Урала (Тагильский, Алапаевский, Чепецкий и др.) [15].

Между тем известно [27, 33, 34 и др.], что прямые указания на непосредственную алмазоносность ультраосновных пород очень редки, а пример расслоенного эклогит-пироксенит-диопсидового массива Бени-Бушера в Марокко указывает, что заключенные в них алмазы подвергнуты термитизации, вплоть до образования полных псевдоморфоз графита по алмазу [32].

Г.Н.Кузовков [14] рассматривает базит-гипербазитовые тела как реликты космического ударника, в которых долгое время могли сохраняться высокие остаточные температуры согласуется с мнением А.А.Ефимова [7] о внедрении базит-ультрабазитов платиноносной ассоциации в виде твердопластичных высоконагретых тел. Благодаря этому заключенные в них метеоритные алмазы должны были подвергнуться растворению (округлые формы) или полной графитизации - это оставляет мало надежд на промышленную алмазоносность базит-гипербазитов ("перидотитового") типа, хотя алмазопоявление Косьвинского Камня может оказаться счастливым исключением из этого правила.

Таким образом, среди ожидаемых пяти типов алмазоносности на Урале лишь в двух (лампроитовые туффизиты и кимберлитовые диатремы) можно надеяться на присутствие относительно крупных ювелирных алмазов. Из этих двух типов наибольшее практическое применение несомненно имеет тип лампроитовых туффизитов - аналог бразильских филлитов. Аномально высокое содержание в них ювелирных кристаллов может быть связано как с ксеногенными алмазами кимберлитового типа, так и с аутигенными алмазами поздней метастабильной фазы.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Алмазоносные импактиты. Попигайской астроблемы / В.Л.Масайтис (ред.), М.С.А.И.Райхлин и др. - СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 1998. - 179 с. (МПР РФ ВСЕГЕИ).
2. Бекмухаметова З.А., Бекмухаметов А.Е. Геолого-петрологические критерии формирования размещения и поисков алмазо- и рутилоносных эклогитов, кимберлитов и лампроитов в Кокшетаусской и Мугоджахской платформе // Топорковские чтения. - Рудный, 1997. - Вып. 3.
3. Вишневский С.А. Попигайская астроблема: импактные диатремы и горсты, новая интерпретация глубинного строения // Космическое вещество и Земля. - Новосибирск: Наука, 1986. - С. 134 - 159.
4. Гуров Е.П., Гурова Е.П. Геологическое строение и вещественный состав пород импактных структур ИГН АН СССР. - Киев: Наукова думка, 1991. - 160 с.
5. Гневущев М.А. Алмазы и условия их образования в природе (на примере отечественных месторождений): Автореф. дис. ... д-ра геол.-минер. наук. - Л., 1972. - 51 с.
6. Головкин С.В., Хвостова В.Г., Макаров Е.С. // Геохимия. - 1977. - №5. - С. 790 - 793.
7. Ефимов А.А. «Горячая тектоника» в гипербазитах и габброидах Урала // Геотектоника. - №1. - С.24 - 43.
8. Жуков В.В., Лукьяннова Л.И., Остроумов В.Р. // Минералогия Урала. - Миасс: УрО РАН. - С.116 - 118.
9. Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6 - 2.0 млрд лет) и строения Урала: Докторская диссертация по геологии. - Екатеринбург, 1998. - 253 с.
10. Карстен Л.А., Иванов К.С. Условия образования и возможная алмазоносность эклогитов Урала: Доклады РАН. - 1994. - Т.335, №2. - С. 335-339.
11. Ковалев С.Г., Сначев В.И., Алексеев А.А. Перспективы алмазоносности западного склона Южного Урала. - Уфа: Уфим. НЦ РАН, 1995. - 29 с.
12. Кузнецов Г.П., Лукьяннова Л.И., Кораблев Г.Г. и др. // Уральский минералогический сборник. - 1997. - №7. - С.175 - 181.
13. Кузнецов Г.П., Лукьяннова Л.И., Кораблев Г.Г. и др. Петрография и минералогия вулканогенных пород (лампроитовых туффизитов) Карагатуско-Сулеймановского выступа и перспективы его алмазоносности: Уральский минералогический сборник. - 1998. - №8. - С.207-225.
14. Кузовков Г.Н. Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала (Приложение механизма взрывного процесса к объяснению геологических явлений). - Екатеринбург, 1998. - 380 с.
15. Кухаренко А.А. Алмазы Урала. - М.: Госгеолтехиздат, 1966. - 575 с.
16. Левин В.Я., Глебова З.М. Лампроитоподобные уачититы в Алапаевском гипербазитовом поясе на Среднем Урале // Геология и минералогия подвижных поясов. - Екатеринбург: Урал. ком. по геол. и недр, 1997. - С.187-196.

- Лукьяннова Л.И., Багдасаров Э.А., Маренчев А.М. и др. Лампроиты Южного Урала // Геология и подземных поясов. - Екатеринбург: Урал. ком. по геол. и использ. недр, 1997. - С. 174 - 186.
- Макушин А.А. Перспективы коренной алмазоносности Республики Башкортостан // геология. - 1997. - №7. - С. 33 - 37.
- Матюков И.А. Алмазы Урала и их спутники // Известия вузов. Горный журнал. Уральское горное 1993. - № 4. - С. 57 - 60.
- Масантис В.Л. Гигантские метеоритные удары: некоторые модели и их следствия // Современные восточные геологии. - Л.: Наука, 1984. - С. 151-179.
- Маракушев А.А., Богатырев О.С., Феногенов А.Д. и др. Импактогенез и вулканизм // 1993. - Т.1, №6. - С. 571 - 595.
- Махоткин И.Л., Подкуйко Ю.А. Кимберлиты Приполярного Урала - новый геохимический тип южных пород, обогащенных редкими элементами // Доклады РАН. - 1998. - Т. 362, № 2. - С. 245 - 251.
- Масантис В.Л., Машак М.С., Наумов М.В. и др. Пучеж-Катунский импактный кратер: основные геологические строения // Доклады РАН. - 1995. - Т.342, № 3. - С. 358 - 360.
- Моделирование геологических систем и процессов: Мат-лы региональной конф. - Пермь 1996. - 308 с.
- Одлов Ю.Л. Минералогия алмаза. - М.: Наука, 1984.
- Остроумов В.Р., Морозов А.Ф., Киреев А.С. и др. Открытие коренных источников уральских 50-летию прииска «Уралмаз» // Геологическое изучение и использование недр. - М.: Науч.-техн. АОЗТ "Геолинформмарк", М., 1996, вып. 6. - С. 3 - 13.
- Рапонорт М.С., Левин В.Я., Рудица Н.И. и др. Алмазоносность Урала (достижения и задачи исследований) // Геология и металлогения Урала. - Екатеринбург: ОАО "УГСЭ", 1998, кн 1 -
- Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьяннова Л.И. и др. Коренные источники алмазов на Урале: метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез.докл. У1 Уральского петрограф. сов. - Екатеринбург, 1997, ч. I. - С.34 - 35.
- Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьяннова Л.И. и др. О новом типе коренных источников Урала // Доклады РАН. - 1997. - Т.353, №1. - С.90-93.
- Рыбальченко Т.М. Петрографическая характеристика алмазоносных магматитов Полюдова Кряжа Пермского ун-та. Геология. - Пермь, 1997, вып.4. - С.45 - 52.
- Савко А.Д., Шевырев Л.Т., Зинчук Н.И. О соотношении эпох корообразования и кимберлитового залегания в истории Земли // Вестник Воронежск. ун-та. Сер. геол. - 1997. - №3. - С. 3 - 24.
- Слодкевич В.В. Параметры графита по алмазу // Зап. ВМО. - 1982. - Ч.Ш, вып. 1. - С.13 - 33.
- Трофимов В.С. Закономерности размещения и образования алмазных месторождений. - М.: Наука, 1999 с.
- Харьков А.Д., Зинчук Н.И., Зуев В.М. История алмаза. - М.: Недра, 1997. - 601 с.
- Чайковский И.И. Модель формирования алмазоносных пород Северного и Среднего Урала // Урал, метаморфизм и глубинное строение Урала: Тез.докл. У1 Уральского петрограф. сов. - Екатеринбург, 1997, ч.1. - С.161 - 162.
- Чесноков Б.В., Попов В.А. Увеличение объема зерен кварца в эклогитах // Докл. АН СССР. - 1962. - Т.62. - С. 909 - 910.
- Шадрина В.А. Типоморфные особенности алмазов Казахстана // Геология и разведка недр Казахстана. - 1995. - №3. - С.25 - 31.
- Шурубор Ю.В. Инициативная экспертиза сообщений об открытии магматических источников алмазов на Урале // Отечественная геология. - 1998. - №9. - С.42-45.
- Lennykh V.I., Valizer P.M., Beane R. et al. Petro-tectonic Evolution of the Maksyutov Complex, Southern Russia: Implications for Ultrahigh - Pressure Metamorphism // International Geology Review, 1995, vol.37, p. 600.
- Nixon P. The Morphology and Nature of Primary Diamondiferous Occurrences // Int. J. Rock. Mech. and Sci. and Geomech. Abstr., 1996, 33, #3, p. 104-105.

В.А. Душин, А.А. Малюгин, О.П. Сердюкова, Б.Ф. Костюк, С.Н. Попов

ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ АРКТИЧЕСКОГО УРАЛА

Россия занимает одно из первых мест в мире по запасам и добыче алмазов и является единственной в СНГ страной, на территории которой сосредоточена вся сырьевая и добывчая база алмазов ювелирного качества. Тем не менее потребность в этом виде сырья как на мировом, так и на внутреннем рынке постоянно растет, тем более, что наметились серьезные сдвиги во взаимоотношении с ТНК "De Beers" по инвестированию рынка бриллиантов. В этой связи приоритетным направлением геологической отрасли является расширение минерально-сырьевой базы алмазов и улучшение ее географии за счет открытия традиционных и новых (нетрадиционных) для страны геолого-промышленных типов.

Последние десятилетия ознаменовались открытием новых крупных алмазоносных провинций: Восточно-Китайской, Западно-Австралийской и Архангельской, - коренным образом изменивших наше представление о геологии промышленных месторождений алмазов. Уверенно заявили о себе лампроитовые типы (трубы Аргайл, Эллендейл), разрушившие миф об исключительной приуроченности объектов к кратонам. В этой связи установление аналогичного коренного источника (лампроит - туффизит) Вишерской провинции [23] позволяет с новых позиций оценить полярные регионы и структуры Урала, считавшиеся ранее бесперспективными на обнаружение коренной алмазоносности.

Горная часть Арктического Урала относится к районам, геологическое строение которых изучено, во-первых, очень неравномерно, а во-вторых, еще и очень слабо по отношению к Среднему и Южному Уралу. Взгляды различных исследователей на строение, магматизм и металлогенез региона весьма противоречивы. Они усугублялись еще и тем, что последние съемочные работы на большей части территории закончены 15-20 лет назад и требуют современной ревизии. В 60-е - 90-е годы сотрудниками ЗапСибНИГИИ, ИГиГ УрО РАН, ИГ Коми НЦ РАН, ВСЕГЕИ и СГИ (УГГГА) проводились широкомасштабные специализированные комплексные прогнозно-металлогенические исследования. В них в какой-то мере освещены вышеизложенные проблемы. Однако работы по алмазоносности практически не велись, за исключением исследований М.А. Маслова, Г.Я. Пономарева (1970-1983), А.С. Микляева (1964-1980), Н.А. Ремизовой (1980), Л.И. Лукьяновой (1980-1986), в связи с убеждением большинства геологов, в ее практически полной бесперспективности на объекты кимберлитового типа. Эта точка зрения восподствовала еще и потому, что в пределах исследуемой площади, не в пример более южным регионам, отсутствовали алмазосодержащие россыпи, а проблематичные находки не подтверждались последующими работами. Кроме того, проведенное в прежние годы шлиховое опробование при геолого-съемочных работах масштаба 1:200000, 1:50000 и в составе поисковых работ на россыпное золото и алмазы не выявило ни алмазов, ни минералов-спутников. Во всяком случае, если таковые и имелись, при обычном минералогическом анализе они полностью терялись в фоновой для региона ассоциации хромшипинелидов, оливинов, пироксенов, пиропов-альмандинов из ультрабазитов и эклогитов крупнейших массивов Урала: Войкаро-Сынинского, Райзского, Сымкеуского и Марункеуского.

К основным типам коренных источников алмазов, по В.А. Мидашову, относятся магматогенный, флюидальный и метаморфогенный [18]. Следует заметить, что за исключением кимберлитов, проявление которых однозначно является прерогативой лишь древних платформенных структур, все остальные могут быть обнаружены на исследуемой территории. Одно из главных направлений геологоразведочных работ на алмазы в пределах складчатых поясов в настоящее время - выявление районов развития промышленно алмазоносных лампроитов, в том числе на площадях,

ранее не относимых к традиционным центрам алмазодобычи. Эталонами таких объектов, как было уже отмечено, считаются алмазоносные лампроитовые трубы Аргайл и Эллендейл в Западной Австралии. Лампроиты провинции Восточной и Западной Кимберли локализованы в подвижных поясах, обрамляющих кратон Кимберли [5]. При этом они встречаются в различном структурном окружении - от протерозойской подвижной зоны Кинг-Леопольд до палеозойского трога Фицрой. Лампроиты слагают дайки, штоки и трубообразные тела. Последние, в отличие от кимберлитовых трубок, имеют широкий раструб, благодаря чему слабо эродированные диатремы имеют на поверхности большие площади выхода (более 1 кв. км). По составу среди алмазоносных лампроитов выделяют лейцитовые и оливиновые разности. Алмазоносны те и другие. От кимберлитов лампроиты в целом отличаются повышенной кремнеземистостью, калиевостью и меньшей магнезиальностью. В составе лампроитов, кроме оливина, флогопита и лейкита, присутствуют диопсид, калиевый риухтерит, хромшпинелиды переменного состава, вейлит, прайдерит, армолколит, джеппенит, щербаковит, циркон, ильменит и другие минералы. Гранаты редки. Помимо Австралии, лампроитовые породы известны в других регионах: США (Лейцит-Хилл, Смокки Биот и др.), Испании, Гренландии, Западной Африке. В России и странах СНГ, по данным М.П. Орловой и др. [22], насчитывается более 25 лампроитовых комплексов, расположенных в платформенных и складчатых областях. К последним относятся Восточные Саяны (окинский комплекс R-V), Сеттедабан (ариавканский K₁), Приамурье (даянский K₁), Таймыр (Шренк PZ₂, Тарея PZ₂), Урал (куйбаский T₃-J, колчимский J₂-K₁), Грязь Чернышева (шарьеский T₃-J₁). Очень важным с точки зрения выяснения перспектив алмазоносности является проявление лампроитового магматизма в регионах, сходных по геотектонической обстановке с изучаемой территорией. Это прежде всего Шренк-Ленинградская зона Таймыра, колчимский, харгесский и шарьеский комплексы Урала и гряды Чернышева. Коренными источниками алмазов в Красновишерском районе, как показали исследования В.Р. Остроумова, А.Я. Рыбальченко и др., являются "метасоматически измененные эруптивно-эксплозивные породы, содержащие различную примесь терригенного материала, характеризующиеся наличием оливина, клинопироксена, пиропа, хромшпинелидов, армолколита и других титаносодержащих минералов в насыщенной калием и хромом связующей массе". Эти породы, по мнению исследователей, близки по составу к лампроитам, а их текстурные особенности обусловлены фреатическим (эксплозивным) характером вулканизма [20, 23].

Алмазоносные ксенотуффизиты, близкие к лампроитам Красновишерского района западного склона Урала (колчимский ? комплекс), интенсивно изменены, насыщены кварцем, аргиллизированы и не характеризуют первичную флюидально-магматическую систему. Однако по сравнению с терригенными породами им свойственные повышенные содержания Ti, V, Zr, Cr.

В геохимическом отношении лампроитовые комплексы России вообще сильно отличаются, по мнению Д.Н. Орлова, от лампроитов Западной Австралии более низкими содержаниями Zr, Nb, Ta, TR, что является, по-видимому, отражением провинциальных особенностей зарождающихся глубинных магм конкретных регионов [21].

Не менее важным является вопрос о возрасте продуктивных комплексов. Пример Западной Австралии показывает, что алмазоносные лампроиты даже в одной субпровинции образовались в очень широком диапазоне времени - от 1150 млн лет до 20 млн лет [5]. Мезозойские датировки имеют большинство лампроитов Алдана (119-170 млн лет) и Урала (Малый Кузбасс - 197±5 млн лет по породе и 203±16 млн лет по флогопиту Rb-Sr метод; Аблязово - 289-112 млн лет K-Ag метод [26]; шарьеский - J ? [2, 15]; марунский - 195±5 K-Ag метод по породе [9, 10]). По мнению А.Я. Рыбальченко и коллег (устное сообщение), возраст алмазоносных туффизитов Красновишерского района мезозойский и даже допускается кайнозойский.

Судя по анализу определений абсолютных возрастов магматитов Полярного Урала, Пай-Хоя, Новой Земли, а также данных корреляционных схем магматизма в исследуемом регионе, отчетливо устанавливаются проявления, в том числе и по нашим данным [10], по крайней мере, трех этапов эруптивной деятельности в мезо-кайнозое: пермо-триасовый, позднетриас-юрско-меловой и четвертичный (см. таблицу).

Продукты MZ-KZ магматизма представлены следующими текстурно-морфологическими разновидностями. Первая - штоки и мелкие жилообразные тела субщелочных и щелочных гранитоидов (граносиениты, монцосиениты), откартированные в Приморском блоке (торасовейский и левдиевский комплексы) предыдущими исследователями [17, 25, 27]. К этой же группе может быть отнесен тайкеуский (лонготюганский) комплекс редкометалльных щелочных гранитоидов [1, 24]. Вторая - дайки базитов с переменной, в том числе повышенной щелочностью, выделяемая в разные годы рядом исследователей в составе яляхского и мусюрского комплексов, откартированные в палеоокеаническом блоке. Следует заметить, что в них были объединены тела заведомо толситовых (континентальных) базитов траппового типа, аналогичных красноселькупскому (Р-Т) комплексу Западно-Сибирской плиты, и субщелочные разности активизационной природы, которые интересны с точки зрения алмазоносности.

Яляхский комплекс включает слабопересыщенные щелочами интрузивные базиты, прорывающие фран-фаменские и отчасти раннекарбоновые осадки Щучинского блока. Это, как правило, маломощные тела (дайки), сложенные монцодиабазами, трахидиабазами. Исключение составляет сложнодифференцированная интрузия площадью 3,2 км², откартированная в районе оз. Юн-То. Она представлена лейко- и меланократовыми субщелочными габброидами, содержащими в качестве жильной серии тела тешенитов, оливиновых микродиабазов (описание пород см. в статье О.М. Поповой настоящего сборника). Для пород интрузии, кроме кали-натрового типа щелочности и наличия флогопита вместо биотита, характерно содержание Sr, Ba, Co, Cr, V, Be. Возрастным аналогом яляхского комплекса в палеоконтинентальном секторе выступает немзияхинский комплекс, установленный нами в нижнем течении р. Немзи-Яха. Он представлен пока единственной дайкой, сложенной очень свежей (без вторичных изменений) мелковернистой буровато-серой породой, прорывающей отложения раннего палеозоя. Минералогически она представлена хромдиопсидом, флогопитом, в интерстициях между которыми диагносцируется стекло (?), псевдолейцит и санидин, а из акцессориев установлены: хромит (около 61 % Cr₂O₃), муассанит, апатит, пироп-альмандиновый гранат, сфалерит, магнетит, ильменит и золото (?). От классических лампроитов Австралии ее отличает несколько повышенная глиноземистость, столь характерная для базальтовых разностей (мас. %): SiO₂ - 52,31, Al₂O₃ - 15,6, FeO - 3,63, Fe₂O₃ - 8,0, CaO - 2,81, MgO - 6,62, K₂O - 4,5, Na₂O - 2,98, P₂O₅ - 0,27, TiO₂ - 1,07, ппп - 1,92. Кроме того, обращает на себя внимание повышенное содержание в породах бария 0,1 %, стронция 0,1 %, хрома 0,05 %.

Третья разновидность - "эндогенные кластиты" - выделяется нами также по результатам проведенных исследований последних лет. Она включает, по крайней мере, два разновозрастных магматических комплекса. Наиболее ранний (марунский комплекс) - раннеюрский (195-210 млн лет, K-Ag метод) и поздний (нырдоменский комплекс) - предположительно постпалеогеновый.

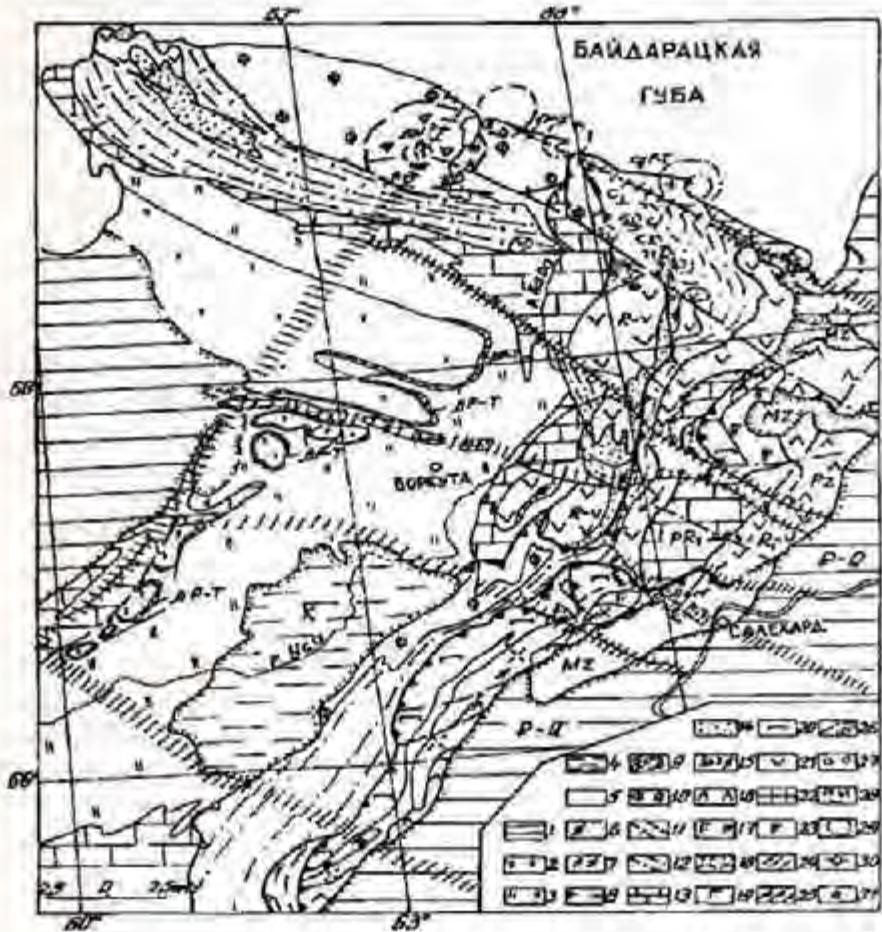
Марунский комплекс объединяет насыщенные и пересыщенные щелочами ультракалиевые вулканокластиты, прорывающие докембрийские вулкано-терригенные отложения в пределах Харбейского ? и Марункеуского блоков. Его структурная позиция определяется приуроченностью магматитов к периферии AR-PR микроконтинентов (Малыкско-Марункеуский щит) в пределах зон глубинных разломов северо-западного направления и их оперяющих трещин, активизированных в раннем мезозое. Магматиты слагают тела мощностью 0,2-3 м, прослеженные по простиранию на первые десятки метров. Морфологически это дайко- и жилообразные редко изометричные тела субвулканической либо жерловой фации глубинности. Залегание тел резко дискордантное к первичной слоистости пород с нередко ярко выраженной зоной закалки. Макроскопически породы имеют желтовато-зеленовато-серый до почти черного цвет, брекчевую, флюидально-брекчевую, иногда псевдомассивную текстуры. Обломки размером от миллиметров до первых сантиметров представлены угловатыми иногда округлыми зернами кварца (псевдоморфозы по оливину), ортоклаза, шпинели, вмещающих пород (до 30 %), сцементированных серпентин-актинолитовым мезостазисом либо хлоритизированным стеклом. Последнее может встречаться и в виде закаленных обломков и "прожилков" желто-серого цвета. Магматиты принадлежат к щелочным и умереннощелочным составам, близким к тефрит-лейцитовой и лампроитовой сериям. Одним из

характерных минералов кластитов является муассанит, распределение которого в породе резко неравномерно. Он образует кристаллы (обломки) призматического и таблитчатого габитусов размером 0,1-0,3 мм. Цвет голубоватый с зеленым оттенком, блеск алмазный. Содержание кремния в минерале по данным изучения девяти зерен колеблется в пределах от 69,39 до 70,16 %. При этом в двух зернах установлены включения самородного кремния (Si - 98,86 %) размером 0,03-0,07 мм (Cameca MS-46, аналитик В.Н. Ослоповских).

Схема корреляции мезо-кайнозойского магматизма [10]

Возраст	Печорская плита		Урал		Пай-Хой		Новая Земля		Западно-Сибирская плита	
	Вулкано-генные	плутоно-генные	вулкано-генные	плутоно-генные	вулкано-генные	плутоно-генные	вулкано-генные	плутоно-генные	вулкано-генные	плутоно-генные
Q			Щелочно-базитовая (нырдоменский)				Трахибазальтовая (вершинный) 1,6 млн лет			
2										
N										
46										
P							Импакт-ный (кар-ский) 65 млн лет			
65										
K										
144										
J			Щелочно-базит-ультрабазитовая (лампроитовая) (марунский, немзияхинский) 190-210 млн лет				Габбро-диабазо-вая (желан- ный) лампро- фировая (ро- гачевский) аляскито- вая (сарычев- ский) 180- 230 млн лет			
215										
T			Эсек- сит- диабазо- вая (ялях- ский)		Граносиенит- гра нитовая (торасо- вейс- кий, 218-272 млн лет, 239- 244 млн лет, левдиевский, 245 км, 228- 246 257 млн лет)					
248			Базальт- долери- това (карота- ихин- ский)							
P ₂			Базальт- долери- това (мусюр- ский)				Базальт- долери- това (красно- селькуп- ский)			

Нырдоменский комплекс представлен туффизитами, “валунными” дайками, псевдопесчаниками, карбонатно-железисто-серпентиновыми (?) брекчиями, трассирующими неотектонические структуры северо-восточного и северо-западного простирания, обрамляющие жесткие консолидированные архейско-протерозойские блоки. Магматиты в виде отдельных элювиально-делювиальных развалов среди неоген-четвертичных отложений установлены в полях развития рифейско-палеозойских отложений палеоконтинентального и палеоокеанического секторов.



Схематическая структурно-формационная карта Севера Урала

Условные обозначения:

MZ-KZ структурно-вещественные комплексы: 1 – терригенная континентальная надформация (нерасчлененная); 2-3 – терригеническая полимиктовая надформация (нерасчлененная); 4 – песчано-глинистая надформация (нерасчлененная); 5 – терригенно-глинистая надформация (нерасчлененная); 6 – трахибазальтовая ($N^?$) формация (а), в т.ч. ее туффизитовая (б) градации (нырдоменский комплекс); 7 – пелочно-ультрабазит-габбровая (ламбронговия) ассоциация; аллахский (а), марунский, немзахинский (б) комплексы; 8 – граносиенит-гранитовая (торасовейский комплекс) формация Т; 9 – базальт-долеритовая (мусюорский (а), карагандинский (б) комплексы).

Кембрийско-верхнепалеозойские структурно-вещественные комплексы. Палеоконтинентальный сектор: 10 – кечтельская терригенная (фишиевая) формация ϵ_1 -Р₁; 11 – пайхойская кремнисто-карбонатно-терригенная (нерасчлененная) формация О-С₃; 12 – карбонатно-кремнисто-терригенная (нерасчлененная) формация О-С; 13 – терригенно-карбонатные надформации шельфа (нерасчлененные); 14 – галечно-песчано-алевритовая шельфовая (нерасчлененная) надформация ϵ_1 -О; 15 – трахибазальтовая формация ϵ -О.

Палеоконтинентальный сектор: 16 – островодужные континентальные и непрерывные формации S-D; 17 – габбро-диорит-гранодиоритовая формация (конгортский комплекс) С; 18 – диорит-плагиогранитовая (собский комплекс) S-D₁ формация; 19 – клиношироксенит-габбровая (О) формация; 20 – дунит-гарцбургитовая (О) формация; 21 – терригенно-вулканогенные (R-V) формации (нерасчлененные).

Дорифейские метаморфические комплексы (реликты микроконтинента): 22 – метабазальтовая надформация; 23 – метагаббровая надформация; 24 – марункауский комплекс; 25 – текстурогенетические границы: зона ГУНа (а), граница Лембинской СФЗ (б), прочие налагки (в); 26 – зоны глубинных разломов; 27 – места находок алмазов; 28 – аллогенные (?) брекчики Карской астроблемы; 29 – кольцевые структуры, перспективные на алмазы, по М.А.Маслову; 30 – предполагаемые трубы взрыва, по В.Р.Остроумову; 31 – находки алмазов.

Они нередко сопровождаются фосфатно-марганцевоносными корами выветривания, несущими специфическую эндогенную геохимию (Cd до 10 г/т, As до 35 г/т, Pb 10-80 г/т, U 1,4-20,9 г/т, Th 9,4-12,1 г/т) и акцессорную минералогию (хромит, ильменит, циркон, корунд, серпентин). Предварительно к проявлениям этого же, пока еще проблематичного комплекса, но развитого в пределах плитного сектора, по-видимому, можно отнести туфогенные (?) породы, установленные среди рыхлых четвертичных отложений в контуре предполагаемых трубок взрыва (Нижнекамской площадь), близких, по мнению В.Р. Остроумова, к дайкам Ахмеровского (Башкирия) участка и алмазоносным туффизитам (?) Красновишерского района (трубка Волынка) Пермской области. Химический анализ части обломков показал близость их к субшелочным базальтам и метаморфитам, обладающим повышенным содержанием титана и низкой щелочностью.

В настоящее время к нетрадиционным источникам алмазов относят все искимберлитовые алмазоносные породы [19]. На проектируемой территории к ним могут быть еще отнесены ударно-метаморфические и динамометаморфические типы. Первый был открыт в 60-х годах в Советском Союзе В.Л. Масайтисом. Алмазы обнаружены в импактных породах, сформировавшихся в результате удара космических тел о поверхность Земли. Образование алмазов в этих породах связано с твердофазным переходом графита в алмаз при "шоковых" давлениях, возникающих в процессе удара. Обязательным условием является присутствие графита в породах мишени. Импактные алмазы (технические сорта) характеризуются специфической морфологией зерен, зачастую унаследованной от формы зерен замещенного графита, наличием лондейлита и парагенезисом с высокобарическими минералами. Они установлены на Пай-Хое, где работами воркутинских геологов М.А. Маслова, Г.Я. Пономарева и А.С. Микляева [17, 25] изучались и оценивались проявления импактного типа Карской и Усть-Карской астроблем (см. рисунок). Ресурсы технических алмазов этими авторами оцениваются очень высоко. Однако в настоящее время в связи с появлением новых данных импактный характер, во всяком случае части структуры, оспаривается. К ним относятся следующие соображения [6, 7]: а) обнаружение в крупнообъемных пробах нескольких ювелирных разновидностей алмазов размером до 3 мм; б) присутствие типичных спутников алмазов в шлихах и искусственных протолочках: пиропов, ильменита, лиловых цирконов, коруна, оливина, шпинели; в) приуроченность астроблем к узлу пересечения (см. рисунок) глубинных тектонических нарушений северо-западного (Приморский) и северо-восточного (Солчинский) направлений. При этом последний является непосредственным северным продолжением дизьюнктивов, вмещающих штоки, дайки и трубы взрыва ультракалиевым пород (лампронты) шарьского мезозойского комплекса, установленного в пределах гряды Чернышева, и где также в рыхлых отложениях выявлены алмаз, пиропы, хромдиопсиды, хромшпинелиды, пикронильмениты, оливин [16]; г) наличие сразу трех "астроблем" в пределах единого узла хотя и не является жестким аргументом в пользу эндогенного происхождения кратеров, однако, наряду с вышеупомянутыми факторами, "работает" в пользу лампроитового вулканизма, правда, весьма своеобразного (фреатического), о чем достаточно много писалось в литературе [27]. В этой же связи следует добавить и то, что химизм части так называемых аллогенных брекчий отвечает составам лампронтов.

К метаморфогенным (флюидогенным?) нетрадиционным источникам технических алмазов принадлежит проблематичный для Полярного Урала эклогитовый (Кумдыкольский) тип спорного генезиса, к которому могут быть отнесены неоцененные эклогиты хр. Марун-Кей и графитсодержащие сланцы бассейна р. Хараматолоу.

В середине 70-х годов А.А. Заичковским и Ю.А. Полкановым с коллегами в Казахстане было открыто специфическое коренное месторождение алмаза, приуроченное к эклогитам, кристаллическим сланцам, гнейсам и мегасоматически измененным карбонатным и углеродистым породам. Это пока единственное коренное месторождение подобных алмазов в мире. Алмазы необычны, их размеры редко превышают десятые доли миллиметра. Они образуют кристаллы кубического габитуса, а также скелетные формы кристаллов и их сростки. Генезис их дискуссионен и отражен во многих публикациях [3, 11, 14, 16]. Близкие по форме алмазы обнаружены в тонкозернистых титансодержащих песках южного обрамления Украинского кристаллического

массива в районе побережья Азовского моря, Приднепровья, Западной Сибири, а также недавно открыты в районе Кинг-Джон Ривер (Зап. Австралия). На Урале акцессорные алмазы, наряду с другими высокобарическими минералами (муассанитом, корундом), установлены в южной части восточного крыла Шумихинского гнейсового купола [13]. В рубиновых гроспидитах, согласно А.И. Белковскому (1986), встречаются алмазы в виде мелких (0.05-0.07 мм) прозрачных кубоидов светло-желтой и желтой окраски. По данным Л.А. Карстен и В.Н. Пучкова (1993), алмазы метаморфогенного типа установлены в Неркаюском блоке Приполярного Урала, в котором наряду с гнейсами, кристаллическими сланцами выявлены и эклогиты, близкие к Марункеуским Полярного Урала. Работы по алмазоносности Марункеуского блока, проводившиеся в 80-х годах, не увенчались успехом в связи с утратой технологической пробы. Тем не менее Марункеуский блок является наиболее близким к Кокчетавскому как по составу и строению слагающих его пород, так и по наличию высокобарических минеральных парагенезисов, отвечающих алмазоносным фациям.

В заключение по перспективам данного типа следует отметить, что проведенное термохимическое разложение черных сланцев из Хараматолоуского блока, выполненное Т.Г. Шумиловой, показало отсутствие алмазов, однако обнаружены муассаниты [28].

В специальных публикациях неоднократно появлялись и продолжают появляться сообщения о находках алмазов в различных типах изверженных пород: базальтах, пикритах, ультрабазитах и других. Информация об этих находках изложена в работе Ф.В. Каминского [12]. Достоверность многих новых находок алмазов, приведенных как в названной публикации, так и в более поздних, вызывает сомнение в основном по причинам засоренности проб. Однако мы не исключаем возможность акцессорной алмазоносности тех пород, магматические расплавы которых имеют мантийное происхождение (при Р-Т параметрах стабильности алмаза). К подобным образованиям, возможно несущим акцессорную минерализацию, на Урале, в том числе и Полярном, относятся массивы альпинотипного (Войкаро-Сынинский, Райизский, Сыумкеуский) и платиноносного поясов (Нижнетагильский и др.). Особо следует отметить широкую гамму щелочных базальтоидов, пикритов, лимбургитов, пироксенитов, широко проявленных в палеоконтинентальном секторе Урала (Кусынинский, Курынско-Промысловский, Патокский, Сыртынинский, Сивьягинский, Седьюский, Изъяловский, Саурейяхинский, Харапешорский и др.) и принадлежащих к трахибазальт-щелочно-ультраосновной ассоциации [6], содержащих нередко мегакристаллы хромшпинелидов, муассанита, пиропа, сапфира и иногда алмаза. Последний установлен в виде обломков и мелких кристаллов в районе Вангырских озер [4] в проблематичных кимберлитах руч. Хартес [15].

Анализ геологических, геофизических, аэрокосмогеологических, геоморфологических данных, а также информация по смежным регионам Урала и прилегающим территориям северо-восточного обрамления Русской платформы свидетельствуют о значительных возможностях обнаружения коренных источников алмазов на территории Полярноуральско-Пайхайской части ЯНАО, реализованных в следующих предпосылках и прямых поисковых признаках [8].

1. Наличие докембрийских, в том числе архейско-раннепротерозойских, блоков (Малыкского-Марункеуский щит), сложенных гнейсами, эклогитами, эндербитами, анортозитами, метагабброноритами, амфиболитами, ограниченных и рассеченных северо-восточными и северо-западными разломами глубинного заложения, контролирующих размещение углеродсодержащих (нефть, газ, уголь) объектов в плитном и складчатом секторах, испытавших неоднократные подновления в сочетании с разномасштабными кольцевыми структурами, контролирующими размещение активизационного магматизма.

2. Развитие разновозрастных щелочно-ультрабазитовых и щелочно-базитовых (ультракалиевых) вулканических и plutонических фациально-разнообразных (рисунок), в том числе туффизитовых, комплексов, отчасти близких к лампроитовой серии, содержащих стекло и акцессорный муассанит с включениями самородного кремния, указывающими на резко восстановительные высокотемпературные (более 1400°) условия генерации расплавов, известные в кимберлитах Сибирской платформы.

3. Спорадические прямые находки (см. рисунок) алмазов (р. Желтая, район оз. Монто-Лор, р. Сыны, р. Шарь-Ю, р. Ния-Ю) и минералов-спутников - пиропа, хромдиопсида, никроильмениита, муассанита, перовскита - в ложковых и других кайнозойских отложениях, а также присутствие комплексных золото-платина-киноварных и ильменит-рутин-цирконовых россыпей, продуктивных на алмазы в более южных районах Урала и, вероятно, пропущенных в регионе.

4. Наличие локальных геохимических аномалий хрома, бария, титана, стронция, никеля, фосфора, марганца, ванадия, сопряженных с комплексными разномасштабными магнитными и гравиметровыми аномалиями, позволяющими прогнозировать продуктивные на алмазы магматические линеаменты и их узлы.

Качественное среднес-мелкомасштабное прогнозирование, выполненное исходя из традиционного анализа геолого-геофизической информации с учетом вышеперечисленных предпосылок и признаков и в сочетании с заверочными полевыми работами, свидетельствует в пользу потенциальной рудоносности Нижнекамской, Байдацкой, Нижнекарбейской, Левдинской, Нядояхинской, Пайпудынской, Осовейской, Карской, Нярминской, Харбейско-Лонготской, Собско-Хамейской, Хараматолоуской и Сынынской площадей. При этом на Нижнекамской площади (50 кв. км) выявлено геоиндикационным дешифрированием (В.Р. Остроумов) более 10 предполагаемых трубок взрыва, для части из которых установлена продуктивная минеральная (спутники) ассоциация (хромшпинелиды, гранаты, сидеритовые сфериты, ильмениты, корунды, лимонит-гематиты), имеющие большое сходство с алмазоносными вулканическими трубками Ахмерово [8].

В пределах Байдацкой перспективной площади, ориентированной вдоль северо-западного Приморского разлома, намечено к заверке несколько предполагаемых алмазоносных трубок взрыва, откартировано тело лампронтов (немзияхинский комплекс), сопровождаемое шлиховыми ореодами пиропа-альмандин, хромцизита, хромдиопсида, хромита, ниобийсодержащего рутила, ставролита, кианита, циркона.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Апельшин Р.Ф., Малышев В.И., Зыков С.И. и др. Абсолютный возраст некоторых генетических типов гранитоидов в Харбейском блоке (Полярный Урал) //Советская геология. - 1968. - № 6. - С.3-12.
2. Деревянко И.В., Жарков В.А. Перспективы алмазоносности гряды Чернышова //Руды и металлы. - 1966. - № 4. - С.90-96.
3. Дергачев Д.В. Алмазы метаморфических пород //ДАН СССР. - 1986. - Т.291, №1. - С.189 - 190.
4. Голдин Б.А., Калинин Е.П. Проявления кимберлитового магматизма и алмазоносности на Приполярном Урале // Алмазоносность европейского Севера России: Труды 11 геол. конф. Коми АССР. - Сыктывкар, 1993. - С.103-107.
5. Джеймс А., Луис Дж., Смит К. Кимберлиты и лампронты Западной Австралии. - М.: Мир, 1989. - 430 с.
6. Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. - М.: Недра, 1997. - 213 с.
7. Душин В.А., Кузнецов В.И. Григорьев В.В. Оценка перспектив и условий локализации новых и нетрадиционных видов минерального сырья севера Урала //Полярный Урал - новая минерально-сырьевая база России. - Тюмень - Салехард, 1997. - С.26-36.
8. Душин В.А., Остроумов В.Р., Попов С.Н., Сердюкова О.П. Проблемы и перспективы коренной алмазоносности Полярного Урала /Золото, платина и алмазы Республики Коми и сопредельных регионов. - Сыктывкар: Геопринт, 1998. - С.129-130.
9. Душин В.А. Мезозой-кайнозойский магматизм и проблемы коренной алмазоносности севера Урала //Проблемы петrogenеза и рудообразования. - Екатеринбург, 1998. - С.50-52.
10. Душин В.А. Корреляция магматических комплексов мезо-кайнозоя севера Урала и сопредельных территорий //Геология и минеральные ресурсы Северо-Востока России. Т.II. - Сыктывкар: Геопринт, 1997. - С.156-157.
11. Екимова Т.Е., Лаврова Л.Д. и др. Условия образования алмазного месторождения Кудымколь (Северный Казахстан) // Геология рудных месторождений. - 1994. -Т.36, №5. - С.455-463.

12. Каминский Ф.В., Геворкян З.Г. Некимберлитовые первоисточники алмазов //Изв. АН СССР, сер.: Науки о Земле. - 1976. - №2. - С.32-40.
13. Кейльман Г.А., Лукин В.Г. Алмазы в гнейсовом комплексе //Изв. УГИ. Сер.: Геология и геофизика, 1993. Вып.2. - С.92-94.
14. Летников Ф.А. Образование алмазов в глубинных тектонических зонах //ДАН СССР. -1983. - Т.271, №2. - С.433-435.
15. Лукьянова Л.И., Бельский А.В. Кимберлитовый магматизм на Приполярном Урале //Сов. геология. - 1987. - №4. - С.951-954.
16. Лукьянова Л.И., Бельский А.В., Дымникова Н.Г., Алексеева Г.В. Петрология предполагаемых коренных источников алмазов севера Урала //Алмазоносность европейского Севера России: Труды 11 геол. конф. Коми АССР. – Сыктывкар, 1993. – С.96-102.
17. Маслов М.А., Пономарев Г.Я. Геологическое строение Карского метеоритного кратера на Пай-Хое //Взаимодействие метеоритного вещества с Землей. - Новосибирск: Наука, 1980. - С.66-68.
18. Милашев В.А. Среда и процессы образования алмазов. - СПб: Недра, 1994. - 144 с.
19. Нетрадиционные ресурсы минерального сырья /Арбатов А.А. и др. - М.: Недра, 1988. - 253 с.
20. О новом типе коренных источников алмазов на Урале /Рыбальченко А.Я., Колобянин В.Я., Лукьянова А.И. и др. //Доклады РАН. - 1977. - Т.353, №1. - С.90-93.
21. Орлов Д.М., Лицинер Г.Н., Орлова М.П., Смелова Л.В. Петрохимия магматических формаций. - Л.: Недра, 1991. - 130 с.
22. Орлова М.П., Краснов В.Н., Орлов Д.М. Лампроитовые комплексы на территории России //Отечеств. геология. - 1995. - №4. - С.66-73.
23. Остроумов В.Р., Морозов А.Ф., Магадеев Б. Д. Открытие коренных источников уральских алмазов (к 50-летию прииска "Уралалмаз") //Геологическое изучение и использование недр: Информ.сборник, 1996. Вып.6. - С.3-13.
24. Охотников В.Н. Рудные формации Полярного Урала и принципы их выделения //Магматизм и металлогенез севера Урала и Пай-Хоя: Тр. ИГ Коми ФАН СССР. Вып.22. - Сыктывкар, 1976. - С.3-17.
25. Пономарев Г.Я., Романова Н.В. Герцинский магматизм байдарапской зоны разломов //ДАН СССР. - 1983. - №3. - С.678-682.
26. Первые находки проявлений лампроитового магматизма на Южном Урале /Лукьянова Л.И., Мареичев А.М., Мащак И.М., Кузнецов Г.П., Мосейчук В.М., Петров В.И., Шалагинов В.Э. //Доклады РАН. - 1992. - Т.324, №6. - С.1260-1264.
27. Фишман М.В. Позднемезозойский вулканизм Карского побережья //Геология и полезные ископаемые Северо-Востока европейской части СССР: Ежегодник -1973. - Сыктывкар, 1974. - С.14-19.
28. Юшкин Н.П., Котова О.Б. Институт геологии: Итоги и публикации 1996 года. - Сыктывкар: Ин-т. геол. Коми научного центра УрО РАН, 1997. - 20 с.

УДК 553.24(234.851)

В.А.Верховцев, В.А.Душин

О ПЕРСПЕКТИВАХ ОБНАРУЖЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ "ТИПА НЕСОГЛАСИЯ" НА СЕВЕРЕ УРАЛА

В последние двадцать лет выявлены крупные и уникальные месторождения урана и комплексных руд в Канаде и Австралии, Африке и России (Карелия) [6, 10, 12].

Характерной особенностью их является локализация оруденения вблизи региональных структурно-статиграфических несогласий между архей-раннепротерозойским складчатым фундаментом и позднепротерозойским платформенным чехлом. Эта группа месторождений выделена в самостоятельный промышленный тип - месторождения "типа несогласия" [6,13]. В 1993 г. около трети мировых ресурсов урана (без стран СНГ и Китая) были сосредоточены на трех этих объектах

(см.таблицу). К этой группе можно отнести уникальное месторождение Олимпик-Дам в Австралии, где ресурсы урана (около 2000 тыс.т), меди и золота огромны. Главной особенностью подобных месторождений является их полигенный генезис. Они формировались длительный период, главным образом, на заключительных (коллизионных) этапах развития подвижных поясов, захватывая нередко и ранние этапы развития чехла платформ. Это периоды проявления мощных рудообразующих процессов эндогенного и экзогенного характера, совмещенных в пространстве.

Рассматриваемая территория охватывает горную часть Полярного и Приполярного Урала от широты р.Печоры на юге до Байдарапской губы на севере, протягиваясь в меридиональном направлении более чем на 800 км. В мало-Ненецком и Ханты-Мансийском автономных округах, административном отношении она расположена в пределах Архангельской области, Республики Коми, Ямalo-Ненецком и Ханты-Мансийском автономных округах.

В основу работы положен фактический материал, полученный авторами в процессе многолетних исследований региона, включая специализированные полевые работы, сбор и анализ фондовой и опубликованной литературы.

В современном структурном плане Урала, сформировавшегося в мезозое, принято выделять следующие основные элементы: Преуральский краевой прогиб, граничащий на западе с Восточно-Европейской платформой, Западно-Уральскую и Центральную зоны, отвечающие так называемой миогеосинклинали западного склона и осевой полосы, и Восточно-Уральскую зону, включающую эвгеосинклиналь восточного склона (см.рисунок). При этом Предуральский прогиб, Западно-Уральская и Центрально-Уральская зоны отвечают Палеоконтинентальному сектору, а эвгеосинклиналь восточного склона - Палеоокеаническому сектору. Последний на востоке граничит с MZ-KZ платформенными комплексами Западно-Сибирской плиты.

Основные геолого-экономические сведения по месторождениям «типа несогласия» Канады и Австралии (по данным [13])

Наименование месторождений	Запасы урана, тыс.т	Среднее содержание урана и колебания содержаний, %	Размеры проекции рудных залежей на горизонтальную плоскость, м		Мощность рудных залежей по вертикали, м	Основные полезные ископаемые и сопутствующие элементы	
			длина	ширина		промышленные	второстепенные
Месторождения Канады							
Клайф-Лейк	18,1	0,7 0,35-4,25	140-1200	5-200	5-50	U, Au, Te, Sc	Co, Ni, Bi, Pb
Ки-Лейк	74,0	1,92 0,5-2,64	800-1400	10-200	50-120	U, Ni, Co, As	Pb
Медуэст-Лейк	36,0	3,46	750	60-140	До 50	U, Ni, Co, As	Cu, Ag, Pb
Сигар-Лейк	150,0	8,0 4,0-12,0	1200	До 100	До 20	U, Ni, Co, As	Pb,Cu
Месторождения Австралии							
Джабилука	208,0	0,39	400-1700	200-400	20-150	U, Au	Cu
Рейнджер-1	127,0	0,25 0,17-0,28	400-1000	100-600	До 125	U	Cu, Au
Ябилука-II	204,0	0,39	-	-	>700	U, Au	Cu, Pb
Кунгарра	14,0	0,39	600	130	До 21	U	Cu, Au, Pb

Первый представлен PR- ϵ_1 конструктивно-деструктивными комплексами доуралид и рифтогенно-склоновыми формациями палеозоя. Второй известен в литературе под названием

Щучинского и Войкарского синклиниориев и включает в себя структурно-вещественные комплексы меланократового основания и островодужно-коллизионные террейны раннего-среднего палеозоя. Последний зафиксирован типичными платформенными осадками чехла Западно-Сибирской плиты, информация о геологическом строении которого крайне скучна и базируется на интерпретации геофизических материалов и аналогии с разбуренными разрезами соседних территорий.

Толчком к проведению в регионе планомерных специализированных работ на уран явилось выявление в 1960 г. партией Тюменского ТГУ Ново-Харбейского рудоуправления урана. С 1961 по 1974 гг. проводятся в масштабе 1:25000 аэrorадиометрические поиски, охватившие преимущественно западную геоморфологическую зону, где были выявлены многочисленные уранопроявления. В этот же период поисковые работы на уран проводили 1-2 партии (наземные гамма-поиски масштаба 1:10000 - 1:2000, оценка урановорудных объектов с применением канав, штолен, рассечек и колонкового бурения).

Специальными работами на уран и массовыми поисками на территории Полярного и Приполярного Урала к середине 80-х годов выявлено два мелкомасштабных месторождения урана (Ясное, Народное), два редкометально-урano-ториевых месторождения (Тай-Кеу и Лонгот-Юганское), 18 рудопроявлений урана и урана-тория (Подснежное, Кынторское, Лемвинское и др.), более 80 проявлений урано-ториевой минерализации. Все уранопроявления можно подразделить на следующие формационно-морфологические типы:

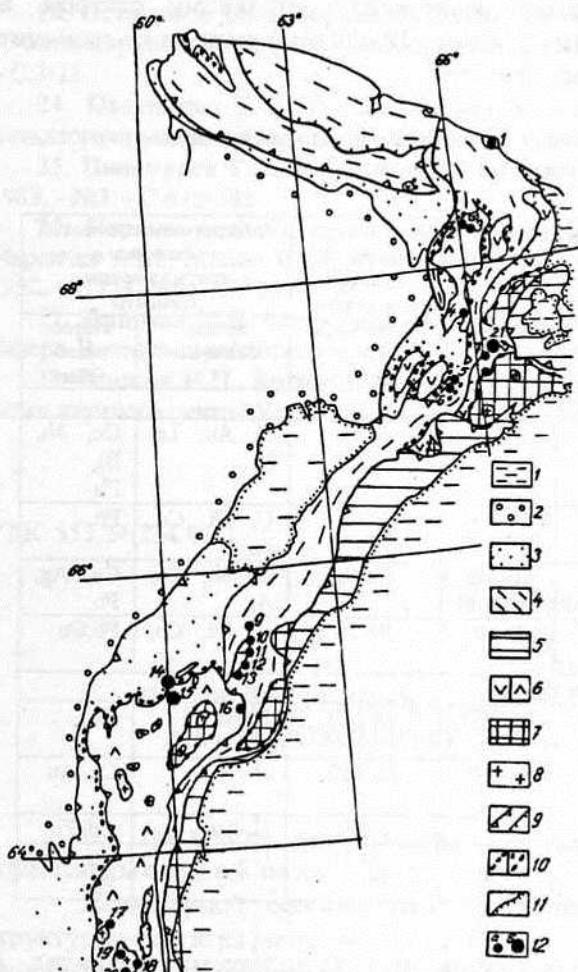


Схема размещения уранового оруденения Севера Урала. Условные обозначения: Плитный сектор:

1 - платформенные формации MZ-KZ. Палеоконтинентальный сектор; 2 - перикратонные формации Предуральского краевого прогиба; 3 - шельфовые формации Елецкой структурно-формационной зоны; 4 - формации континентального склона и подножия Лемвинской структурно-формационной зоны. Палеоокеанический сектор: 5 - океанически-островодужные формации Щучинско-Войкарской структурно-формационной зоны (террейны Уральского Палеоокеана);

6 - рифейско-вендинские: а - океанически островодужно-коллизионные формации (террейны Палеоазиатского океана), б - окраинно-континентальные внутриплитно-рифтогенные формации; 7 - дорифейские внутриплитно-рифтогенные формации (экзотические террейны); 8 - рифейско-палеозойские гранитные формации; 9 - тектонические границы: а - структурно-формационных зон, б - прочие надвиги; 10 - региональные структурно-стратиграфические несогласия: а - "Уральское", б - "Древнее"; 11 - несогласная граница мезокайнозойского плитного чехла; 12 - рудопроявления (а) и месторождения (б) урана.

Цифры на карте: 1 - Левдиевское, 2 - Валерьянское, 3 - Андриано-Павловское, 4 - Долгожданное, 5 - Придорожное, 6 - Подснежное, 7 - Базисное, 8 - Ново-Харбейское, 9 - Грубинское, 10 - Хайминское, 11 - Кыншорское, 12 - Лемвинское, 13 - Приозерное, 14 - Ясное, 15 - Народное, 16 - Тынаготское, 17 - Редка, 18 - Турман, 19 - Отверженное, 20 - Южное, 21 - Тайкеуское

1. Жильные в связи с венд-кембрийскими вулканическими постройками и вулканическими массивами риолитового состава (Ясное, Подснежное и др.).
2. Жильные в контактовых зонах массивов калиевых и кали-натриевых гранитоидов досреднеордовикского возраста (Народное, Лемвинское и др.).
3. Стратиформные в базальных горизонтах позднекембрийско-ордовикского возраста вблизи рудовмещающих гранитов или риолитов (Саурпейское, Народное - восточный фланг и др.).
4. Жильные в связи с риолитовыми телами средне-позднепалеозойского возраста (Адрияно-Павловское и др.).
5. Стратиформные в метаморфизованных породах среднего рифея в экзоконтактовых зонах небольших массивов и даек гранито-гнейсов и диорито-гнейсов (Ново-Харбейское, Базисное и др.).
6. Жильно-штокверковые в метаморфизованных породах рифея в связи с малыми интрузиями щелочных гранитов поздне-палеозойского возраста и высокотемпературными альбититами в ассоциации с торием, tantalом и ниобием (Тайкеуское, Лонгот-Юганское и др.).
7. Стратиформные в юрско-палеогеновых палеодепрессиях, вблизи штоков граносиенитов пермо-триасового возраста (Левдиевское).

Урановое оруденение первого и второго типов, локализующееся среди поздневендских-раннепалеозойских риолитов и гранитов, контролируется крупными глубинными разломами типа структурных швов. Относительно лучше изученными представляются Ясное месторождение и Подснежное рудопоявление урана.

Ясное месторождение размещается в северо-западном крыле Ляпинского горст-антиклиниория в пределах пояса вулканических пород риолитового состава протяженностью более 75 км. Оруденение приурочено к вулканической постройке кислого состава, содержащей лавы, туфы, кластоловы и туфобречии. Урановая минерализация концентрируется в зоне дизъюнктива, трассирующего восточный край двух сопряженных палеожерл и прослежена на 700 м при мощности минерализованной зоны до 10 м. Оруденение в виде сложной системы жил, прожилков и оруденелых брекчий кислого состава наблюдается в висячем боку разрывной структуры. Рудные тела достигают протяженности до 10 и мощности до 2,1 м. Концентрация урана в гнездах достигает 7,8 %, руды характеризуются высокими содержаниями серебра (до 12 кг/т). Основной рудный минерал - настурян, ассоциирующий с аргентитом, галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом.

Подснежное рудопоявление урана размещается на восточном крыле Малокарского горст-антиклиниория и приурочено к поясу вулканических пород кислого состава протяженностью до 80 км. Оруденение локализуется в пределах субвулканической интрузии риолитов линейно вытянутой формы и протяженностью 2,5 км при мощности 20-30 м. Основное рудное тело столбообразной формы (сечение рудного столба 36x2,5 м) прослежено по падению на 300 м в висячем эндоконтакте массива. Содержание урана достигает 5 %. Основной рудный минерал настурян в зоне гипергенеза замещается урановыми чернями, гуммитами урана и уранофаном.

Урановое оруденение второго типа, локализующееся в гранитах, отсутствует на Полярном Урале и широко распространено в Лемвинском и Ляпинском районах Приполярного Урала.

Лучше изученное Народное месторождение урана размещается на западном крыле Ляпинского горст-антиклиниория в зоне восточного контакта крупного Малдинского массива микроклиновых гранитов. Оруденение локализуется в зоне эндоконтакта гранитов шириной до 500 м. Всего выделено 5 рудных тел с жильным прожилково-штокверковым оруденением. По простирианию они прослежены до 200 м при мощности 0,1-2,1 м. Общая протяженность рудной зоны достигает 800 м. Рудные тела ориентированы как согласно с контактом гранитов, так и имеют секущую ориентировку. Содержание урана в рудных телах 0,1-0,7 %. Минералогически это настурян, черни и вторичные минералы урана, ассоциирующие с минералами меди, серебра, свинца, цинка, циркония, бария.

В пределах осевой части Лемвинского горст-антиклиниория на площади одноименного гранитного массива размещается группа уранопоявлений (Хайминское, Кынморское, Лемвинское, Приозерное), концентрирующиеся в тектонической зоне, секущей под острым углом вмещающий гранитный массив. Поэтому северные объекты размещаются в западном эндоконтакте, а южные - в

восточном. Общая протяженность рудоносной зоны составляет 8 км. На участке Лемвинского рудопроявления урановая минерализация концентрируется в восточном эндоконтакте одноименного массива при ширине минерализованной зоны 300-400 м и протяженности до 1500 м.

Выделяются четыре рудных тела с прожилково-штокверковым оруденением, размеры рудных тел 600-200x400-100 м. Содержание урана достигает 0,2-0,4 % на мощность рудных пересечений 1-2 м. Урановая минерализация представлена настураном и коэффинитом, ассоциируя с сульфидами свинца, цинка, меди.

Урановое оруденение третьего типа, выявленное среди базальных горизонтов ордовикского возраста, формируется чаще всего в непосредственной близости от проявлений первого и второго типов, встречаясь нередко и в виде самостоятельных объектов (Скальное). Минерализация локализуется в песчаниках и характеризуется пластообразной формой залежей. Примером такого оруденения является восточный фланг Народного месторождения урана, где в экзоконтакте гранитного массива среди кластогенной пачки выявлено три пластообразных рудных тела протяженностью 300-500 м при мощности 10-15 м. Содержание урана составляет 0,03-0,1 %. Минералогический состав руд близок составу оруденения в гранитах. Отличительной особенностью последних являются повышенные содержания в них меди (до 2 %) при разнообразии медных минералов: халькопирита, борнита, халькозина и др.

Урановое оруденение четвертого типа (Андряно-Павловское рудопроявление) уверенно откартировано только на северном замыкании Оченырдского блока в пределах Хахаремской палеовулканической структуры девонского возраста [5]. Урановое оруденение приурочено к апикальной части субвулканической интрузии риолитов, вытянутой в субширотном направлении на 4 км при ширине 0,3-0,6 км. Выделено шесть рудных зон, локализованных в узлах пересечения двух систем разрывов - субширотных согласных с интрузией и северо-западных секущих массивов гранориолитов и риолитов. Протяженность рудных зон 90-580 м, ширина 20-80 м. В одном из пересечений мощность рудного тела составляет 1,2 м при среднем содержании урана 0,27 %. Урановая минерализация представлена настураном, силикатами урана, кюритом, урановыми слюдками. В ассоциации с ними выделяются сульфиды свинца, цинка, молибдена, а также гидрогематит, арсенопирит, марказит, гидросерицит, каолинит, карбонаты.

Урановое оруденение пятого типа выделено на западном крыле Харбейского блока среди метаморфизованных пород среднего рифея (Базисное, Ново-Харбейское и др.). Оруденение контролируется серией тектонических швов северо-западного простирания, секущих под острым углом границу одноименного срединного массива (террейна). Урановая минерализация размещается среди диорито-гнейсов, апопорфировых сланцев и слюдисто-кварцевых сланцев. На всех объектах оруденение размещается в экзоконтактах даек и мелких тел разгнейсованных гранитоидов, обладающих повышенной радиоактивностью. Минерализация на всех участках контролируется в виде нескольких (2-6) минерализованных зон линзовидной формы. Протяженность их меняется от 100 до 200 м, а мощность от 5 до 20 м. В пределах рудных зон откартированы рудные линзы (5-11) протяженностью 2-20 м при мощности до 1,5 м. Рудные тела и зоны ориентированы согласно с вмещающими толщами. Содержание урана в рудных тела 0,1-0,6 %. Урановая минерализация представлена настураном, уранинитом, браннеритом, чернями, уранофаном и ассоциирует с магнетитом, сфером, сульфидами меди и свинца (содержание меди и свинца достигает 1 %), молибденитом.

Оруденение шестого типа представлено месторождениями Тайкеуской группы, разведенными и детально изученными геологами Тюмени (Главтьюменьгеология).

Возраст оруденения устанавливается на основании результатов определения возраста урановой и сопутствующей свинцовой и ториевой минерализации с учетом возраста рудовмещающих и рудоносных геологических формаций и метасоматитов. Проведенные в разные годы исследования изотопно-свинцовыми, уран-свинцовыми, уран-ториевыми и циркониевыми методами дали широкий интервал цифр от 1100 до 200 млн лет. Они подтверждают существование в регионе четырех возрастных уровней формирования уранового оруденения и процессов преобразования минерализации: рифейского, венд-кембрийского, средне-позднепалеозойского и мезозойского.

Перспективы обнаружения месторождений полигенного генезиса в регионе базируются в первую очередь на определенном сходстве вмещающих формаций и истории геологического развития известных урановорудных провинций с территорией Полярного и Приполярного Урала.

Полярноуральский сегмент Уральского межплитного аккреционно-складчатого пояса характеризуется сложным гетерогенным строением, включающим блоки (террейны) неоднократно активизированного архейско-протерозойского фундамента, а также структуры, сложенные палеоокеаническими (R_2 , S), островодужными (R_3 , $S-D$), коллизионно-аккреционными ($V-\epsilon_1$, $O-D$) и внутриплитными, в том числе авлакоген-рифтогенными ($R_{1,2}, \epsilon_3-O, D$, $MZ-KZ$) породными ассоциациями. В геологической истории развития Урала аккреционно-коллизионные процессы отвечали эпохам закрытия Палеоазиатского и Уральского океанов, предшествуя формированию суперконтинентов (Протопангея и др.). Внутриплитные обстановки характеризуются проявлением фалаховых, калейдовых и карбостромовых формаций, осложненных на эмерсивных стадиях рифтогенно-активизационным магматизмом [5]: метабазальтовая (PR_1), метабазальт-долеритовая ($R_{1,2}$), диабаз-пикритовая ($R_{1,2}$), кимберлитовая (ϵ_2), трахибазальтовая (ϵ_3-O), трахириолитовая (ϵ_3-O), трахибазальт-трахириолитовая ($D_{1,3}$), лампроитовая ($J-K$) и щелочно-базитовая (Q). Становление платформенных чехлов, включая и перикратонные литорально-неритовые зоны эволюционировавших суперкратонов, отмечено накоплением достаточно мощных псаммито-псефитовых комплексов, подошвы которых соответствуют региональным структурно-стратиграфическим несогласиям (РСН). Они установлены в раннем-позднем риффе (Древнее РСН), позднем кембрии-ордовике («Уральское РСН») и мезозое. Первые два комплекса хорошо известны в литературе под названиями нижненяровской ($R_{1,2}$), хобеинской (R_3) и манитанырдской (ϵ_3-O) свит.

Нижненяровский конгломерато-песчано-алевритовый комплекс, залегающий в основании рифейского разреза на Полярном Урале, прослежен в обрамлении Харбейского и Марункеуского террейнов. Наиболее ранняя конгломерато-гравийно-песчаная парагенерация регressiveного типа имеет локальное распространение, слагая тектонизированные блоки в верховых руч. Каскадный, Песавей-Яха, Лапта-Яха, Паэтарка и др. Для нее характерны высокие концентрации титана, глинозема, щелочей и связь аномалий и мелких проявлений фосфора, титана, редких металлов, урана и отчасти золота.

Хобеинский кварцito-сланцевый комплекс, слагающий на Приполярном Урале фрагменты грабеновых и прибрежноморских фаций восточного обрамления рифтогенной окраины Русской платформы, представлен по гранулометрическому составу двумя парагенерациями - конгломерато-гравийно-песчаной и песчано-алеврито-сланцевой. Метапелиты и псаммиты комплекса отличаются повышенными значениями малоподвижных оксидов алюминия, железа, марганца, титана и низкими щелочей, извести и магнезии. Как правило, геохимический спектр псаммито-псефитовой парагенерации беден, однако для нее характерна высокая дисперсия элементов редкометалльной группы и крупные слабооцененные объекты редкометалльных палеороссыпей (Турман) [4].

Манитанырдский песчано-галечный комплекс (ϵ_3-O) слагает основание палеозойского разреза уралид на всем протяжении Палеоконтинентального сектора. В отложениях фиксируется четкая трех-, реже двухкомпонентная (трансгрессивная) ритмичность, чаще неполная по простирианию и представленная конгломерато-гравийно-песчаными, конгломерато-песчаными, гравийно-песчано-алевропесчаными литотипами. Мощность ритмов 0,35-5 м, мощность слоев в ритмах 0,1-0,3 м. Петрохимический и геохимический составы осадков характеризуются высокими содержаниями кремнезема и низкими концентрациями отдельных оксидов. Кларки концентрации большинства элементов ниже единицы; исключение составляют лишь золото, серебро, отчасти медь, а для алевросланцев скандий и марганец, характеризующийся надкларковыми содержаниями этих элементов. С осадочными породами связаны рудопроявления и месторождения медистых и свинцовистых песчаников, установлены проявления золота в конгломератах (0,5-15 г/т). При этом

очень важное для продуктивности псефитов значение имеет наличие в основании фрагментов коры выветривания (алькесвожская толща).

В зоне "Древнего РСН" установлены признаки подготовительных и основных рудообразующих процессов. Подготовительные этапы рудообразования представлены: 1) проявлением процессов гранитизации и щелочного метасоматоза с образованием высокорадиоактивных гнейсов, мигматитов, гранитоидов; 2) образованием углеродсодержащих пелитов и карбонатных пород; 3) проявлением щелочного метасоматоза вблизи купольных форм основания фундамента платформы. Следует подчеркнуть, что последующий метаморфизм древних образований существенно осложнил возможности выделения критерия и признаков древнего рудообразования.

Вероятные собственно рудообразующие либо завершающие процессы формирования месторождений "типа несогласия" установлены в западном фрагменте зоны РСН на Полярном Урале (обрамление Харбейского террейна). Известные здесь рудопроявления урана (Ново-Харбейское, Базисное, Водопадное), локализующиеся в чехле древней платформы в 500-1000 м от границы несогласия, отнесены И.Л.Лучининым [7] к оруденению позднебайкальского периода. Однако оно отличается от последнего своим минералогическим составом и линейно-стратиграфической морфологией. Не исключено, что эти уранопроявления образованы процессами глубокой регенерации богатого уран-полиметаллического оруденения, локализующегося непосредственно или вблизи зоны "Древнего РСН", не охваченной специальными поисковыми работами.

"Уральское РСН" - несогласие между допалеозойским складчатым фундаментом и позднембрийско-позднепалеозойским чехлом размещается в пределах западной Елецкой структурно-формационной зоны (СФЗ) на западном склоне Полярного и Приполярного Урала, прослеживаясь практически непрерывно на 800 км вдоль зоны Центрально-Уральского поднятия.

Рельеф территории среднегорный расчлененный, что позволяет даже наземными методами изучить значительный по вертикали разрез (до 300-500 м).

Изученность территории на уран неравнозначна. Основная часть рудовмещающих структур, связанных с интрузиями и вулканическими комплексами, охвачена вертолетными радиометрическими поисками масштаба 1:25000 и наземными радиометрическими поисками масштаба 1:2000-1:10000; южная половина Ляпинского мегантиклинория характеризуется отсутствием специальных радиометрических работ.

Фундамент Елецкой СФЗ сформировался в результате развития байкальского тектогенеза. Здесь он резко опущен на глубины 1,5-2 км от поверхности. Фундамент метаморфизован до фации зеленых сланцев и дислоцирован с образованием линейных складок, часто запроектированных на запад. Его особенностью является отсутствие ультрабазитов (только на Приполярном Урале), преобладание вулканических пород среднего и кислого состава, широкое развитие гранитоидов.

К признакам проявления подготовительных этапов полигенного рудообразования в комплексах допалеозойского фундамента можно отнести формирование большого количества гранитоидов в зонах глубинных разломов субмеридионального простирания (в том числе граниты с высокой радиоактивностью), образование высокорадиоактивных риолитов.

Собственно рудообразующие этапы в пределах Елецкой СФЗ Полярного и Приполярного Урала проявлены ярко. К ним относятся в первую очередь формирование уранового оруденения стратиграфического облика в базальных горизонтах ордовика, локализующегося вблизи и вдоль зоны "Уральского РСН". Многие исследователи связывают с постордовикской активизацией образование медистых песчаников и промышленных серебряно-полиметаллических руд стратиграфического типа [2,3], жильную золоторудную минерализацию в ордовикских конгломератах и песчаниках [9,11], признаки гидротермальных преобразований окорудных метасоматических ореолов уранового оруденения позднебайкальского возраста [8] и образование уранового оруденения девонского возраста [4], формирование промышленных редкометалльно-редкоземельно-ториевых руд [1], образование многочисленных рудопроявлений меди, свинца, сурьмы, молибдена жильного типа и др.

На данной стадии изученности по степени рудонасыщенности потенциально перспективными выглядят фрагменты "Уральского РСН", примыкающие к крупным массивам гранитов (Лембинский, Малдинский), и участки, располагающиеся вблизи крупных и сложных вулкано-тектонических построек риолитового состава с признаками ураново-рудного процесса в метаморфизованных корах выветривания и в терригенных горизонтах ордовикского возраста. Однако наиболее близким к классическим объектам "типа несогласия" Австралии является "Древнее РСН", вблизи которого установлено полигенное и полихронное урановое и полиметаллическое оруденение. Вопрос этот дискуссионный и требует серьезного переосмысления всего фактического материала [4].

Таким образом, Полярный и Приполярный Урал усилиями территориальных геологоразведочных организаций определился как новая рудная провинция с промышленными россыпями золота, месторождениями рудного золота, медистых песчаников, серебряно-полиметаллических, хромитовых, редкометально-редкоземельных и баритовых руд. Становясь крупной минерально-сырьевой базой промышленности, регион располагает и значительными прогнозными ресурсами урана гидротермального и полигенного типов.

Используя закономерности формирования полигенных месторождений урановых и комплексных руд, особенности геологического и металлогенического развития региона, возможно прогнозировать поиски богатого комплексного оруденения на Полярном и Приполярном Урале вблизи "Древнего РСН" и "Уральского РСН".

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Адельшин Ф.Р., Малышев В.И. и др. Абсолютный возраст некоторых генетических типов гранитоидов в Харбейском блоке (Полярный Урал) //Советская геология. - 1968. - №6. - 1968.
2. Верховцев В.А. Свинцово-цинковая и медная минерализация Полярного и Приполярного Урала //Известия АН СССР. - 1979. - №5. - С.94-108.
3. Верховцев В.А. Месторождения меди среди нижнепалеозойских отложений Полярного и Приполярного Урала //Известия АН СССР. - 1982. - №2. - С.80-90.
4. Душин В.А., Кузнецов В.И., Григорьев В.В. Оценка перспектив и условий локализации новых и нетрадиционных видов минерального сырья севера Урала //Полярный Урал - новая минерально-сырьевая база России. - Тюмень: ТГУ, 1997. - С 26-36.
5. Душин В.А. Магматизм и геодинамика Палеоконтинентального сектора севера Урала. - М.: Недра, 1997. - 213 с.
6. Лаверов Н.П., Смилкстин А.О. и др. Зарубежные месторождения урана. - М.: Недра, 1983.
7. Лучинин И.Л. Нижнепалеозойская липаритовая формация Центрально-Уральского поднятия: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. - Екатеринбург: УНЦ, 1975. - 42 с.
8. Лучинин И.Л. Перспективы ураноносности Уральского региона //Отечественная геология. - 1995. - №9. - С.39-41.
9. Прокин В.А., Верховцев В.А., Лучинин И.Л. Соотношения геосинклинальной и негеосинклинальной металлогенеза на Урале //Эволюция металлогенеза Урала в процессе формирования земной коры. - Свердловск: УНЦ АН ССР, 1984. - С.78-85.
10. Ружичка В. Уран, ассоциирующийся с несогласиями //Геология Канады. - 1996. - №8.
11. Тарбаев М. и др. Самородное золото из ордовикских конгломератов Приполярного Урала //Минералогический журнал. - 1991. - №5. - С.52-59.
12. Тишкун А.И. и др. Урановые месторождения древних щитов. - М.: Недра, 1990.
13. Шмоинов Г.А., Тихонов В.Н. и др. Урановые месторождения "типа несогласия" Канады и Австралии. - М.: Геологоразведка, 1986.
14. Щербин С.С. Геологические условия формирования и локализации радиоактивно-редкометального оруденения в древних конгломератах //Геология и вопросы генезиса эндогенных урановых месторождений. - М.: Наука, 1968. - С.50-66.

А.Г.Баранников, И.В.Абакумов, А.Н.Угрюмов, С.А.Чепчугов

О ЗОЛОТОНОСНОСТИ СУБРОВСКОГО БОКСИТОНОСНОГО КОМПЛЕКСА

О находках самородного золота в отложениях девонского возраста восточного склона Урала сообщается в публикациях [3,5], а также фондовых геологических материалах (Шуб и др., 1974). Золотины в количестве от 1 до 7 знаков были получены из нерастворимых остатков карбонатных пород. Присутствие в некоторых из них признаков окатанности и высокопробных кайм, наблюдавшихся в разрезе, без сомнения (по мнению упомянутых авторов) свидетельствовало об их кластогенном (аллотигенном) происхождении. Все встреченные зерна соответствуют мелкому и тонкому золоту.

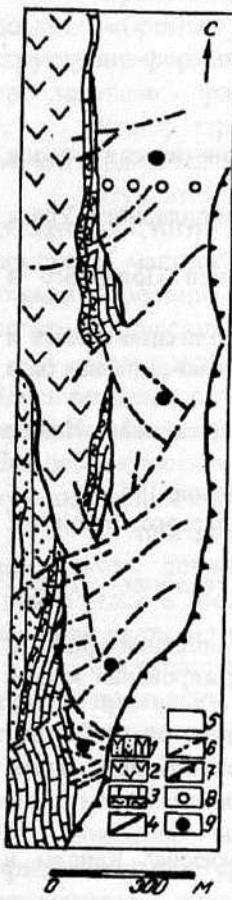


Рис.1. Схематическая карта СУБРа (по Е.С.Гуткину, Ю.М.Родченко, с дополнениями):

1 - эффузивно-осадочные породы S_2 (соссынская свита); 2 - порфиры базальтового состава S_2 ; 3 - известняки подрудной рифогенной формации S_2 - D_1 ; 4 - выход бокситового пласта на дневную поверхность; 5 - полифациальные известняки D_1 - D_3 ; 6-7 - тектонические нарушения; 6 - сбросы и взбросы, 7 - надвиг; 8-9 - проекции точек опробования пород субровского бокситоносного комплекса на дневную поверхность: 8 - рудовмещающих известняков, 9 - бокситов

По форме представлены как цементационно-комковидными, трещинными (таблитчатыми, пластинчатыми) типами, так и зернами с кристалломорфными очертаниями. Последние имеют типично рудный облик, отмечены их сростки с халькопиритом. Сульфидная составляющая изученных проб представлена во всех случаях пиритом, в том числе пентагон-додекаэдрического и октаэдрического облика. В ряде случаев встречены игольчатый и призматический арсенопирит, халькопирит, сфалерит, платина. Выявлены значительные вариации состава золота и характера его неоднородности, степени окатанности и гипергенных преобразований. По данным микрозондовых исследований отмечены существенные вариации в золотинах серебра (от 0,1 до 19,2 %), меди (от 0,2 до 1,9 %). В то же время закономерного изменения состава золота в опробованном разрезе карбонатных толщ не установлено. Так, в известняках сарайинского горизонта лохковского яруса (почве бокситового пласта) пробность золота в среднем составляет 870, меди 0,6 %, в известняках тошемского горизонта пражского яруса (также подрудный горизонт) - соответственно 903 и 0,72 %; в карбонатных породах тальтийского горизонта эйфельского яруса (надрудный горизонт) - 908 и 0,37 %; в известняках высотинского горизонта живетского яруса - 896 и 0,27 %; в породах франского яруса - 882 и 0,55 %. Таким образом, состав свободного золота во всех горизонтах изученного разреза кардинально не различается. Не значимыми оказались и отличия в составе золотин рудного облика

(средняя проба 900 по данным 13 определений) и окатанного до 2-3 баллов (894 по данным 7 определений; в зоне высокопробной каймы 990).

Авторы упомянутых публикаций увязывают находки золотин в карбонатных породах девонского возраста с размывом коренных источников различной формационной природы, располагавшихся западнее в эпоху седиментогенеза.

Выполненное нами опробование бокситового пласта по отдельным месторождениям СУБРа (Красная Шапочка, Ново-Кальинское, Черемуховское) позволяет по-новому интерпретировать данные, касающиеся золотоносности отмеченных пород (рис.1). Это открывает перспективы обнаружения в отдельных зонах бокситоносного разреза локальных участков, потенциально представляющих промышленный интерес. Основным объектом изучения явился сам бокситовый пласт и, в первую очередь, нижние части разреза в зонах заполненного карста. Известно, что пластовая залежь боксита фиксирует в геологическом разрезе эпоху континентального перерыва, границу стратиграфического несогласия между карбонатными породами сарайнинско-саумского горизонта (D_1) и перекрывающего его карпинского горизонта (D_2), представленного глинистыми сланцами и темно-серыми плитчатыми амфиболовыми известняками. В силу структурных и литологических особенностей именно отмеченная часть разреза наиболее благоприятна для масштабного проявления более поздних наложенных рудообразующих гидротермально-метасоматических процессов. В разрабатываемой нами концепции золотого рудогенеза в связи с процессами мезозойской тектономагматической активизации (ТМА) [1,2] отводится важная рудолокализующая роль горизонтам стратиграфических несогласий и областям древнего заполненного карста. Именно с отмеченными карстовыми зонами, контролируемыми глубинными разломами, связаны многие месторождения золота, свинцово-цинковых и сурьмяно-рутутных руд [4].

Выполнены минералого-геохимические исследования образцов бокситовой руды, отобранный из горных выработок (преимущественно из нижних частей бокситового пласта) отдельных месторождений СУБРа (шахта 16-16 бис, гориз. -290 и -410 м; шахта "Кальинская", гориз. -500 м; шахта "Черемуховская", гориз. -370 и -620 м). Они включали в себя: а - измельченные породы до крупности 1-0,5 мм и ковшевую промывку протолочки, фракционирование выделенного шлиха, его минералогическое изучение; б - спектральное изучение исходной породы; в - нейтронно-активационное исследование бокситовых проб и их отдельных фракций; г - изучение выделенного свободного золота.

Самородное золото встречено в двух из восьми изученных проб, в том числе - 12 знаков (проба № 4196, шахта 16-16 бис, гориз. - 290 м, орт - заезд 5^{км}) и 9 знаков (проба № 5489, шахта "Кальинская", гориз. - 500 м, восстающий 14°). Металл представлен почти исключительно золотинами рудного облика. Преобладают зерна изометричной формы (комковидно-гнездовой, уплощенно-комковидной и комковидно-угловатой), в меньшей мере - упрощенной (прожилково-плечевой). Большинство золотин являются гемидиоморфными разностями, где в той или иной степени проявлены кристалломорфные очертания. Некоторые золотины или их отдельные грани имеют ярко-желтый цвет, являются блестящими, а другие покрыты коричневатой железисто-кремнистой пленкой. На основе морфометрических замеров зерна соответствуют мелкому и тонкому золоту. Максимальный размер по оси *a* (длине) составляет 0,175, по оси *b* (ширине) 0,100 и оси *c* (толщина) 0,100 мм. Средний размер золотин $(a+b+c)/3=0,06$ мм, коэффициент уплощенности $(a+b)/2c$ варьирует от 1,5 до 5,5 и удлиненности $(a:c)$ изменяется от 2-3 до 5. Поверхность золотин от гладкой до слабошагреневой, порой наблюдается раковистый излом. Иногда остроугольные выступы несут признаки "оплавленности".

В дубликате пробы № 4196 встречена одна золотина прожилково-чешуйчатой формы (0,50x0,40x0,10 мм) изометрично-ovalных очертаний с окатанностью 3 - 3,5 балла. Цвет ее густо-желтый. Можно видеть, что первичная волнистая поверхность гипергенно преобразована. Это привело к появлению тонкошагреневой поверхности. Очевидно, что данное зерно отвечает по всем признакам (в отличие от вышеописанных) кластогенному золоту.

Пробность золотин по данным микрозондовых исследований (прибор Камека МС-46) варьирует от 812 до 910, в среднем по данным изученных зерен составляя 872. В составе примесей установлены серебро (8,76-18,75 %), медь (0,04-0,16 %). Таким образом, исследованное золото во многом идентично ранее охарактеризованному.

Минералогический анализ 5 протолочек, выполненный Угрюмовой Л.Н., сульфидизированных в разной степени бокситов показал, что выход шлиха невысокий (от 20-50 г/м² до нескольких сотен г/м²). В магнитной фракции присутствуют магнетит, магнитные железистые корочки, иногда магнитные шарники. В I электромагнитной фракции абсолютно доминируют гидроксиды железа (иногда в срастании с диаспором, карбонатами), каогель бемита; в количестве первых процентов и редких знаков - ильменит, пироксен, амфиболы, хромиты, гранаты, минералы группы эпидота, карбонат (в одной из проб с золотом он во фракции преобладает), пирит. Во II электромагнитной фракции больше всего диаспора (иногда в срастании с гидроксидами железа отмечен каогель бемита); в подчиненном количестве (ед.знаки) - слюдистые образования, пироксен, амфиболы, эпидот, турмалин, циркон, карбонаты, пирит (иногда до 10-15 %). В тяжелой немагнитной фракции шлиха большую часть составляет диаспор; помимо этого отмечены циркон, сульфиды (преимущественно пирит, в одном случае - галенит) и самородное золото (в отдельных пробах).

Пирит в изученных шлихах представлен двумя разновидностями. В подчиненном количестве это мелкие идиоморфные разновидности ярко-желтого цвета "свежего" облика (редко - окисленные). Абсолютно преобладает в протолочках пирит неправильной (обломковидной) формы с раковистым изломом светло-желтого цвета. Он обычно цементирует обособления диаспера.

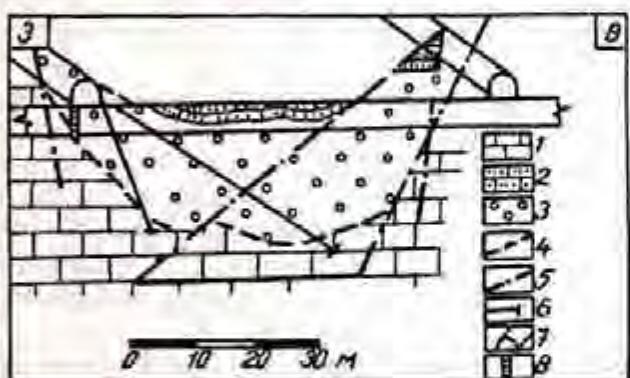


Рис.2. Геологическая ситуация в месте отбора пробы на южном фланге месторождения "Красная Шапочка" (СУБР):

- 1 - известняки подрудной рифогенезной формации D₁;
- 2 - известняки надрудной рифогенезно-плитчатой формации D₂;
- 3 - бокситы;
- 4 - предполагаемая граница рудного тела;
- 5 - тектонические нарушения;
- 6 - разведочные скважины;
- 7 - горные выработки;
- 8 - место отбора пробы

Золотоносность бокситоносного горизонта в пределах отдельных участков СУБРа (как, нам кажется, и рудовмещающего комплекса карбонатных пород) имеет полигенный характер. С одной стороны, это кластогенное золото, поступившее в прибрежную зону мелководья с суши (где в девонское время были вскрыты эрозией коренные источники различной формационной природы); с другой, большая часть металла имеет эндогенную природу и связана с проявлением более поздних наложенных гидротермально-метасоматических процессов. По аналогии с соседними рудно-rossыпными районами Северного и Полярного Урала мы их сопоставляем с этапом мезозойской ТМА. В пользу наложенного характера золотооруденения свидетельствуют и результаты геохимического изучения

Золотоносность проб боксита и его отдельных фракций определялась разными способами. Так, по данным пробирного анализа сульфидизированных бокситов (4 пробы) содержание золота в них колеблется от следов до 0,15-0,20 г/т, серебра лишь следы. По данным нейтронно-активационного анализа одной пробы пиритизированного боксита содержание золота достигает уже 0,47 г/т. Изучение этим же методом монофракций пирита показало их невысокую золотоносность (от 0,05 до 0,54 г/т). Также не проявляет себя в качестве отчетливых концентраторов золота и совокупность минералов, входящих в состав I и II электромагнитных фракций шлиха (0,05-0,31 г/т). Все вышеизложенное позволяет предварительно утверждать, что наблюдаемые в отдельных зонах бокситового пласта ореолы золота рудогенного уровня обусловлены присутствием в основном свободного золота.

Также можно отметить, что повышенная

сульфицированных бокситов (4 пробы). В них отмечен высокий уровень концентрирования отдельных элементов, имеющих эндогенную природу: содержание меди достигает $20 \cdot 10^{-3} \%$, мышьяка 0,1-0,3 %, стронция 0,7 %.

Приняв за основу предложенную концепцию, можно по-иному подходить к проблеме оценки перспектив золотоносности бокситоносных комплексов бассейна. Вместо эфемерно рассеянных по разрезу мелких зерен самородного золота (что представляет лишь сугубо теоретический интерес) мы формулируем задачу возможного накопления металла в конкретных структурно-геоморфологических карстовых зонах под слабопроницаемыми экранами (рис.2.). В первую очередь опробованию должны быть подвергнуты зоны карстовых полостей, наследующих закарстованные теконические нарушения, а в их пределах породы, претерпевшие гидротермально-метасоматические изменения. Для локализации прогноза основное внимание должно быть уделено анализу и оценке рудоконтролирующего значения различных геологических факторов (структурных, литолого-стратиграфических, палеогеоморфологических) и минералого-geoхимических признаков.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бараников А.Г. Гипогенино-гипергенный тип золотого оруденения на Урале //Известия Уральской гос. горн.-геол. акад. Сер.: Геология и геофизика. - Вып.8, 1998. - С.94-99.
2. Бараникова А.Г., Угрюмов А.Н. Минерагения золота зон мезозойской тектоно-магматической активизации //Новые идеи в науках о Земле: Тез.докл. III Междунар.конф., т.2 /МГТА. - М., 1997. - С.23.
3. Мурзин В.В., Малогин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза (на примере Урала). - Свердловск: УНЦ АН СССР, 1987. - 96 с.
4. Федорчук В.П. Экспертная геолого-экономическая оценка рудных месторождений. - М.: Недра, 1991. - 318 с.
5. Шнейдер Б.А., Мурзин В.В. Аллотигенное золото в известниках //Докл АН СССР. - 1983. - Т.268, №1. - С.163-167.

УДК 553.04 (571.56)

А.Н. Угрюмов, Г.П. Дворник

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ И ЗОЛОТАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В РУДНОМ РАЙОНЕ МЕЗОЗОЙСКОЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ (АЛДАНСКИЙ щит)

Алданский щит в мезозое (юра - мел) являлся типичной областью тектоно-магматической активизации (ТМА). Здесь формировались обширные сводовые поднятия и прогибы, осложненные рифтогенными долинами, блоковыми движениями, интенсивным наземным калиевым и ультракалиевым щелочным магматизмом с широкими ареалами метасоматических изменений пород. В ассоциации с метасоматитами возникли крупные месторождения золота, серебра, урана, молибдена, флюорита и других полезных ископаемых, характерных для областей ТМА.

Золоторудные месторождения щита изучались Ю.А. Билибиной, Н.В. Петровской и А.К. Фасталовичем, В.Г. Ветлужских, Е.Е. Захаровым, Н.С. Игумновой, В.В. Карелиным, А.А. Ким, А.Я. Кочетковым, А.И. Куksam, Н.В. Нестеровым, В.Е. Бойцовым, А.Н. Угрюмовым, Ар.Н. Угрюмовым, Г.П. Дворником, С.В. Яблоковой и другими исследователями. Наиболее полной сводкой, учитывающей новейшие данные, является обобщение [1], в котором охарактеризованы главные геолого-промышленные типы золоторудных месторождений щита. В развитии ранее проведенных

исследований, на примере Центрально-Алданского района (ЦАР) мы рассмотрим золотое оруденение в привязке к конкретным метасоматическим формациям, для которых уточним типоморфные особенности самородного золота, предпримем попытку увязать во времени и в пространстве общие закономерности развития в районе рудно-метасоматического процесса.

Геологическая ситуация

ЦАР как типовой для областей ТМА выбран нами не случайно. Среди других рудных районов шита он является крупнейшим. Его площадь около 12000 км². В нем сосредоточена главная часть учтенных запасов рудного и россыпного золота Алданского шита. Выделяется район также высоким уровнем геологической изученности. Административный и геометрический центр района - г. Алдан (125°30' ВД и 58°20' СШ).

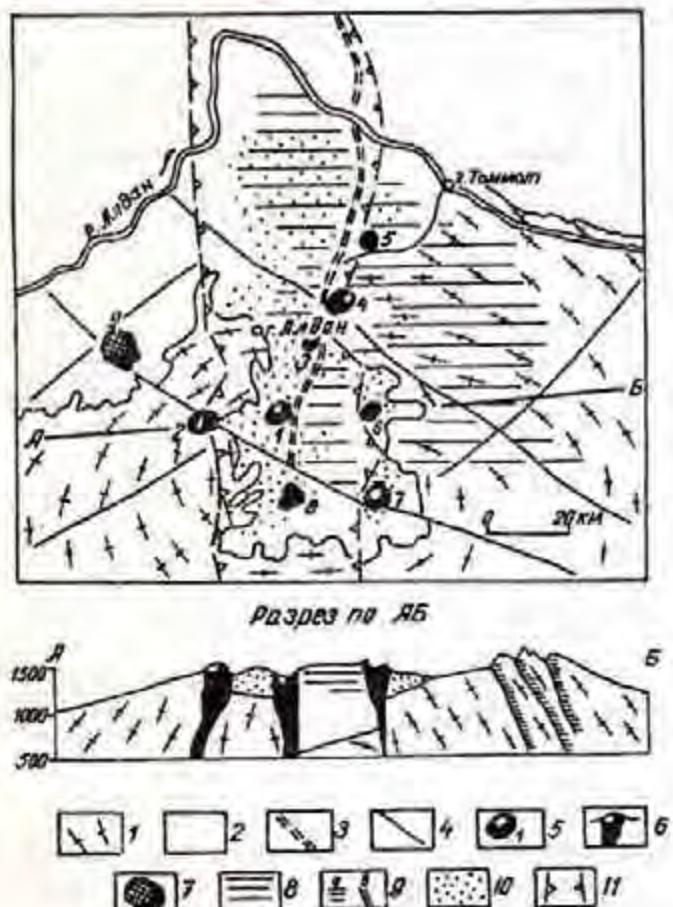


Рис. 1. Распространение мезозойских метасоматических формаций в структуре рудного района:

- 1 - архейский фундамент (грашито-гнеисы); 2 - платформенный чехол (вендинские, нижнекембрийские карбонатные и юрские терригенные отложения);
- 3 - Якокутский глубинный разлом; 4 - долгоживущие (архей-мезозой-кайнозой) региональные разломы;
- 5 - щелочные многофазные вулкано-плутонии - центры мезозойского магматизма (1 - Якокутский, 2 - Томмотский, 3 - Стрелка, 4 - Рыбинский, 5 - Елисеевский, 6 - Джекондинский); 7 - Ылагинский массив птицелиновых дунитов с полукольцом (черное) щелочных габброидов и синенитов; 8 - ареал гумбентитовой формации; 9 - то же на разрезе (а - в платформенном чехле, б - в разломах фундамента);
- 10 - ареал джаспероидной формации; 11 - границы эмбриональной рифтовой зоны длительного развития (венд - мезозой - кайнозой)

В геологическом строении района принимают участие два резко различных структурных яруса - нижний (кристаллический фундамент), сложенный смятыми в складки глубоко метаморфизованными раннекристаллическими гнеисами, кристаллическими сланцами, гранитами, и верхний (платформенный чехол), образованный горизонтально залегающими вендинско-нижнекембрийскими карбонатными и юрскими терригеническими породами. Фундамент и платформенный чехол разбиты сложной сетью разломов и прорваны дайками раннемезозойских долеритов, штоками, силлами, крупными вулканоплутониями среднес-позднемезозойских щелочных и субщелочных пород алданского щелочного интрузивно-вулканогенного комплекса. Главными

элементами складчатой структуры фундамента являются крупные гранито-гнейсовые овалы - Нижне-Тимитонский (в центральной части района) и Угоянский, расположенный севернее и перекрытый платформенным чехлом [5]. В чехле выделяется меридиональный вытянутый свод, погружающийся к северу, наследующий поднятие фундамента (рис.1). В осевой части свода в раннем палеозое заложился продольный Якокутский прогиб, который в мезозой был преобразован в рифтовую долину, осложненную системой грабенов и горстов. По тектонической позиции, размерам, особенностям блоковой тектоники, мощному проявлению щелочного магматизма, другим признакам Якокутская мезозойская рифтовая долина сопоставима с континентальными рифтами Рейнского грабена и грабена Осло [6].

Алданский щелочной вулканогенно-интрузивный комплекс формировался в несколько этапов. В первый этап (верхний триас - нижняя юра) в чехол внедрились силлы кварцевых порфиров, ортофиров, пиромаркитов, сопровождавшиеся на поверхности куполами и покровами гололейкократовых трахитов. Во второй этап (средняя - верхняя юра) формировались концентрически-зональные плутоны платиноносных дунитов, верлитов, щелочных габброидов, а затем концентрически-зональные щелочные вулканоплутонты, штоки, дайки щелочных габброидов, нефелиновых и псевдолейцитовых сиенитов и их эфузивных аналогов (щелочных мезократовых трахитов, псевдолейцитовых фонолитов и др.). В третий этап (верхняя юра - нижний мел) внедрились лакколиты, штоки, дайки монционитов, субщелочных сиенитов, граносиенитов. В четвертый этап (поздний мел) формировались штоки эгириновых гранитов и региональные, преимущественно субмеридиональные пояса даек сиенит-порфиров, ортофиров, а также даек и диатрем щелочных трахитов, пикритов, щелочных лампрофиридов и габброидов, лампроитов.

Внутри района магматиты группируются в узлы, отвечающие центрам длительной магматической активности. Поздние дайки региональных поясов пересекают такие центры и протягиваются от них на десятки километров, что подчеркивает их генетическую независимость от вероятных периферических (верхнекоровых) магматических очагов.

Метасоматические формации

Перспективными на золото в рудном районе являются четыре метасоматические формации: гумбентовая (ГМФ), серцинт-микроклиновая (СМФ), магнезиально-скарновая (МСКФ) и джаспероидная (ДЖФ). Общая характеристика формаций приведена в таблице.

ГМФ распространена преимущественно в восточной части района, главным образом на приподнятом восточном плече рифтовой зоны (Эльконский горст) и в центральных частях опущенных блоков (Куранахский и Верхне-Якокутский грабены). Формация максимально удалена от главных щелочных магматических центров.

Представлена ГМФ калишпат-анкеритовыми метасоматитами, образующими мощные (до 20 м) крутопадающие зоны в швах древних активизированных разломов, а также согласные залежи в слоистых карбонатных толщах венда, нижнего кембрия и в песчаниках ранней и средней юры. Изменение юрских песчаников указывает на послесреднекорский возраст гумбентов района. Их метаморфизм под воздействием сиенитов третьего этапа магматизма и радиологические данные (см. таблицу) фиксируют верхний возрастной рубеж этих пород.

Состав гумбентов (калишпат + анкерит + доломит + кальцит + пирит + флюорит) исключительно выдержан по простиранию и падению рудных тел. Заметные гидратные изменения в этих породах не отмечены. На участках дробления и развития кальцитовой ассоциации с различной интенсивностью проявлены тонковкрашенная золотая минерализация [3], а также еще более поздняя пирит - браннеритовая минерализация (Ахапкин, 1971). Содержание золота в руде составляет 2-10, иногда достигая 60-70 г/т. Формация высокопродуктивна на Au, Ag, U (см. таблицу). Она вмещает золото - урановый геологический-промышленный тип (месторождение Лунное, рудопроявление Оценочное и др.).

СМФ локализована в центрах магматизма внутри кольцевых вулканоплутонов второго магматического этапа. Метасоматическому замещению подверглись в основном средне- и крупнозернистые щелочные и нефелиновые сиениты, в меньшей степени - псевдолейцитовые фонолиты и щелочные трахиты. Метасоматиты образуют крупные штокообразные тела диаметром в сотни метров (массивы Рябиновый, Якокут, Ыллымах, Томмот, Мрачный) и линейные зоны (массив Ефим). Возраст метасоматитов определен как верхнеюрский - раннемеловой, по наличию ксенолитов этих пород в субщелочных сиенитах третьего этапа магматизма и эгириновых гранитах и поздних дайках, а также по радиологическим датировкам [7].

Золотоносные метасоматические формации

Признаки	Формации и субформации				
	гумбситов	серпент- микроклиновая	магнезиальных скарнов	джаспероидная	
1	2	3	4	5	6
Возраст (млн. лет)	160-142	148,5-120	135-120	108-98,7	
Парагенные магматиты	?	Щелочные сиениты, штоки	Субщелочные сиениты, штоки, лакколиты	Субщелочные и щелочные сиенит-порфиры, лампрофиры и др. породы дайковых поясов. Субщелочные и щелочные сиениты (штоки)	
Вмещающие породы	Гнейсы (Аг), карбонатные породы ($V - \epsilon_1$)	Щелочные сиениты ($J_2 - J_3$)	Карбонатные породы ($V - \epsilon_1$)	Карбонатные породы ($V - \epsilon_1$)	
Форма рудных тел	Кругопадающие зоны, пласти	Штоки, линзы	Линзы, пласти	Залежи, реже жилы	Залежи
Главные рудные минералы	Пирит, золото, браннерит	Пирит, халькопирит, борнит, золото	Магнетит, золото	Пирит, халькопирит, галенит, гематит, золото	Пирит, гематит, золото
Содержание сульфидов, %	5-10	5-15	0-5	10-60	5-10
Главные жильные минералы	Калишпат, анкерит, кальцит, флюорит	Микроклин, серпент нескольких генераций	Диопсид, кальцит, флогопит, tremolit, серпентин	Тремолит, тальк, кальцит, анкерит, кварц	Гидрослюдя, каолинит, монтмориллонит, кварц, флюорит
Ведущие металлы	Au, Ag, U	Au, Ag, Cu	Au, Fe, Cu	Au, Ag, Pb, Zn, Te	Au, Ag, Te, As
Ресурсы золота, т	> 400	>50	≥ 20	>50	>400
Расстояние от центров магматизма, км	5-30	0	0	0 → 5	5 → 30
Коэффициенты: Cu / (Pb + Zn) Cu / Pb в кварце K / Na в кварце	1,1	8,33 1,5	4,6	82 → 33 → 0,66 50 → 5 → 0,6 6,7 → 11,0	0,32 0,50 12,20

Состав формации варьирует по стадиям метасоматического процесса. В раннюю щелочную стадию магматические минеральные фазы (натровый ортоклаз, альбит, нефелин) заместились максимальным микроклином-1, в интерстициях которого отложились небольшие количества (4-5%) сульфидов, содержащих мелкое и тонкодисперсное золото. Концентрации золота этой стадии 0,1-0,9,

серебра 1-5 г/т. В следующую стадию скачкообразно нарушилась тенденция изменения важнейшего параметра - кислотности воздействующего раствора. Возросла активность воды [7]. Микроклиниты-1 были замещены агрегатом светлой слюды (железистым и кремнеземистым серицитом, фенгитом). В эту стадию фиксировались частичное замещение сульфидов гематитом, некоторый вынос золота, повышение содержания молибдена.

В позднюю стадию вновь повысилась активность калия и серы в гидротермальных растворах и резко снизилась активность воды. Продукты всех предыдущих стадий были в разной степени замещены оранжевым промежуточным микроклином-2, образующим густую сеть ветвящихся жил, прожилков, гнезд с вкрапленностью сульфидов золото-полиметаллической ассоциации. Содержание благородных металлов в участках развития продуктов поздней стадии колеблется в широких пределах: золота 1-10 г/т, реже выше, серебра 5-10 - 100-150 г/т.

СМФ продуктивна на Au, Ag, Cu. Она вмещает золото-меднопорфировый геолого-промышленный тип (месторождения Рябиновое, Новое, рудопроявления Ылымахское, Якокутское, Томмотское, Мрачное).

МСКФ изучена еще слабо. Она размещается в центрах мезозойского магматизма на контактах карбонатных пород и штоков субщелочных сиенитов и граносиенитов. Возраст ее соответствует становлению материнских магматитов, датированных радиогеологически (см.таблицу). Представлена формация магнезиальными скарнами магматического и постмагматического этапов, а также минералами низкотемпературного преобразования скарнов [2]. В первый и второй этапы золото концентрировалось преимущественно в магнетите, причем его концентрации возрастили с понижением температур скарнообразования по этапам соответственно: магматический $7,5 \cdot 10^{-5}$ %, постмагматический - от $2,7 \cdot 10^{-4}$ до $3,3 \cdot 10^{-4}$ %. Максимальные содержания благородного металла (0,4-2,2 г/т) отмечены в пирите из ассоциации этапа низкотемпературных преобразований. Этот этап характеризовался и максимальными гипогенными гидратными изменениями скарнов.

МСКФ продуктивна на Au, Cu, Fe, вмещает скарновый геолого-промышленный тип (месторождение Самолазовское, рудопроявления гольцов Зверева, Паленого и др.).

ДЖФ распространена в осевой части рифтовой зоны. Ее ареал на севере отчетливо накладывается на ареал гумбеитовой формации (см.рис.1). Локализована ДЖФ в карбонатных породах венда и нижнего кембрия, где образует крупные согласные с вмещающими доломитами и известняками, лento-, трубо- и плащеобразные залежи. Формация тесно пространственно ассоциирует с поясами поздних даск заключительного этапа магматизма. Она отчетливо наложена на поздние дайки и таким образом завершает в регионе постмагматические процессы мезозойской ТМА.

Состав ДЖФ варьирует по стадиям метасоматического процесса и параллельно изменяется в пространстве по мере удаления от центров магматизма (см.таблицу). Стадийные изменения прослежены нами на всей площади ареала. Они однотипны и начинались с осветления и ранней карбонатизации исходных доломитов и известняков. При этом выносились битумы, кальциты осадочных известняков, обычно низкомагнезиальные, замещались высокомагнезиальными кальцитами. Участками отлагались железистый доломит, анкерит, манганокальцит и ассоциирующий с ними ранний золотоносный пирит. В следующую стадию в пределах всего ареала формации проявился процесс интенсивного окварцевания (джаспероидизации) ранее измененных и неизмененных карбонатных пород. В третью, заключительную, стадию джаспероиды были перекристаллизованы, сульфидизированы, а в конце процесса частично карбонатизированы. С поздней сульфидизацией связано формирование главных золоторудных залежей.

Латеральные изменения состава метасоматитов выражены в смене высокотемпературных существенно сульфидных минеральных ассоциаций (золото - сульфидная субформация) низкотемпературными малосульфидными (золото - малосульфидная субформация) с продвижением от магматических центров на фланги рудного района (см.таблицу).

Наиболее разнообразны минеральные типы руд первой субформации. Здесь выделяются: ранние золото-пирит карбонатные руды (Au 11.1 г/т; Ag 10.0 г/т; Cu 0.26 %; n = 36) и поздние: золото-пирит-халькопирит-тремолитовые (Au 32.9 г/т; Ag 46.4 г/т; Cu 9.3 %; n = 100); золото-пирит-

халькопирит-тальк-кварцевые ($\text{Au} 20.7 \text{ г/т}$; $\text{Ag} 74.9 \text{ г/т}$; $\text{Cu} 6.4 \%$; $n = 74$); золото - пирит - кварцевый ($\text{Au} 31.8 \text{ г/т}$; $\text{Ag} 87.9 \text{ г/т}$; $\text{Cu} 0.85 \%$; $n = 63$); золото-пирит-галенит-кварцевый ($\text{Au} 25.5 \text{ г/т}$, $\text{Ag} 296.5 \text{ г/т}$; $\text{Cu} 0.15 \%$; $n = 35$). Вторая субформация имеет характеристики руд по типам: золото-пирит-кварцевый ($\text{Au} 1.81 \text{ г/т}$; $\text{Ag} 2.7 \text{ г/т}$; $\text{Cu} 0.002 \%$; $n = 30$), золото - пирит - гидрослюдисто - кварцевый ($\text{Au} 6.0 \text{ г/т}$; $\text{Ag} 18.0 \text{ г/т}$; $\text{Cu} 0.012\%$; $n = 60$). ДЖФ весьма продуктивна на золото, а в приближенных к магматическим центрам зонах также на Au , Ag , Cu , Pb . Формация образует два геологопромышленных типа: золото-сульфидный жильный и залежный (месторождения Лебединое, Колтыконское и др.) и золото-малосульфидный стратонидный вкрапленных залежей (месторождения Боковое, Центральное, Северное и др.).

Типоморфные особенности золота

ГМФ характеризуется преобладанием в первичных рудах тонкодисперсного и очень мелкого золота, связанного в основном с пиритом. Эта связь подтверждена высоким содержанием золота в пирите (до 60-70 г/т), сильной корреляционной связью содержаний золота и серы ($r = 0.66-0.78$), а также фазовым анализом [3], согласно которому в пирите находится 80-92 % валового золота метасоматитов. Выход «свободного» золота составляет только 5-8,5 %.

Видимое золото наблюдалось (Захаров и др., 1972 г.) в кальците и пирите третьей генерации. В кальците оно представлено изометричными или округлыми выделениями от 3-5 до 30-50 мкм, имеет бледно-желтый цвет и высокую отражательную способность, соответствующую пробности 700 %. В пирите индивиды золота также округлы, но встречаются и угловатые формы, их размер колеблется от 1-2 до 50-80 мкм. Главные примеси в золоте: $\text{Ag} 20 \%$, Cu до 3 %, $\text{Fe} 3 \%$.

В шлиховом ореоле эталонного месторождения Лунное на зоне Федоровской нами встречены более крупные угловатые золотины (0,1-0,25 мм) комковатой, реже таблитчатой прожилково-чешуйчатой формы темно-желтого и желтого цветов с мелкоячайной поверхностью. Однако этот пример единичен. ГМФ не является россыпебразующей формацией ввиду резкого преобладания в ней тонкодисперсного и очень мелкого золота.

СМФ выделяется повышенным содержанием «свободного» золота (9-32 %), легко извлекаемого амальгамацией. Большая часть золота (50-79 %) может быть получено цианированием и только 12-22 % благородного металла отчетливо заключено в сульфидах, преимущественно в пирите.

Наблюдения в анилифах показали наличие включений золота в пирите двух генераций. борните, халькопирите, рутиле, а также в гидрооксидах железа, псевдоморфно замещавших сульфиды [4]. Размеры выделений золота варьируют в широких пределах (от 0,01 до 1 мм и крупнее). Оно может находиться в сростках с пиритом и жильными минералами в форме пленок, чешуек, плоских амебообразных выделений на плоскостях спайности микроклина - I и 2. В редких тонких кварцевых прожилках отмечены сложнокомковатые золотины, а в кавернах и пустотах - октаэдры и кристаллы сложных форм.

Золото в пирите и в сростках с ним имеет пробность 910-935 %. В борните установлены включения электрума ($\text{Au} 43 \%$, $\text{Ag} 57 \%$) в срастании с самородным серебром ($\text{Ag} 96.4 \%$, $\text{Au} 3 \%$). В некоторых золотинах отмечены низкопробные (630-750 %) каймы в зональных выделениях золота. В протолочках рудных проб установлены относительно крупные золотины (0,1-0,25 мм) ртутистого золота состава - $\text{Au} 63-75 \%$, $\text{Ag} 4-9 \%$, $\text{Hg} 19-26 \%$. Высокопробное золото содержит ограниченный набор примесей - Cu до 0,04 %, Fe 0,008-0,02 %, Pb до 0,015 % [4].

Нами показано [8], что рудоносные штокверки СМФ сопровождаются широкими устойчивыми ореолами рассеяния золота в элювиально-делювиальных отложениях и аллювиальными россыпями. В ореолах преобладает мелкое и очень мелкое золото. Его средние морфометрические параметры (крупность $x = 0,10 \text{ мм}$, $n = 3418$; уплощенность $y = 2,2$, $n = 3418$) и пробность ($n = 812 \%$, $n = 352$) относительно выдержаны в пределах рудного района (рис.2). Наибольшие отклонения от среднего имеют пробность. В Рябиновом массиве на участках рудных столбов она заметно выше таковой участков с рядовыми рудами (см.рис.2; Ia и Iб). Якутский массив индивидуализируется

общей повышенной пробностью шлихового золота (см.рис.2, II). Минимальную пробность и размер золотин обнаружило золото Йллымахского щелочного массива (см.рис.2, III). Сопоставляя изученные массивы с учетом глубины эрозионного среза, можно заключить, что с глубиной в массивах возрастает пробность «свободного» золота и размеры его выделений.

МСКФ в отношении типизации свойств индивидов золота остается почти не изученной. Видимое золото наблюдалось нами только в магнетите. Оно присутствует в форме мелких округлых включений размером до 0,01 мм. Пробность золота высокая (940 %). Его внутреннее строение однородное. В нем, кроме серебра, других примесей не установлено.

По-видимому, в этой формации резко преобладает тонкодисперсное золото, которое почти целиком сконцентрировано в пирите этапа низкотемпературного преобразования скарнов. Такой вывод подтверждается отсутствием на промышленных скарновых месторождениях шлиховых ореолов золота даже там, где концентрация благородного металла в рудах достигает 20-30 г/т (Самолазовское золоторудное месторождение).

ДЖФ характеризуется наибольшей изменчивостью морфометрических, химических, физических и других свойств благородного металла.

В золото-сульфидной субформации содержание «свободного» золота составляет 7-15 %, извлекаемого цианированием - 81-90 %, связанного в сульфидах 3-11 %. По минеральным типам руд имеем следующие характеристики. В золото-пирит-карбонатных рудах первым по времени выделения является эмульсионное золото, включенное в ранний пирит. Оно имеет округлые формы и размеры от 0,01 до 0,001 мм, однородное внутреннее строение, темно-желтый цвет. Более крупные (0,005-0,1 мм) и менее правильные по форме (овальные, вытянутые, неправильные) индивиды золота присущи пириту второй генерации и кристаллам железистого карбоната. В карбонате встречены также зерна золота с признаками кристаллических

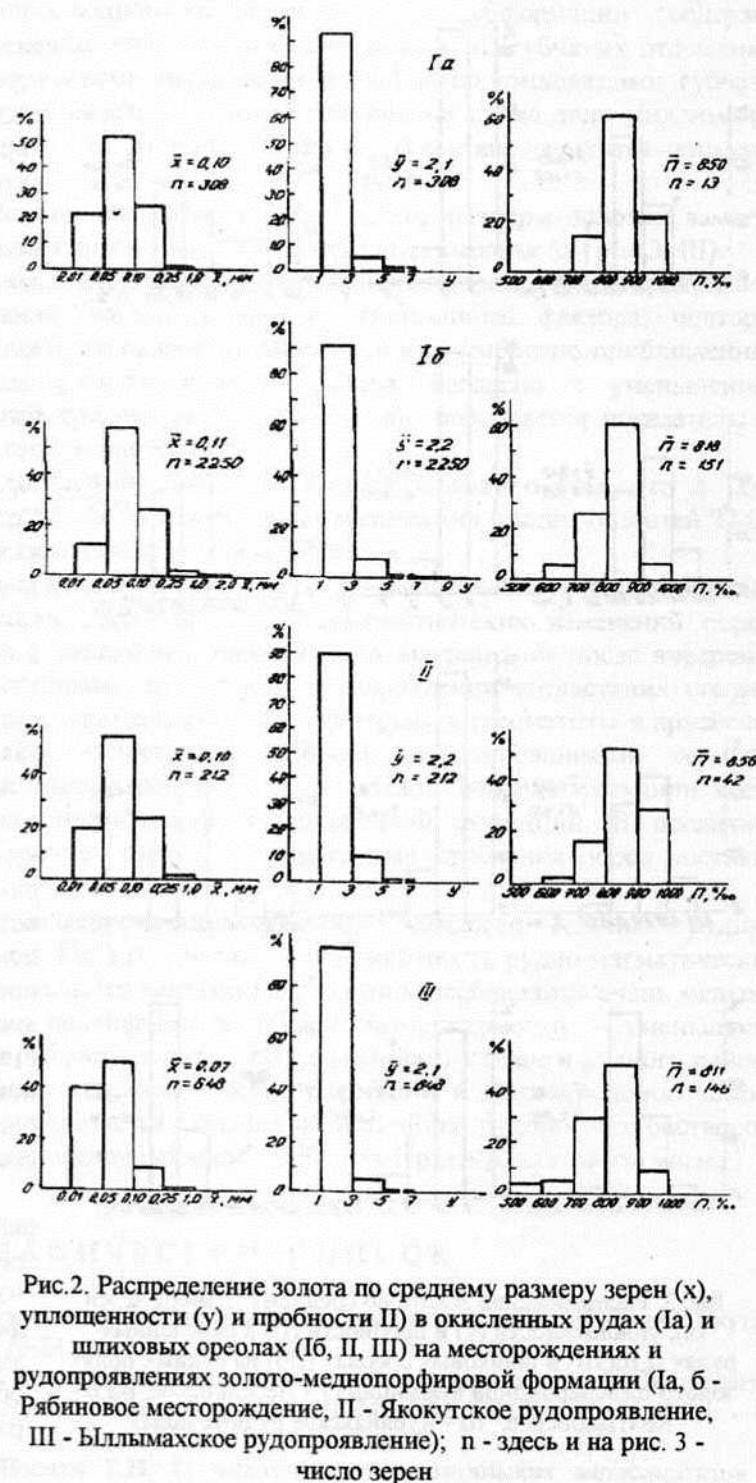


Рис.2. Распределение золота по среднему размеру зерен (x), уплощенности (y) и пробности Π в окисленных рудах (Ia) и шлиховых ореолах (Ib, II, III) на месторождениях и рудопроявлениях золото-меднопорфировой формации (Ia, б - Рябиновое месторождение, II - Якокутское рудопроявление, III - Йллымахское рудопроявление); п - здесь и на рис. 3 - число зерен

границ. Этим разновидностям близки по времени осаждения крупные (1-3 мм) комковато-угловатые, жилковидно-пластинчатые, таблитчатые, ксеноморфные выделения золота, развитые в основном между зернами пирита, карбоната или в микротрешинах минералов. Все эти разновидности золота имеют высокую пробу (911-985 %) и сходный набор элементов-примесей (Cu, Pb, Fe, Bi, As, Mn).

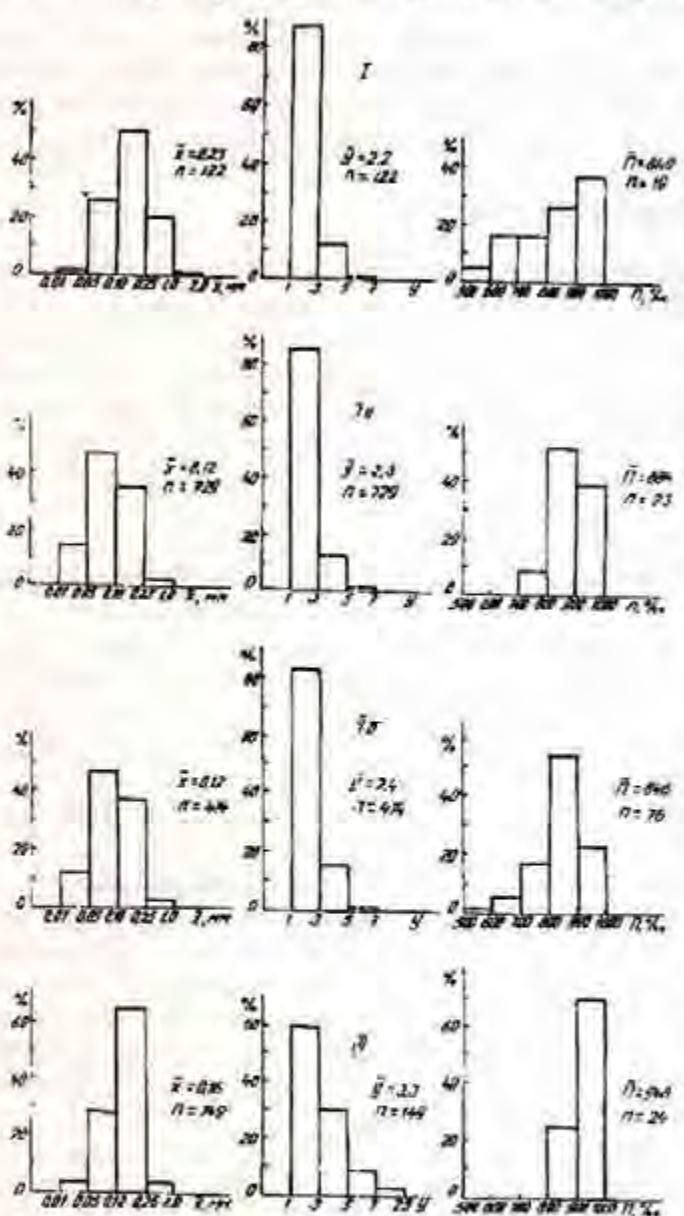


Рис.3. Распределение золота по среднему размеру зерен (x), уплощенности (y) и пробности (П) в окисленных рудах (I, IIa, III) и шлиховых ореолах (IIb) на рудных полях золото-джаспероидной формации (I - Лебединское, IIa, IIb - Колтыконское, III - Куранахское рудные поля)

пробности золота также в значительной степени связано с его гипергеническим облагораживанием (рис. 3, I, IIa, IIb).

В золото-пирит-халькопирит-тремолитовых рудах преобладает тонкодисперсное и очень мелкое золото. Оно заключено преимущественно в раннем пирите в виде мельчайших эмульсионных включений. В отличие от таковых карбонатных руд, в последних наряду с мономинеральными развиты полиминеральные эмульсионные выделения, включающие самостоятельные фазы: собственно золото, теллуриды золота и серебра, галенит, сфалерит. Вторая генерация благородного металла - «свободное» золото, осажденное в трещинах и интерстициях зерен пирита и поздних жильных минералах. Средний размер золотин в золото-пирит-халькопирит-тремолитовых рудах (по замерам 165 зерен) составляет 0,017 мм, а их средняя проба 850 %. Главные примеси в золоте Cu, Fe, Te.

Золото-пирит-халькопирит-тальк-кварцевые, золото-пирит-кварцевые, золото-галенит-кварцевые руды содержат те же две генерации золота. Однако «свободное» золото во всех типах резко преобладает над «эмulsionным». Соответственно средний размер золотин (по замерам 184 зерен) возрастает до 0,03 мм, средняя пробность понижается до 800 %. Примеси в золоте представлены Cu, Fe, Pb, Te, Bi. Эти типы вместе с золото-пирит-карбонатным представляют в районе главный коренной источник широких устойчивых шлиховых ореолов золота и богатых аллювиальных россыпей.

На выходах месторождений в окисленных рудах, элювии морфометрические и другие параметры золотин изменяются под действием гипергенических факторов. В частности, размер золотин заметно выше таковых первичных руд, что обусловлено, по-видимому, в основном рассеянением «эмulsionного» и накоплением «свободного» золота. Повышение

В золото-малосульфидной субформации ДЖФ содержание свободного золота 8-15 %, извлекаемого цианированием - 8-60,5 %, связанного в сульфидах - 27-74,5 %. Большие колебания значений второго и третьего параметров вызваны широким и неравномерным развитием в субформации окисленных руд, легко поддающихся цианированию. Как и предыдущие типы, золото-пирит-кварцевые и золото-пирит-гидрослюдисто-кварцевые руды субформации содержат «эмulsionное» и «свободное» золото. Первое имеет вид изометрических тонкогубчатых отложений, второе представлено округлыми и более сложными индивидами, неправильно комковатыми, губчатоветвящимися и кристаллическими. Размеры выделений - преимущественно сотые доли миллиметра. Средняя пробность первой разновидности 973 %, второй - 873 % [6]. В составе элементов-примесей отмечены Cu, Te, Pb, иногда Bi, Fe, As.

В шлиховых ореалах на месторождениях субформации средние размеры золотин заметно превышают таковые первичных руд. Средняя проба этих зерен достаточно высокая (см.рис.3, III).

Суммируя данные по ДЖФ, в целом следует отметить, что шлиховое золото несет признаки не только гипергенных изменений, но также наследует влияние гипогенного фактора, повторяя эндогенную зональность минерализации рудного района. В направлении от умеренно приближенных к магматическим центрам участков к флангам рудного района, согласно с уменьшением сульфидности руд, закономерно снижается средняя крупность золотин, повышается показатель их уплощенности, возрастает пробность золота (см.рис.3).

Подводя итоги проведенного исследования, мы приходим к выводу о том, что в ЦАР отчетливо проявлены признаки закономерного развития рудно-магматических систем областей ТМА, намеченные ранее [9]. Наши наблюдения подтверждают и дополняют их.

Новые данные состоят в следующем. Установлена хронологическая и структурная согласованность в развитии магматической деятельности и метасоматических изменений пород. Последние предшествовали главному этапу щелочного магматизма, а завершились после внедрения поздних даек. Состав метасоматитов варьировал во времени в направлении возрастания степени гипогенной гидратации. Высококалиевые «сухие» анкерит-калишпатовые метасоматиты в архейских породах и доломитах чехла сменились калиевыми умеренно гидратированными серцицит-микроклиновыми метасоматитами в щелочных массивах, которые в свою очередь, уступили место магнезиальным скарнам, а затем мощно проявленной джаспероидной формации. В последней калиевые фации сместились на фланги рудного района, а гидрогенные изменения пород достигли максимума.

Высокий потенциал калия в действующем растворе, сходство главных рудных компонентов продуктивных зон (Au, Ag, Cu, Pb, Te), отчетливая подчиненность рудно-магматических систем одним геологическим структурам, характер самородного золота (преобладание очень мелкого и мелкого золота), его распределение, подчиненность общей закономерности - уменьшение крупности, повышение уплощенности и пробности золота с продвижением на фланги рудного района делают возможным объединить изученные метасоматические формации в один хронологический формационный ряд, единство которого определяется общностью источника рудоносных растворов, поступавших из глубинных очагов калиевых щелочных и субщелочных (трахибазальтовых) магм.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Ветлужских В.Г., Ким А.А. Геолого-промышленные типы золоторудных месторождений Южной Якутии // Отечественная геология. - 1997. - № 1. - С.16-24.
2. Гамянин Г.Н., Ким А.А. Процессы скарнообразования Лебединского рудного поля // Магматизм, метасоматизм и литология рудных узлов Восточной и Южной Якутии / ИГЯФСОАН СССР. - Якутск, 1981. - С. 59-76.
3. Захаров Е.Е., Новиков В.П., Пилипенко Г.Н. О золотоносности мезозойских метасоматитов в кристаллическом фундаменте Центрально-Алданского района // Геол. рудн. месторожд. - 1967. - №1. - С.20-31.

4. Ким А.А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана // Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии / ИГЯФСОАН СССР. - Якутск, 1981. - С.93-108.
5. Угрюмов А.Н., Угрюмов Ар.Н., Энтин А.Р. Новые данные о структуре архея Алдано-Тимптонского междуречья // ДАН СССР. - 1971. Т.201, №5. - С.1184-1187.
6. Угрюмов А.Н. Мезозойские алюкарбонатные метасоматиты центральной части Алданского щита и прогноз связанных с ними оруденения // Применение математического моделирования для прогноза рудных месторождений: Сб. научн. тр. - Иркутск: Иркутский гос. университет, 1981. - С. 120-138.
7. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового щелочного массива // Сов. геология. - 1984. - №9. - С. 84-94.
8. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П., Балахонов В.С. Опыт мелкообъемного шлихового опробования делювиальных отложений при поисках золотосодержащих меднопорфировых и золоторудных джаспероидных месторождений // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых: Межвуз. научн. темат. сб./ Свердл. горн. ин-т. - Свердловск, 1988. - С. 44-48.
9. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении (вопросы теории и практики) - Л.: Недра, 1987. - 231 с.

УДК 553.3.311

В.Ф.Рудницкий, Н.А.Абрамова, К.Б.Алешин, В.В.Матияш

ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ МАГНЕТИТОВЫХ РУД НОВО-ЕСТЮНИНСКОЙ ЗОНЫ ЕСТЮНИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

Впервые представление о первично вулканогенно-осадочном происхождении магнетитовых скарновых месторождений было обосновано И.В.Дербиковым в начале 60-х годов для рудных объектов юга Западной Сибири [3]. Предполагалось, что внедрение интрузий в участки с относительно убогой вулканогенно-осадочной минерализацией приводило к скарнированию и ремобилизации рудного вещества с повышением его концентраций. В дальнейшем аналогичные выводы были сделаны для железорудных месторождений Урала [1,4].

Естюнинское месторождение в Тагило-Кушвинском железорудном районе, по данным Ю.Н.Глазова, А.А.Пуркина, Б.М.Алешина и др. [2], приурочено к останцу kontaktово-метаморфизованных вулканогенно-осадочных пород кабансской (?) свиты лландоверийско-ранневенлокского возраста, расположенного в диоритах Тагильского синклин-диоритового массива. Породы останца прослеживаются в северо-западном направлении ($320-330^{\circ}$) на 8 км при ширине в плане от 250 до 1000 м; падение северо-восточное под углами $35-50^{\circ}$. Признаки первично вулканогенно-осадочного генезиса проявлены на Естюнинском месторождении, по сравнению с другими аналогичными месторождениями района, наиболее отчетливо. К ним относятся: а) конформное залегание рудных тел пластикообразной формы с вмещающими их вулканогенно-осадочными породами; б) крайне незначительное проявление скарнообразования и практически отсутствие карбонатных пород.

На Естюнинском месторождении выделяются две зоны: собственно Естюнинская, включающая разрабатываемое рудное тело №1, и Ново-Естюнинская, залегающая примерно в 600 м стратиграфически ниже. Она содержит две основные залежи: рудное тело №21 и отстоящее в 110-170 м ниже по разрезу рудное тело №22. Залежи железных руд, так же, как и породы, имеют северо-

восточное падение под углами в среднем около 38° . Главный рудный минерал магнетит, часто встречается пирит (S до 0,4 %).

Важнейшим диагностическим признаком генезиса руд являются их текстуры, а особенности распределения их в рудных телах отражают изменения условий рудоотложения. Реликты первичных текстур сохраняются даже при интенсивных преобразованиях.

Текстуры магнетитовых руд Естюнинского месторождения, как это было ранее отмечено Н.Я.Фоминых, Я.А.Хоментовской (1988), в большинстве своем неоднородные. По содержанию магнетита они условно подразделяются на массивные (сплошные), с содержанием магнетита в рудах более 50 %, и вкрапленные (несплошные) - магнетита меньше 50 %. Последние на месторождении преобладают. Текстурный рисунок в сплошных и вкрапленных рудах в целом однотипен, одни и те же разновидности известны в том и другом случаях. В рудах месторождения преобладают две основные группы: полосчатые (до 60 % от всего объема) и пятнистые (около 16 %).

Полосчатые текстуры характеризуются чередованием вытянутых в одном направлении слоев (полос), различающихся между собой соотношением фемических и салических минералов, а также содержанием магнетита: от практически безрудных до сплошных. Руды обычно тонкополосчатые, мощность слойков - первые миллиметры. Распределение магнетита и нерудных минералов в слойках сплошное или же часто прерывисто-точечное. Полосчатость нередко подчеркивается ориентированным распределением сульфидов (рис. 1, а).

Магнетит часто образует густо-вкрапленные и сплошные обособления в виде узких линзочек с занозистыми границами, аналогичных по конфигурации с «фьямме» вулканоклассических пород (рис. 1, б). Здесь же встречаются прерывистые слойки. Линзочки и слойки ориентированы в одном направлении, образуя линзовидно-полосчатую текстуру. Характерно, что в линзовидных обособлениях нерудные минералы представлены темноцветными (преимущественно хлоритом). Базальный цемент обычно светлоокрашенный, эпидот-кварц-полевошпатового состава. В нем присутствуют рассеянная вкрапленность и мелкие гнездышки магнетита.

Текстурный рисунок пятнистых руд весьма разнообразен. Массивные руды характеризуются наличием пятен неправильной формы размером обычно менее 3-5 см, обособленных или сложно соединяющихся между собой. По минеральному составу преобладают три разновидности: а) светлоокрашенные кварц-карбонат-полевошпатовые; б) темно-зеленые хлорит-амфибол-пироксеновые; в) состоящие из магнетита, отличающегося зернистостью по сравнению с фоновым. Иногда встречаются округлые («комковатые») разности с нечетко проявленным концентрически-зональным строением. Среди несплошных руд и оруденелых пород пятнистой текстуры выделяются следующие разновидности:

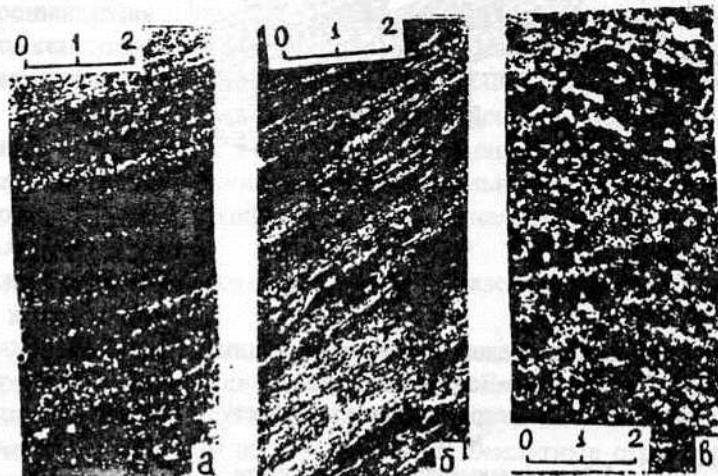


Рис. 1. Текстуры магнетитовых руд Ново-Естюнинской зоны
Естюнинского месторождения:

а - полосчатая; полосчатость подчеркивается ориентированным распределением сульфидов (светлое) и темноцветных минералов. Скв. 8830, гл. 917 м; б - линзовидно-полосчатая магнетит (черное) замещает «фьямме» в ингимбритоподобной породе. Скв. 8828, гл. 917 м; в - пятнистая; магнетит (черное) замещает неправильной («рогульчатой») формы обломки вулканического стекла в гиалокластитах. Скв. 8608, л. 1001 м

- с пятнами агрегатов магнетита размером до 3 см неправильной или округлой формы и расплывчатыми границами;

- с пятнами магнетита, обычно в виде густой вкрапленности и гнезд, приуроченных к темноцветным обособлениям неправильной угловатой («рогульчатой») формы (рис.1,в);

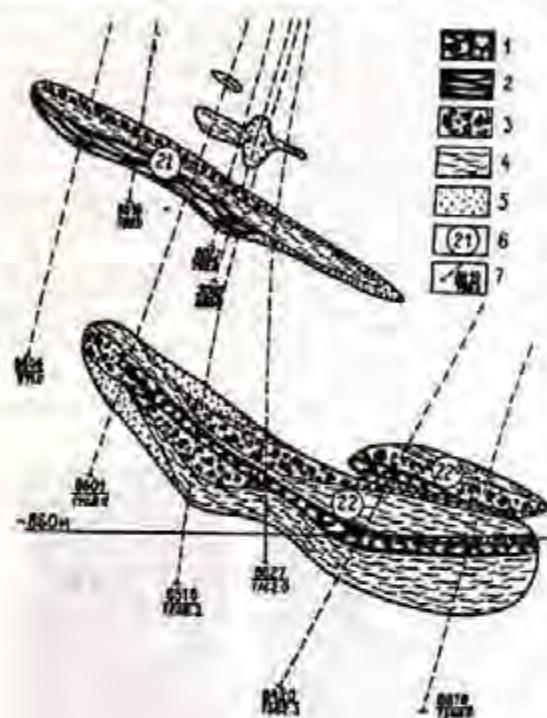


Рис.2. Распределение текстур в рудных телах Ново-Естюонинской зоны Естюонинского месторождения по разрезу № 6:

1-2 - массивные руды с содержанием магнетита более 50 %;

1 - пятнистые, 2 - полосчатые; 3-5 - руды с содержанием магнетита менее 50 %: 3 - пятнистые, 4 - полосчатые, 5 - вкрапленные; 6 - номера рудных тел; 7 - скважины: в числителе - номер, в знаменателе - глубина

- линзовидно-пятнистые руды, которых магнетит, кроме обособлений неправильной формы, образует беспорядочно ориентированные линзы длиной до 3-4 см с повышенным содержанием в них темноцветных минералов.

Кроме полосчатых и пятнистых руд, распространены в подчиненном объеме однородные массивные, однородные вкрапленные, брекчевидные, плойчатые и реликтовые слоистые. Однородные массивные руды встречаются редко. Обычно руды с содержанием магнетита до 100 % все же в строгом понимании неоднородны, так как они, в частности, как правило, разнозернисты. Однородные вкрапленные (равномерно вкрапленные) руды, представленные вкрапленностью зерен и мелкими гнездами магнетита, располагаются по периферии рудных тел. Брекчевидные руды отмечены нами в отдельных штуфах. В отличие от пятнистых обособлений, они имеют четкие границы и угловатую форму. Плойчатая текстура, характеризующаяся мелкой изогнутостью слойков, возникает вследствие динамометаморфизма полосчатых руд и довольно часто наблюдается в штуфах руд. Реликтовая слоистая текстура типична для оруденелых тифроалевролитов и тифропесчаников. Слоистость обусловлена чередованием слойков (мощность обычно не более 2-3 мм) разного минералого-петрографического и гранулометрического состава. Магнетит распределяется обычно в виде округлых и неправильной формы мелких гнездышек, образующих прерывистые или же сплошные слойки. Наиболее распространена реликтовая волнистая слоистость и ее разновидности (линзовидная, пологоволнистая и др.), характерные для осадков прибрежно-морской зоны с глубинами от 0 до 200 м.

При анализе текстурных особенностей обращает на себя внимание следующее. Руды пятнистой текстуры весьма схожи по текстурному облику с гиалокластитами с «рогульчатой» (см. рис.1,в) формой обломков вулканического стекла.

Полосчатая текстура магнетитовых руд является типичной для тифроидов песчано-алевритовой размерности (см. рис.1,а).

Линзовидно-полосчатая текстура характерна для «игнимбритоподобных» пород — гиалокластитов, содержащих ориентированное «фымме» (см. рис.1,б), и эвтакситовых лав.

Обращает на себя внимание избирательная приуроченность агрегатов магнетита к обломкам и обособлениям, типичным по форме для вулканического стекла («фымме», «рогульчатые» обособления). Эти обособления, как правило, сложены темноцветными минералами, в первую

очередь хлоритом, что также характерно для преобразованных вулканических стекол древних комплексов.

Примечательным является также отсутствие наложенных прожилковых текстур.

Основные разновидности текстур обособляются в виде зон пластообразной и линзообразной форм, согласных с общим напластованием вмещающих вулканогенных пород и границами рудных тел. Мощность зон колеблется от первых метров до десятков метров (рис.2). Рудное тело № 21 сложено преимущественно полосчатыми рудами, массивные разности которых располагаются в подошве залежи. Пятнистые руды в виде маломощной пластообразной зоны прослеживаются в кровле рудного тела. Рудное тело № 22 имеет более сложное строение. Здесь наряду с полосчатыми текстурами в равной мере распространены пятнистые текстуры. В разрезе наблюдается два ритма, в каждом из которых полосчатые руды вверх по восстанию сменяются пятнистыми. Кроме того, в кровле и подошве присутствуют линзовидные зоны вкрапленных руд. Тело № 22а, в отличие от основной залежи № 22, имеет простое строение. Оно сложено преимущественно рудами пятнистой текстуры. Незначительно распространенные полосчатые руды в виде маломощной зоны располагаются в кровле, хотя в некоторых участках залегают и в подошве рудной залежи.

Отмеченные особенности наиболее удивительно могут быть объяснены импрегнационно-метасоматическим (по терминологии В.П.Логинова) происхождением руд в придонной субмаринной обстановке. Вероятно, отложение вулканогенно-осадочного материала и железоосаждение из донных металлоносных растворов происходило одновременно. При этом рудными растворами (рассолами) наиболее интенсивно замещались, точнее «пропитывались», отдельные составляющие вулканокластических пород, а именно обломки вулканического стекла. Часть рудного вещества рассеивалась в цементе. Кроме того, в отдельных участках, вероятно, в кратковременные периоды из высококонцентрированных рассолов происходило массовое хемогенное осаждение с образованием массивных руд, не содержащих реликтов вулканокластических пород. В отдельных случаях имело место терригенное переотложение уже сформированных, литифицированных и нелитифицированных руд, о чем свидетельствует реликтовая слоистая текстура.

Структуры руд служат индикатором характера и интенсивности их преобразований в процессах литификации и метаморфизма.

Распространенными для руд месторождения являются структуры замещения магнетитанерудными минералами. Коррозионная структура отличается разъеданием краев зерен магнетита. Структура остатков от замещения характеризуется присутствием внерудных минералах неправильной формы коррозированных разных по размерам зёрен магнетита. Скелетные структуры образуются при замещении магнетитанерудным минералом от центра к периферии кристалла с частичным или полным сохранением граней последнего. Для субграфической структуры характерно присутствие в магнетите многочисленных, неправильных по очертаниям и близких по размеру выделенийнерудных минералов.

Замечательным является присутствие в рудах структур распада твердых растворов: магнетит - ульвошпинель и магнетит - ильменит (рутин). В решетчатой структуре ламелли ильменита пересекаются по направлениям спайности магнетита. В местах пересечения мощность их уменьшается, что указывает на то, что это именно структуры распада, а не результат замещения. Пластинчатая структура распада твердых растворов выражается в параллельном расположении пластинчатых вростков ильменита в магнетите. Более широко распространена структура распада магнетит - ульвошпинель. Многочисленные мельчайшие (тысячные доли миллиметра), ламелли ульвошпинели располагаются по направлениям спайности магнетита и зонам роста. Образование структур распада твердых растворов руд различного состава обусловлено, по мнению П.Рамдора, В.П.Логинова, А.А.Филимоновой [5], термальным метаморфизмом. П.Рамдором экспериментально установлено, что при нагревании природных руд (до 800°) и при последующем медленном понижении температуры происходит распад твердого раствора на шпинель и магнетит. Рудовмещающие вулканиты Естюнинского месторождения метаморфизованы в условиях пироксен-роговиковой фации

термального метаморфизма, температурные условия которой соответствуют 650-750° С, т.е. степень преобразования пород и руд адекватна.

Таким образом, приведенные данные подтверждают первично вулканогенно-осадочное происхождение магнетитовых руд Естюнинского месторождения. Текстурные особенности руд, на наш взгляд, наиболее убедительно могут быть объяснены придонным импрегнационно-метасоматическим способом рудоотложения. Руды, как и вмещающие их вулканиты, в последующем претерпели интенсивные термальные преобразования.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Белевцев Я.Н., Бухарев В.П., Науменко В.В. Вулканогенно-осадочное происхождение магнетитовых руд Урала //Геология рудных месторождений. - 1982. - №1. - С. 53-56.
2. Геология СССР. Том XII. - М.: Недра, -1973. - 632 с.
3. Дербиков И.В. К проблеме генезиса железо-скарновых месторождений Западной Сибири (о вулканогенно-осадочном генезисе некоторых месторождений Казской группы) //Труды СНИИГ и МСа - Вып.35. - Новосибирск, 1964. - С.82-100.
4. Новые данные о вулканогенно-осадочной природе некоторых магнетитовых руд Урала /Булашевич Ю.Л., Дымкин А.М., Попов Б.А., Юрков А.К. - Доклады АН СССР. - 1981. - Т.261, №6. - С.1188-1191.
5. Текстуры и структуры руд /Бетехтия А.Г., Генкян А.Д., Филимонова А.А., Шадун Т.Н. - М. Госгеолтехиздат, 1958. - 435 с.

УДК 551. 243

В.Б.Болтыров, В.Т.Горожанкин

СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ МОЛИБДЕНА И ВОЛЬФРАМА

Месторождения молибдена и вольфрама образовались в позднеорогенную стадию развития складчатых областей или были связаны с процессами тектонической активизации платформ, областей завершенной складчатости и срединных массивов. Во время формирования месторождений рудоносные структуры уже представляли собой достаточно жесткие участки земной коры, реагировавшие на тектонические напряжения главным образом блоковыми перемещениями. Это предопределило ведущую роль в локализации рудных полей и месторождений разрывных нарушений, различающихся по характеру проявления, строения и длительности формирования.

Основные аргументы в пользу прямой связи оруденения с интрузиями базируются на зональности редкометалльной минерализации по отношению к гранитным массивам, приуроченности оруденения к апикальным частям и куполовидным структурам этих массивов, наличии в неизмененных гранитах аксессориев и повышенного содержания молибдена и вольфрама.

Промышленные концентрации молибдена и вольфрама встречаются в кварцевых жилах и штокверках, скарновых и грейзеновых залежах, в связи с эруптивными и тектоническими брекчиями, а также в виде вкрапленности во вмещающих породах. Во многих случаях молибден и вольфрам находятся в тесной ассоциации с медью, бериллием и другими металлами.

Позиции месторождений относительно материнских plutонов, по В.Т. Покалову [5, 6], разнообразны и зависят от ряда структурных факторов. Вольфрам-молибденовые месторождения штокверкового типа в большинстве случаев расположены над апикальными частями выступов материнских интрузивов и лишь частично, своими нижними горизонтами, находятся в самих интрузивах. Примером таких месторождений могут служить Коктенкольское, Джанетское, Байнаэрское и некоторые другие в Центральном Казахстане.

Молибденовые и медно-молибденовые штокверки встречаются чаще в эндоконтактовых зонах, чем в экзоконтактовых. В пределах материнских интрузивов расположены Каджаранско (Малый Кавказ), Сорское (Батеневско - Беллыкское поднятие), Жирекенское (Восточное Забайкалье) и другие месторождения. Однако известны месторождения (Агаскырское, Орекитканское, Батыстауское, Шалгинское), расположенные в удаленных экзоконтактовых зонах существенно эродированных plutонов. Такое положение оруденения в ряде случаев объясняется залеганием крупных гранитных сателлитов под месторождениями, а также гарполитообразной формой plutонов, частично выведенных на поверхность.

Большинство жильных месторождений, в отличие от штокверковых, залегает в пределах материнских интрузивов, в их эндоконтактовых зонах. Наиболее значительные из жильных вольфрам-молибденовых месторождений встречаются в слабо эродированных интрузивах, особенно в их апикальных частях: Акчатауском, Караобинском, Восточно-Коунрадском (Ц. Казахстан), Колгутинском (Горный Алтай) и др.

Скарновые рудные залежи расположены в экзоконтактовых зонах гранитов, в непосредственном контакте с последними или на расстоянии нескольких сот метров от них. Классическим примером могут служить скарновые рудные тела Тырныаузского вольфрам-молибденового месторождения (Северный Кавказ), залегающие над апикальной частью массива послесурских эльджуртинских гранитов. Многочисленные рудные тела скарновых медно-молибденовых месторождений Батеневско-Беллыкского поднятия находятся в боковых и верхних приконтактовых зонах материнских plutонов.

Форма первичных рудных тел на рассматриваемых редкометалльных месторождениях, по В.С. Попову [7], определяется двумя природными факторами: морфологией интрузивных массивов, с которыми ассоциирует оруденение, и планом разрывных нарушений.

Доказывая на огромном фактическом материале связь формирования молибденовых и вольфрамовых месторождений с тектоникой, гранитоидным магматизмом и разрывными нарушениями, исследователи не обращают внимание на закономерности горизонтальных складчато-блочных перемещений в земной коре, на их влияние на структурную геологию складок, разломов, формы залегания интрузивных массивов и структурную позицию эндогенных месторождений. В то же время исследователи в своих выводах указывают, что месторождения молибдена и вольфрама образовались в позднеорогенную стадию развития складчатых областей или были связаны с процессами тектонической активизации платформ, областей завершенной складчатости и срединных массивов, характеризующихся наиболее интенсивными проявлениями как радиальных, так и тангенциальных тектонических сил.

В процессе изучения горизонтальных движений по разломам в различных регионах нашей страны и за рубежом установили, что по основным разломам, образующим регматическую сеть, происходили сдвиги с амплитудой, значительно превышающей вертикальную. При этом под влиянием меридионально действующих сил по разломам северо-западного и меридионального простираний осуществлялись правосторонние горизонтальные перемещения, а по северо-восточным разломам - левосторонние сдвиги [1]. Эти закономерности послужили основой для определения взаимосвязи азимута и угла падения разломов с их простиранием: разломы одинакового простирания и кинематики имеют одинаковый азимут падения и близкие углы падения [1, 2]. Так, на Среднем и Южном Урале разломы северо-западного (Михайловский, Бардымский, Дегтярский и др.) и меридионального простираний (Мурзинский, Карабашский, Учалинский) погружаются к северо-востоку и востоку, северо-восточные (Верхнейвинский, Верхнесетский, Асбестовский, Карабольский,

Игишский, Вишневогорский, Кизильский и др.) к северо-западу. Причем угол падения изменяется от субвертикального у меридиональных до 40–50° у субширотных разломов.

Аналогичные закономерности отмечаются и в ориентировке контактов секущих интрузивных тел. Контактовые поверхности северо-западного, северо-восточного, северного и восточного обрамлений Верхисетского, Адуйского, Каменского, Асбестовского, Рефтинского и других массивов Среднего Урала погружаются в сторону от их центров, а их юго-западные и южные и юго-восточные контакты – под массивы. Приведенные примеры свидетельствуют о том, что перемещение магмы в земной коре, как и жестких блоков, происходило под влиянием не только радиальных, но и тангенциальных южнонаправленных сил и контролировалось разломной тектоникой.

В свете изложенных закономерностей вполне понятной становится структурная позиция многих молибден-вольфрамовых и других плутоногенных и гидротермальных месторождений. Так, по данным М. И. Русинова [9], на Южном Урале, в Зауральском поднятии, редкometальное оруденение Дрожиловского месторождения развито во вмещающих породах кровли погружающейся на север Бисембаевского массива микроклиновых порфировидных гранитов верхнепалеозойского возраста. О четкой приуроченности вольфрамового оруденения к восточным и северо-восточным эндогенным и экзоконтактовым зонам гранитных массивов на Среднем и Южном Урале в пределах Восточно-Уральского поднятия свидетельствует размещение вольфрамовых месторождений в обрамлении Суундукского и Юго-Коневского гранитных массивов. Месторождения, по данным Н. В. Куцина [3], представлены в основном шеелит-кварцевыми, реже вольфрамит-кварцевыми жилами и кварцевыми залежами. М. С. Рапопорт, П. В. Покровский и др. [8] считают, что размещение редкometальных месторождений в районе Юго-Коневской группы гранитоидных массивов контролируется еще и серией субпараллельных разрывных нарушений северо-восточного простирания. В участках сопряжения этих нарушений с разрывами субширотного и северо-западного направлений расположены рудные поля вольфрамовых месторождений.

Как пример одного из немногих молибденовых штокверков, расположенных вдалеком экзоконтакте, В. Г. Покалов приводит описание Агаскырского месторождения, находящегося в зоне восточного экзоконтакта Саралинского plutона, на расстоянии 2 км от него. В северо-западной эндоконтактовой зоне этого же plutона расположено Ничкурюпское месторождение [6].

Весьма четкая связь редкometального оруденения с разломом проявлена на Торговском шеелит-молибденит-айкинитовом месторождении, залегающем на участке сильно дислоцированных и метаморфизованных рифейско-кембрийских (?) пород, зажатых между крупными доордовикскими Торговским, Кефталыским и Хартесским гранитными массивами (Приполярный Урал). По мнению Н. П. Юшкина, М. В. Фишмана и других исследователей [4], рудное поле Торговского месторождения весьма гетерогенное. Оно сложено кварцево-рудными жилами различной морфологии и различного генезиса, метасоматическими образованиями, комплексом тектонитов. Многие из этих элементов сформировались еще в дорудные этапы. Вольфрамовая и сопутствующая ей минерализация контролируется разломом, проходящим по границе хлоритовых сланцев и липаритовых порфиров. Рудные минералы развиты в пределах всей приразломной зоны, которая представляет по существу единое рудное тело со сложным внутренним строением. С процессом оруденения связаны интенсивная мусковитизация и окварцевание вмещающих пород. Минералообразование носило отчетливо выраженный стадийный характер с последовательной сменой берилл-шеелитовой, кассiterит-пиритовой, молибденит-халькопиритовой и айкинитовой стадий. Возраст месторождения определяется как позднекаменноугольный – раннепермский (интервал формирования $318 \pm 10 - 264 \pm 8$ млн лет). Вызывает возражение утверждение вышеупомянутых исследователей, что основным источником рудного вещества являются граниты, из которых в процессе метасоматической переработки выносились гидротермальными растворами все рудные компоненты. В этом случае кварцевые жилы в обрамлении гранитных массивов тоже должны быть минерализованными. Однако рудоносными являются кварцевые жилы, залегающие в разломе и имеющие характерные для разлома элементы залегания, что дает основание для предположения о более глубинном источнике рудного вещества.

Месторождения, контролируемые разломами, обычно располагаются в их висячих крыльях. Если же редкометальное месторождение приурочено к узлу пересечения разломов, то оно, как правило, находится в тектоническом клине, образованном сходящимися и навстречу падающими разрывными нарушениями. В качестве примера может служить Шахтаминское молибденовое месторождение (Восточное Забайкалье). Роль основных рудовмещающих структур на этом месторождении выполняют субширотные и северо-западные разрывные зоны, контролирующие положение даек и рудных жил, а точнее угол сочленения этих зон, отчетливо выявляемый по первичным ореолам молибдена. Для ореолов характерна форма неправильных овалов, восточная часть которых имеет субширотную ориентировку, а западная - северо-западную [6].

Итак, структурная позиция молибден-вольфрамовых месторождений в основном определяется формой рудоконтролирующих интрузивных массивов и разрывных нарушений, закономерное пространственное положение которых сформировалось под влиянием южнонаправленных тангенциальных сил. Месторождения молибдена и вольфрама располагаются преимущественно в надинтрузивной толще, в апикальных частях, северо-западных, северных, северо-восточных и восточных эндо- и экзоконтактовых зонах интрузивных массивов, в разломах и их висячих крыльях, в тектонических и межинтрузивных клиньях, расположенных между сходящимися разломами, между разломом и интрузивным контактом, между интрузивными контактами.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Горожанкин В.Т. Новое о закономерностях ориентировки основных разломов Среднего и Южного Урала // Докл. АН СССР. – 1991. – Т.318, № 6. – С. 1425 – 1429.
2. Горожанкин В.Т. Горизонтальное движение земной коры и их структурные формы проявления, прогнозирование месторождений полезных ископаемых // Известия Уральского горного института. Сер.: Геология и геофизика. – 1993. Вып. 2. – С. 63 – 67.
3. Куклин Н. В. Закономерности размещения и образования вольфрамовых месторождений на Урале // Геология рудных месторождений. - 1959. - № 4. – С. 111 – 120.
4. Металлогенический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала / Юшкин Н. П., Фишман М. В., Голдин Б. А., Калинин Е. П., Охотников В. Н., Буказов В. В. - Л : Наука , 1972. - 195 с.
5. Покалов В.Т. Генетические типы и поисковые критерии эндогенных месторождений молибдена. - М : Недра, 1972. - 272 с.
6. Покалов В. Т. Рудомагматические системы гидротермальных месторождений. - М.: Недра, 1992. - 288 с.
7. Попов В.С. Геология и генезис медно - и молибден-порфировых месторождений. - М.: Наука, 1977. - 203 с.
8. Рапопорт М. С., Покровский П. В., Комарова З. И., Автонеев С. В. Новые данные о геологическом строении,магматизме и металлогении Шиловско - Коневской группы гранитоидных массивов // Магматические формации, метаморфизм, металлогенesis Урала: Труды Второго Уральского петрографического совещания, т.4. Гранитный и щелочной магматизм. - Свердловск: РИСО УФАН СССР, 1971. - С. 54 - 71.
9. Русинов М. И. Краткая характеристика редкометального оруденения, связанного с верхнепалеозойскими гранитами Зауральского поднятия //Магматизм, метаморфизм и оруденение в геологической истории Урала. - Свердловск, 1974, т.1. - С. 152 - 154.

Л.М.Петруха, В.Ф.Мягков

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДИ В РУДНЫХ ТЕЛАХ ВЫСОКОГОРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Железные руды Высокогорского месторождения содержат сульфиды, имеющие в своем составе медь и кобальт. Кобальт связан с пиритом, медь - с халькопиритом. Запасы этих металлов, по данным технико-экономического обоснования кондиций, могут служить объектом добычи и обогащения. Для этого на горнодобывающем предприятии построена обогатительная фабрика. Поэтому актуальным является выявление закономерностей распределения меди в рудных телах. Минералого-геохимическая система железо - медь - сера - кобальт гетерогенна. Она содержит сульфиды нескольких генераций, одна из которых в железорудных залежах образует гнезда прожилково-вкрапленного пирит-халькопиритового оруденения на фоне весьма убогой сульфидной минерализации. Есть основания считать, что убогая сульфидная минерализация рудных тел является синхроничной железным рудам, а гнезда наложены на них. Объектами селективной добычи сернистых руд могут быть только гнезда. Поэтому имеется необходимость выявления закономерностей их размещения в рудных телах месторождения, пространственного размещения гнезд, которые могут быть объектами селективной разработки, оценки роли дислокационной тектоники в пространственном размещении сульфидного оруденения.

Высокогорское железорудное месторождение открыто в 1696 г. и эксплуатируется с 1721 г. Месторождение изучали и описывали многие исследователи: Ф.Ю. Левинсон-Лессинг, Н.Н. Яковлев, А.К. Болдырев, В.И. Станкевич, Г.А. Соколов, И.Н. Чирков, Л.Н. Овчинников, А.М. Дымкин и др. Месторождение находится на западной окраине г. Нижнего Тагила, в юго-восточном экзоконтакте Тагильского диорит-сиенитового массива [1,2,4]. В геологическом строении месторождения принимают участие также известняки и вулканогенно-осадочные породы нижнего силура. Мощность рудовмещающей толщи около 700 м, простиранье северо-западное, падение северо-восточное под углами 45-70°. Известны на месторождении 26 рудных тел сгруппированы в две рудные зоны — Восточную (Верхнюю) и Западную (Нижнюю), разделенные бесрудными туфами, мощностью 200-250 м.

Верхняя рудная зона мощностью 100-160 м имеет длину по простираннию более 2 км. По падению не оконтурена. Кровля рудных тел сложена метаморфизованными туфами андезито-базальтового состава. Нижняя рудная зона приурочена к контакту известняков высокогорской и туфов реадинской толщ нижнего силура. Здесь располагаются наиболее крупные рудные тела месторождения (с запада на восток) № 10 (94 % запасов зоны), № 6, 5 и 4. Размеры рудных тел месторождения по простираннию до 2 км, мощность от 3 до 160 м. Рудные тела Западной зоны разведаны до глубины 1100 м, Восточной - до 500-1000 м. Рудные тела разбиты системой послерудных дислокационных нарушений на ряд перемещенных относительно друг друга блоков с амплитудами смещений от долей метра до 150 м и более.

Руды месторождения сплошного строения, полосчатые, вкрапленные. Основной рудный минерал магнетит (более 70 %), реже содержатся тематит, пирит, халькопирит. Кроме того, постоянно содержат гранат, пироксен, амфибол, хлорит, эпидот, кальцит, кварц. Химический состав железных руд (в мас. %): железо 23,2-59,2 (среднее 42,6), медь 0,10-2,39, кобальт 0,007-0,041, цинк следы-0,95, марганец 0,36-0,86 (среднее 0,65), титан 0,06-0,24, сера 0,20-3,60 (среднее 1,00), фосфор 0,06-0,33 (среднее 0,10).

Для типизации форм рудных тел месторождения применён метод геометризации и анализа морфометрических полей отметок подошвы, кровли, а также мощности, изучение пространственных соотношений этих полей, тектонической нарушенности [3]. Обобщение и анализ данных разведочных

и эксплуатационных работ проведены по рудным телам № 6, 5 и 4, наиболее крупным и наиболее обогащенным медью с применением геометро-статистического моделирования. Пространственное соотношение морфометрических полей отметок кровли и мощности, подошвы и мощности, кровли и подошвы изучалось путем корреляции этих оценочных параметров. Построено девять корреляционных графиков с использованием более 450 пересечений рудных тел в системе координат (отметки кровли - отметки подошвы, отметки кровли - мощность, отметки подошвы - мощность) и проведено столько же оценок коэффициентов корреляции между указанными параметрами. Вычисления осуществлялись с применением ПЭВМ. Тектоническая нарушенность рудных тел изучалась при помощи корреляционных графиков и системы координат: отметки кровли - отметки подошвы, отметки кровли - мощность, отметки подошвы - мощность, а также проводился анализ строения корреляционных полей, оконтуривание отдельных совокупностей. После этого точки, принадлежащие той или иной совокупности, переносились на вертикальные проекции рудных тел и выделялись тектонически однородные блоки (ТОБ), разделенные разрывными нарушениями.

Параагенетический анализ руд основывался на изучении оценок пространственных соотношений геохимических полей железа (общего и магнетитового), серы, меди и кобальта.

Для изучения закономерностей строения морфометрических полей отметок кровли, подошвы и мощности рудных тел и их пространственных соотношений проводилась геометризация этих оценочных параметров. Морфометрические данные наносились на вертикальные проекции рудных тел, после этого начиналась геометризация указанных характеристик рудных тел графическим способом задания функций, описывающих двумерные геологические поля. Аналогичным способом изучались закономерности распределения меди в пределах рудных тел с целью выделения гнезд, обогащенных медью. Всего построено 12 двумерных графиков. Исследования проведены с использованием 1194 химических анализов на медь. В верхних горизонтах месторождения закономерности распределения меди изучены сотрудниками Пермского госуниверситета. Авторами все отмеченные вопросы изучались в пределах горизонтов - 130 — 610 м.

Тектоническая нарушенность рудных тел. Рудные тела месторождения тектонически нарушенные. Исследователями выделяются как крупные, так и мелкие разрывные нарушения. Авторами степень тектонической нарушенности рудных тел определялась на корреляционных графиках зависимостей между отметками подошвы и кровли, мощностью и отметками подошвы, мощностью и отметками кровли. Строение корреляционных полей этих морфометрических характеристик может быть трех видов. Недислоцированным рудным телам соответствует гомогенная модель корреляционного поля с компактным расположением точек в виде эллипса с различным соотношением осей в зависимости от формы залежей. Рудным телам, испытавшим пликативные дислокации, отвечает также гомогенная модель корреляционного поля, но углы наклона линий регрессий для каждой совокупности отличаются. Рудные тела, подвергшиеся дислокациям, характеризуются гетерогенной моделью корреляционного поля. Корреляционные поля распадаются на локальные однородные участки, соответствующие тектонически однородным блокам (рис.1). Отдельные блоки, обладая несколько различными статистическими параметрами (коэффициентами корреляции) и положением линий регрессии, в

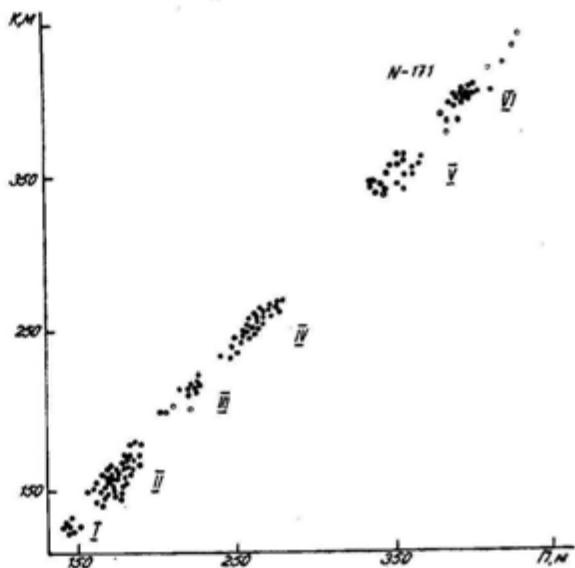


Рис.1. Корреляционный график отметок подошвы (П) и кровли (К) рудного тела № 6
Высокогорского железорудного
месторождения

целом все же наследуют закономерности, присущие недислоцированным рудным телам. Размеры промежутков между отдельными совокупностями на корреляционных графиках соответствуют амплитудам смещения тектонических блоков относительно друг друга. Решением обратной задачи - путем переноса отдельных совокупностей на вертикальные проекции рудных тел выделяются тектонически однородные блоки (ТОБ), границами между которыми являются тектонические нарушения (рис.2). Решение этой задачи имеет практическое значение при отнесении месторождения к той или иной группе по сложности геологического строения, при подсчете запасов, разработке месторождений, особенно подземным способом, а также для изучения закономерностей распределения полезных компонентов.

Математическая корреляционная модель пространственных соотношений морфометрических элементов рудных тел была разработана на основе концепции их вулканогенно-осадочного образования. Исследования сводились к доказательству непротиворечивости фактических данных разведки разработанной модели и, следовательно, к подтверждению одной из альтернативных гипотез образования месторождения: скарново-магнетитовой или вулканогенно-осадочной. В результате исследований установлено, что рудные тела 10, 6, 5, 4 представляют собой типичные пластообразные залежи, локально осложненные линзообразными раздувами со стороны подошвы. Значения выборочных коэффициентов корреляции между величинами относительных отметок кровли и подошвы залежей изменяются в пределах от +0,94 до +0,99. Тектонические дизьюнктивные нарушения являются долгоживущими, потому что они контролируют как развитие аккумулятивной депрессии, так и скрут выполняющие их рудные тела. При применяемой системе геологоразведочных работ уверенно выделяются разломы с амплитудой более 30-40 м, нечетко - с амплитудой 20-30 м. По данным морфометрического анализа подтверждены ранее выделяемые на месторождении разломы Средний, А₁, А₃. Установлено, что рудные тела разбиты на шесть крупных тектонически однородных блоков. Полученные результаты свидетельствуют в пользу вулканогенно-осадочной гипотезы образования изученных рудных тел месторождения.

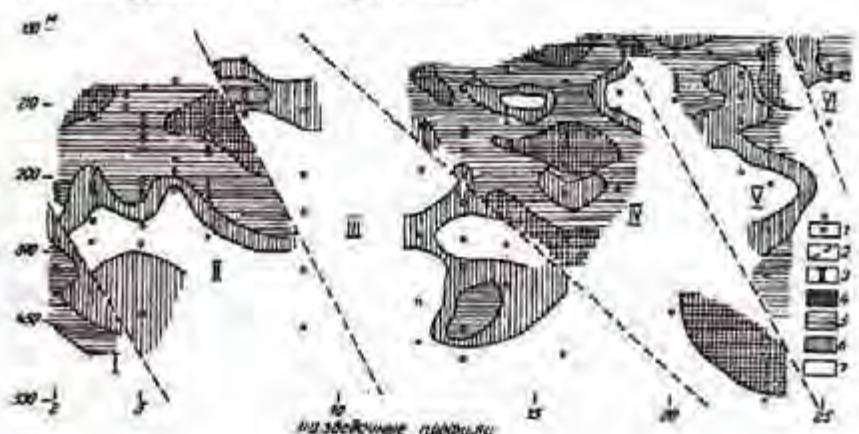


Рис.2. Результаты геометризации структуры геохимического поля меди рудного тела № 6 Высокогорского железорудного месторождения:
1 - места опробования; 2 - дизьюнктивные нарушения; 3 - номера тектонически однородных блоков, содержание меди, мас. %;

4 - более 1 %; 5 - 0,5-1,0 %; 6 - 0,3-0,5 %; 7 - менее 0,3 %

Результаты парагенетического анализа руд. При изучении оценок пространственных соотношений и регрессий геохимических полей железа (общего и магнетитового), серы, меди и кобальта установлено следующее. Геохимические поля меди, серы и кобальта гетерогенны. Гетерогенность наиболее проявлена в рудных телах № 6 и 5 (оценки выборочных коэф-

факторов корреляции равны соответственно 0,53 и 0,62). Для рудных тел № 10 и 4 они соответственно равны 0,73 и 0,77. Кобальт также имеет несколько генераций. Есть основания считать, что медь первой генерации является сингенетичной ж-лезным рудам, а второй, образующей гнезда с повышенным содержанием металла, - продуктом наложенной ми-нерализации.

Особенности пространственного распределения меди. Наиболее крупное рудное тело № 10 характеризуется низким содержанием меди. Так, на эксплуатационном горизонте - 450 м шахты "Магнетитовая" в пределах блока № 21 по данным 88 химических анализов на медь в большинстве проб содержание металла составило 0,01-0,03 % и только в единичных пробах достигало 0,1-0,2 %, а в одном случае 0,8 %. Среднее содержание меди в рудном теле составляет 0,09 %. Отсюда вытекает вывод, что данное рудное тело не представляет интереса для попутного извлечения меди. Поэтому более детально распределение меди в рудном теле № 10 не изучалось.

Рудное тело № 6 совместно с рудными телами № 2 и 2а характеризуется высокими содержаниями меди. Изучены закономерности её распределения по 171 пересечению рудного тела горными выработками и скважинами (см. рис.2). В пределах тектонически однородного блока I (ТОБ-I) отмечается повышение содержания металла по мере удаления от разрывного нарушения с 0,3 до 0,8 %. В пределах ТОБ-II выделяется обширное поле меди с содержанием 0,5 % и выше между горизонтами - 130 и - 290 м. В его пределах располагается два гнезда меди, содержание металла в которых составляет более 2 %. Ниже этого поля до горизонта - 370 м содержание меди закономерно уменьшается до 0,2 % и затем до горизонта - 450 м несколько повышается (до 0,4 %). В ТОБ-III содержания меди более низкие. Выделяются два гнезда с содержанием металла более 0,5 %. Одно из них располагается на профиле 8 и горизонте - 210 м, второе на профиле 13 и горизонте - 450 м. От этих гнезд во все стороны содержание меди закономерно снижается до 0,1 % и менее. В пределах ТОБ-IV на фоне обширного поля меди с содержанием более 0,5 % между горизонтами - 130 и - 370 м выделяются четыре гнезда, в которых содержание меди достигает 1,2-1,5 %. Кроме того, крупное гнездо меди зафиксировано между горизонтами -450 и -530 м. Содержание меди в нём достигает 3,4-3,7 %. В ТОБ-V относительно небольшое поле меди с содержанием более 0,5 % также выделено между горизонтами - 130 и - 290 м. В его пределах располагается два гнезда меди с содержанием металла до 1,7 %. В ТОБ-VI также на обширном поле с содержанием меди выше 0,5 % выделяются три гнезда меди с содержанием до 1,5-1,7 %. Они находятся за пределами рисунка, выше горизонта - 130 м. Таким образом, большая часть рудного тела № 6 характеризуется наличием поля меди с содержанием более 0,5 %. В его пределах располагаются участки с повышенным содержанием меди (1,2 - 13,7 %) - гнезда, которые могут быть объектами селективной разработки. Аналогичные закономерности в распределении меди установлены в рудных телах № 5 и 4, но они характеризуются более низкими содержаниями металла, чем рудное тело № 6.

В направлении с запада на восток от рудного тела № 10 до рудного тела № 4 отмечается следующая закономерность в распределении меди в рудных телах (см. таблицу).

Средний химический состав руд в рудных телах Высокогорского месторождения, мас. %

Рудное тело	Число проб	Fe общее	Fe магнетитовое	S	Cu	Co
10	96	37,6	31,2	0,33	0,09	0,014
6	246	38,3	32,2	1,81	0,42	0,027
5	242	31,0	25,5	0,94	0,29	0,019
4	108	28,8	25,0	0,52	0,26	0,012

Наименее низким содержанием меди характеризуется рудное тело № 10. Наиболее обогащено медью рудное тело № 6. Затем снижается содержание металла в рудном теле № 5 и далее в рудном теле № 4. Выявленные закономерности в распределении меди как в плоскости рудных тел, так и от лежачего и висячemu боку рудной зоны аналогичны таковым в медноколчеданных месторождениях, имеющих вулканогенно-осадочное происхождение [5].

Таким образом, установлено:

- система железо – медь – сера - кобальт в рудах Высокогорского месторождения гетерогенна
- форма рудных тел обусловлена первичными вулканогенно-осадочными процессами и последующими дислокативными нарушениями;
- первично-осадочные рудные тела с убогой сернистой минерализацией обогащены наложенной медной минерализацией, образующей гнезда¹, которые являются объектами селективной разработки месторождения с целью комплексного использования минерального сырья.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Железорудные месторождения СССР. Железорудная база черной металлургии СССР/ Под. ред. акад. И.П.Бардина. - М.: Изд-во АН СССР, 1957. - 566 с.
2. Железорудные формации Среднего и Южного Урала. - М.: Наука, 1989. - 251 с.
3. Мягков В.Ф. Геохимический метод парагенетического анализа руд. - М.: Недра, 1984. - 126 с.
4. Овчинников Л.Н. Контактово-метасоматические месторождения Среднего и Северного Урала. Тр. Горно-геологического ин-та, вып. 39. - 1960. - 456 с.
5. Петруха Л.М. О геохимической зональности рудных тел медноколчеданных месторождений // Геология, поиски и разведка рудных и нерудных месторождений полезных ископаемых/ СГИ. -Свердловск, 1989. - С.31-36 .

УДК 553.32(470.5)

К.В.Хуттер-Кукконин

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МАРГАНЦЕВЫХ РУД СОБСКОЙ ПЛОЩАДИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В современной структуре шельфовые и батиальные палеозойские отложения Лемвинской зоны протягиваются в виде прерывистой полосы аллохтонов и параавтохтонов вдоль западного склона Полярного Урала. Породы Лемвинской зоны, по последним представлениям, формировались на континентальном склоне пассивной окраины Восточно-Европейской платформы. В целом района характерно чешуйчато-надвиговое строение (рис.1). Рудопроявления и прямые рудные находки Собской площади на севере Лемвинской зоны контролируются углеродисто-карбонатным терригенным комплексом няньворгинской свиты (D_3 — C_1^{m}), мощностью до 700 м, а в ее составе франко-фаменской пачкой углисто-карбонатно-глинисто-кремнистых сланцев, фтанитов, прослоями доломитизированных известняков общей мощностью до 150 м. В основании этой свиты размещаются филлитовидные сланцы грубеинской свиты ($O_{1-2}gr$), которые перекрываются углеродисто-карбонатными терригенными отложениями яйоской свиты ($C_{1-2}ja$). Породы вышеописанных свит смяты в изоклинальные складки, запрокиннутые к северо-западу, интенсивно рассланцованны и замещены дислоцированы. Впоследствии стратифицированные рудные залежи подверглись низкотемпературным изменениям, катагенезу, начальному метаморфизму и гипергенезу. Это послужило основанием разделить оруденение на два крупных генетических типа: син- и эпигенетический.

Сингенетические руды

Образуют стратифицированные залежи пластиообразной формы мощностью от 10 см до 6 м, падающие под углом 45-75°. В оруденелой части разреза 150-200 м встречается не менее двух-трех рудоносных пачек средней суммарной мощностью до 9 м. Меньше распространены слойки-линзы марганцовистых кремней и алевролитов мощностью до 1-2 см, прослои углисто-кремнистых

карбонатных руд тонкослоистых плитчатых мощностью до 10-20 см. Первичные кремнистокарбонатные руды - это кремни, фтаниты, в различной степени обогащенные родохрозитом, мanganокальцитом, кутнагоритом и олигонитом; руды часто окварцеваны. Текстуры - тонкослонистая, массивная, прожилковая. Содержание MnO - 6-18 %, в среднем 10 %, MnO₂ - 0,1%, Fe₂O₃ - 0,8-15 %, FeO<0,1 %, P₂O₅ - 0,08-0,12 %, S_{min} - 0,11-0,7 %.

Карбонатные руды имеют аналогичный минеральный состав и схожие текстуры и структуры. Содержание MnO - 6-36 %, MnO₂ - 0,1 %, Fe₂O₃ - 3-15 %, FeO - 0,1 %, P₂O₅ - 0,05-0,20 %, S_{общ} - 0,02-0,3 %. По данным ПСА* в карбонатных и кремнисто-карбонатных рудах отмечены повышенные содержания Cu до 0,1 %, Zn до 0,05 %.

Эпигенетические руды

Сформировались при окислении первичных марганцевых руд в мезокайнозойских корах выветривания. Зона окисления руд имеет мощность в среднем 2 м. Коры выветривания относятся к площадному и линейно-трещинному типам. По генезису руды аттестуются как остаточные и отчасти инфильтрационно-остаточные. В зависимости от степени окисления исходного субстрата выделяют полуокисленные и окисленные марганцевые руды.

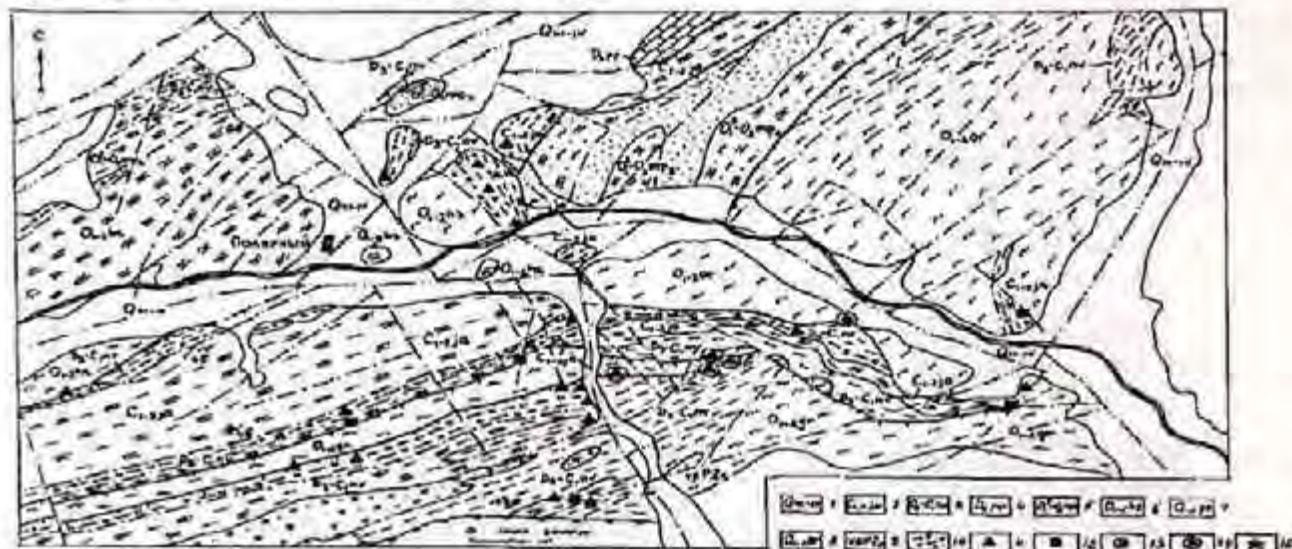


Рис.1. Геологическая карта марганицевоносности Собской площади (составлена по материалам АООТ "ПУГРЭ", 1998).

Условные обозначения: 1 - четвертичная система, рыхлые отложения; 2 - яйская свита, карбонатно-терригенно-утлеродисто-глинистые отложения; 3 - цицвиргинская свита, глинисто-кремнистые, углисто-карбонатно-терригенно-глинистые отложения; 4 - пайтульинская свита, известняки; 5 - малопайтульинская свита, песчаники и алевролиты часто на карбонатном цементе, песчано-кварцитовидные, реже гравелиты, конгломераты, сланцы карбонатные; 6 - харбейшорская свита, карбонатно-терригенно-сланцевые отложения; 7 - грубенинская свита, серцицит-хлорит-альбит-кварцевые сланцы; 8 - орангская свита, сланцы серцицит-хлорит-альбит-кварцевые полосчатые серо-зеленые; 9 - габбро-долериты; 10 -rudовмещающая пачка: углисто-карбонатно-глинисто-кремнистые сланцы, фаниты, прослои доломитизированных известняков; 11-15 -рудопроявления: 11 - окисленных руд в кремнистых сланцах, 12 - карбонатных и оксидно-карбонатных стратифицированных руд, 13 - окисленных руд в зеленосланцевых образованиях, 14 - солевые-богатые железо-магнезиевые руды, 15 - силикатных руд (метаморфического генезиса).

14 - озерно-болотные железо-марганцевые руды, 15 - стипикатных руд (метаморфогенного генезиса).

* ПСА - полный спектральный анализ

Полуокисленные (оксидно-карбонатные) руды характеризуются слоистой, брекчиевидной, просечково-слоистой и прожилковой текстурами. Распространенные минералы марганца - псиломелан, вернадит в подчиненном количестве присутствуют пиролюзит, тодорокит, рансьеит, исутит, в виде реликтов карбонаты марганца. Содержание MnO - 10-26 %, MnO₂ - 0,1-0,11 %, Fe₂O₃ - 2-15 %, FeO - 0,1-2,5 %, P₂O₅ - 0,04-0,2 %, S_{общ} - 0,1-3 %.

В богатых окисленных (оксидных) рудах первично-осадочные текстуры практически не сохраняются. Среди других оксидов марганца увеличивается содержание пиролюзита и исутита. Содержание MnO - 4-11 %, MnO₂ - 10-36 %, Fe₂O₃ - 5-12 %, FeO - 0,05-2,5 %, P₂O₅ - 0,05-0,1 %, S_{общ} - 0,1-3 %. По данным ПСА в рудах отмечены повышенные содержания Co, Pb до 0,01 %, Ni до 0,03 %, Cu, Zn, V до 0,1 %, Ge до 0,001 %.

Бедные окисленные руды образуются по марганцовистым известнякам и алевролитам, характеризуются землистыми и щебенистыми текстурами. Главные рудные минералы - псиломелан, вернадит, пиролюзит. Содержание MnO - 1-6 %, MnO₂ - 3-10 %, Fe₂O₃ - 0,3-4 %, FeO - 0,05-0,5 %, P₂O₅ - 0,1-0,5 %, S_{общ} - 0,1-1 %.

В местах неглубокого залегания марганценосных толщ они могут не только окисляться с формированием коры выветривания, но и питать марганцем грунтовые воды. При разгрузке последних в позднечетвертичные торфяники формируются гипергенные концентрации марганца в составе болотных руд. Содержание MnO_{общ} - 7-13 %, Fe₂O₃ - 17-56 %, P₂O₅ - 0,2-1,5 %, S_{общ} - 0,02 %.

Минеральные ассоциации, текстуры и структуры руд на различных этапах формирования

Руды	Этап		
	седиментационно-диагенетический	метаморфогенно-гидротермальный	гипергенный
Рудовмещающая матрица	Кремнистый, кремнисто-карбонатный осадок с примесью глинистого и органического вещества	Кварц, кальцит, плагиоклаз, хлорит, амфибол, гидрослюдя, апатит, магнетит, гематит	Каолинит, монтмориллонит, гидрослюдя, гидрохлориты, кварц, лимонит, гидрогематит
Марганцевый ряд	Родохрозит, мanganocalцит, олигонит, кутнагорит, рентгеноаморфные гидрокислы железа и марганца	Родохрозит, мanganocalцит, Mn-стильномелан, спессартин, родонит, тефроит, пироксмангит	Псиломелан, вернадит, исутит, рансьеит, пиролюзит, тодорокит, романешит
Текстуры	Массивная, тонко-микролинзовидно-слоистая	Брекчиевидная, прожилковая, пятнистая, полосчатая, массивная	Массивная, щебенистая, пятнистая, брекчевая прожилково-каемчатая, просечково-слоистая
Структуры	Пелитоморфная, комковатая, густковая	Перекристаллизационные, лепидограно-нематобластовая, порфировая	Стрытоказтальлическая, дробления, катаклаза, пористая, замещения

В зоне надвига (ниже зоны меланжа) массива Рай-Из обнаружены многочисленные обломки силикатных руд метаморфогенного генезиса, среди них выделяют: стильномелановые (MnO - 6-7 %, Fe₂O₃ - 20-23 %, MnO₂, FeO до 0,1 %), кварц-спессартиновые (MnO - 6-8 %, MnO₂ до 0,1 %, Fe₂O₃ - 13-24 %, FeO - 4-5 % и карбонатно-силикатные руды. Последние состоят из родохрозита, тефроита, мanganocalцита, родонита, пироксмангита, спессартина (MnO - 22-34 %, MnO₂ до 1 %, Fe₂O₃ - 0,2-2 %, FeO - 0,1-2 %).

Таким образом, проявления марганцевого оруденения Собской площади относятся к осадочному, гипергенному ("марганцевые шляпы"), озерно-болотному и метаморфогенному генетическим типам.

Имеющийся фактический материал по минеральному составу и строению изученных типов руд Собской площади позволяет выделить генетические группы минеральных ассоциаций, характеризующих влияние различных процессов на формирование объекта: седиментогенеза и диагенеза, метаморфизма и гидротермальных проявлений, гипергенеза (см.таблицу).



Рис.2. Шл Т-12-1:
1 - вытянутые кристаллы родохрозита,
2 - тонкозернистый кварц. Увел. 100, с
анализатором

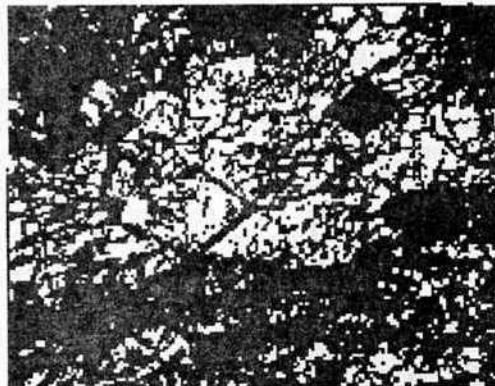


Рис.3. Шл.1353:
1 - ромбический кристалл родохрозита,
по краям окислен, 2 - псевдоморфоза
псиломелана по родохрозиту. Увел.100,
без анализатора



Рис.4. Сбр.Т-22-1:
Монокристалл родохрозита-1,
корродируется, замещается массой
палочковидных, колбочковидных
кристаллов псиломелана - 2. Увел.23 тыс.
Метод реплик



Рис.5. Аншл.Т-12-1/2:
1 - пиропозит, 2 - псиломелан, 3 -
тонкозернистый кварц и родохрозит.
Увел.82, с анализатором

Родохрозит $MnCO_3$ является основным рудообразующим минералом в сингенетических карбонатных рудах. Он представлен скрытокристаллическими тонко-мелкозернистыми массами, имеющими за счет тонкораспыленных гидроокислов железа и углеродистого вещества желтовато-

бурый, серый цвет. Скрытокристаллические формы рохохрозита слагают либо линзовидные слойки (рис.2), либо плотные массивные массы. Кристаллические формы образуют акрапленность идиоморфных ромбических кристаллов в кремнистой массе (рис.3). Кроме того, достаточно часто отмечаются крупнокристаллические (0,2-1 мм) разности рохохрозита, слагающие сложную сеть прожилков, гнезда, сгустки в кремнисто-карбонатной массе. В полуокисленных рудах рохохрозит вместе с кварцем, кальцитом, манганокальцитом цементирует обломки, сложенные псиломеланом и вернадитом. Результаты рентгеновского анализа карбоната марганца в нескольких пробах показали, что он представлен практически чистым рохохрозитом с небольшой примесью железа. На дифрактограммах рохохрозит характеризуется следующими отражениями: 1,406, 1,45, 1,53, 1,55, 1,77, 1,98, 1,993, 2,17, 2,4, 2,84, 3,66.

При изучении оксидов и гидрооксидов марганца было установлено, что они имеют весьма несовершенную кристаллическую структуру и представлены в основном рентгено-аморфными разновидностями псиломелана и вернадита. Некристаллическое строение этих минералов вызвано тем, что они образовались преимущественно в зоне гипергенеза по привичным карбонатным рудам, замещая карбонаты марганца (см.рис.3), находящиеся в тесной ассоциации с кварцем, слюдой, железистым хлоритом и другими минералами. Псиломелан, легко возникая в процессе окисления, является главным рудным минералом зоны гипергенеза. Он представлен достаточно мягкими, порошковатыми, сажистыми образованиями, от черного до стальносерого цвета, в отраженном свете проявляет низкую отражательную способность (рис.5).



Рис.6. Обр И-1:

Тройниковые сростки игольчатых кристаллов романешита. Увел.14 тыс., метод реплик

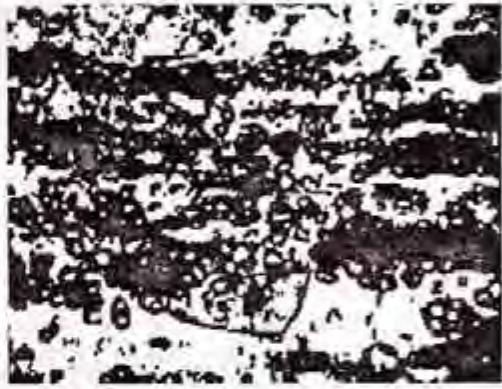


Рис.7. Шл.137/13:

1 - зернистый спессартин, 2 - линзообразный гематит, 3 - бустамит, 4 - иголочки амфибила. Увел.100, без анализатора

Вернадит- δ -MnO₃ находится в тесной ассоциации с псиломеланом и встречается в виде порошковатых и землистых масс в небольших скоплениях. Вернадит шоколадно-бурового цвета, легкий, пористый, очень мягкий. Весьма несовершенная структура этих минералов подтверждается и данными рентгеноструктурного анализа. На дифрактограммах вернадит и псиломелан характеризуются размытыми отражениями в областях: 1,42-1,45, 1,656, 2,19-2,127, 2,43, 2,35-2,39, 6,6.

Неутит - γ -MnO₂ распространен крайне ограниченно, он слагает обломки размером 0,6-1 мм, сцепментированные катаклазтическим кварцем. На дифрактограммах он обнаруживает отражение в областях 1,64-1,65, 2,35-2,43, 3,8-3,48.

Рансьенит (Ca, Mn)²⁺Mn₂O₃H₂O наблюдается в виде тонкочешуйчатых агрегатов, заключенных в массе псиломелана и вернадита. На дифрактограммах типичные для минерала отражения - 2,34, 7,4.

Романешит ($\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{3+})\text{O}_{10}$) установлен благодаря изучению оксидов марганца под электронным микроскопом. Для минерала характерны выделения в виде мелких игольчатых кристаллов, часто образует тройниковые сростки (рис.6).

Гранат - наиболее часто встречающийся минерал из силикатов марганца, принадлежит к изоморфному ряду спессартин - альмандин с формами ромбододекаэдр и комбинацией ромбододекаэдр с тетрагонитриоктаэдром. Величина кристаллов обычно измеряется первыми сотнями миллиметра (рис.7). Значительно реже в силикатных рудах распространены родонит, тефроит, бустамит (см.рис.7) в виде изометрических таблитчатых кристаллов размером десятичесотые доли миллиметра.

Пироксантит ($\text{Ca}, \text{Mn}, (\text{Mn}, \text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{Si}_2\text{O}_5]$) (проба - 137/20) установлен в силикатных рудах впервые на Полярном Урале, в виде небольших прожилок, пятен, слойков размером до 5-10 мм, среди тонкозернистой массы родохрозита и спессартина. Размер зерен 0,2-0,3 мм. Минерал имеет светло-розовый цвет, находится в тесной ассоциации с тонкозернистым кварцем. На рентгенограммах обнаружены характерные для минерала отражения: 1,876-1,864, 2,05, 2,19, 2,42, 2,62, 2,65, 2,69, 2,85, 2,97, 3,04, 3,14, 3,34, 3,48, 3,78, 4,69, 6,70, 7,06.

В результате проведенных работ были уточнены и дополнены данные по минеральному составу руд, впервые на площади открыты минералы - романешит, пироксантит.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бетехтин А.Г. О генетических типах марганцевых месторождений // Изв. АН СССР. Серия геол. - 1944. - №4.
2. Дембовский Б.Я. Внутреннее строение Лембинского альлюхтона (западный склон Полярного Урала) // Геотектоника. - 1981. - №6. - С.48-53.
3. Наседкина В.Х., Коняева И.Д., Шишкун М.А. Вещественный состав марганцевых и железных руд Парнокского месторождения (Полярный Урал) // Марганцевые руды: Тез. докл. Междуведом. сов. - СПб, 1992. - С.73-74.
4. Осадочные формации Лембинской зоны Урала и перспективы их рудоносности / Елисеев А.И., Юдович Я.Э., Беляев А.А., Кетрис М.П. - Сыктывкар, 1966. - 28 с. (Сер. препринтов. сообщ. "Научные доклады" / АН СССР. Дома Фил. вып. 151).
5. Пучков В.И. Батиальные комплексы пассивных окраин геосинклинальных областей. - М.: Наука, 1979. - 260 с.
6. Рамдор П. Рудные минералы и их срастания. - М.: Изд-во иностр. лит., 1962.
7. Силаев Э.И., Ширяева Л.И. Парнокское железо-марганцевое месторождение (Полярный Урал) // Геол. руд. месторожд. - 1995. - Т.37, №5. - С.445-456.
8. Чухров Ф.В., Горшков А.И., Дриц В.А. Гипергенные окислы марганца. - М.: Наука, 1989.
9. Юдович Я.Э., Шишкун М.А., Лютиков Н.В., Кетрис М.П., Беляев А.А. Геохимия и рудогенез черных сланцев Лембинской зоны Севера Урала. - Сыктывкар: Пролог, 1998. - 340 с.

УДК 553.96 : 470.5 + 574

В.И. Русский, Т.В. Русская

О ПРОЯВЛЕНИИ МЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛО-ТУРГАЙСКОЙ ЗОНЫ

Из всех этапов фанерозойского торфоугленакопления на восточном склоне Урала и в Тургайском прогибе наиболее изученным и значимым с точки зрения связанных с ним концентрированных масс органического вещества является раннемезозойский. На этом этапе в рассматриваемом регионе образовались угленосные формации (УФ), в составе которых известны и в

разной степени освоены угольные бассейны, угленосные районы (УР) и отдельные месторождения, объединяемые нами в Урало-Тургайскую зону (УТЗ). Несмотря на хорошую в целом изученность этих УФ, некоторые вопросы, в частности характер и следствия проявления в них мезозойской активизации, освещены в литературе, по нашему мнению, недостаточно полно, что и явилось причиной написания настоящей статьи.

При детальных исследованиях литолого-фациального состава угленосной толщи Кызылтальской депрессии, проводимых в 80-х годах сотрудниками кафедры ГМПИ СГИ (ныне УГГГА), в угольных пластах Карабулакского месторождения нами была встречена гипогенная эпигенетическая по отношению к ним минерализация - окварцевание, карбонатизация.

Здесь, в северо-восточной части Кызылтальской депрессии, вблизи регионального ограничивающего ее разлома [1], в существенно фюзенолитового состава пласте V угольного горизонта (скв. 2079, гл. 183,7 - 206,0 м), мощность окварцованного интервала составляет около 1 м. Уголь минерализованной части пласта более плотный, тяжелый, зольность его возрастает до 36 % по сравнению с 13 и 6 % A^d выше и ниже расположенных интервалов опробования; в нем несколько понижена величина выхода летучих веществ ($V^{daf} = 37\%$). В шлифах из этого угля преобладают субпараллельные прожилки кварца шестоватой структуры, ориентированные обычно по трещинам, совпадающим с наслоением. Размеры зерен в них 0,01 × 0,3 мм. В подчиненном количестве между прожилками шестоватого кварца наблюдаются его более мелкозернистые агрегаты полигональных зерен. Встречаются и более поздние прожилки кварца, ориентированные почти вертикально, т.е. почти перпендикулярно к преобладающим прожилкам более ранней генерации. Вторым районом, где нами наблюдалась наложенная кварцевая минерализация, является южная часть Эгинсайского буроугольного месторождения в Убаганской группе. Здесь по нескольким пластопересечениям в шлифах из окварцованного угля преобладает микрозернистая полигональная структура с изометричными мелкими (обычно 0,01 - 0,08 мм) зернами кварца, участками среди которых наблюдаются прожилки кварца шестоватой структуры с зернами несколько большего размера (около 0,08 мм).

Гипогенная карбонатная минерализация в Приишимской группе месторождений была встречена нами в уже упомянутой выше северо-восточной части Кызылтальской депрессии (скв. 2078, в 1 км в западу-северо-западу от скв. 2079, V угольный горизонт). Здесь в шлифах, изготовленных из плотных с повышенной зольностью фюзитов того же мощного угольного пласта, наблюдаются карбонаты кальция, заполняющие клеточные полости растительных тканей, а чаще в виде субпараллельных линзочек и прожилков - трещины, ориентированные по наслоению угольного вещества. В одних прожилках (линзочках) карбонат представлен пластинчатыми ксеноморфными зернами, размер которых варьирует от 0,01 до 0,35 × 0,6 мм, с совершенной спайностью в трех направлениях и низкой интерференционной окраской (I порядка), в других - трещины заполнены волокнами карбоната, ориентированными удлинением перпендикулярно стенкам и имеющим высокую интерференционную окраску (IV порядка). Напомним, что развитие кальцита в форме ветвящихся прожилков мощностью 2-4, редко 7 мм описывала и Е.И. Тараканова (1960) в углах Кушмурунского месторождения.

В отмеченных выше для Кызылтальской депрессии случаях кварцевая и карбонатная минерализации в угольном пласте, сопровождаемые в близких интервалах разрезов и пиритизацией, по форме выделения и интенсивности развития мало походят на минералообразование стадии диагенеза или раннего катагенеза, а являются, по нашему мнению, проявлениями мезозойской активизации.

Если для месторождений Приишимской группы описанная выше гидротермальная минерализация является первым установленным фактом проявления этого вида мезозойской активизации, то в месторождениях Убаганской группы последняя проявлена гораздо шире и более разнообразно. Так, А.Г. Бер (1949) в скважине к югу от Эгинсайской депрессии встретила долериты и базальты, прорывающие аргиллиты юрского возраста. Е.И. Тараканова (1956) установила в северной части Эгинсайской депрессии залегание базальтов среди нижнеюрских угленосных отложений. В

базальтах ею обнаружены прослои аргиллитов и алевролитов, а также включения углей, спорово-пыльцевой комплекс которых аналогичен таковому угольных пластов этой депрессии и датирован ранней юрой. Е.А. Мазина и О.К. Ксенофонтов (1961) описывают в районе Кушмурунской депрессии силлы и дайки липаритов, микрогранитов и гранит-порфиров и датируют их возраст триасом-юрой. В самой северной части Тургайского бассейна на наличие базальтов в низах разреза угленосной карашиликской серии на одноименном месторождении указывала М.В. Бунина (1971). И, наконец, А.И. Ивлев, В.Н. Венков и Г.И. Шестак (1994) связывают развитие флюоритовой и цеолитовой минерализации, сопровождаемых аргиллизацией вмещающих пород в борту Кушмурунского грабена с раннемезозойским постколлизионным (посторогенным) рифтогенезом - тафрогенезом в северо-западной части Тургайского прогиба.

Назовем теперь некоторые известные факты проявления мезозойской активизации в раннемезозойских УФ восточного склона Урала. Так, З.И. Ситникова (1954) для Назаровской депрессии триасового возраста, расположенной восточнее Челябинского грабена, описывает в разрезе, вскрытом разведочными скважинами под меловыми отложениями, угленосную толщу, включающую пластовые залежи диабазов, диабазовых порфиритов и базальтов. В.И. Носаль (1955) описывает в восточной прибрежной части Камышинского УР разрез чумлякской свиты (средняя свита угленосных отложений Челябинского бассейна, В.Р.), «... состоящей из туфов и туфо-конгломератов вверху, туффитов и аргиллитов с пропластками бурого угля и подчиненными туфами - в нижней части...», при этом в туффитах этот исследователь отмечает «... присутствие обломочеков бурых углей...». В сводной монографии К.П. Иванова (1974) о триасовой трапповой формации Урала говорится о наличии вулканитов в калачевской свите челябинской угленосной серии. А.А. Рассказов с соавторами [7] описывают в районе Коркинского карьера надвиг на угленосную толщу девонских эфузивов, которые «... в зоне тектонического контакта сильно каолинизированы...», а в окружающих породах и по зеркалам скольжения - дисульфиды железа.

В Буланаш-Елкинском УР, в разрезе буланашской свиты Дальне-Буланашского месторождения, В.Т. Тужикова отмечала слой пеплово-карбонатных туфов мощностью 5 м [8]. Она не исключает связь с глубинным источником и эпигенетической пиритовой и кальцитовой минерализации в буланашских углях. Первый минерал встречается в виде тонких пленок, «...которые располагаются на плоскостях трещин, образованных в результате тектонических подвижек...», второй присутствует в виде жил, прожилков, пленок мощностью 0,5 - 2 мм, реже друз, выполняющих трещины. В более ранней работе В.И. Тужикова (1956) пишет о развитии в этом районе пирокластических и лавовых образований, одновозрастных с породами нижней части УФ. С раннемезозойской автономной тектономагматической активизацией М.С. Рапопорт и А.Г. Баранников [6] связывают прожилково-вкрашенную золото-сульфидную минерализацию, встреченную в районе Буланашского угольного месторождения (Шуб и др., 1985). Минерализация приурочена к плоскости, по которой нижнекаменноугольные терригенно-карбонатные отложения надвинуты на верхнетриасовую угленосную толщу. Те и другие дислоцированы в приразломной зоне и перекрыты верхнемеловыми и палеогеновыми осадочными породами. В непосредственной близости от зоны минерализации развиты дайки риолито-дакитов с калий-argonовым абсолютным возрастом 242 ± 9 млн. лет и, по предположению М.С. Рапопорта и А.Г. Баранникова, комагматические кислым вулканитам траппов туринской серии [6].

Наряду с описанными выше проявлениями в рассматриваемых УФ внутриплитного рифтогенно-активационного магматизма и гидротермальной деятельности, пликативная и дизьюнктивная постседиментационная тектоника представляет собой широко известное явление. В Тургайском бассейне разрывные нарушения, выявленные в триасовых и юрских угленосных отложениях, являются в большинстве случаев постседиментационными и не выходят за пределы нижнемезозойского структурного подэтажа [1].

Для восточного склона Южного Урала и Южного Зауралья Н.И. Архангельский, Г.И. Вялухин, Л.А. Умова и В.П. Шатров (1968), признавая участие блоковых конседиментационных движений в формировании нарушенных форм залегания нижнемезозойских угленосных толщ,

считают, что главные складкообразовательные процессы произошли после их накопления. По их мнению, верхний возрастной предел этих процессов определяется возрастом наиболее древних слабо дислоцированных толщ, какими, например для Челябинского бассейна, являются средне-верхнелейасовые отложения.

Время возникновения надвигов в восточных бортах депрессии восточного склона Урала, выполненных верхнетриасовыми угленосными отложениями, допускается как поздний триас (Расулов, 1980) - ранняя юра (Бочкирев, 1964), с последующими подвижками по ним в позднем мезозое и в период новейшего этапа развития Урала. О раннеюрском возрасте пологих надвиговых нарушений в бортах Волчанско-Григорьевской, Богословско-Веселовской, Буланаш-Елкинской и Челябинской впадин, когда период растяжения (заложения впадин) сменился сжатием (дислоцированностью выполняющих их отложений), пишут М.С. Рапопорт и А.Г. Баранников [6]. По их мнению, в платформенный этап развития Урала и Зауралья происходила смена напряжений растяжения и сжатия, оказавших «...значительное влияние на активизацию тафрогенного внутриплитного магматизма и гидротермальных процессов...» (в том числе и в нижнемезозойских угленосных отложениях УТЗ. - В.Р.).

В Убаганской группе месторождений, кроме выше отмеченных проявлений магматизма и гидротермальной минерализации, обращает на себя внимание аномально высокое содержание серы в углях некоторых депрессий (см.таблицу), которое не может быть объяснено только ее возникновением на стадиях седименто- и литогенеза). Напомним, что по данным Л.Г. Кузнецовой содержание серы в низинных (имеющих наибольшие содержания этого элемента) внутренконтинентальных торфяниках изменяется в пределах 0,23 - 1,51 %, составляя в среднем 0,43 % (Кизильштейн, 1975). Известно, что угли некоторых месторождений Тургайского бассейна относят к числу наиболее высокосернистых углей стран СНГ [3]. Так, при среднем содержании серы (здесь и далее - S_t^d) в углях разведанных запасов стран СНГ 0,9 %, в общих ресурсах - 0,5 - 0,6 % [3], а для большинства месторождений Тургайского бассейна - 0,3 - 1,1 % угли отдельных месторождений бассейна имеют резко повышенные содержания серы (см.таблицу, в единичных пробах до 28 %, [2]. В.Р. Клер с соавторами указывают на средние содержания серы «...преимущественно для высокосернистых углей...» Тургайского бассейна - 2,5 %, а в Эгинсайском и Кушмурунском месторождениях - 5 % [3]. М.В. Бунина и Р.В. Шулятикова [2] отмечают, что наиболее сернистыми являются угли Черниговской и нижней части кушмурунской (пласти Нижний Мощный и Промежуточные) свит (J_1). Среднее содержание серы в этих пластах 4 - 4,5 %, а в целом сернистость углей нижнеюрского возраста почти в 2 раза выше, чем углей средней юры (1,5 % против 0,8 %).

Характер проявления мезозойской активизации и показатели качества нижнемезозойских углей восточного склона Урала и Тургайского прогиба

Бассейн, УР, месторождение; угленосная серия, свита, их возраст, ссылка	Палеозойские структуры первого порядка (по И.Д.Соболеву и др., 1983)	Грабены, депрессии, впадины, вмещающие угленосные отложения; их возраст	Характер проявления мезозойской активизации	Показатели качества углей						
				марка	10 Ra, %	Ro, %	C ^{daf} , %	V ^{daf} , %	S _t ^d , %	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
Северо-Сосьвинский УР, [4,8,10]:	Тагило-Магнитогорский прогиб			2Б-3Б						
Люльинское место-рождение, ятринская свита, T_3	-«-	Люльинская, T_3	Тектоника				70,2-71,5	43,4-45,1	0,3-0,5	

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Тольянско-Отеринское месторождение, тольянская свита, J_3	-и-	Тольянская, J_3 , ?	Тектоника				68,6	45,4	0,4
Серовский УР, [4,7,8,9]; волчанская свита, T_3 ; Григорьевское месторождение	-и-			2Б-3Б	63	0,35			
	-и-	Григорьевско-Волчанская, T_3	Тектоника	2Б			69,8	46,6	1,2
Волчанское месторождение Богословское месторождение	-и-	Богословско-Волчанская, T_3	Тектоника Тектоника	2Б 2Б			69,5 66,1	45,5 48,1	0,6 0,4
Веселовское месторождение Атюсское месторождение, занурская свита, $J_{1,2}$	-и-	Атюсская, J_1-J_2	Тектоника Тектоника	2Б 1Б-2Б			69,5 67,3	46,8 50,2	0,6 1,6
Орский бассейн [2, 5, 8]; Восточно-Уральское (Мамытское) месторождение, романкульская свита, J_3	-и-	Орская, T_1	Тектоника	2Б			69-71,5	40,8-44,2	0,9-1,9
Буданаш-Елонинский УР [2, 8, 9]; буданашская свита, T_3	Восточно-Уральский прогиб	Буданаш-Елонинская, T_3	Тектоника, магматизм, гидротермы						
Буданашское месторождение	-и-	-и-	-и-	Д-Г			78,7-83,1	32,7-42,4	0,8-2,5 1,3
Далане-Буданашское месторождение	-и-	-и-	-и-	Д-Г			74,7-80,5	38,1-42	0,8-2,5 1,3
	-и-	-и-	-и-	Д			66,9-75,4	44-46,4	0,5-1,7 1,4
Елонинское месторождение Челябинский бассейн [4,5,7,8]: западная свита, T_3 ; копейская свита, T_3 ; коркинская свита, T_3		Челябинский, T_1	Тектоника, магматизм, гидротермы	3Б-Д	68 79 71 70	0,45 0,53- 0,62 0,57 (10)	69,1-72 75,5 73 48	40-44 38,1 48	0,8-1,2 0,9 1,4
Сугомская свита, J_1 ; Түргайский бассейн [1, 2, 5, 10], карашлихская серия, T_1	Тобольско-Убаганское поднятие				67		68,4	48	1,0
Карашлихское месторождение, карашлихская свита Севастопольское месторождение, ушакольская свита		Карашлихская, $T_{1,2}$ Севастопольская, T_3	Тектоника Тектоника, магматизм, гидротермы	2Б Д			71	45	2,8
Бурлукское месторождение, ушакольская и бурлукская свиты		Бурлукская, T_3	-и-	Д			74-78	28-41	0,1-2,7 1,4
Балкульдакское месторождение, бурлукская свита		Балкульдакская, T_3	Тектоника	2Б			71	48	1,4
убаганская серия: Убаганская группа, $J_{1,2}$: Кушмуринское месторождение		Кушмуринская, J_1	Тектоника, гидротермы	2Б			70,3	42-50	0,2-10 2,9

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Харьковское месторождение		Кушмурунская J ₁ , Эгинсайская, J ₁	Тектоника	2Б			69,9	48,1	0,8
Эгинсайское месторождение			Тектоника, магматизм, гидротермы	2Б		0,33- 0,35 0,34(5)	70- 70,2	48- 48,8	0,2-17,4 3,0-3,4
Приозерное месторождение		Эгинсайская, J ₁	Тектоника, гидротермы	2Б			70,1	49	0,1-15 1,0
Черниговское месторождение Пришишская группа:	Аксуатский прогиб	-**-	Тектоника	2Б 2Б			67,5	59	0,3
Жаныспайское месторождение, кушмурунская свита, J ₁ Кызылтальская свита, J ₂ : Савинковское месторождение		Жаныспайская, J ₁ ? Савинковская, J ₁ ?	Тектоника	2Б			71,1	43	0,7
Кызылтальское месторождение		Кызылтальская, T ₃	Тектоника		6,1	0,3	66	43	0,6
Орловское мест-е			Тектоника			0,42	71,3	45	1,1
Монддинское мест-е			Тектоника			0,50(3)			
Карабулакское мест-е			Тектоника, гидротермы			0,36- 0,47 0,41(5)			
Поисковые участки			Тектоника			0,29- 0,54 0,42(22)			
Мхатовское мест-е, дубайская свита, J ₂		Мхатовская, J ₁	Тектоника				74,4	43	0,6

Примечание: Величины показателей отражения витринита приведены: для Кызылтальского и Орловского месторождений - по Л.В. Толеубаевой [10]; для Челябинского бассейна: Ra по свитам - по Л.В. Анфимову, 1994; Ra и Ro общие - по И.Е. Стукаловой [7]; все остальные определения Ro выполнены для кафедры ГПИ в угольной лаборатории ВУХИН (Д.Д. Журавлева, И.Я. Фаткулин).

Эти авторы обращают также внимание на то, что «...количество серы в углях пласта НижнегоМощного особенно увеличивается на тех участках, где пласт ложится почти непосредственно на базальты туринской серии...» [2]. Расчеты по балансу серы в углях основных месторождений Убаганской группы показывают, что при незначительной доле сульфатной серы на органическую и пиритную серу приходится основное количество этого элемента (соотношение около 1:1). А если принять во внимание, что максимальные содержания органической серы, приводимые М.В. Буниной, Р.В. Шулятиковой и К.Г. Гавриловой [2], не превышают по отдельным месторождениям 3,33 - 4,3 %, то доля ее пиритной части в аномально высоких содержаниях является доминирующей.

Обычно регионально высокую сернистость углей объясняют их формированием в прибрежно-морской обстановке, обеспечивающей контакт торфяного массива с морскими водами (Еремин, Броновец, 1994). С областями же внутренеконтинентального торфонакопления, как правило, связаны низкосернистые угли. В последнем случае встречающиеся иногда локальные участки с повышенным содержанием серы связывают с наличием галогенно-сульфатных толщ в окружающих зону торфоугленакопления областях (Кизильштейн, 1975). Поскольку в непосредственном окружении раннемезозойских угольных месторождений УТЗ неизвестно галогенно-сульфатных толщ, логично связать повышенные в ряде угольных месторождений содержания серы с ее поступлением с гидротермальными растворами, т.е. в конечном счете с проявлением мезозойской активизации.

В таблице приведены некоторые показатели качества углей (Ra и Ro - показатели отражения витринита соответственно в воздухе и в иммерсии, %; C^{daf} и V^{daf} - содержание углерода

и выход летучих веществ на горючую массу, %; S⁴ - содержание общей серы, %) нижнемезозойских УФ УТЗ, являющиеся авторскими материалами кафедры ГПИ, или заимствованные нами из наиболее полных сводных литературных источников [1, 2, 4, 5, 8, 9, 10]. А.А. Рассказов с соавторами [7] публикуют сведения по марочному составу углей Северо-Сосьвинского и Буланаш-Елкинского УР, отличающиеся от результатов изучения углей этих объектов, главным образом, уральских исследователей. Мы ограничимся лишь упоминанием об этой публикации, а в таблице поместим средние и наиболее часто встречающиеся значения показателей качества и марок углей из литературных источников, помещенных в библиографический список к нашей статье.

Исследователи угольных месторождений восточного склона Урала обращали внимание на неодинаковую степень метаморфизма одновозрастных углей (Черноусов, 1959; [8] и др.). Этому явлению, по их мнению, могли быть разные причины. Во-первых, некоторое увеличение степени углефикации (возрастание С⁴ и уменьшение V^{daf}) со стратиграфической глубиной залегания угляного пласта в разрезе угленосной толщи объяснялось ими региональным метаморфизмом (правило Хильта). Во-вторых, возрастание степени метаморфизма углей в наиболее тектонически нарушенных участках депрессий или в непосредственной близости от надвигов связывалось с динамометаморфизмом [8]. В последних публикациях А.А. Рассказов с соавторами [7] и др.] объясняют увеличение степени метаморфизма углей их нахождением в зонах влияния долгоживущих активизированных разломов, где имели место «...тектонические движения, приводившие к стресс-метаморфизму и дополнительному притоку тепла из недр земли в виде ювелирных флюидов и газов...». Не исключено, что повышенные значения величины Ro углей Орловского и Монгольского месторождений, по сравнению с углами центральной и восточной частей Кызылтальской депрессии, обусловлены соседством первых с региональным разломом в западном ее борту, к которому пространственно тяготеет и описанная в настоящей статье гидротермальная минерализация.

Приведенный в настоящей статье материал позволяет сделать следующий вывод. В угленосных структурах, расположенных в Тагило-Магнитогорском и Аксуатском прогибах, увеличение степени метаморфизма углей вследствие проявления регионального или динамического метаморфизма если и имеет место, то в целом незначительно: угли остаются обычно бурыми в пределах одной, реже двух марок. В угленосных структурах Восточно-Уральского прогиба и в северной группе триасовых депрессий Тобольско-Убаганского поднятия, выполненных отложениями карашиликской серии, там, где в разрезе угленосной толщи присутствуют вулканиты (Челябинский и Буланаш-Елкинский грабены, Севастопольская и Бурлукская депрессии), повышенный тепловой поток зоны активизации вызывает отчетливое увеличение степени метаморфизма углей - переход углей бурых в каменные (до марок: D в Челябинском и Тургайском бассейнах, Г - в Буланаш-Елкинском УР и, возможно, выше; [7, 8]). Таким образом, мезозойская активизация проявляется в УФ УТЗ магматизмом, тектоникой, гидротермальной деятельностью и, как следствие, увеличением степени метаморфизма и, участками, сернистости углей.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Узлытуа, - Алма-Ата: Наука, 1984. - т.1. - 231 с.; т.2 - 199 с.
2. Геология месторождений угля и горючих сланцев СССР. - т.4, М.: Недра, 1967. - 476 с., т.5, кн.2. - М.: Недра, 1973. - 431 с.
3. Металлогенез и геохимия угленосных и сланценосных толщ СССР. Геохимия элементов. - М.: Наука, 1987. - 240 с.
4. Миронов К.В. Справочник геолога-угольщика. М.: Недра, 1991. - 365 с.
5. Петрография углей СССР. Вещественно-петрографический состав угольных пластов и качество углей основных бассейнов СССР: Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т.333 - Л.: Недра, 1986. - 248 с.
6. Рапоорт М.С., Баранников А.Г. Некоторые вопросы магматизма и эндогенной минерагении мезозоя Урала// Геология и минерагения подвижных поясов - Екатеринбург, 1997. - С.197-209.

7. Рассказов А.А., Скобелев С.Ф., Стукалов И.Е. Особенности влияния длительно развивающихся разломов на формирование угольных месторождений (на примере восточного склона Урала) // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии / Тр. ГИН, вып. 500. - М: Наука, 1998. - С. 60-72.
8. Тужикова В.И. История нижнемезозойского угленакопления на Урале. - М.: Наука, 1973. - 252 с.
9. Угольные месторождения и проявления Свердловской области: Справочник/Автор-составитель А.М. Сухоруков. - Екатеринбург, 1998. - 105 с.
10. Угольные пласты триас-юрских отложений азиатской части СНГ/ Препринт - Екатеринбург: УИФ «Наука», 1993. - 80 с.

УДК 551.31+577 (470)

В.И. Русский, Н.В. Волостнова

ФАЦИИ СОВРЕМЕННОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТОРФЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА)

Торф является вторым после угля не менее важным для Уральского экономического района видом каустобиолитов. Запасы торфа здесь имеют высокий уровень концентрации, а торфяные залежи весьма разнообразны по составу и качественным характеристикам. Это разнообразие торфов предопределяет многие направления его возможного использования. В последнее время возрождается интерес к торфу как к энергетическому сырью. Это обусловлено острым дефицитом угля на Урале и нарастанием проблем в нефтяной отрасли России. Расчеты института "Уралторфпроект" показывают, что развитие торфобрикетного производства позволит снизить почти на треть потребление дорогостоящего угля, завозимого для нужд муниципальной энергетики из других регионов. На реализацию этой задачи нацелена принятая правительством Свердловской области программа развития торфодобывающей промышленности на 1999-2000 гг. С учетом выше изложенного выяснение закономерностей строения и состава торфоносных отложений представляет практический интерес наряду с их научным значением как начальной стадии формирования углей.

Если фации ископаемых торфянников (угольных пластов) в литературе по угольной геологии рассмотрены для многих бассейнов и месторождений, то фациям современного торфонакопления посвящено ограниченное количество работ. Среди последних необходимо отметить, в первую очередь, статьи и фундаментальную монографию ученых ГИН РАН П.П. Тимофеева и Л.И. Боголюбовой по торфонакоплению в приморских областях [8]. Фациям же внутриконтинентального торфонакопления геологами-угольщиками удалено внимание вообще в единичных публикациях [1, 9]. При выделении фаций современного торфонакопления Урала (в основном на примере восточного склона Среднего Урала) мы прежде всего обратились к трактовке этого вопроса отечественными учеными-болотоведами. Так, К.Е. Иванов дает следующее определение фации: "... болотный микроландшафт, или фация, т.е. участок болотного массива, занятый однородной растительной ассоциацией или группой ассоциаций, или однородным комплексом растительных ассоциаций, характеризуется одинаковым микрорельефом, одними и теми же или закономерно чередующимися физическими свойствами верхнего растительного горизонта торфяной залежи и одинаковым водным режимом" [4].

Таким образом, по К.Е. Иванову, каждая фация характеризуется определенным типом фитоценоза. По мнению С.Н. Тюремнова [10], фация соответствует выделяемый торfovедами вид торфа, и основным диагностическим признаком при установлении фации является ботанический состав торфа.

Как известно, фитоценозы, отлагающие тот или иной вид торфа, развиваются в условиях определенного водно-минерального режима [5, 10]. Основные закономерности в размещении торфов разного ботанического состава на площади торфяника следующие. Лесные виды торфяного массива расселяются на дренируемых участках. Безлесные (топяные) группировки, представленные травами и мхами, формируются в условиях обильного увлажнения - на участках с сильно затрудненным стоком, подтопляемых речными или грунтовыми водами (т.е. там, где уровень воды стоит выше торфяного слоя). Лесотопиные группировки (травяно-лесные, древесно-моховые) занимают промежуточное положение. Отчетливо наблюдается довольно полное соответствие между современным распределением болотных фаций, если двигаться от периферии к центру торфяного болота, и сменами их во времени. Соотношение на площади типов торфов может быть самым разнообразным: то в пределах массива преобладают низинные торфы, а другие играют малую роль, то, наоборот, торфяное месторождение в основном представлено верховыми торфами, а низинные занимают лишь узкую полоску по его окраине. Тип растительности торфяника (низинный, переходный, верховой) определяется количеством и составом минеральных солей, находящихся в питавших торфяник водах; следовательно, характер питания определяет собой смену одного типа растительности другой. Что касается состава растительных комплексов в отдельных типах, то он, как отмечал Д.К. Зеров [3], зависит от водного режима торфяника, являющегося функцией, в границах одной климатической зоны, геоморфологии и геологического строения. Поэтому стратиграфия торфяных залежей, особенно на начальном этапе их формирования, определяется условиями залегания (геоморфологией) в увязке с составом пород, подстилающих и обрамляющих торфяной массив.

Торфяные залежи обычно состоят из нескольких парагенетически связанных (парагенезов, по П.П. Тимофееву и Л.И. Боголюбовой, [8]) видов торфа - фаций (в понимании торfovиков [4, 5, 10]). Последние выделяют четыре группы фаций: лесную, лесотопианую, топянную и проточную (см. таблицу). Группы генетически связанных фаций составляют тип торфонакопления. Перечисленные выше группы фаций отвечают собственно болотному типу торфонакопления, начинающемуся обычно с процесса заболачивания первоначально сухих почв и продуцирующему основное количество торфяного вещества. Некоторое его количество накапливается и в начальную стадию зарастания озер (или заторфования водоемов, по А.В. Пичугину, [5]) в виде торфянистых сапропелей (озерно-болотный тип накопления концентрированных масс органического вещества, хотя мы отдааем себе отчет в том, что образование сапропелей - это уже самостоятельный процесс, сопутствующий при определенных условиях торфонакоплению).

Не имея возможности поместить в таблице полное название каждого вида фаций современного торфонакопления на Урале (их около 60), приведем в качестве примера наименование хотя бы двух из них: фация древесно-осоковых лесотопианых низинных торфяных болот; фация осоковых проточных (пойменных) низинных торфяных болот. Таким образом, в полном названии фаций учтены все три основных принципа классификации: степень обводненности - проточности, характер водно-минерального питания и продуцирующий торф фитоценоз. Торфы каждой фации характеризуются определенными макроскопическими (макроструктура, цвет, физические свойства) и микроскопическими (ботанический состав, распределение и количественное соотношение микрокомпонентов, степень их преобразования) признаками.

Если сопоставить приведенную в настоящей статье типизацию фаций современного торfonакопления (см. таблицу) и классификацию фаций древнего (мезозойского) торfonакопления [6], то можно видеть, что предложенная нами схема фаций палеоторфяников в основном совпадает с группировкой фаций современного торfonакопления, составленной в соответствии с представлениями ученых-болотовиков. Это совпадение является, по нашему мнению, подтверждением правильности предложенной в свое время нами схемы генетических признаков углей разного фациального происхождения. В то же время она во многом не противоречит признакам, по которым выделены фации торфяных отложений областей голоценового приморского торfonакопления [8]. При сравнении древних [6] и современных (см. таблицу, [7]) фаций торfonакопления обращают на себя внимание, как минимум, два их отчетливых различия. Во-первых,

это увеличение количества фаций в торфяниках квартера, являющееся следствием большего разнообразия наземной растительности как результата ее эволюционного развития и лучшей (по сравнению с палеоторфяниками) ее сохранности на стадии раннего диагенеза. Во-вторых, это различие микрокомпонентного состава каустобиолитов фаций слабо обводненных лесных торфяных болот: преобладание гелифицированных макералов в четвертичных и фузенизированных - в юрских торфяниках, что является отличительными особенностями этих эпох торфонакопления.

Генетическая типизация фаций современного торфонакопления (на примере торфяных месторождений Среднего Урала)

Генетические типы торфо-накопления	Группы фаций, Аббревиатура фаций ископаемых торфянников [8]	Типы торфов (и торфяных болот) по режиму водно-минерального питания	Преобладающий торфообразующий материал	Способ накопления исходного материала	Степень обводненности проточности среды	Фации торфяных болот (зарастающих озер)
1	2	3	4	5	6	7
Болотные	Лесные ТЗЛ, ТПС	Низинные (эвтрофные)	Крупные деревья, подлесок, древесная листва, хвоя	Автохтонный	Болота слабой обводненности и заболоченные леса ("сухие" лесные, "полусухие" возвышенные болота) с низким уровнем грунтовых вод	Березовых, еловых, ольховых, сосновых, смешанных
		Переходные (мезотрофные)		*		Березовых, еловых, ольховых
	Лесостепные	Низинные (эвтрофные)	Остатки древесины и кустарников, подлесок, болотные травы, мхи	Преимущественно автохтонный	Болота слабо облесенные (травяно-лесные, древесно-моховые) средней обводненности переменного режима с частой сменой окислительной и восстановительной среды	Осоково-древесных, тростниково-древесных, хвоцево-древесных, вахтово-древесных. Древесно-осоковых, древесно-тростниковых, древесно-хвоцевых, древесно-вахтовых. Гипново-древесных, сфагново-древесных. Гипново-осоково-древесных, сфагново-хвоцево-древесных
		Переходные (мезотрофные)				Пушицево-древесных, древесно-осоково-пушицевых. Сфагново-древесных. Древесно-сфагновых, древесно-гипновых. Осоково-сфагново-древесных

Окончание таблицы

1	2	3	4	5	6	7
Бо ло тн ы й	ТПЛ Топяные, сильно обводнен- ные ТЗТ, ТЗО	Верховые (олиго- трофные)				Сосново-пушицевых. Сосново-сфагновых. Сосново-древесно- пушицевых. Сосново-пушицевых.
		Низинные (эвтрофные)	Болотные травы, мхи, могут быть кустарнички - восковнико- вые и вересковые (почти полное безлесье)	Автохтонное	Застойные обводненные болота избыточно-влажные (уровень воды выше или вровень с поверхностью)	Осоковых, тростниковых, хвощевых, вахтовых, смешанных. Древесно-гипновых, древесно-сфагновых. Гипново-осоковых, сфагново-осоковых, гипново-вахтовых, сфагново- тростниково- осоковых. Осоково-гипновых, вахтово-гипновых, осоково-сфагновых. Гипново-осоково- древесных, сфагново- хвощево-древесных. Гипновых, сфагновых.
		Переходные (мелотроф- ные)				Сфагново-осоковых. Осоково-сфагновых. Пушицево-сфагновых. Сфагновых.
	Проточ- ные (поймен- ные и "прибреж- ные") участки торфяных болот ТПТ, ТПО, ТСП	Верховые (олиго- трофные)				Пушицево-сфагновых. Сфагново-древесно- пушицевых, осоково- пушицевых. Сфагновых.
		Низинные (эвтрофные)	Преимущест- венно травяные растительные остатки	Алло-хтонно- автохтонный, авто- хтонно- алло- хтонный	Проточные болота хорошо аэрируемые, способствующие местному переносу, переотложению и измельчению растительного материала	Осоковых, тростниковых.
		Верховые (олиго- трофные)				Пушицево-сфагновых.
Озер- но- боло- тный	Зарастваю- щих озер ТОЗ		Мелкие оста- тки водной и травяной ра- стительнос- ти; листья, пыльца де- ревьев и кус- тарников (с соседних участков), водоросли	Преимущест- венно автохто- ненный	Зараствающие водоемы	Торфянистых сапропелевых.

Тем не менее, как и в предыдущей статье в этом журнале [7], мы считаем, что, несмотря на известные отличия торфов и углей, возможен общий подход к рассмотрению петрографического (микрокомпонентного) и фациального состава каустобиолитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства образования РФ (грант МГГРА № Г-52).

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Геологические и геохимические условия современного торфонакопления / Македонов А.В., Вальц И.Э., Головенок О.М., Ишица Т.А. и др. (на примере некоторых торфяников северо-запада Русской платформы) //Состояние и задачи советской литологии. - М.: Наука, 1970. - С. 161-167.
2. Евстрахин В.А., Прокофьев Л.М., Кошелев А.П. Минеральные ресурсы России. Вып.2. Топливно-энергетическое сырье - нефть, природный газ, уголь, уран, горючие сланцы, торф / Под ред. В.П. Орлова. - М.: ЗАО "ГеоИнформмарк", 1997. - 89 с.
3. Зеров Д.К. Болота УССР, рослинність і стратиграфія. - Київ, 1938. - 217 с.
4. Иванов К.Е. Гидрогеология болот. - Л.: Гидрометеоиздат, 1953. - 299 с.
5. Пичугин А.В. Торфяные месторождения. - М.: Высшая школа, 1967. - 276 с.
6. Русский В.И. Петрографический и фациальный состав угольных пластов Кызылтальской депрессии (Тургайский бассейн) //Геология угольных месторождений. - Екатеринбург, 1991. - С. 72-80.
7. Русский В.И., Волостнова Н.В. К генетической классификации торфов Урала //Известия Уральской гос.горно-геологич. академии. Сер.: Геология и геофизика, вып. 8, 1998. - С.117-122.
8. Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Седиментогенез и ранний литогенез голоценовых отложений в областях приморского торфонакопления. - М.: Наука, 1998. - 430 с.
9. Типы торфонакопления, их пространственная и временная локализация в угленосных формациях /Македонов А.В., Вальц И.Э., Головенок О.М. и др. // Угленосные формации и их генезис. - М.: Наука, 1973. - С. 42-52.
10. Тюреминов С.Н. Торфяные месторождения. - М.: Недра, 1976. - 487 с.

УДК 553.43:622.142.1 (470.5)

Ю.К.Панов

О МЕТРОЛОГИЧЕСКОМ СОДЕРЖАНИИ ДОСТОВЕРНОСТИ СПОСОБА ОПРОБОВАНИЯ

Одним из главных требований при разработке метрологических основ способов опробования является однозначность применяемых метрологических понятий и терминов, соответствие их нормам русского языка и традиционным классическим метрологическим терминам. Часто применяемый термин общего пользования «достоверность» можно отнести к понятию метрологического плана.

Согласно нормам русского языка [2], достоверно то, что не вызывает сомнений, то, что надежно. В такой интерпретации достоверность на интуитивно-бытовом уровне воспринимается однозначно и обсуждению не подлежит. Например, однозначно воспринимается словосочетание «достоверная информация».

В то же время в классической метрологической литературе термин «достоверность» отсутствует, а вместо него применяются такие термины, как правильность, верность,

воспроизводимость, точность метода исследования [6,8,9]. Так, правильность (верность) метода характеризуется величиной систематической погрешности, а воспроизводимость (точность) – величиной случайной погрешности [6, 9]. Чем меньше систематическая погрешность, тем правильнее, вернее определения по методу. Любой метод должен быть правильным, т.е. не иметь систематических погрешностей. Чем меньше случайная погрешность, тем выше воспроизводимость метода, его точность, поскольку по рекомендациям Межведомственного союза теоретической и прикладной химии (ИЮПАК) под точностью предполагается понимать воспроизводимость или разброс [6]. Следовательно, воспроизводимость или точность метода измерения характеризуется теснотой, точностью полученных результатов измерений. Любой метод определений в классической метрологии всегда сопровождается случайными погрешностями, и его воспроизводимость должна быть указана в инструкции. Так, например, в аналитической химии указываются категории точности применяемых методов анализа. Вполне однозначные толкования терминов «правильность» и «воспроизводимость» (точность) метода вполне достаточны для того, чтобы убедиться в том, что определения не вызывают сомнений, а стало быть, и сам метод достаточно надежный, если он правильный, а его воспроизводимость (точность) соответствует требованиям инструкций.

По рассмотренным выше обстоятельствам, термины «достоверность», «надежность» никогда не упоминаются в классической метрологии [9]. Конечно, можно определить способ как достоверный, когда он правилен (верен) и достаточно точен, но это будет для классической метрологии избыточный термин, дублирующий традиционные, общепринятые. Поэтому термин «достоверность метода» и не востребован классической метрологией. Необходимо только помнить, что любой способ не вызывает сомнений в представляемой им информации, если этот способ верный (правильный) и достаточно точный, т.е. способ не должен вызывать сомнений ни в верности (правильности), ни в точности.

Анализ экспериментальных и методологических исследований по опробованию твердых полезных ископаемых показывает, что термин «достоверность способа опробования» (ДСО) очень широко применяется в геологоразведочной литературе [1,4,7,10], однако подавляющее большинство авторов вкладывают в него недостаточно корректный метрологический смысл, что не отвечает принятым нормам русского языка. Это связано: 1) с тем, что понятие ДСО подменяется понятием верности (правильности), а точность (воспроизводимость) при этом игнорируется; 2) даже при оценке «упрощенного» (без учета точности) ДСО не принимается во внимание, что способ опробования может иметь знакопеременную систематическую погрешность при полном отсутствии классической систематической погрешности; 3) при оценке ДСО не учитывается целевое использование получаемой информации.

Достоверность способа опробования оценивается по критерию Стьюдента t для сопряженных пар проб, одни из которых принимаются за контрольные U_i , а другие за контролируемые V_i . При этом используется формула [10]

$$t_h = \frac{\bar{V} - \bar{U}}{\sqrt{\frac{S_U^2 + S_V^2 - 2rSS}{n}}}, \quad (1)$$

t_h – найденное значение критерия Стьюдента; \bar{V} и \bar{U} – соответственно средние значения по контролируемым и контрольным пробам; n – число пар сопряженных проб; S_U , S_V , S_U^2 , S_V^2 – средние квадратические отклонения и дисперсии соответственно по контролируемым и контрольным пробам; r – коэффициент корреляции между контролируемыми и контрольными пробами.

Классическая систематическая погрешность считается статистически незначимой при 5 % уровне значимости, а, стало быть, способ опробования достоверным, если t_h меньше 1,96. Такая

процедура оценки достоверности способа опробования носит чисто формальный характер и совершенно не учитывает метрологическое содержание и здравый смысл термина «достоверность», так как при такой оценке достоверности не оценивается точность (воспроизводимость) и уровень точности не сравнивается с требованием к точности при решении данной конкретной задачи опробования. Очевидно, что только значение критерия Стьюдента t не может быть принято за меру, которая снизила бы сомнения в надежности получаемой информации.

Нами предлагается более корректное в метрологическом аспекте определение термина «достоверность способа опробования» [4]. «Способ опробования считается достоверным, если классическая и знакопеременная систематическая погрешность у него практически отсутствует, а точность (воспроизводимость) удовлетворяет предъявляемым требованиям».

Достоверность способа опробования в полном объеме может быть обоснована метрологически посредством эталонных проб, вычислительного эксперимента и обработки полученной информации сопряженных измерений методом метрологических карт [3].

Графоаналитическая обработка вариантов имитационного опробования проводится по специально составленной программе, реализованной на современных ПЭВМ в следующей последовательности.

По эталонным пробам и пробам вариантов вычислительного эксперимента рассчитываются статистические характеристики: средние значения V и U ; средние квадратические отклонения S_v , S_u ; коэффициенты корреляции r ; уравнение регрессии $U_i = a + bV_i$; а также значения корней эллипса рассеяния сопряженных измерений; критерии Стьюдента – t и Фишера – F при 5 % уровне значимости α .

По этим критериям делается заключение о наличии – отсутствии классической систематической погрешности и равноточности – неравноточности способов вариантов разрешения относительно эталонных проб.

С учетом статистических характеристик и критериев согласия – различия рассчитываются воспроизводимость (точность) способа и оценивается классическая и знакопеременная систематическая погрешность.

Расчеты производятся по следующим формулам:

$$S_{oi} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (d_i - \bar{d})^2}{n-1}}, \quad (2)$$

$$\delta_{oi} = \frac{2 \cdot S_{oi}}{U+V} \cdot 100, \quad (3)$$

$$S'_{oi} = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (d_i - \bar{d})^2}{2(n-1)}}, \quad (4)$$

$$\delta'_{oi} = \frac{2 \cdot S'_{oi}}{U+V} \cdot 100, \quad (5)$$

$$\Delta_c = \bar{d} = \bar{U} - \bar{V}, \quad (6)$$

$$\Pi_T = \frac{\delta_{oi}(\delta'_{oi})}{\delta_x} \cdot 100, \quad (7)$$

где S_{oi} , S'_{oi} , δ_{oi} , δ'_{oi} – соответственно точность (воспроизводимость) для неравноточных (формулы 2, 3) и по i -й паре сопряженных значений равноточных (4, 5) сопряженных проб; $d_i = V_i - U_i$

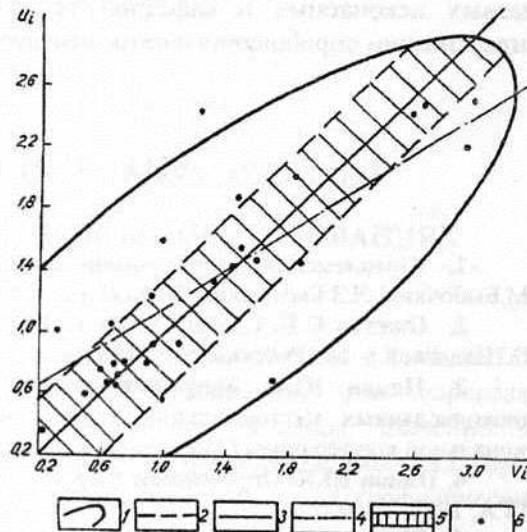
– абсолютная и относительная – проб; – разность средних – разность содержаний по

эталонным и контролируемым пробам; n - число сопряженных пар проб; Δ_c - классическая систематическая погрешность; δ_x - допустимая средняя квадратическая случайная относительная погрешность химического анализа; ПТ - показатель точности.

По результатам расчетов строится метрологическая карта сопряженных измерений, представляющая корреляционный график, на который дополнительно наносятся метрологические характеристики: линия равенства, контур эллипса рассеяния отдельных сопряженных проб, линия регрессии $U_i = a + bV_i$ и допустимая (толерантная) область нахождения линии регрессии [3]. При этом при построении линий допустимых погрешностей и толерантной области используется оценка воспроизводимости (точности) S_{oc} или S'_{oi} как метрологической характеристики, наиболее объективно отражающей структурно-текстурные особенности геометрической базы эталонных проб. Главное назначение метрологической карты сопряженных измерений - выявление и оценка значимости знакопеременной систематической погрешности способа опробования, без чего невозможно сделать метрологически обоснованное заключение о достоверности способа опробования. Знакопеременная систематическая погрешность считается практически несущественной, а способ опробования правильным или верным, если линия регрессии $U_i = a + bV_i$ на всем диапазоне измерения значения свойства V_i не выходит из толерантной области, а классическая систематическая погрешность статистически незначима при 5 % уровне значимости.

Проведенные нами [4, 7] и С.В.Поповым [5] большие объемы экспериментальных исследований по полному контролю опробования при разработке стандартов разного уровня при опробовании товарных руд и концентратов железных, хромитовых, медноколчеданных и редкometалльных руд позволяют в качестве предельного значения показателя точности ПТ рекомендовать величину 6. Способ опробования считается удовлетворительным по точности (воспроизводимости), если показатель точности (ПТ) не превосходит числа 6. Чем меньше значение ПТ, тем точнее способ. Показатель ПТ нельзя использовать формально, поскольку возможны парадоксальные случаи, когда при очень низком значении ПТ способ опробования неприменим при решении конкретной задачи. Например, если $\delta_x = 20-30\%$, то ПТ может быть меньше единицы, т.е. формально способ следует признать высокоточным, но такой способ опробования нельзя будет применять с целью оконтуривания залежи или выделения промышленных сортов руд, т.к. сложность контуров будет обусловлена не природными явлениями, а превалирующей над всеми погрешностями операций опробования погрешностью химического анализа.

Проиллюстрируем оценку достоверности способа опробования методом эталонных проб и метрокарт. На рисунке представлена метрологическая карта сопряженных проб для одного из вариантов вычислительного эксперимента при обосновании метода отбора проб на шахте Гумешевского контактово-метасоматического месторождения меди. В качестве эталонной пробы использовалась сплошная бороздовая пробы длиною 1 п.м, сечением 3 x 5 см, состоящая из 10 разовых точечных проб и 9 целиковых проб, выполняющих промежутки между точечными пробами. За контролируемый способ принят один из вариантов вычислительного эксперимента, состоящий из 10 разовых



Метрологическая карта сопряженных измерений (содержаний меди по линейно-точечным пробам V_i и эталонным пробам U_i):

- 1 - контур эллипса;
- 2 - линии допуска;
- 3 - линия равенства;
- 4 - линия регрессии: $U_i = 0,50 + 0,65 V_i$;
- 5 - толерантная область нахождения линии регрессии;
- 6 - точки сопряженных измерений (проб)

(точечных) проб. Исследования 30 сопряженных проб, отобранных по кварц-карбонатным породам, дали следующие результаты: $t_u = -0,048$, $\Delta_c = 0,004\% \text{ Cu}$, $F_u = 1,58$, $F_{\text{таб}} = 1,9$, ПГ = 10,43.

Анализ метрологической карты и приведенных к ней расчетов свидетельствует, что линейно-точечный способ отбора проб (10 точек с 1 погонного метра) является недостоверным по следующим причинам:

1) присутствует знакопеременная систематическая погрешность, т.к. линия регрессии $U_i = 0,50 + 0,65V$ выходит за толерантную область, хотя классическая систематическая погрешность абсолютно отсутствует (средние U и V совпадают);

2) показатель точности ПГ превышает принятное критическое значение 6. Следовательно, линейно-точечный способ отбора бороздовых проб неверный (неправильный), а также недостаточно точный, характеризуется низкой воспроизводимостью.

Определение термина «достоверность метода опробования» с метрологических позиций и норм русского языка, математические и графоаналитические способы оценки входящих в этот термин метрологических характеристик открывают реальные возможности разработки группировки категорий точности методов опробования. Для решения этой фундаментальной проблемы необходимо использовать данные экспериментальных работ по опробованию, начиная с исследований Н.В.Барышева, до исследований, проведенных кафедрами поисков и разведки месторождений полезных ископаемых и кафедрой технологии и техники разведки СГИ – УПГА в области стандартизации опробования и автоматизированных систем хранения керна.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Комплексная геолого-экономическая оценка рудных месторождений (основы методики) / А.М. Быбочкин, Л.З. Быховский, Ю.Ю. Воробьев и др. – М.: Недра, 1990. – 326 с.
2. Ожегов С.И. Словарь русского языка. – 14-е изд., стереотипное! Под ред. Д-ра филол. наук, проф. Н.Ю. Шведовой. – М.: Русский язык, 1982. – 816 с.
3. Панов Ю.К. Метрологическое обеспечение метода пунктирной борозды при опробовании медноколчеданных месторождений Урала // Моделирование геологических систем и процессов: Мат-лы региональной конференции / Перм.ун-т. – Пермь, 1996. – С. 81-83.
4. Панов Ю.К. Опробование твердых полезных ископаемых: Учебное пособие. – Екатеринбург: Изд-во УПГА, 1998. – 102 с.
5. Попов С.В. О некоторых погрешностях опробования магнетитовых руд // Изв.вузов. Горн.журн. – 1989. – № 8. – С. 103-107.
6. Рекомендации по представлению результатов химического анализа // Аналитическая химия. – 1971. – № 5. – 1021 с.
7. Рудничная геология: Учебное пособие для вузов / В.Ф. Мягков, А.М. Быбочкин, И.И. Бугаев и др. – М.: Недра, 1986. – 199 с.
8. Термины, определения и обозначения метрологических характеристик анализа вещества // Аналитическая химия. – 1975. – Т. XXX, вып. 10. – С. 2058-2063.
9. Тюрик Н.И. Введение в метрологию. – М.: Изд-во стандартов, 1976. – 304 с.
10. Усиков Ю.Т. Достоверность геологоразведочной информации. – М.: Недра, 1988. – 120 с.

IV. ТЕОРИЯ И МЕТОДОЛОГИЯ РАЗВЕДОЧНОЙ ГЕОФИЗИКИ

УДК 550.838:553:1.553.314

Н.С. Кузнецов, В.В. Филатов, В.П. Савельев

ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПОЛЕЙ: ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПРИ ГЕОЛОГОСЪЕМОЧНЫХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Движителем многих геологических процессов являются действующие в земной коре напряжения: им принадлежит ведущая роль в структурообразовании; они определяют тектоническую нарушенность и проницаемость среды, имеющие большое значение при рудоотложении; напряжения оказывают существенное влияние на физические свойства горных пород, и поэтому вызываемые ими деформации могут изучаться и изучаются геофизическими методами.

Одним из авторов настоящей статьи была в свое время высказана идея (обоснованная теоретически и подтвержденная экспериментально) о том, что напряжения, формирующие геологическую структуру, запечатлеваются в ней благодаря деформированию горных пород в виде закономерного распределения в пространстве локальных объектов с аномальными плотностными и магнитными свойствами. Каждому типу структуры соответствует только ей присущее расположение таких объектов, отвечающее механизму её образования. Поэтому анализ аномалий в гравитационном и магнитном полях, источниками которых являются эти объекты, позволяет в ряде случаев характеризовать тектономагматический процесс, приведший к образованию изучаемой геологической структуры [2]. Этот метод изучения механизма формирования структур мы назвали тектонофизическим анализом геофизических полей, один из опытов применения которого описываем в настоящей статье, опираясь на результаты геологосъемочных работ, выполненных на Челябинской площади в Челябинской области.

Основной структурный план Челябинской площади определяют системы разрывных нарушений субмеридионального, северо-западного, северо-восточного и северо-северо-западного направлений (рис.1), Субмеридиональные нарушения, принадлежащие системе Челябинского

глубинного разлома, как и нарушения других направлений, известны давно и детально изучены нами в пределах Биргильдинско-Томинского рудного узла. Всегда считалось, что нарушения различных направлений в этом районе образовались в различные этапы геологического развития региона. Исследования, выполненные нами существенно изменили эти представления.

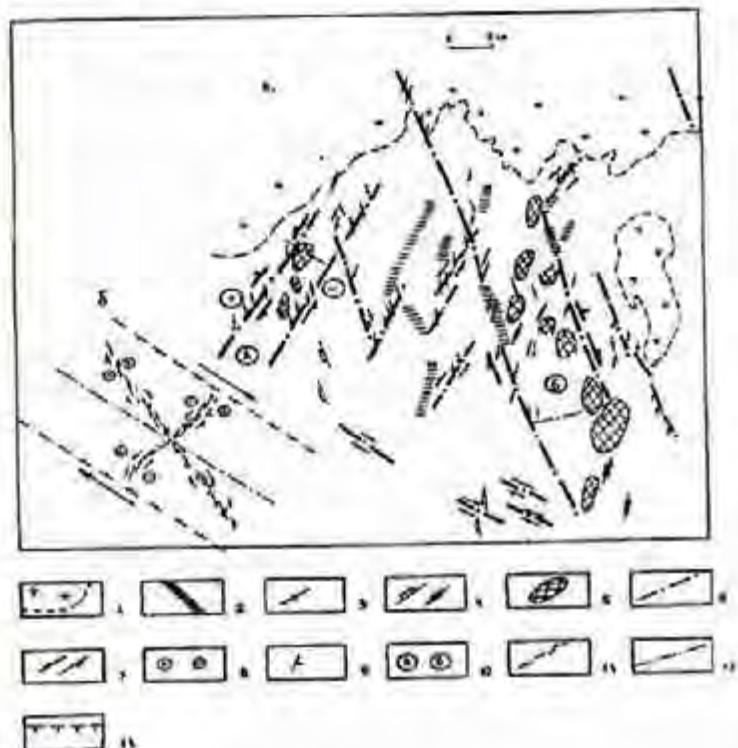


Рис. 1. Схема Биргильдинско-Томинского рудного узла:
а – элементы физических полей и кинематические характеристики
разрывных нарушений; б – кинематическая схема области динамического
влияния сдвига (среза) по результатам физического моделирования [4];
1 – гранотектонические массивы и их границы; 2 – градиентные зоны в поле
силы тяжести; 3 – оси линейных магнитных аномалий; 4 – оси локальных
аномалий силы тяжести: отрицательных, положительных; 5 – локальные
поправки в поле силы тяжести; 6 – тектонические нарушения;
7 – направления смещения блоков земной коры; 8 – знаки вертикальных
движений блоков по разломам: поднятие, опускание; 9 – направление
падения плоскостей разрывных нарушений; 10 – тектонические зоны:
А – Биргильдинская, Б – Томинская; 11 – трещины поперечной и
диагональной системы разрывов; 12 – ось области динамического
влияния сдвига; 13 – границы области динамического влияния сдвига

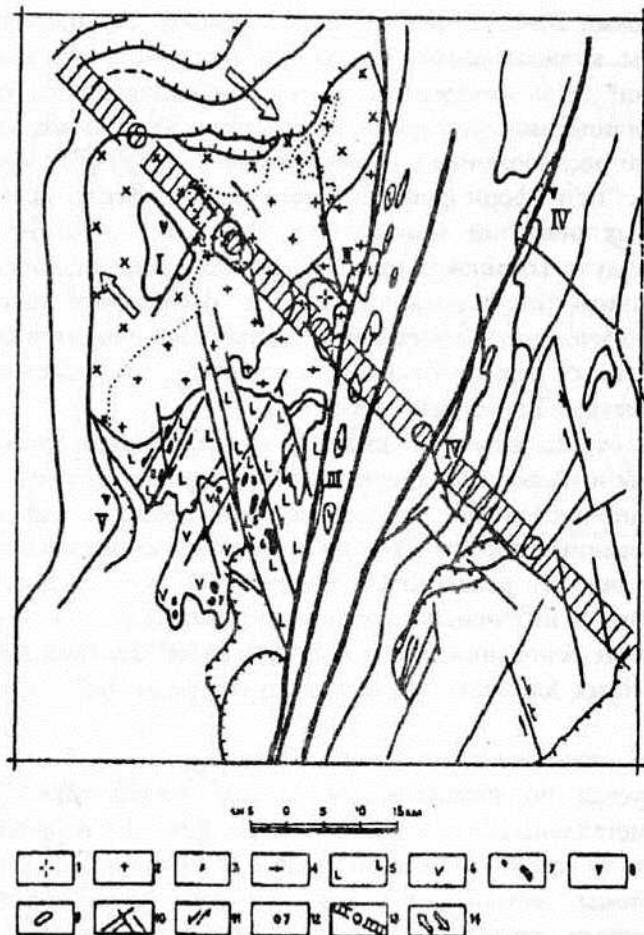


Рис.2. Структурно-динамическая схема формирования Биргильдинско-Томинского рудного узла. I-V – образования допалеозойского возраста:

- 1 – Харлупинский подкомплекс; II – городской подкомплекс;
- III – дубровский комплекс; IV – ильинский комплекс; V – самарская толща; I – лейкограниты; 2 – граниты; 3 – гранодиориты; 4 – метатектит-диориты, кварцевые диориты; 5 – образования саргазинской свиты;
- 6 – образования березняковской свиты; 7 – малые тела диоритов биргильдинско-томинского комплекса; 8 – места отбора проб для определения абсолютного возраста по цирконам; 9 – тела серпентинитов;
- 10 – разрывные нарушения; 11 – направления смещения по разломам;
- 12 – месторождения и рудопроявления: 1 – Биргильдинское, 2 – Южно-Биргильдинское, 3 – Николаев-Святительское, 4 – Биксизак, 5 – Томинское, 6 – Калиновское, 7 – Березниковское, 8 – Северо-Таяндинское; 13 – осевая зона глубинного сдвига (линеамента); 14 – направления смещения блоков земной коры вдоль линеамента

Важнейшей задачей при изучении разломов является определение их кинематического типа. Эта задача нами решалась путем анализа гравитационного и магнитного полей, в структуре которых в пределах Биргильдинской и Томинской тектонических зон есть две особенности. При

общем линейном простирации магнитных аномалий, фиксирующих разломы, оси части из них ориентированы под углами 20-40° к простиранию разрывов, ограничивающих эти зоны; в плане аномалии расположены кулисообразно. В поле силы тяжести разломы характеризуются аномалиями типа "ступени", а во внутренних частях зон наблюдаются системы локальных отрицательных аномалий эллипсовидной формы, ориентированных так же, как и магнитные (рис.2). Системы кулисообразно расположенных аномалий обоих полей обусловлены трещинами отрыва, которые образовались при формировании обеих зон. Закономерности пространственного расположения локальных аномалий позволили сделать вывод о том, что разломы в обеих зонах имеют сдвиговую природу: в Томинской зоне они правые, в Биргильдинской - левые [1].

Выводы, сделанные на основании анализа физических полей, были подтверждены данными полевых геологических наблюдений. Изучение даек диоритов биргильдинско-томинского комплекса, закартированных вблизи Томинского разлома, показывает наличие среди них таких, которые связаны с разрывами правосдвигового типа.

На участках с отрицательными локальными аномалиями силы тяжести в обеих зонах закартированы массивы и малые тела диоритов биргильдинско-томинского комплекса ($D_3 - C_1$), с которыми связано медно-порфировое оруденение. Там, где интрузий нет, скважинами вскрыты интенсивно дислоцированные породы с мощными корами выветривания над ними, образование которых обусловлено зонной релаксацией напряжений вблизи дневной поверхности. Такие соотношения магматитов и интенсивно дислоцированных пород указывают на одновременность их образования. На этом основании был сделан вывод об одновозрастности Биргильдинской и Томинской тектонических зон как элементов структурного парагенезиса глубинного разлома-сдвига [1].

Этот глубинный сдвиг, названный нами Кременкульско-Азбаевским, имея северо-западное простирание, фиксируется по расположению в его осевой зоне Кременкульского массива лейкократовых редкометалльных гранитов (P_T) и по резкому изменению ширины и глубины Челябинского грабена к северу от осевой зоны. В области влияния глубинного сдвига и сформировались системы томинских правосдвиговых диагональных и биргильдинских левосдвиговых поперечных сколов (см.рис.2,б). По ширине области динамического влияния глубинного сдвига глубина его проникновения в земную кору оценена в 45-50 км. Этот сдвиг является правым срезом (формировался он по типу трансформного разлома). Хотя его осевая зона отчетливо проявлена и в особенностях геологического строения, и в физических полях, магистральный разрыв здесь отсутствует. Поэтому сдвиг следует называть линеаментом или следом трансформного разлома. Кроме Томинской и Биргильдинской тектонических структур, в области влияния Кременкульско-Азбаевского разлома сформировалась большая система разрывных нарушений, проникающих на всю мощность земной коры и разбивающих всю Челябинскую площадь на ромбовидные в плане блоки, близкие по размерам (см.рис.1,2).

Предположим, что кинематический тип глубинного разлома определен правильно и надежно установлено положение его осевой зоны. Тогда, теоретически, по разные стороны от осевой зоны должна наблюдаться противоположная вергентность разрывных нарушений. По результатам интерпретации геофизических полей и полевыми геологическими наблюдениями установлено:

1. К югу от Кременкульско-Азбаевского линеамента сдвиги северо-западного простирания имеют западную вергентность; северо-восточного простирания – восточную; северо-западного простирания – северо-восточную. К северу от линеамента вергентность разломов изменяется на противоположную.

2. С удалением от осевой зоны падение смесятелей в сдвиговых нарушениях постепенно выполняется.

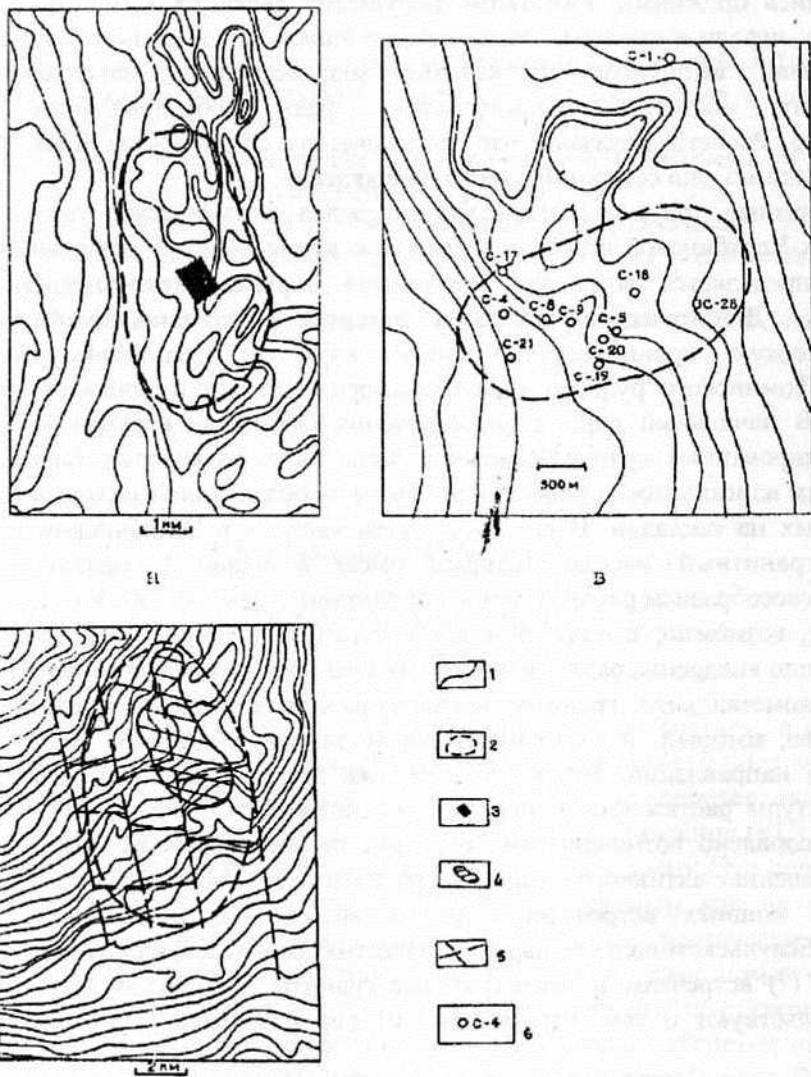


Рис.3.Морфология поля силы тяжести в пределах рудных полей:
а – Березняковского месторождения; б – Шерпневского месторождения; в - Биксизакского
рудопроявления; 1 – изоаномалии поля силы тяжести; 2 – граница рудного поля; 3 – Бере-
зняковское месторождение; 4 – Шерпневское месторождение; 5 – разрывные нарушения;
6 – положение скважин колонкового бурения и их номера

Все разрывные нарушения структурного парагенезиса развивались как взбросо-сдвиги, и это имело большое значение для формирования на площади геологических структур. По разные стороны нарушений наблюдается различный уровень эрозионного среза. К югу от Кременкульско-Азбаевского линеамента по разломам северо-восточной ориентировки взбрасывались западные блоки; по разломам северо-северо-западной ориентировки – восточные; севернее линеамента перемещение блоков изменяется на противоположное. Позднее, вероятно, в мезозое, в условиях регионального субширотного сжатия по косоориентированным к направлению действия сил плоскостям разломов, смещение блоков в горизонтальном направлении изменилось на

противоположное. Это подтверждается геологическими данными. В то же время взбросовые движения остались прежними. Разрывные нарушения являются концентриаторами напряжений. Такую роль они играли в прошлые геологические эпохи, такую роль играют и сейчас. В связи с этим нами были выполнены вычисления количественных характеристик напряженно-деформированного состояния геологической среды, обусловленного ее плотностной неоднородностью. Расчеты показали, что геологическая среда южнее Челябинского plutона не устойчива к действию сил северо-западного направления.

Трансформный разлом (линеамент) определял динамические условия развития земной коры в пределах Челябинской площади длительное время. Возраст сдвиговых нарушений в зоне его влияния определяется возрастом магматитов биргильдинско-томинского комплекса как поздний девон. Динамические процессы позднедевонско-раннекаменноугольного времени обеспечили высокую проницаемость земной коры и образование высокопродуктивного Биргильдинско-Томинского рудного узла с месторождениями и проявлениями меди, золота и полиметаллов. В начальный период формирования сдвиговые нарушения представляли собой системы эшелонированных кулисообразных трещин, часть из которых таковыми и сохранилась. По более пологим из них позже происходили срывы с образованием надвиговых структур, широко распространенных на площади. В раннем-среднем карбоне в Челябинском plutоне образовался Полетаевский гранитный массив, который имеет в плане У-образную форму (см.рис.1), обусловленную своеобразием распределения напряжений в земной коре в то время.

В перми, возможно, в позднем карбоне - перми, в осевой зоне трансформного разлома сначала произошло внедрение рапакивиподобных гранитов сultaевского комплекса, а затем - лейкократовых редкометалльных гранитов кременкульского комплекса, представленных в Кременкульском массиве, который в плане имеет форму эллипса с длинной осью, ориентированной в северо-западном направлении. Вероятно, в это же время произошло заложение Челябинского грабена - структуры растяжения, поперечной к линеаменту. Увеличение его ширины севернее линеамента обусловлено возможно тем, что здесь он развивался по разломам биргильдинской системы. Завершение активного этапа в развитии трансформного разлома ознаменовалось формированием мощных встречных надвигов вблизи его осевой зоны - Еткульского и Есаульского. В Есаульском надвиге наряду с известняками (С), филлитами и метабазитами (Рт^в), ультрабазитами (?) встречены и лейкократовые граниты кременкульского комплекса (Рт). Эти данные свидетельствуют о том, что разлом активно развивался с позднего девона до перми включительно.

Сдвиговые нарушения Биргильдинско-Томинской системы контролировали процессы рудогенеза, по крайней мере, в позднедевонско-раннекаменноугольное время. Формирование и пространственное размещение рудных полей на площади также обусловлено закономерностями ее динамического режима. Деформационная структура геологической среды в пределах рудных полей аномальна. Благодаря изменению плотности горных пород она проявляется в гравитационном поле в виде системы чередующихся положительных (уплотнение среды) и отрицательных (разуплотнение среды) локальных аномалий, параллельные оси которых имеют иное направление, чем оси региональных аномалий (рис.3). Этот геофизический признак рудных полей, как показали результаты выполненного нами анализа гравитационного поля многих уральских месторождений разного промышленно-генетического типа, возможно, является универсальным. Прогноз, осуществленный на его основе, позволил нам установить в пределах Челябинской площади золоторудное месторождение [3] и несколько рудопроявлений.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Кузнецов Н.С. Палеотектонические условия формирования Биргильдинско-Томинского рудного узла// Геофиз. методы поисков и развед. рудных и нерудн. месторожд: Межвуз. научн. темат. сб. - Свердловск: Изд-во СГИ, 1980. - С.8-14.
2. Филатов В.В. Теория и практика геодинамического анализа гравитационного поля (на примере рудных районов Урала): Дис. ... д-ра геол.минер.наук. - Свердловск, 1990. - 376 с.
3. Филатов В.В., Кузнецов Н.С. Прогнозирование Березняковского золото-порфирового месторождения на основе тектонофизического анализа гравитационного поля // Изв.вузов. Горный журнал. Уральское горное обозрение. - 1999. - № 9-10.
4. Шерман С.И., Борняков С.А., Буддо В.Ю. Области динамического влияния разломов.- Новосибирск: Наука, 1983. - 112 с.

УДК 550.837

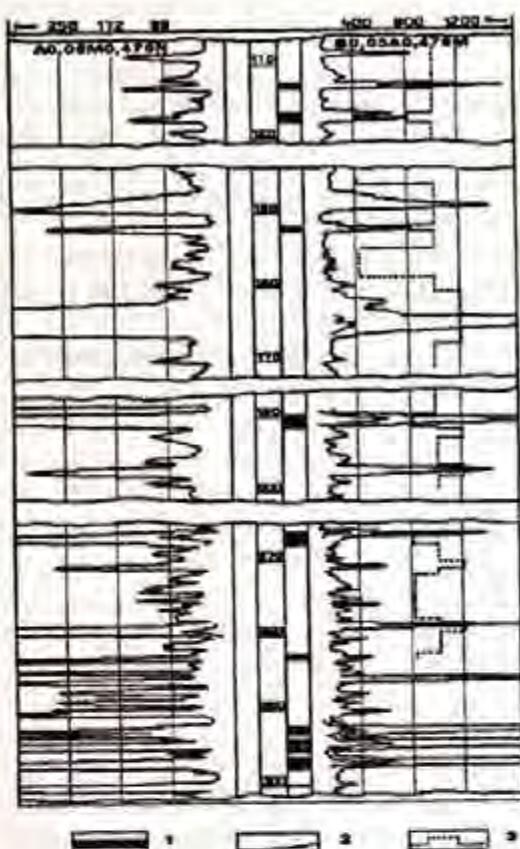
А.К.Козырин, А.И.Минцев

СПОСОБ ДВУХ ЗОНДОВ

В современные комплексы ГИС, часто весьма обширные по составу, в особенности - в промысловой геофизике [5], входят устойчивые сочетания методов, своего рода мини-комплексы, решающие в различных физико-геологических условиях вполне определенный круг задач. Наиболее характерным примером является сочетание методов сопротивления (КС) и естественного электрического поля (ПС), в варианте измерения потенциала последнего. Это сочетание является настолько эффективным с методической точки зрения, применяемым как на месторождениях нефти и газа, так и на рудных месторождениях, и удобным технически, что получило наименование "стандартный каротаж". Попутно отметим, что вследствие помех от ближайших токов, особенно в промышленно развитых районах, и определенных недостатков использования градиента ПС при исследовании, например, скважин на медноколчеданных месторождениях, метод потенциала ПС приходится заменять методом электродных потенциалов (МЭП). Впрочем, отметим, что в УГГГА опробован для медноколчеданных месторождений способ регистрации кривых потенциала ПС в условиях больших помех от ближайших токов [7].

Анализ комплексов ГИС в рассматриваемом плане позволяет выделить еще одно сочетание также двух методов: измерение КС с градиент- и с потенциал-зондом. Правомочность такого выделения можно показать на примерах производственной практики, а также на некоторых новых разработках. Совместно градиент- и потенциал-зонд прежде всего используются при расчленении сложных в геоэлектрическом отношении разрезов, когда оптимальный зонд не вполне справляется с этой задачей. Такие примеры дают, в частности, мелкопластовые месторождения ископаемых углей и угольные пласти сложного строения.

На рисунке показан соответствующий случай каротажа на одном из полей Буланашского каменноугольного месторождения. Диаграммы градиент- и потенциал-зonda, размеры которых соответственно 0,5 и 0,05 м, получены при переключении крайних электродов трехэлектродного зонда. Такое устройство можно назвать зондом общего монтажа, в котором расстояния x и y между смежными электродами находятся в соотношении $x < y$.



Диаграммы способа двух зондов и механического каротажа по скв. 617

Дальне-Буланашского участка:

1 - каменноуголь; 2 - кривые КС потенциал- и градиент-зонда; 3 - кривая механического каротажа

поэтому на ней многие пропластки и прослои не выделяются. При номинальном диаметре скважины $d=76$ мм и сопротивлении бурового раствора $r_o=20$ Омм потенциал-зонд в данном случае, напротив, хорошо расчленяет разрез скважины по сопротивлению. Кривые комплекса двух зондов с качественной точки зрения дополняются диаграммой σ механического каротажа, построенной по данным хронометража бурения, выполненного Буланашской ГРП. Масштаб диаграммы крепости σ приведен в условных единицах, так как коэффициент k , зависящий от параметров и режима бурения, неизвестен:

$$\sigma = k \cdot \tau, \quad (3)$$

где τ - продолжительность проходки.

В целом данный пример иллюстрирует возможность выделения каменных углей в разрезе скважины при помощи совокупного применения методов КС и механического каротажа. Это - одно из решений задачи разделения углей и песчаников при каротаже. Следует отметить, однако, что разработка соответствующей аппаратуры для регистрации тонкого колонкового бурения связана с

168

трудностями, которые не существенны при турбинном и роторном бурении [2].

Следующий пример совместного применения двух зондов относится к выделению пористых и проницаемых горизонтов [2]. В этом случае так же как и в предыдущем, удобно использовать зонды общего монтажа, например М0,5А2,5В и В0,5А2,5М. Лучшие результаты при этом получаются в случае повышающего проникновения фильтрата бурового раствора. В этом случае полуметровый потенциал-зонд на фоне КС существенно большего по размеру градиент-зонда повышенными сопротивлениями выделяет зону проникновения фильтрата бурового раствора. На практике, однако, для выделения пористых и проницаемых горизонтов по способу двух зондов используют микрозонды общего масштаба: потенциал-зонд размером 5 см и градиент-зонд размером 3,75 см.

Некоторые разработки применения способа двух зондов выполнены на кафедре прикладной геофизики УГГА. Рассмотрим сначала применение этого способа для определения удельного электрического сопротивления (УЭС) ρ и среднего диаметра d скважины в случае отсутствия зоны проникновения фильтрата бурового раствора.

Горные породы по параметру ρ дифференцированы в весьма широком диапазоне [3], что вместе с принципиальной технической простотой измерений, например, в СЭП, КЭП, ВЭЗ в электrorазведке и каротаже с обычными зондами и одноэлектродным зондом [6], определяет эффективность и простоту применения методов сопротивления. Изучение УЭС горных пород *in situ* является, как известно, очень важной задачей.

В ГИС наиболее точные и полные результаты при этом получают методом БКЗ, который, однако, несколько громоздок и выполняется, например, на рудных месторождениях и месторождениях ископаемых углей весьма редко, но входит в комплексы ГИС нефтяных и газовых месторождений [5]. Поскольку в последнем случае в комплексы ГИС включен также и метод ДС (кавернometрия), постольку для оперативной оценки ρ можно применять простой в исполнении метод исправленных значений КС, который в обобщенном виде состоит в следующем. Если ρ - УЭС пласта, h - его мощность, ρ_0 - УЭС вмещающих горных пород, d - диаметр скважины, L - размер зонда, ρ_o - УЭС бурового раствора, $\mu = \rho/\rho_0$, то

$$\frac{\rho_K}{\rho_0} = f\left(\frac{L}{d}, \mu, \frac{\rho_{vm}}{\rho_0}, \frac{h}{d}\right). \quad (4)$$

Метод основан на введении поправок в КС или за счет влияния скважины, т.е. величин d и ρ_0 , что возможно при достаточно большом значении $h > L$ или за счет величин ρ_{vm} и h при $L \gg d$ [2, 9].

Для одновременного введения обеих поправок можно предложить использование палеток ЭКЗ, графически отображающих зависимость (4). Для оценки УЭС из альбома палеток ЭКЗ подбирают по значениям ρ_{vm}/ρ_0 и h/d палетки, соответствующие данным условиям. Нанеся на плоскость палетки точку $\rho(L/d, \rho_0/\rho_0)$, определяют модуль μ . Эта методика еще не отработана и, по-видимому, на практике не опробована.

При введении поправок по палеткам ЭКЗ нужно использовать экстремальные значения КС, а по палеткам БКЗ-1 - оптимальные значения КС. Отметим одну из особенностей этих методик - невысокие требования к точности определения ρ_0 . Действительно, если, например, значение ρ_0 занижено, то при интерпретации будет завышено значение μ , и таким образом ошибки при вычислении ρ взаимно компенсируются.

Значения ρ_0 и d , которые необходимо знать для применения указанных методик оценки ρ , определяют при помощи резистивиметра и каверномера соответственно. Измерения с резистивиметром, представляющим собой зонд специальной конструкции, находятся в ряду других

геофизических измерений, объектом которых являются физические поля. Каверномер из этого ряда несколько выпадает, поскольку этот электромеханический прибор относится к разделу техники электрических измерений неэлектрических величин. Измерения с каверномером менее технологичны, чем с резистивиметром, и в практике геофизических исследований скважин колонкового бурения применяются редко. Уже по этой причине целесообразно рассмотреть методику оценки ρ и d , не требующую применения каверномера.

Сущность методики весьма проста. Пусть измерения КС производятся двумя обычновенными зондами, отличающимися друг от друга размерами L_1 и L_2 , или типом, или тем и другим вместе. Тогда

$$\frac{\rho_{k1}}{\rho_0} = f_1\left(\frac{L_1}{d}, \mu\right), \quad (5)$$

$$\frac{\rho_{k2}}{\rho_0} = f_2\left(\frac{L_2}{d}, \mu\right).$$

Выражения (5) в совокупности представляют собой систему двух уравнений с двумя неизвестными μ и d , решая которую, их можно определить. Решение может быть выполнено наиболее просто следующим образом.

Выразим $1/d$ из второго уравнения системы (5):

$$\frac{1}{d} = \frac{1}{L_2} \varphi\left(\frac{\rho_{k2}}{\rho_0}, \mu\right).$$

Подставляя это значение в первое уравнение (5), получаем:

$$\text{откуда находим: } \frac{\rho_{k1}}{\rho_0} = f_1\left(\frac{1}{L_2} \varphi\left(\frac{\rho_{k2}}{\rho_0}, \mu\right), \mu\right), \quad (6)$$

где $n=L_1/L_2=\text{const}$.

Зная по диаграммам КС значения ρ_{k1} и ρ_{k2} при определенном значении n из уравнения (6), можно определить μ . Тогда $\rho=\mu \cdot \rho_0$, а значение d легко найти по палетке БКЗ-1. Уравнение (6) реализуется в виде номограммы, построенной в логарифмическом масштабе для заданного значения n . Параметром кривых является μ , по осям координат отложены $\lg \frac{\rho_{k1}}{\rho_0}$ и $\lg \frac{\rho_{k2}}{\rho_0}$.

Номограмму целесообразно строить для способа двух зондов. Построение легко осуществляется по палеткам БКЗ-1 для градиент- и потенциал-зонда.

Опробование этого метода интерпретации кривых было произведено по шести пластопересечениям на Буланашском каменноугольном месторождении (построение номограммы и интерпретация выполнены Е.В.Габышевой). Использовались диаграммы зондов, символы которых показаны на рисунке. Таким образом, в данном случае $n=10$. В качестве контрольных значений μ принимались таковые, определенные методом введения поправок за влияние скважины в значения КС градиент-зонда по палетке БКЗ-1а. Оказалось, что погрешность применения способа двух зондов лежит в пределах от нуля до девяти процентов.

Способ двух зондов при оценке ρ и d может быть применен также и в несколько ином

варианте. Для его графической реализации строят кривые μ по параметрам $\frac{\rho_{k1}}{\rho_o}$ и $\frac{\rho_{k2}}{\rho_o}$:

$$\mu = \varphi_1 \left(\frac{L_1}{d}, \frac{\rho_{k1}}{\rho_o} \right) . \quad (7)$$

$$\mu = \varphi_2 \left(\frac{L_2}{d}, \frac{\rho_{k2}}{\rho_o} \right) \quad (8)$$

Для этого на палетках БКЗ-1 градиент- и потенциал-зонда на уровнях, соответствующих этим параметрам, проводят прямые, параллельные осям зондов, и по точкам пересечения прямых с кривыми палеток находят пары значений $\frac{L_1}{d}, \mu$ и $\frac{L_2}{d}, \mu$, по которым строят кривые (7) и (8) в логарифмическом масштабе. По точке пересечения находят значения μ и v , где v - отношение любого из размеров зонда к диаметру скважины. Пусть $n > 1$ и $v = \frac{L_1}{d}$, тогда при построении кривой (8) точки кривой должны быть смещены по оси координат на $\lg n$, поскольку

$$\lg \frac{L_2}{d} = \lg \frac{L_1}{d} - \lg n.$$

$$\text{Значения } \rho \text{ и } d \text{ находятся по формулам } \rho = \mu \cdot \rho_o \text{ и } d = \frac{L_1}{v}.$$

Естественно, что погрешности определений в этом случае такие же, как и в предыдущем.

Отметим, что в случае проявления парадокса потенциал-зонда кривые (7) и (8) не пересекаются и выполняется приближенное равенство (2).

Применение способа двух зондов для определения ρ и d делает использование этого мини-комплекса более полным. Особенно целесообразно это при каротаже скважин на месторождениях ископаемых углей, где в комплекс ГИС градиент- и потенциал-зонд обычно входят.

Рассмотрим далее применение способа двух зондов в скважинной электроразведке при определении размера хорошо проводящей рудной залежи, имеющей изометрическую форму. Сюда относятся жильные и рудные штоки, карманы и т.д. [1], имеющие размеры от десятков метров. Моделью изометрического тела является сфера.

Пусть в проводящей сфере радиуса a на расстояниях r и d от ее центра O находятся электроды A и M . Потенциал в точке M , согласно [4], будет

$$U = \frac{\rho_2 I}{4\pi\sigma_2} \left[\frac{1}{R} + \sum_{n=0}^{\infty} \frac{(n+1)(\sigma_2 - \sigma_1)}{n\sigma_2 + (n+1)\sigma_1} \cdot \frac{d^n r^n}{a^{2n+1}} \cdot P_n(\cos\theta) \right], \quad (9)$$

где σ_2 и σ_1 - соответственно проводимости сферы и вмещающей ее среды, $R = AM$ и θ - угол между прямыми OM и OA .

Обозначая $\sigma_1 = \frac{1}{\rho_1}$, $\sigma_2 = \frac{1}{\rho_2}$ и выделяя нулевой член ряда, получаем:

$$U = \frac{\rho_2 I}{4\pi} \left[\frac{1}{R} + \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_2} \cdot \frac{1}{a} + \frac{1}{a} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(n+1)(\rho_1 - \rho_2)}{n\rho_1 + (n+1)\rho_2} \cdot \frac{d^n r^n}{a^{2n}} \cdot P_n(\cos\theta) \right]. \quad (10)$$

Кажущееся сопротивление, измеренное потенциал-зондом, будет равно

$$\rho_{\text{кпп}} = \rho_2 + (\rho_1 - \rho_2) \frac{AM}{a} + \rho_2 \frac{AM}{a} \sum_{n=1}^{\infty} \frac{(n+1)(\rho_1 - \rho_2)}{n\rho_1 + (n+1)\rho_2 a^{2n}} \cdot P_n(\cos\theta) \cdot d^n r^n / a^{2n} \quad (11)$$

В этом выражении первый член соответствует однородной безграничной среде с сопротивлением ρ_2 , второй - поправка за сферическую границу раздела, соответствующая положению одного из электродов зонда в точке О, третий член есть поправка за положение электродов. Ограничивааясь в выражении (11) первыми двумя членами и вычисляя радиус сферы, получаем его приближенное значение:

$$a_k = \frac{\rho_1 - \rho_2}{\rho_{\text{кпп}} - \rho_2} \cdot AM. \quad (12)$$

Если сфера является идеально-проводящей, то $a_k = a$. Формула для вычисления a , получающаяся из (12) при $\rho_2 = 0$, которая, конечно, может быть выведена совершенно элементарным путем, будет иметь следующий вид:

$$a = \frac{\rho_1}{\rho_{\text{кпп}}} \cdot AM. \quad (13)$$

Ошибка в определении a по формуле (12) тем меньше, чем меньше ρ_2 и расстояние d или r электрода А или М от центра сферы. Отметим, что, как показывает обширный опыт работ по МЭК [8], результаты применения потенциал-установки при оценке размеров медноколчеданной залежи мало зависят от положения установки внутри залежи.

Как следует из выражения (11), а также из формул (12) и (13), кажущееся сопротивление, измеренное потенциал-зондом, сильно зависит от размера сферы. Поэтому не рекомендуется применять потенциал-зонд для определения или оценки УЭС локального объекта. Показания градиент-зонда зависят от размера объекта в меньшей степени, и эта зависимость уменьшается до нуля при УЭС объекта, стремящемся к нулю. Исходя из этих замечаний, при применении формул (12) и (13), в измеренные потенциал- и градиент-зондом значения КС нужно вводить поправки за влияние скважины, как это было описано выше. При этом для градиент-зонда можно полагать, что $\rho_k \approx \rho_2$.

На примере идеально-проводящего вытянутого сфероида рассмотрим ошибки применения предлагаемой методики, возникающие при отклонении объекта от изометрической формы. Если потенциал-зонд находится внутри этого сфероида, то имеем

$$\rho_{\text{кпп}} = AM \cdot \frac{\rho_1}{2c} \cdot \ln \frac{a+c}{a-c}, \quad (14)$$

где a - большая полуось и c - полуфокусное расстояние. Тогда, согласно (13), получаем:

$$a_k = \frac{2c}{\ln \frac{a+c}{a-c}}. \quad (15)$$

Погрешность σ определения истинного объема V сфероида будет равна

$$\delta = \left| \frac{V - V_k}{V} \right| \cdot 100 \% . \quad (16)$$

где V_k - объем сферы радиуса a_k .

При $c=0$ погрешность отсутствует. При увеличении c она возрастает сначала медленно, потом все более резко. Например, при $a=50$ и эксцентриситете 0,8 погрешность составляет всего 12,5 %, а при $\frac{c}{a} \rightarrow 1$ величина δ становится неограниченно большой.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Горелова Н.Г., Забродин В.Ю. и др. Формы геологических тел. - М: Недра, 1977. - 246 с.
2. Дахиов В.Н. Интерпретация результатов геофизических исследований результатов геофизических исследований разрезов скважин. - М: Недра, 1955. - 492 с.
3. Дахиов В.Н. Промысловая геофизика. - М: ГНТИ, 1959. - 692 с.
4. Зaborовский А.И. Специальные функции для геофизиков-разведчиков. - М, Л: ГОНТИ, 1939. - 199 с.
5. Интерпретация результатов геофизических исследований нефтяных и газовых скважин / Под ред. В.М.Добрынина. - М: Недра, 1988. - 175 с.
6. Козырин А.К., Блинкова Н.В. Теория однозадачного каротажа //Геофизические методы поисков и разведки рудных и нерудных месторождений. - 1984. - С. 30-34.
7. Козырин А.К. Однозадачный каротаж в пределах горных отводов рудодобывающих предприятий // Горный журнал. - 1985. - № 5. - С. 28-32.
8. Козырин А.К. Электрическая корреляция разрезов скважин. - М: Недра, 1985. - 134 с.
9. Комаров С.Г. Каротаж пластов высокого сопротивления. - М: Гостоптехиздат, 1950. - 280 с.

УДК 550.834

В.И. Бондарев, С.М. Крылатков, С. Г. Садырев

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПЛОЩАДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

При разведке сложных геологических объектов (соляные купола, рифы, зоны тектонических нарушений и др.), проведении мониторинга месторождений или детальном их изучении наблюдаются сложные волновые поля с обилием волн, приходящих по разным направлениям к пунктам приема. Расшифровка их и правильная геологическая интерпретация получаемых материалов чрезвычайно затруднены в этих случаях при проведении двумерных наблюдений, что в конечном счете приводит к ненужным затратам на бурение скважин, которые попадают в неоптимальные условия.

Поэтому в последние годы все большее применение находит трехмерная сейсморазведка (3D-сейсморазведка), которая является закономерным развитием ее двухмерной модификации (2D). Переход на трехмерную сейсморазведку и площадные системы наблюдений приводит к более полному использованию энергии источников сейсмических колебаний и получению пространственной, а также более надежной информации об изучаемых геологических телах.

Однако, несмотря на расширяющееся использование методов объемной сейсморазведки, до сих пор еще недостаточно разработаны критерии выбора параметров методики трехмерных наблюдений.

Одной из важных характеристик любых сейсмических работ по методу общей глубинной точки является кратность системы наблюдений. В сейсмической литературе чаще всего

ограничиваются указанием, что в общем случае при 3D-работах может быть использована меньшая кратность, чем в 2D. Однако никаких количественных оценок этого явления не дается.

Поэтому целью данной работы как раз и является сравнение эффективности суммирования при 2D и 3D сейсмических исследованиях в зависимости от кратности наблюдений, а также определение некоторых относительных количественных параметров суммарного сигнала.

Для оценки эффективности суммирования при ОГТ используется коэффициент разрушения записи (КРЗ), предложенный в работе [2].

Особенности технологии трехмерной сейсморазведки

В трехмерной сейсморазведке пункты возбуждения и приема располагаются по определенным линиям, профилям. Однако, в отличие от профильных съемок, эти линии или ортогональны, или расположены под некоторым углом друг к другу. Взаимное расположение линий приемников и источников показано на рис.1.

Методика работ 3D основывается на системах наблюдения с многократным прослеживанием границ, которые в принципе аналогичны системам ОГТ (общая глубинная точка) или ОСТ (общая срединная точка). Отличие заключается в том, что приемники принимают волны, распространяющиеся по различным азимутам, и центры наблюдений между пунктами возбуждения и приема становятся распределенными по площади, а не по линии (профилю).

Как известно, при профильных сейсмических работах систему наблюдения определяют такие параметры, как значения минимального и максимального выноса или расстояния от пункта возбуждения до установки сейсмоприемников. В 3D-сейсморазведке к этим параметрам добавляется еще азимут направления с каждого приемника на пункты возбуждения упругих колебаний. На рис.2 приведена схема сейсмических работ с различным направлением прихода сейсмических волн в точку приема. Оптимизация этого дополнительного параметра (азимута) оказывает значительное влияние на результаты съемки.

При разведке пологозалегающих структур с субгоризонтальным положением границ раздела распределение азимутов в пределах одной ОСТ особого значения не имеет. В тех же случаях, когда изучаются сложные структуры с большими углами падения слоев, диапазон азимутов должен быть значительным, и от его величины зависит степень освещенности строения наклонных элементов разведываемого объекта.



Рис.1. Схема ортогонального расположения линий приемников и источников колебаний при 3D



Рис.2. Направление прихода отраженных волн в точку приема при 3D-работах

Способы оценки эффективности суммирования при ОГТ в сейсморазведке

Суммирование по ОГТ является реализацией пространственно-временного фильтра или линейной интерференционной системой (ИС). Практическое применение этой системы осуществляется на этапе обработки сейсмической информации. Основной целью такого суммирования является улучшение прослеживаемости полезных волн и подавление (разрушение) волн-помех.

В настоящее время работа ИС нередко анализируется преимущественно на основе результатов расчетов их частотных характеристик (АЧХ) и коэффициента направленного действия (КНД). С этой целью вначале для конкретного типа ИС устанавливается характер зависимости запаздывания волны, приходящей на каждый канал относительно линии суммирования. При этом лишь в некоторых случаях частотная характеристика интерференционной системы может быть вычислена аналитически. В большинстве же важных для практики случаев такое аналитическое вычисление невозможно, поэтому приходится все характеристики рассчитывать численными способами.

Поканальное запаздывание любой волны относительно линии синфазного суммирования можно представить либо в виде линейной, либо в виде криволинейной зависимости. В качестве криволинейной зависимости обычно выбирают параболическую. Особенно это оправдано в методе отраженных волн, поскольку остаточные геодографы этих волн (после ввода кинематических поправок) весьма близки по форме к параболе.

Если в качестве основного параметра регистрируемой сейсмической волны взять время максимального запаздывания θ_L волны на базе $L = \Delta x \cdot (N-1)$ интерференционной системы, то, при равномерном расстоянии между сейсмоприемниками ($\Delta x = \text{const}$), поканальную функцию запаздывания для случая параболической зависимости запаздывания от номера канала n можно представить в виде

$$\theta_n = \left(\frac{n-1}{N-1} \right)^2 \cdot \theta_L \quad (1)$$

Частотная характеристика ИС является комплексной и, как всякая комплексная функция, может быть описана двумя действительными функциями. Одну из них принято называть *амплитудной частотной характеристикой* (АЧХ) ИС. Вторую действительную функцию называют *фазовой частотной характеристикой* (ФЧХ). Ниже приводятся формулы для их вычисления:

$$A\chi(\omega) = \sqrt{\left(\sum_{n=1}^N p_n \cdot \cos \omega \theta_n \right)^2 + \left(\sum_{n=1}^N p_n \cdot \sin \omega \theta_n \right)^2}, \quad (2)$$

$$\Phi\chi(\omega) = -\operatorname{arctg} \frac{\sum_{n=1}^N p_n \cdot \sin \omega \theta_n}{\sum_{n=1}^N p_n \cdot \cos \omega \theta_n}, \quad (3)$$

где p_n - весовые множители сейсмических трасс.

Беспятовым Б.И. [3] для количественного описания работы ИС в импульсном режиме было предложено использовать понятие *коэффициента направленного действия* (КНД). Под этим понятием подразумевается отношение энергии суммарного колебания на выходе системы при заданной линии суммирования к энергии той же волны при ее синфазном суммировании.

$$KND = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} \left[\sum_{n=1}^N P_n \cdot s(t - \theta_n) \right]^2 dt}{\left[\sum_{n=1}^N P_n \right]^2 \cdot \int_{-\infty}^{\infty} [s(t)]^2 dt}, \quad (4)$$

где форма сейсмической волны описывается функцией $s(t)$.

Оба эти критерия (частотная характеристика и КНД) позволяют оценить эффект работы ИС лишь частично.

Нами предлагается использовать для оценки эффективности ИС новый интегральный показатель - *коэффициент разрушения сейсмической записи* (КРЗ), описанный в [2]. Основу исследования составило численное моделирование процесса суммирования волн в интерференционной системе.

При этом были использованы некоторые теоретические сейсмические импульсы.

Минимально-фазовый импульс Берлаге [4]:

$$s(t) = a_0 \cdot t \cdot e^{-\beta t} \cdot \sin \omega_0 t, \quad (5)$$

где α_0, β - некоторые константы.

Импульс с колоколообразной огибающей Н.Н.Пузырева [4]:

$$s(t) = a_0 \cdot e^{-\beta^{(t-t_0)^2}} \cdot \sin(\omega_0 t + \Phi_0), \quad (6)$$

где α_0, β - некоторые константы.

При $\Phi=\pi/2$ - импульс Н.Н.Пузырева имеет симметричную форму и относится к классу так называемых нуль-фазовых импульсов. Такая форма сигнала наиболее подходит для моделирования отраженных волн, время вступления которых совпадает с центром импульса.

Все известные ранее оценки эффективности работы ИС построены на анализе влияния интерференционных систем на трансформацию частотного спектра сигнала на их выходе. По нашему мнению, такой подход не позволяет объективно решать главную задачу такой оценки, поскольку не дает всестороннюю характеристику эффекта разрушения волн-помех конкретной ИС. Главным критерием оценки эффективности работы ИС мог бы быть критерий, учитывающий интегральное зрительное восприятие интерпретатором эффекта разрушения волны-помехи на временном разрезе или суммогарнитуре.

Анализируя характер восприятия человеческим глазом формы импульса сейсмической волны на совокупности суммогарнитур в работе [2], мы делаем вывод о том, что наличие сформированной сейсмической волны на временном разрезе (группе трасс) воспринимается на

основании следующих эмоционально-зрительных критериев:

- энергетического доминирования в локальной области;
- амплитудной выразительности записи;
- типичности видимого частотного спектра записи для конкретных условий наблюдения;
- разрешенности сейсмической записи;
- отсутствия интенсивных случайных искажений записи.

Если эффект воздействия каждого из вышеуказанных факторов оценить некоторым коэффициентом, который увеличивался бы по мере усиления разрушающего действия этого фактора на сейсмическую запись, то предлагаемый *коэффициент разрушения сейсмической записи* (КРЗ) можно было бы представить в виде произведения пяти коэффициентов:

$$KРЗ = K1 \cdot K2 \cdot K3 \cdot K4 \cdot K5 \quad (7)$$

Критерием энергетического доминирования или отсутствия доминирования в локальной области временного разреза (сейсмической записи) после работы конкретной ИС является введенный Б.И. Беспятовым коэффициент направленного действия (КНД) системы. Поэтому в качестве первого коэффициента К1 в составе КРЗ нами выбран один из уже известных параметров ИС - параметр КНД:

$$K1 = \frac{1}{\sqrt{KND}} \quad (8)$$

В качестве второго параметра КРЗ, характеризующего амплитудную разрушаемость сигнала на выходе ИС, нами предлагается взять отношение модулей суммы разностей амплитуд входного и выходного сигналов к сумме амплитуд входного сигнала в заданном временном окне:

$$K2 = \left(\sum_{\Delta t} |S_{\text{exit}}(t) - S_{\text{in}}(t)| \right) / \left(\sum_{\Delta t} S_{\text{in}}(t) \right) \quad (9)$$

Приведенная структура этого коэффициента однозначно свидетельствует о том, что данный коэффициент, меняясь в пределах от 0 до 1, тем больше по значению, чем сильнее разрушение сигнала на выходе ИС.

Разрушение частотного состава колебания на выходе ИС безусловно приводит к ухудшению восприятия сейсмического импульса на временной трассе как регулярного колебания. Мерой оценки такого разрушения нами выбрана величина

$$K3 = \left(\sum_{\Delta \omega} [S_{\text{exit}}(\omega) - S_{\text{in}}(\omega)]^2 \right) / \left(\sum_{\Delta \omega} (S_{\text{in}}(\omega))^2 \right) \quad (10)$$

Этот параметр отражает влияние амплитудной частотной характеристики ИС на структуру сейсмического сигнала на выходе системы. Простота его конструкции открывает широкие возможности при моделировании.

Для того, чтобы конкретный фрагмент сейсмической записи можно было отождествить с регулярной волной, необходимо, чтобы эта волна обладала определенной достаточно высокой разрешенностью. Как известно [1], под *разрешенностью сейсмической записи* понимают некоторую величину λ , характеризующую возможность разделения сигналов от близко расположенных границ и зависящую от длительности сигнала, его структуры и от величины

отношения сигнал/помеха:

$$\lambda = \frac{a_m^2}{\int_{T_0}^T q^2(t) dt} \cdot \frac{1}{1 + \frac{1}{\eta}} , \quad (11)$$

где a_m - максимальная амплитуда сигнала; $q(t)$ - сигнал; η - энергетическое соотношение сигнал/помеха.

Для практических задач имеет смысл не абсолютная величина λ , а величина, относящаяся к некоторому эталону записи. Поэтому в качестве еще одной компоненты КРЗ нами принято отношение коэффициентов λ на выходе и входе ИС:

$$K4 = \frac{\lambda_{\text{вых.сигнала}}}{\lambda_{\text{вх.сигнала}}} . \quad (12)$$

Ухудшение разрешенности записи в [2] рассматривается как фактор, усиливающий разрушение сейсмического сигнала и, следовательно, приводящий к увеличению общего значения КРЗ.

Ослабление интенсивных случайных помех на выходе ИС, как известно, пропорционально величине меры статистического эффекта интерференционной системы:

$$K5 = r = \left(\sum_{n=1}^N p_n \right) / \sqrt{\sum_{n=1}^N (p_n)^2} . \quad (13)$$

Следовательно, для того, чтобы учесть разрушающий эффект этого фактора для данной ИС, необходимо в состав конструируемого коэффициента КРЗ ввести данный множитель.

Предложенная конструкция коэффициента разрушения сейсмической записи учитывает в той или иной мере все факторы, влияющие на ослабление сигнала на выходе ИС. Поэтому данный коэффициент можно принимать за некоторую количественную (эвристическую) меру оценки степени разрушения сейсмического сигнала с точки зрения эмоционально-зрительного восприятия сейсмической записи.

В монографии [2] нами показывается, что введенный новый показатель оценки эффективности работы интерференционных систем - коэффициент разрушения сейсмической записи - позволяет максимально всесторонне охарактеризовать работу системы по ослаблению волн-помех. На основе анализа величины КРЗ можно объективно оценивать влияние любого из параметров ИС на конечный результат работы системы. Это позволяет более объективно и всесторонне понять характер работы ИС и на основе этого осуществлять на стадии проектирования работ разумный выбор параметров конкретной системы.

К сожалению, в [2] эти выводы проиллюстрированы лишь на примере профильных (двухмерных) наблюдений.

В данной работе авторы попытались применять КРЗ для оценивания эффективности и таких сложных систем наблюдений, как 3D-системы в сейсморазведке.

Использование КРЗ для оценки эффективности трехмерных систем наблюдений

Для получения оценки сравнительной эффективности площадных систем наблюдений нами выполнялось численное моделирование, которое состояло из нескольких этапов:

- а) выбор сейсмической модели среды;

б) расчет для выбранных моделей поверхностных гидографов ОГТ;
 в) моделирование трехмерных наблюдений и расчет коэффициентов разрушения записи (КРЗ) путем выбора сети профилей со случайно ориентированными азимутами, проходящих через фиксированный приемник;

г) сравнение с помощью КРЗ средней эффективности по такому набору случайно ориентированных профилей (так моделируются трехмерные сейсмические исследования) с эффективностью работ 2D (в худшем варианте, когда 2D-профиль направлен по простираннию изучаемой структуры).

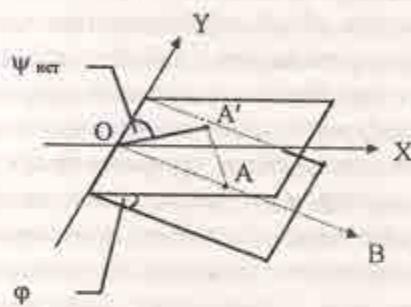


Рис.3. Схема положения границы в пространстве

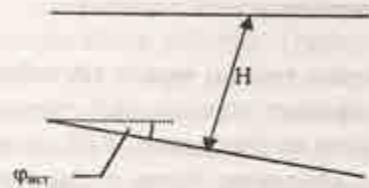


Рис.4. Положение границы в разрезе

Для численного моделирования была выбрана достаточно типичная и вместе с тем сравнительно простая сейсмическая модель среды, представляющая собой однородный сейсмический слой, лежащий на полупространстве и ограниченный сверху плоской дневной поверхностью, а снизу - плоской наклонной границей. Нами использовались сейсмические модели среды, различающиеся следующими параметрами: азимутом падения отражающей границы ($\Psi_{ист}$) (рис.3); углом падения границы ($\phi_{ист}$); расстоянием от дневной поверхности до ОГТ на границе (H) (рис.4) и скоростью сейсмических волн в слое (V).

Поверхностные гидографы ОГТ рассчитывались по известным формулам [5]:

$$T(L) = \sqrt{\left(\frac{2H}{V}\right)^2 + \frac{L^2 \left[1 - \sin^2 \phi_{ист} \cdot \cos^2 (\Psi_{пр} - \Psi_{ист})\right]}{V^2}}, \quad (14)$$

где $T(L)$ - время прихода отраженной волны, с; H - глубина до границы, м; V - скорость отраженных волн в среде, м/с; L - расстояние источник - приемник, м; $\phi_{ист}$ - угол падения границы; $\Psi_{ист}$ - азимут падения границы; $\Psi_{пр}$ - азимут профиля. Диапазон азимутов профилей составлял от 0 до 360°.

Для получения синтетических сейсмограмм выполнялась операция свертки гидографа с сигналом выбранного вида (5 или 6).

Для сравнительной оценки эффективности суммирования при выполнении расчетов моделировалась также кратная волна с фиксированным запаздыванием времени прихода на базе наблюдений.

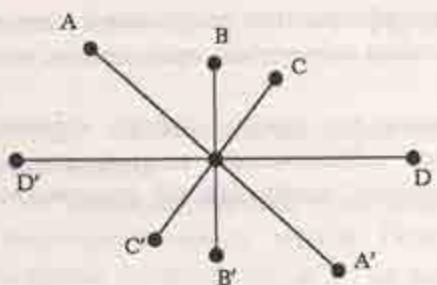


Рис.5. Схема отработки ОГТ при трехмерных наблюдениях

сейсмических границ может случайно оказаться, что сейсмические профили будут располагаться по простиранию отражающей границы, но равновероятна и ситуация, когда профиль и линия простирации не совпадают. КРЗ, соответствующий различным взаимным положениям профиля и линии простирации, будет также различен, это означает, что качество получаемых суммопротяжек будет зависеть от выбранной ориентировки профиля.

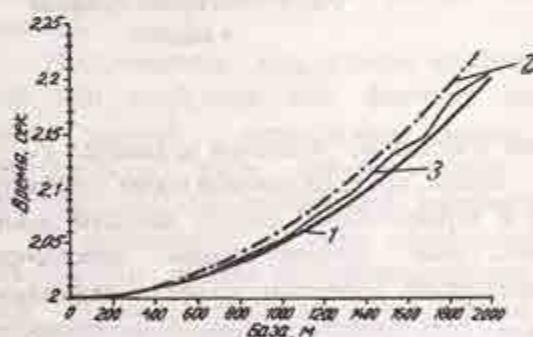


Рис.6. Принятая в работе схема суммирования:

- 1 – азимут профиля по падению границы;
- 2 – азимут профиля по простиранию границы;
- 3 – линия суммирования

Одним из важных этапов исследований являлось моделирование сейсмограмм при 3D-системе наблюдений на основе полученных на предыдущем этапе профильных поверхностных гидографов ОГТ. Для этого полагалось, что при 3D-работах точка ОГТ, отработанная с кратностью n , представляет собой n измерений, полученных на разных азимутах (рис.5).

Принципиальное различие профильных и площадных систем наблюдений состоит в следующем. Данные метода общей глубинной точки по профильной системе представляют собой набор измерений, сделанных при близких значениях азимута профиля. В случае исследования наклонных отражающих

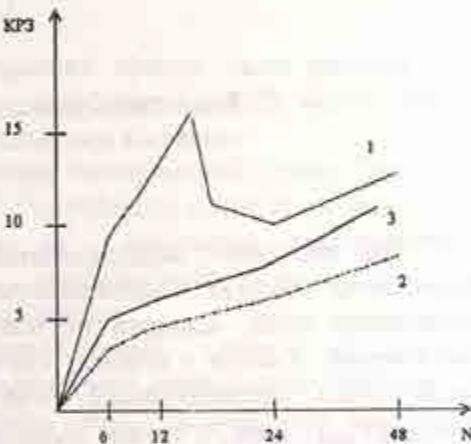


Рис.7. Зависимость эффективности суммирования, оцениваемой по коэффициенту разрушения записи (КРЗ), от кратности системы наблюдений N при профильных наблюдениях вкрест простирания структуры – 1, вдоль простирания – 2 и для трехмерной системы наблюдений – 3

Поэтому мы прежде всего сравнивали между собой эффективность суммирования ОГТ одинаковой кратности при наилучшем (профиль ориентирован вкрест простирания границы) и наихудшем (профиль ориентирован по простиранию) расположении профиля по отношению к изучаемой структуре. Сейсмограмму же ОГТ, отработанную по площадной системе, можно представить как набор профильных измерений, выполненных при различных случайных значениях азимутов линий источник-приемник. Поэтому для оценки эффективности суммирования

по ОГТ при 3D-исследованиях нами выполнялось суммирование трасс случайным образом по всему возможному диапазону азимутов с той же кратностью, что и при профильных работах. Представление о схеме такого суммирования дано на рис.6. Для большей достоверности оценки качества такого суммирования генерировалось несколько последовательностей случайных значений азимутов (реализаций). Далее рассчитывался средний по всем реализациям коэффициент КРЗ. Вычисления проводились для различных комбинаций физических параметров среды и для типичных значений кратностей 6, 12, 24, 48 и 96.

Число реализаций составляло от 25 до 100 и определялось тем условием, чтобы при дальнейшем росте числа реализаций средняя эффективность случайного суммирования (КРЗ) практически не менялась. Расчеты показали также, что значения определяемых при этом коэффициентов разрушения мало зависят от вида теоретического импульса.

Анализ результатов не позволяет с уверенностью утверждать, что при трехмерных измерениях можно допускать меньшую кратность, чем при профильных работах. Однако при 3D сейсмических исследованиях, проводимых с кратностями выше 24 и при достаточно больших ($> 12^\circ$) углах наклона отражающей границы, такое утверждение является обоснованным. Например, можно показать, что средний коэффициент разрушения записи для трехмерных 24-кратных наблюдений по значению может соответствовать КРЗ для худшего возможного варианта профильных измерений, выполненных при кратности около 40 (рис.7).

Выводы

По результатам выполненного численного моделирования процесса получения временных разрезов при 3D работах МОГТ можно сделать следующие выводы:

1. Предложенный ранее [2] коэффициент разрушения записи (КРЗ) при оценке качества получаемых суммарных трасс применим как при профильных, так и при трехмерных системах наблюдений в сейсморазведке.
2. Значительный выигрыш в эффективной кратности сейсмических работ за счет применения трехмерных систем наблюдений имеет место только при кратностях порядка 24 и выше. При кратностях, меньших 24, говорить о заметном преимуществе трехмерных систем наблюдений нецелесообразно.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Боганик Г. Н. Сейсмическая разведка. - М.: Недра, 1980. - 551 с.
2. Бондарев В.И., Крылатков С.М. Исследование эффективности интерференционных систем приема в сейсморазведке. - Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 1998. - 116 с.
3. Гурвич И.И., Беспятов Б. И. Некоторые вопросы теории группирования в сейсморазведке // Прикладная геофизика. - 1960. - Вып. 25. - С.20-36.
4. Сейсморазведка: Справочник геофизика / Под ред. И. И. Гурвича и В. П. Номоконова. Том IV. - М.: Недра. - 1966.
5. Шнеерсон М.Б., Жуков А.П. Системы наблюдений в трехмерной сейсморазведке // Разведочная геофизика: Обзор АОЗТ «ГеоСинформмарк». - 1996.

В.И. Бондарев, С.М. Крылатков, Д. Н. Самойлов

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В РАЗРЕЗЕ ПО ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ЛЯВА

Волны Лява - простейший тип поверхностных волн. Их кинематические и динамические характеристики определяются только видом зависимостей скоростей распространения поперечных волн и плотности в среде от глубины, т.е. видом функций $V_s(z)$ и $\rho(z)$. Поэтому существует принципиальная возможность определять скоростной разрез $V_s(z)$ и разрез плотности $\rho(z)$ по результатам наблюдений поверхностных волн Лява. Знание скоростей распространения поперечных волн в разрезе необходимо при использовании сейсморазведки с целью оценки физико-механических свойств горных пород. Так как поверхностные волны Лява распространяются в сравнительно неглубоком приповерхностном слое, то главной областью использования данных наблюдений волн Лява является инженерная сейсморазведка.

Целью настоящей работы является разработка и опробование метода определения скоростного и плотностного разрезов среды по данным, полученным при наблюдениях поверхностных волн Лява.

1. Определение параметров модели среды на основе асимптотического подхода

Свойства волн Лява достаточно полно проанализированы в сейсмологии [5,6,7] и в сейсморазведке [1,4]. В этих работах рассмотрены свойства волн Лява для слоисто-однородных и градиентных моделей сред. Существенно менее подробно разработан вопрос определения $V_s(z)$ и $\rho(z)$ на основе результатов наблюдений поверхностных волн Лява. Можно упомянуть лишь способ решения обратной задачи, предлагаемый в [3], в основу которого положено высокочастотное приближенное решение прямой задачи для волн Лява [2] в средах с линейным законом изменения скорости $V_s(z)$. При этом фазовая скорость для k -й гармоники волн Лява V_Φ связана с относительной частотой этой гармоники $u = \omega/V_s(0)$ соотношением вида

$$V_\Phi = \frac{V_s(0)}{1 - \alpha_k \cdot u - \beta_k \cdot u^2} , \quad (1)$$

где α_k и β_k - некоторые константы, выражаемые через корни производной функции Эйри, а

$$u = \frac{1}{y^{2/3}} . \quad (2)$$

Глубина проникновения k -й гармоники волны Лява h (глубина, на которой амплитуда вектора смещения частиц среды под действием волны Лява убывает в $e=2,718$, раз) может быть

определенна по асимптотической формуле

$$h = (\gamma_k \cdot \frac{y^{1/3}}{x} + \delta_k) \cdot \lambda , \quad (3)$$

где γ_k и δ_k - константы.

Для определения параметров скоростной модели (ими являются $V_s(0)$ и $V'_s(0)$) используется метод наименьших квадратов. Под экспериментальную зависимость фазовой скорости от частоты $V_\phi(f)$ подбирается теоретическая зависимость вида (1), куда входят неизвестные искомые параметры $V_s(0)$ и $V'_s(0)$. Для этого минимизируется сумма квадратов отклонений экспериментально определенной фазовой скорости от теоретической, рассчитанной для тех же частот по формуле (1)

$$S = \sum_{i=1}^n (V_i^{\text{экспер.}} - \frac{V_s(0)}{1 - \alpha_k \cdot u_i - \beta_k \cdot u_i^2})^2 = \min , \quad (4)$$

где n - число точек наблюдений, а

$$u_i = \left(\frac{2 \cdot \pi \cdot f_i}{V_s(0)} \right)^{-2/3} . \quad (5)$$

Далее после нахождения $V_s(0)$ и $V'_s(0)$ легко определяется скоростной разрез среды по $V_s(z)$ по формулам:

$$h_i = \left(\gamma_k \cdot \frac{y_i^{1/3}}{x_i} + \delta_k \right) \cdot \lambda_k ; \quad (6)$$

$$V_s(h_i) = V_{\phi(i)} \quad (7)$$

где $i = 1, 2, \dots, n$.

Такая методика определения скоростного разреза дает возможность, по оценке авторов, определять разрез $V_s(z)$ с погрешностью не более 10-15 %.

Существенным недостатком этого способа является применение высокочастотного, а значит, возможно достаточно грубого приближения в типичной для регистрации поверхностных волн области низких частот. Попытки корректировать это обстоятельство путем некоторого "уточнения" коэффициентов формул (1 и 3) не изменяют сущности приближенного подхода к решению рассматриваемой обратной задачи. Дополнительным недостатком является также отсутствие в этой методике возможности получения информации о распределении плотностей в разрезе.

2. Новый способ определения скоростного разреза среды по $V_s(z)$

В настоящей работе обсуждается возможность существенно другого метода решения,

который построен на использовании точного решения прямой задачи о распространении волн Лява в некоторой модели среды. Отметим сразу, что в основу способа может быть положена любая модель среды, для которой возможно аналитическое или численное решение прямой задачи.

Мы рассмотрим этот метод на примере одной из простейших моделей среды, для которой решение прямой задачи о распространении поверхностных волн Лява имеет сравнительно простой вид. Это модель среды «однородный слой на однородном полупространстве». Схема такой модели показана на рис.1 в виде двух разрезов - скоростного и плотностного.

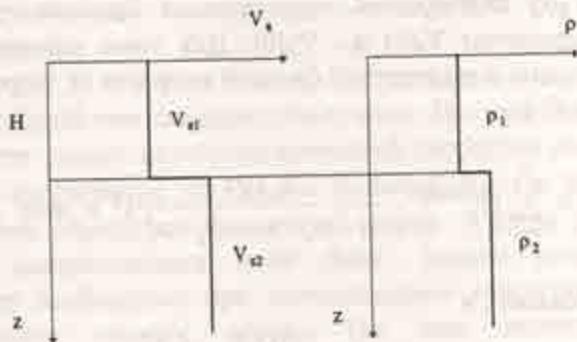


Рис.1. Схема используемой модели среды.

Известно, что кинематические свойства волн Лява, распространяющихся в такой среде, описываются в форме так называемого характеристического (или в иностранной литературе - периодического) уравнения:

$$\operatorname{tg} \left(\frac{\omega \cdot H}{V_{s1}} \cdot \sqrt{1 - \frac{1}{x^2}} \right) = \frac{\rho_2}{\rho_1} \cdot \frac{\sqrt{1 - \gamma^2 \cdot x^2}}{\gamma^2 \cdot \sqrt{x^2 - 1}}, \quad (8)$$

где $\gamma = V_{s1}/V_{s2}$, $x = V_1/V_{s1}$.

Это уравнение содержит скорость распространения волн Лява в обеих частях в виде параметра $x = V_1/V_{s1}(0)$ - относительной фазовой скорости, и имеет бесчисленное множество решений для x при фиксированной относительной частоте y , т.е. описывает бесчисленное множество гармоник волн Лява. Решения уравнения (8) определяются величинами параметров разреза ($H, V_{s1}, V_{s2}, \rho_1, \rho_2$), круговой частотой колебаний ω и номером корня уравнения (номером гармоники k). Обычно они получаются в форме $x = f(y)$. График этой зависимости называют дисперсионной кривой.

Подбор значений параметров модели среды, чтобы теоретическая дисперсионная кривая наилучшим образом соответствовала экспериментальной зависимости x от ω , может выполняться с использованием метода наименьших квадратов (МНК). Однако для данного трансцендентного уравнения (8) это является весьма трудоемкой и вряд ли практически реализуемой задачей.

В предлагаемом нами методе решения будем исходить из того, что для произвольного набора экспериментальных данных x_i, ω_i уравнение (8) при некотором оптимальном наборе параметров среды ($H, V_{s1}, V_{s2}, \rho_1, \rho_2$) приближенно выполняется для любой i -й пары данных x_i и ω_i :

$$F_i = \lg \left(\frac{\omega_i \cdot H}{V_{s1}} \sqrt{1 - \frac{1}{x_i^2}} \right) - \frac{\rho_2}{\rho_1} \cdot \frac{\sqrt{1 - \gamma^2 \cdot x_i^2}}{\gamma^2 \cdot \sqrt{x_i^2 - 1}} = \varepsilon_i \approx 0 \quad (9)$$

Потребуем, чтобы для всех точек наблюдений

$$S = \sum_{i=1}^n \varepsilon_i^2 \rightarrow \min , \quad (10)$$

и будем считать, что при выполнении этого требования мы подберем оптимальную двухслойную модель среды. При этом теоретическая дисперсионная кривая будет наилучшим образом соответствовать точкам экспериментально дисперсионной зависимости.

Соблюдение условия (10) обеспечивает получение наилучшего решения обратной задачи в классе двухслойных моделей среды.

К сожалению, минимизация функционала (10) напрямую, как мы отметили выше, практически трудно выполнима. Поэтому мы применяем следующий подход.

Разложим функцию F_i в ряд Тейлора по степеням параметров $H, V_{s1}, V_{s2}, \rho_1, \rho_2$ в окрестности некоторой начальной точки $(H, V_{s1}, V_{s2}, \rho_1, \rho_2)$ (нулевого приближения):

$$\begin{aligned} F_i = F_{i0} + \frac{\partial F_i}{\partial H} \Big|_0 (H - H_0) + \frac{\partial F_i}{\partial V_{s1}} \Big|_0 (V_{s1} - V_{s10}) + \\ + \frac{\partial F_i}{\partial A} \Big|_0 (A - A_0) + \frac{\partial F_i}{\partial \gamma} \Big|_0 (\gamma - \gamma_0) + \dots \end{aligned} \quad (11)$$

(здесь обозначено $\rho_2/\rho_1 = A$).

Теперь, ограничивая ряд первой степенью параметров, можно приближенно написать:

$$\Delta F_i = F_H \cdot \Delta H + F_V \cdot \Delta V + F_A \cdot \Delta A + F_\gamma \cdot \Delta \gamma , \quad (12)$$

где обозначено для краткости:

$$\Delta F_i = F_i - F_{i0}$$

$$F_H = \frac{\partial F_i}{\partial H} \Big|_0$$

$$F_V = \frac{\partial F_i}{\partial V_{s1}} \Big|_0$$

$$F_A = \frac{\partial F_i}{\partial A} \Big|_0$$

$$F_\gamma = \frac{\partial F_i}{\partial \gamma} \Big|_0$$

Чтобы выполнить условие (10), нужно определить ε_i . В нашем случае эта величина равна ΔF_i — отклонению начального приближения от нуля.

Поэтому условие (10) приводится к виду

$$S = \sum \Delta F_i^2 \rightarrow \min ,$$

или

$$S = \sum (F_0 - (F_H \cdot \Delta H + F_{Vs} \cdot \Delta V_s + F_A \cdot \Delta A + F_r \cdot \Delta \gamma))^2 \rightarrow \min . \quad (13)$$

В приведенном выше выражении F_H , F_{Vs} , F_A , F_r легко определяются дифференцированием уравнения (10) и могут быть вычислены при зафиксированных начальных значениях H_0 , V_{s0} , A_0 и γ_0 . Параметры же ΔH , ΔV_s , ΔA , $\Delta \gamma$ могут считаться некоторыми добавками к начальному приближению, улучшающими это приближение.

Эти добавки ΔH , ΔV_s , ΔA и $\Delta \gamma$ можно определить по методу наименьших квадратов из системы 4-х линейных уравнений, которая следует из условия (13):

$$\begin{aligned} \sum F_0 \cdot F_H &= \sum F_H^2 \cdot \Delta H + \sum F_H \cdot F_{Vs} \cdot \Delta V_s + \sum F_H \cdot F_A \cdot \Delta A + \sum F_H \cdot F_r \cdot \Delta \gamma ; \\ \sum F_0 \cdot F_{Vs} &= \sum F_H \cdot F_{Vs} \cdot \Delta H + \sum F_{Vs}^2 \cdot \Delta V_s + \sum F_{Vs} \cdot F_A \cdot \Delta A + \sum F_{Vs} \cdot F_r \cdot \Delta \gamma ; \\ \sum F_0 \cdot F_A &= \sum F_H \cdot F_A \cdot \Delta H + \sum F_H \cdot F_A \cdot \Delta V_s + \sum F_A^2 \cdot \Delta A + \sum F_A \cdot F_r \cdot \Delta \gamma ; \\ \sum F_0 \cdot F_r &= \sum F_H \cdot F_r \cdot \Delta H + \sum F_H \cdot F_r \cdot \Delta V_s + \sum F_A \cdot F_r \cdot \Delta A + \sum F_r^2 \cdot \Delta \gamma . \end{aligned} \quad (14)$$

После решения этой системы в качестве новой начальной точки следует взять точку с параметрами $H = H_0 + \Delta H$, $V_{s1} = V_{s0} + \Delta V_s$, $A = A_0 + \Delta A$, $\gamma = \gamma_0 + \Delta \gamma$, считать эту точку первым приближением и продолжать уточнять исходную модель путем решения системы уравнений (14) вплоть до получения необходимой точности.

3. Результаты численного моделирования

Описанный выше способ решения обратной задачи проверялся нами на теоретических моделях и экспериментальных данных. В качестве моделей среды были использованы модели типа слоисто-однородная модель среды (по скорости $V_s(z)$ и плотности $\rho(z)$) и градиентная модель с линейным и экспоненциальным законом изменения скорости $V_s(z)$ и плотности $\rho(z)$. Для этих моделей с различными значениями параметров скоростного и плотностного разрезов были рассчитаны точные дисперсионные зависимости, которые и использовались в качестве тестовых данных.

На рис.2 показана дисперсионная кривая, соответствующая модели среды «однородный слой на однородном полупространстве». На рис.3 показана сама модель, представленная скоростным и плотностным разрезами, а также результаты расчетов скорости и плотности, выполненных по описанному в разделе 2 алгоритму, по значениям фазовых скоростей и частот волн Лява, снятым с

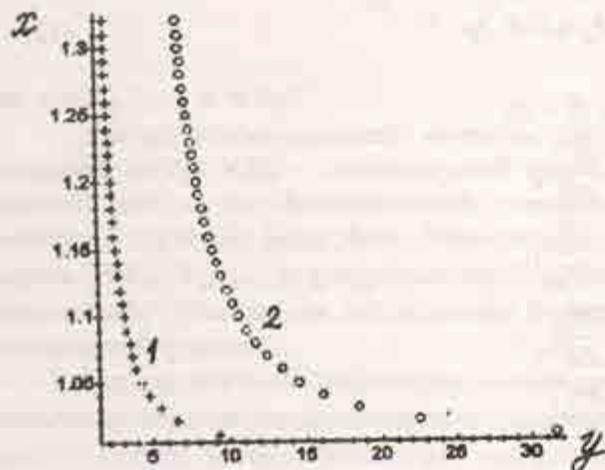


Рис.2. Теоретические дисперсионные кривые первой и второй гармоник волн Лява для двухслойной модели среды

теоретической дисперсионной кривой (см.рис.2).

Рис.4 и 5 демонстрируют применение метода определения скоростного разреза $V_s(z)$ по точным дисперсионным кривым (см.рис. 4) первых двух гармоник волн Лява для модели среды - два однородных слоя на однородном полупространстве.

На основе анализа этих результатов, а также моделирования, выполненного для различных моделей, можно говорить о достаточно хорошем согласии восстановленных скоростных и плотностных параметров модели среды и точных параметров по различным гармоникам волн Лява .

Для опробования способа на полевых материалах использовались экспериментальные результаты наблюдения дисперсии поверхностных волн Лява, полученные при проведении инженерных сейсмических исследований в окрестностях г. Ирбит Свердловской области (рис.6). Для сравнения эти данные были обработаны с использованием и асимптотических формул. Имеются также сведения о разрезе $V_s(z)$ по данным вертикального сейсмического профилирования. Сопоставляя эти сведения о скоростном строении разреза с результатами расчетов по новому способу (рис.7), можно сделать вывод о существенном согласии всех этих результатов в рамках довольно простой выбранной нами двухслойной модели. Полученное нами решение позволяет определить мощность верхней части разреза в 6 м, что подтверждается проводившимся здесь бурением .

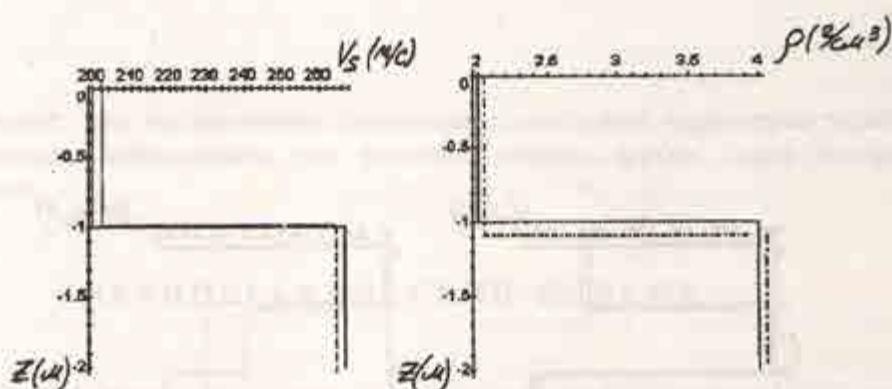


Рис.3. Исходный и восстановленный по дисперсионным кривым, показанным на рис.2, скоростной разрез $V_s(z)$, а также исходный и восстановленный плотностной разрез

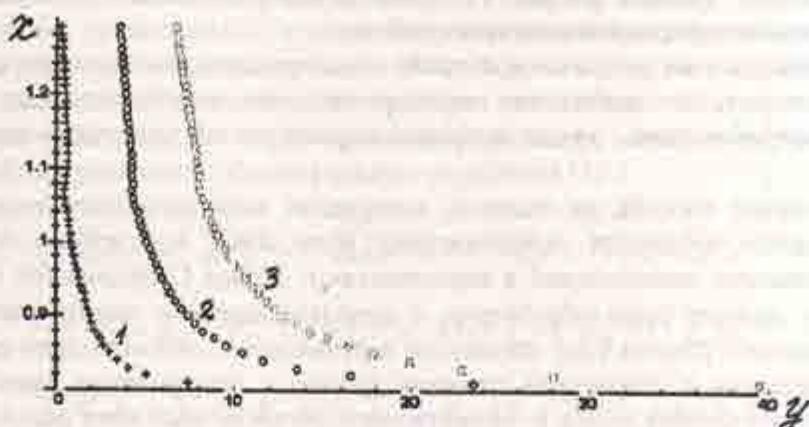


Рис.4. Дисперсионные кривые трех гармоник волн Лéви,
соответствующие трехслойной модели среды с
понижением скорости во втором слое

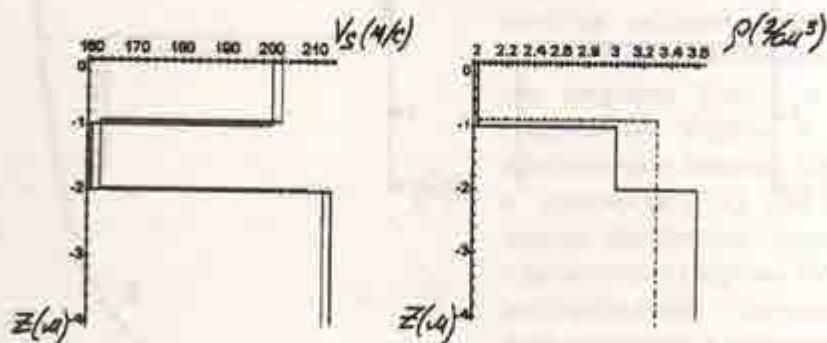


Рис.5. Скоростная и плотностная модели среды,
теоретические дисперсионные кривые для которых
приведены на рис.4, а также результаты их
восстановления по данным дисперсионным кривым

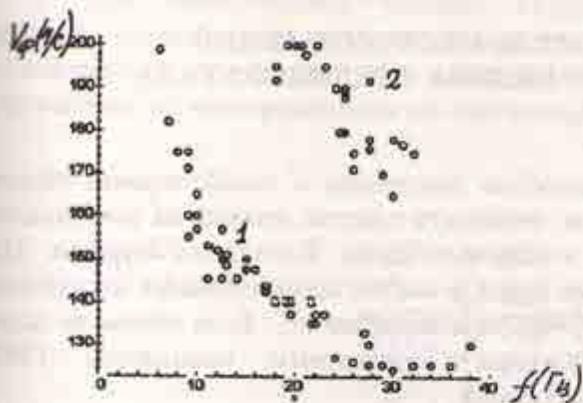


Рис.6. Экспериментальные дисперсионные кривые первой и второй гармоник волн Лява. По оси абсцисс отложена частота (Гц), по оси ординат – фазовая скорость волн Лява (м/с)

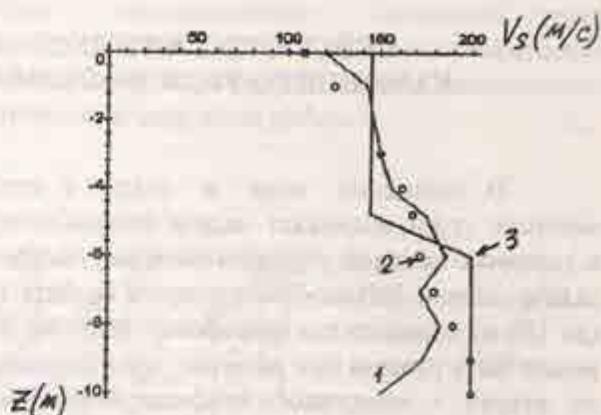


Рис.7. Результаты определения скоростного разреза $V_s(z)$: 1 – по данным вертикального сейсмического профилирования; 2 – по асимптотическим (приближенным) формулам; 3 – по предлагаемому авторами методу

Авторы считают, что предложенная технология определения параметров модели среды может быть с успехом использована для решения многих других задач интерпретации геофизических данных.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Андрианова З.С., Кейлис-Борок В.И., Левшин А.Л., Нейгауз М.Г. Поверхностные волны Лява. – М.:Наука, 1965. – 108 с.
2. Бабич В.М., Бабич Н.Г. Фомина Н.А. О расчете волн Лява с использованием асимптотических формул метода//Вычислительная сейсмология, вып.3. - М.: Наука, 1968.
3. Бондарев В.И. Сеймический метод определения физико-механических свойств несвязанных грунтов. – Екатеринбург: Изд-во УГГА, 1997. - 220 с.
4. Левшин А.Л. Поверхностные и канальные сейсмические волны. - М.: Наука, 1973. - 176 с.
5. W.Ewing, W.Jardetzky, F.Press ELASTIC WAVES IN LAYERED MEDIA. McGraw-Hill, 1957. -380 p.
6. H.Jeffreys THE FORMATION OF LOVE WAVES IN A TWO-LAYER CRUST.- Geofl. Beitr.Geophys., Vol.30, pp. 336-350, 1931.
7. R.Stonley and E.Tillotson THE EFFECT OF DOUBLE SURFACE LAYER ON LOVE WAVES.- Montly Notices Roy.Astron.Soc.: Geophys.Supp., Vol.1, pp.521-527, 1928.

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЕННОГО УГЛЯ ВОСТОЧНОГО СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА

В последние годы в связи с необходимостью вовлечения в хозяйственный оборот местных углей возникает задача оценки количества, мощности пластов, степени их сохранности в условиях высокой тектонической нарушенности угленосных толщ Восточного Зауралья [1], задача оценки физико-механических свойств горных пород в местах проектирования неглубоких (до 100 м) карьеров для разработки пластов углей открытым способом [6]. Если первая из задач может быть решена при разведке месторождений бурением и стандартным комплексом ГИС, то вторая - комплексом сейсмоакустических исследований.

Для составления сейсмогеологической модели угольных месторождений нами проведены определения плотности и скорости продольных ультразвуковых колебаний (УЗК) в образцах горных пород и углей, хранящихся в учебных коллекциях кафедры геологии месторождений полезных ископаемых УГГТА. Аппаратура УЗК - дефектоскоп УКБ-1 М. Частота УЗК 60 кГц. Определение скорости проведено методом прозвучивания: с одной стороны к образцу прижимали пьезоэлектрический датчик УЗК, с противоположной - приемник. Скорость рассчитывалась как частное от деления длины образца (пробега волны) на время пробега волны через образец. Длина образцов составляла от 30 до 120 мм. Всего было исследовано около 90 образцов горных пород и 26 образцов углей. Среди образцов выделены несколько литологических групп. При расчетах средних значений плотности и скорости УЗК для различных литологических групп выборки проверялись на соответствие распределения измеренных значений нормальному закону распределения. Для оценки погрешности определения скорости выполнено 24 повторных замера. Средняя относительная погрешность составила 13 %. Результаты измерений приведены в табл. I.

Таблица I

Средние значения скорости УЗК в образцах горных пород и углей на месторождениях Восточного Зауралья

Литологическая разность	Количество измерений	Скорость, м/с	Плотность, г/см ³	Возраст толщ. Месторождения
Песчаники	21	1850 ± 323	2.66 ± 0.12	
Алевролиты	20	2030 ± 406	2.66 ± 0.12	C ₁ t-v Еловское, Махневское, Ерзовское
Аргиллиты	16	1980 ± 350	2.58 ± 0.08	
Угли каменные	9	800 ± 90	1.52 ± 0.12	
Угли каменные	17	873 ± 220	1.37 ± 0.10	T ₃ - J ₁
Известники	4	2800 ± 210	-	
Гравелиты и конгломераты	8	2300 ± 325	2.65 ± 0.03	Буланашское Елкинское

Коэффициенты корреляции между значениями плотности и скорости в литологических группах оказались низкими - порядка 0.05-0.3.

Для геологических условий Полдневского месторождения каменных углей раннекаменноугольного возраста, располагающегося в южной части Сухоложско-Каменской угленосной полосы, составим сейсмогеологическую модель и оценим возможность проведения на месторождениях тех или иных видов сейсморазведочных работ.

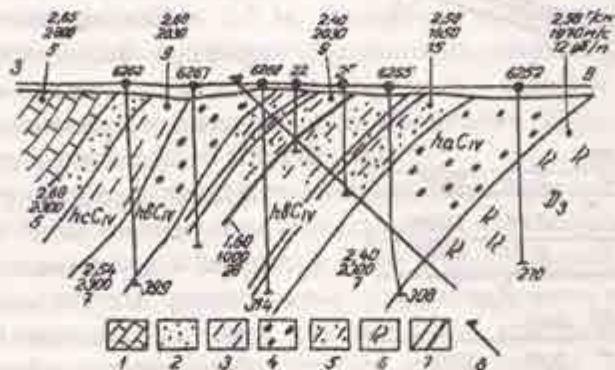


Рис.1. Структурно-вещественные комплексы Полдневского месторождения каменных углей:

- 1 - известняки,
 - 2 - песчаники полимиктовые,
 - 3 - алевролиты,
 - 4 - конгломераты полимиктовые,
 - 5 - пересланвие алевролитов, глинистых песчаников, прошлактов угля,
 - 6 - аргиллиты известковые,
 - 7 - каменный уголь,
 - 8 - сечение для расчетной сейсмогеологической модели.
- Цифрами указаны параметры: плотность ($\text{г}/\text{см}^3$), скорость продольных волн ($\text{м}/\text{с}$), коэффициент поглощения ($\text{дБ}/\text{м}$).

Главная особенность геологического строения угольных месторождений Восточного Зауралья [1,6] - кротое (30 - 75°) залегание стратифицированных угленосных толщ (рис.1). Поэтому расположение сейсмических профилей вкрест простириания крутопадающих толщ нецелесообразно, т.к. это приведет к регистрации чрезвычайно сложной волновой картины, потребует специфических приемов возбуждения и регистрации волн, применения специальных алгоритмов обработки [2].

Рассмотрим возможности полевой сейсморазведки при расположении профилей вдоль простириания крутопадающих толщ. Для этого составим сейсмогеологическую модель для разреза, секущего по нормали напластование слоев. Для расчетов (табл.2) значения скоростей сейсмических волн в горных породах приняты равными скоростям УЗК в образцах пород, значения плотности слоев - по измерениям и литературным источникам [4], значения коэффициентов поглощения упругих волн (см. рис.1) - из [5]. Для сейсмогеологической модели рассчитаны параметры: эффективная скорость ($V_{\text{эфф}}$), вертикальное время (t_0), коэффициент отражения (k), длина волны (λ) для частоты полезных волн 80-120 Гц.

Резкий скачок скоростей ($V_1/V_2=0.43$, см.табл.1) на подошве глин четвертичного возраста обусловливает появление головной волны Γ_1 , распространяющейся с кажущейся скоростью волн

в нижележащем слое конгломератов. Концентрация сейсмической энергии в слое глин, характеризующихся низкой акустической жесткостью, приведет к образованию интенсивных поверхностных волн релеевского типа со скоростью порядка 400-600 м/с (рис.2).

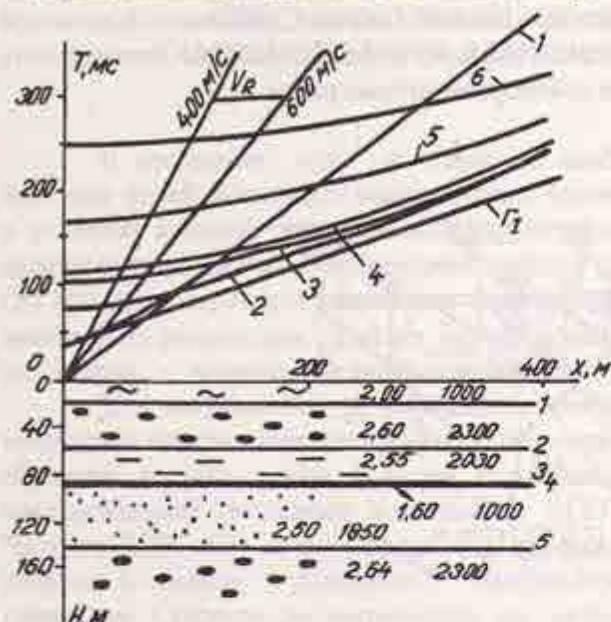


Рис.2. Теоретические годографы сейсмических волн на месторождении каменного угля.

Пояснения в тексте

Головная волна Г₁ придет к приемникам первой. Она может иметь 3-4 фазы колебаний с периодом каждой фазы порядка 20 мс [2, 3]. т.е. на сейсмограмме они займут 60-80 мс записи и перекроют фазы первых вступлений отраженных волн от 2, 3, 4 границ.

Как видно на теоретических годографах, фазы колебаний прямой волны, релеевских волн перекроют волновое поле полезных отраженных волн.

Изменение по простираннию сейсмического профиля углов падения пластов изменит вертикальное время хода сейсмических лучей до отражающих и преломляющих границ, и это изменение невозможно отличить от изменения вертикального времени, обусловленного воздыманием, погружением или поворотом пластов.

Сильные отражающие границы ($k=0.5$) на подошве и кровле пластов углей создадут условия для концентрации сейсмической энергии внутри пластов. Их на месторождениях, как правило, несколько.

Таблица 2

Параметры сейсмогеологической модели месторождения каменных углей Восточного Зауралья

Глубина H, м	Мощность h, м	Литология	Плотность, г/см ³	Пластовая скорость, V _{pw} м/с	Номер границы	Коэффициент отражения, K	Длина волны λ, м
20	20	Глины	2.00	1000	1	0.5	8-11
60	40	Конгломераты	2.60	2300	2	-0.07	19-26
90	30	Алевролиты	2.55	2030	3	-0.53	17-22
95	5	Угли	1.60	1000	4	0.49	8-11
145	50	Песчаники	2.50	1850	5	0.13	15-21
245	100	Конгломераты	2.64	2300	6	-0.08	19-26
345	100	Артиллиты	2.58	1970	7	-	16-22

А коэффициент поглощения упругих волн в углях (см.рис.1) самый высокий. То есть пласти угля выступят волноводами, в которых энергия упругих волн сильно затухает. Расчетное отношение амплитуды полезной волны (без учета поглощения), прошедшей приповерхностный слой глин, отразившейся от подошвы пласта и вернувшейся к приемникам на поверхности земли, к амплитуде прямой волны (помехи) составит 0.125. Такое же отношение для отраженной волны, прошедшей через два слоя угля, составит 0.031, т.е. отношение помеха - сигнал составит величину 32.

При расчетной частоте полезных волн в 80-120 Гц длины волн в исследуемых пластах горных пород составят 15-25 м, что позволит разделять фазы волн от пластов мощностью более 10 м. Пласти угля, имеющие мощность 1-5 м, являются "тонкими", т.е. особенности их строения наземными методами сейсморазведки установить не удастся.

Из всех вышеприведенных обстоятельств следует сделать вывод о сложных сейсмогеологических условиях на месторождениях угля Восточного Зауралья для постановки на них наземных методов сейсморазведки МОВ И МПВ.

Для определения пластовых скоростей продольных и поперечных волн на угольных месторождениях целесообразно применить метод вертикального сейсмического профилирования (ВСП). Пункт возбуждения следует располагать в 40-80 м от устья скважин, по направлению падения пород, с тем, чтобы получить непродольные гидографы прямых проходящих волн. При одновременной регистрации трехкомпонентными скважинными приемниками продольных и поперечных волн [2] следует отдать предпочтение методическим приемам возбуждения поперечных волн, так как продольные волны придут в первых вступлениях, а фазы поперечных волн придется выделять на фоне обменных волн-помех. И для ВСП пласти угля останутся "тонкими" и будут значительно ослаблять амплитуду проходящих волн.

Исследование пластов угля в межскважинном пространстве: возможные пережимы, раздувы мощности, смещение по тектоническим нарушениям и т.п. - целесообразно провести по методике межскважинного прозвучивания [3], используя распространение в угольных пластах-волноводах "каналовых" волн, изучая их энергетические и спектральные характеристики.

Детальное расчленение пластов горных пород и углей по скоростям продольных и поперечных волн, по коэффициентам затухания продольных и поперечных волн может быть выполнено по методике многоволнового акустического каротажа [2, 5].

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Геология угольных месторождений Урала: Сб. науч. трудов.- Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. - 104 с.
2. Исследования по многоволновому акустическому каротажу и сейсмомоделированию: Сб. науч. трудов/АН СССР. Сиб. отделение ИГиГ СО АН СССР, 1990. - 163 с.
3. Карус Е.В., Кузинов О.Л., Файзуллин И.С. Межскважинное прозвучивание. - М.:Недра, 1986. - 149 с.
4. Семенов Б.Г., Сухоруков А.М., Казачихин В.А. Применение геофизических методов при поисках угля в Среднем Зауралье (некоторые результаты и методика прогнозирования)//Глубинное строение и развитие Урала: Материалы научно-производственной конференции, посвященной 50-летию Баженовской геофизической экспедиции. - Екатеринбург: Наука, Урал.отделение. 1996. - С.173-185.
5. Скобочкин Ю.А. Исследование эффективности и разработка методики акустического каротажа при изучении горно-геологических особенностей месторождений каменного угля: Автореф. ...

УДК 550.837

С. С. Сысков

АНИЗОТРОПИЯ ЭЛЕКТРОПРОВОДНОСТИ ТРЕЩИНОВАТОЙ ПОРОДЫ

На основании многолетних исследований кафедры прикладной геофизики по объемному изучению анизотропии электропроводности рудовмещающих пород, выполненных во многих рудных районах Урала, было доказано широкое распространение трехосных анизотропных сред [1,5,7], реальность которых ранее не признавалась [10]. Для оценки анизотропии пород использовались как специальные измерения, так и результаты метода заряда при заземлении в безрудные скважины. При таких исследованиях удается получить осредненную характеристику анизотропии электрических свойств для больших массивов породы объемом в десятки миллионов кубометров и более. По результатам этих измерений определялись ориентировка осей тензора удельного электрического сопротивления (УЭС) в пространстве и значения УЭС на этих осах, а затем вычислялись полный коэффициент анизотропии λ и т.н. коэффициент анизотропии в плоскости сланцеватости λ_t , характеризующий наличие в породе трехосной анизотропии, если $\lambda > \lambda_t > 1$ [5].

Геологическая природа трехосной анизотропии пород связана, главным образом, с наличием в них разноориентированных систем заполненных водой трещин различной формы, зависящей от структурно-текстурных особенностей и метаморфических изменений. Для трещиноватых водонасыщенных малопористых пород с объемной пористостью менее 3-5% по теоретическим исследованиям и практическим измерениям на образцах и стенках горных выработок коэффициент анизотропии λ_t обычно не превышал 1,4 - 1,5.

Более высокие значения λ_t наблюдались только при наличии в горных породах неизометричных упорядоченно ориентированных электропроводных включений, например скоплений рудной вкрапленности. Поэтому аномально высокие значения λ_t предлагалось рассматривать как дополнительный критерий при оценке потенциальной рудоносности участка. Основанный на этом принципе метод поисков гидротермальных месторождений был признан изобретением СССР [1], и длительное время основной целью изучения объемной анизотропии пород являлось картирование участков рудовмещающих метасоматитов с повышенными, более 1,4 - 1,5, значениями коэффициента анизотропии λ_t .

Исследование объемной анизотропии в различных районах Среднего и Южного Урала показало, что более чем в 80 % случаев анизотропия пород объясняется их трещиноватостью. Поэтому имеет смысл использовать полученные характеристики анизотропии электропроводности для количественной оценки объемной трещинной пористости как для массива в целом, так и для главных направлений тензора электропроводности. Рассмотрим в этой связи наиболее часто

использующиеся интерпретационные модели (ИМ) трещиноватой породы и принципы их построения.

В качестве основных принципов построения ИМ трещиноватой породы примем следующие условия.

1. Объемная пористость водонасыщенной горной породы не должна превышать 3 – 5 %, что характерно для абсолютного большинства изверженных и метаморфических пород, а также некоторых разновидностей гидрохимических осадков. При более высоких значениях пористости следует руководствоваться хорошо разработанными теорией и моделями коллекторов трещинного и порового типов [3].

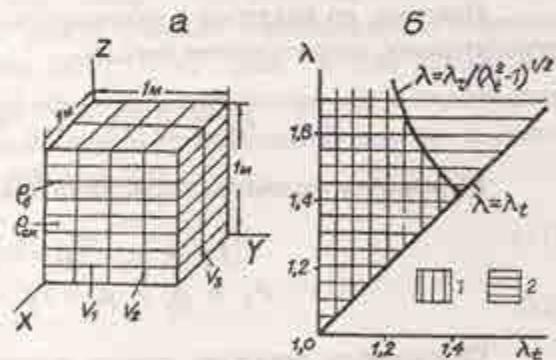
2. Удельное сопротивление скелета обезвоженной горной породы без рудных включений должно составлять не менее 10^8 Ом·м, что соответствует минимальному сопротивлению сухих порообразующих минералов (по многочисленным справочным данным), и на 7 - 8 порядков превышать сопротивление поровой воды. При этом условии электропроводность водонасыщенной породы обеспечивается исключительно за счет поровой влаги и не зависит от минерального состава скелета.

На соблюдении последнего условия особо настаивал А.Г. Тархов, отмечая в качестве основного вывода своей фундаментальной работы [9], что "...Собственная проводимость большинства горных пород в сухом состоянии ничтожно мала. Поэтому можно считать, что во всех случаях (за исключением руд) сопротивления определяются увлажненностью ... пород. Это положение, ставшее почти тривиальным, мы, тем не менее, считаем нужным подчеркнуть как довольно часто забываемое".

Именно такого рода "забывчивостью" можно объяснить появление даже в справочной литературе утверждений типа: " В водонасыщенных образцах интрузивных и эфузивных пород наблюдается увеличение удельного сопротивления от кислых разностей к основным и ультраосновным на 2-3 порядка. ... Сопоставление рисунков ... показывает, что изученные малопористые породы ($n=0,7 \div 5\%$) попадают в область совместного влияния на их удельное сопротивление минерального скелета породы и поровых вод" [4, стр. 187]. По той же причине нельзя признать корректными расчеты параметров анизотропной трещиноватой породы в работах [2,5], выполненные для соотношения УЭС скелета и поровой воды 10^3 и менее, о чем ниже будет сделано особое пояснение.

Одной из широко используемых ИМ анизотропной трещиноватой породы является модель с тремя взаимно перпендикулярными системами плоско параллельных трещин разной густоты. Анизотропия такой модели рассмотрена в работе [2], однако целесообразно уточнить сделанные в ней выводы с учетом указанных выше условий.

Пусть куб породы с ребром 1 м и УЭС скелета ρ_{ce} (см.рис.1,а) разбит тремя взаимно перпендикулярными системами плоских трещин, заполненных водой с сопротивлением ρ_e . Условимся, что одна из систем трещин объемом V_1 параллельна плоскости XOY; вторая, с



Интерпретационные модели (ИМ)

трещиноватой породы:

а - ИМ с тремя системами плоско-параллельных трещин, б - график зависимости $\lambda = f(\lambda_t)$ для выбора модели:

1 - ИМ с плоскими трещинами;

2 - ИМ с трубчатыми порами

объемом v_2 , параллельна плоскости XOZ, а третья, с объемом v_3 , параллельна плоскости YOZ. Положим $v_1 \geq v_2 \geq v_3$ и $v_1 + v_2 + v_3 = v < 0,03 - 0,05$.

Удельное сопротивление такой модели вдоль оси X равно

$$\rho_x = \rho_e / [v_1 + v_2 + (1-v) / \mu], \quad (1)$$

где $\mu = \rho_{cr} / \rho_e$.

Полагая, в соответствии с принятым выше условием, $\mu > 10^6$ и $v_1 \geq v_2 \geq v_3 > 0,0001$, выражение (1) с погрешностью менее 1 % можно записать в виде

$$\rho_x = \rho_e / (v_1 + v_2) = \rho_e / v_x. \quad (2)$$

Величина УЭС трещиноватой породы в любом направлении увеличивается за счет извилистости поровых каналов - T . Извилистость оценивают как отношение средней статистической длины поровых каналов между двумя параллельными плоскостями к расстоянию между ними. Как показано в [3], УЭС породы возрастает пропорционально квадрату извилистости. Вводя извилистость T_x в выражение (2), получим:

$$\rho_x = \rho_e \cdot T_x^2 / v_x. \quad (3)$$

Наконец, по аналогии с высокопористыми породами [3] введем параметр пористости, или относительное сопротивление породы

$$P_x = \rho_x / \rho_e = T_x / v_x = T_x^2 / (v_1 + v_2). \quad (4)$$

Выражения параметра пористости для двух других направлений имеют такой же вид:

$$\begin{aligned} P_y &= \rho_y / \rho_e = T_y^2 / v_y = T_y^2 / (v_1 + v_3), \\ P_z &= \rho_z / \rho_e = T_z^2 / v_z = T_z^2 / (v_2 + v_3). \end{aligned} \quad (5)$$

Полученные формулы можно применять для решения прямой задачи при различных значениях извилистости вдоль осей анизотропии. Для упрощения решения обратной задачи удобно принять извилистость поровых каналов одинаковой по разным направлениям, равной некоторому ее усредненному значению, т.е.

$$T_x = T_y = T_z = T. \quad (6)$$

При этом условии среднее сопротивление такой породы равно

$$\rho_{cp} = 3 / (1/P_x + 1/P_y + 1/P_z) = 1,5 \cdot T^2 \cdot \rho_e / v, \quad (7)$$

а параметр пористости

$$P = 1,5 \cdot T^2 / v. \quad (8)$$

Для принятых условий модели выполняется соотношение $P_x \leq P_y \leq P_z$, причем

$\rho_x / \rho_k = \lambda^2$, а $\rho_y / \rho_k = \lambda_t^2$. При известных значениях ρ_x , ρ_y и ρ_z можно записать следующие выражения объемов трещин разных направлений:

$$\begin{aligned} v_1 &= 0.5 \cdot \rho_s \cdot T^2 \cdot (1/\rho_x + 1/\rho_y - 1/\rho_z); \\ v_2 &= 0.5 \cdot \rho_s \cdot T^2 \cdot (1/\rho_x + 1/\rho_z - 1/\rho_y); \\ v_3 &= 0.5 \cdot \rho_s \cdot T^2 \cdot (1/\rho_y + 1/\rho_z - 1/\rho_x). \end{aligned} \quad (9)$$

При соблюдении соотношения (6) и $v_1 \geq v_2 \geq v_3$ описываемая интерпретационная модель существует только при условии $v_3 \geq 0$, что соответствует неравенствам

$$\begin{aligned} 1/\rho_z + 1/\rho_y - 1/\rho_x &\geq 0, \text{ или} \\ 1/\lambda^2 + 1/\lambda_t^2 &\geq 1. \end{aligned} \quad (10)$$

Из (9) и (10) следует, что при $v_3 = 0$ в модели остаются две системы плоско параллельных трещин, которые обеспечивают трехосную анизотропию модели, если $v_1 \neq v_2$.

Если же условие (10) не выполняется, то использовать данную модель в качестве интерпретационной нельзя, а следует выбрать ИМ с другой структурой порового пространства.

Альтернативной интерпретационной моделью малопористой породы является модель с тремя взаимно перпендикулярными системами трубчатых пор, имеющих сечение произвольной формы и заполненных водой (Нестеров, 1938; Тархов, 1948).

Обозначим суммарный объем трубчатых пор между гранями единичного куба, параллельными плоскости ZOY (см. рис. 1, а), как v_x ; между гранями, параллельными плоскости XOZ, — v_y ; между гранями, параллельными плоскости HOY, — v_z . Как и для предыдущей модели условимся, что $v_x \geq v_y \geq v_z$, а суммарный объем цилиндрических пор в породе равен $v_x + v_y + v_z = v < 0.03 - 0.05$. Тогда для такой модели трещиноватой породы с учетом извилистости поровых каналов и соблюдения условия (6) получим:

$$P_x = T^2 / v_x; \quad P_y = T^2 / v_y; \quad P_z = T^2 / v_z; \quad (11)$$

откуда

$$v_x = T^2 / P_x; \quad v_y = T^2 / P_y; \quad v_z = T^2 / P_z. \quad (12)$$

Среднее сопротивление такой модели равно

$$\rho_{cp} = 3 / (1/\rho_x + 1/\rho_y + 1/\rho_z) = 3 \cdot T^2 \cdot \rho_s / v, \quad (13)$$

а параметр пористости:

$$P = 3 \cdot T^2 / v. \quad (14)$$

На рис. 1, б вертикальной штриховкой показана область значений коэффициентов λ и λ_t , соответствующая модели с тремя системами плоско параллельных трещин. Справа эта область ограничена линией $\lambda = \lambda_t / (\lambda_t^2 - 1)^{1/2}$, которой соответствует частный случай модели трехосной анизотропной среды с двумя системами плоских трещин. Из условия (10) следует, что для модели с плоско параллельными трещинами коэффициент анизотропии $\lambda_t \leq \sqrt{2}$.

Для модели с трубчатыми порами (горизонтальная штриховка) никаких ограничений по величине и соотношению коэффициентов анизотропии λ и λ_t не требуется.

При решении обратной задачи - определении трещиноватости массива по известным значениям составляющих тензора сопротивлений ρ_x , ρ_y , ρ_z с помощью формул (9) либо (12) - необходимо располагать сведениями об извилистости T поровых каналов и удельном сопротивлении поровой воды ρ_e .

Величина извилистости T малопористых пород оценивалась разными исследователями как теоретически, так и экспериментально. В работе [9] для породы с ромбической укладкой зерен обоснована величина $T = 1/\sin 45^\circ = 1.4142$. Однако в формуле для параметра пористости, приведенной в данной работе, величина T ошибочно указана в первой степени, а не в квадрате. Похожая неточность допущена и в работе [2], где дано теоретическое обоснование того, что наиболее вероятный угол между одной из систем плоских трещин и направлением тока равен 45° , так же, как и в [9]. Рассчитанное для этого угла значение T составляет около 1.15.

Если же принять (по А.Г. Тархову) значение $T^2 = 2$ и подставить в приведенные выше формулы для обеих рассмотренных моделей, то выражение, например, среднего параметра пористости примет вид:

$$P = \rho_{cp} / \rho_e = a / v, \quad (15)$$

где $a = 3$ для модели с плоскими трещинами и $a = 6$ для модели с трубчатыми порами.

Для малопористых эфузивов, вмещающих южноуральские колчеданные месторождения, А. А. Редозубову [6] удалось экспериментально оценить величину числового коэффициента a в формуле (15). На основании измерений пористости и сопротивления поровых вод для образцов горных пород им было установлено, что при пористости $v < 0.7 - 0.8\%$ и сопротивлении поровой воды $\rho_e = 3 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ этот коэффициент оказался равным в среднем 5, а при $v > 2\%$ и $\rho_e = 0.6 \text{ Ом}\cdot\text{м}$ он составил около 7.5. Величина полученного коэффициента a дает основание полагать, что в указанном диапазоне изменения пористости для исследованных образцов характерна трубчатая форма поровых каналов, и в качестве интерпретационной подходит вторая модель трещиноватой породы. Среднее значение извилистости при этом равно $T = (a/3)^{1/2} = (6.25 / 3)^{1/2} = 1.44$, что весьма близко к предложенному А. Г. Тарховым.

Методика непосредственного определения УЭС поровых вод (метод двух растворов) для пород с низкой пористостью обычно не применяется при массовых определениях физических свойств из-за малой точности и нетехнологичности. А. Г. Тархов, например, рекомендовал определять ρ_e из выражения (15) по измеренным значениям ρ_{cp} и v . Определив ρ_e для образца с минимальной пористостью, он затем полагал его неизменным для остальных образцов [9].

Для оценки трещиноватости таких пород нами предлагается использовать описанные в литературе эмпирические зависимости среднего удельного сопротивления этих пород от пористости.

Широко известна одна из таких зависимостей, приведенная в [4]. Однако выборка, на основании которой построена эта экспериментальная зависимость УЭС образцов от пористости, невелика и составляет всего 28 определений. Кроме того, при выполнении этого эксперимента определялась не открытая, а общая пористость образцов. Все это не позволяет применять описанную в [4] зависимость УЭС образцов от пористости для практических целей.

В то же время в цитированной выше работе [6] приводятся результаты свыше 700 определений УЭС и пористости образцов керна различных по составу рудовмещающих пород многих медноколчеданных месторождений Южного Урала, выполненных А. А. Редозубовым и И.И. Бредневым. В диапазоне изменения пористости $0.005 < v < 0.04$ она вполне удовлетворительно аппроксимируется соотношением

$$\rho_{cp} = 0.1 / v^2 . \quad (16)$$

Сходная эмпирическая зависимость была получена В. М. Сапожниковым по результатам обработки электрокаротажа на месторождении Осеннес [8], хорошо согласующаяся с данными работы [6]. Неплохое совпадение результатов этих работ при существенном различии исходных данных и географии исследований свидетельствует, на наш взгляд, об определенной универсальности соотношения (16).

Предлагаемая методика приближенной оценки трещиноватости массива по данным изучения его электрических свойств сводится к следующему.

1. На основании результатов наблюдений по методу заряда в безрудной скважине способом, описанным в (1), определяются значения составляющих тензора сопротивлений ρ_x , ρ_y , ρ_z и по условию (10) выбирается тип интерпретационной модели.

2. Рассчитывается среднее УЭС массива как $\rho_{cp} = 3 / (1/\rho_x + 1/\rho_y + 1/\rho_z)$, и с помощью (16) определяется общая трещинная пористость массива v .

3. Из формул (9) либо (12), в зависимости от типа ИМ, находятся соотношения объемов трещин разного направления ($v_1 : v_2 : v_3$ либо $v_x : v_y : v_z$), а затем по известному v определяются и значения этих объемов.

4. По вычисленным ρ_{cp} и v с помощью соотношения (15) определяется сопротивление поровой воды ρ_e .

Наконец, уместно сделать пояснение в связи с высказанным выше замечанием о некорректности расчета анизотропии электрических свойств малопористой трещиноватой породы при $\mu = \rho_{ck}/\rho_e \leq 10^3$. Во многих работах, где рассматриваются электрические свойства трещиноватой породы, ρ_{ck} трактуют как сопротивление "не нарушенных трещинами блоков породы" либо "непрерывной породы (блоков породы, ограниченных трещинами)" [2,3].

Однако следует подчеркнуть, что по своему физическому смыслу параметр μ есть не что иное, как *параметр пористости* для этих ограниченных трещинами блоков породы. По приведенным выше формулам для любых значений μ нетрудно оценить пористость внутри таких блоков. Так, например, в работе [5] при изучении анизотропии трещиноватой породы принималось значение $\mu = 100$. По формуле (15) для ИМ с плоскими трещинами объемная пористость этих "ненарушенных трещинами" блоков составит 3 %, а суммарная объемная пористость, вместе с предусмотренной расчетом трещинной пористостью (3 %), достигнет 6 %. А в работе [2] такие же расчеты выполнялись даже при $\mu = 10$, что соответствует 30-процентной пористости в "непрерывной породе"!

Естественно, что при подобных значениях μ становится некорректным само понятие "ненарушенного трещинами блока", и такие модели породы нельзя относить к категории малопористых. Удельное сопротивление блоков породы, действительно не нарушенных сквозными трещинами и не содержащих по этой причине поровой воды, должно превышать сопротивление последних на 7 и более порядков, как и подчеркивалось выше.

В заключение рассмотрим пример определения трещиноватости массива горных пород по рекомендованной в настоящей работе методике.

При статистическом анализе результатов 85 определений параметров анизотропной среды по данным метода заряда на 4-х участках Среднего Урала нами были выделены три однородных распределения по коэффициентам анизотропии λ и λ_t . Два из них по величине модальных значений коэффициентов анизотропии отвечают модели трещиноватой водонасыщенной породы. В табл. I показаны модальные значения параметров анизотропной среды для этих распределений. Для первого из них справедливо условие (10), и расчет объемной трещиноватости выполнялся для

интерпретационной модели с тремя разноориентированными системами плоских трещин. Значения удельных сопротивлений второго распределения соответствовали модели с трубчатыми порами.

Таблица 1

**Модальные значения параметров трехосной анизотропии массива
для однородных статистических распределений по λ и λ_t**

Распределение	ρ_x Ом·м	ρ_y Ом·м	ρ_z Ом·м	ρ_{xy} Ом·м	λ	λ_t
I	825	1110	3070	1230	1,93	1,16
II	240	390	2270	420	3,1	1,27

Результаты определений объемной трещиноватости по данным табл.1 приведены в табл.2. Для первого распределения суммарная пористость составила 0,90 %, а соотношение значений объемной пористости вдоль главных осей тензора электропроводности равно 3,7 : 2,8 : 1. Сопротивление поровой воды составило 3,7 Ом·м.

Таблица 2

**Определение объемной трещиноватости массива
(по данным табл.1)**

Распределение	v_1 %	v_2 %	v_3 %	v %	ρ_x Ом·м	Тип пор
I	0,52	0,32	0,06	0,90	3,70	Плоские трещины
II	0,91	0,55	0,09	1,55	1,02	трубки

Для второго распределения суммарная объемная пористость увеличилась до 1,55 %, а сопротивление поровой воды уменьшилось до 1,02 Ом·м. Соотношение значений пористости вдоль осей тензора электропроводности составило 9,6 : 5,9 : 1. Это соотношение, а также изменение абсолютных значений пористости свидетельствуют о существенном увеличении ориентированной трещиноватости двух первых систем. По изменению приведенных в табл.1 и 2 параметров можно судить об изменении физических свойств трещиноватой анизотропной породы при преобразовании ее из рассланцеванной породы в типичный сланец. Приведенные в обеих таблицах данные согласуются с результатами аналогичных работ [6,8] для Южного Урала.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. А. с. 1619214 (СССР). Способ поисков гидротермальных рудных месторождений/ А. А. Редозубов, С. С. Сыков, В. М. Сапожников, П. Н. Коврижных, И. Г. Сквородников. 1991.
2. Горюнов И. И. Удельное электрическое сопротивление трещиноватой породы// Прикладная геофизика. - Вып 2. - М.: Недра, 1964. - С.173 - 179.
3. Дахнов В. И. Геофизические методы определения коллекторских свойств и нефтегазонасыщения пород. - М.: Недра, 1975. - 344 с.
4. Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые/ Под ред. Н. Б. Дортман. - М.: Недра, 1992. - 391 с.
5. Редозубов А. А. К вопросу применения электроразведки в анизотропных породах// Вопросы

рудной геофизики: Труды Свердл. горного ин-та, вып. 105. - Свердловск, 1973. - С. 18 - 32.

6. Редозубов А.А. Об электрическом сопротивлении пород, вмещающих колчеданные месторождения Урала // Методика поисков и разведки глубокозалегающих рудных месторождений. Вып. 128. - Свердловск: Изд-во СГИ, 1975. С. 53-61.

7. Редозубов А. А., Сысков С. С. Изучение анизотропии горных пород в рудной электроразведке// Известия Уральского горного института. Сер.: Геология и геофизика. - 1993. - Вып. 2. - С. 163-171.

8. Семенов М. В., Сапожников В. М. и др. Электроразведка рудных полей методом заряда. - Л.: Недра, 1984. - 216 с.

9. Тархов А. Г. О сопротивлении и дизэлектрической постоянной горных пород в переменных электрических полях // Материалы ВСЕГЕИ, Геофизика, сб. 12. - М.-Л.: Госгеолиздат, 1948. - С. 3-42.

10. Шейнманн С. М. Элементы теории электроразведки анизотропных сред. - Материалы ВСЕГЕИ. Сер.: Геофизика, 9-10. - М., Л.: Госгеолиздат, 1941. - С. 105 - 144.

УДК 550.835

А.В.Давыдов, В.А.Давыдов

МЕТОД АДАПТИВНОЙ ФИЛЬТРАЦИИ ДАННЫХ НЕПРЕРЫВНЫХ ЯДЕРНОФИЗИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ

В работе [1] рассмотрена возможность повышения точности и производительности ядернофизических измерений путем статистической группировки полезной информации в реальном масштабе времени в двух коррелированных статистически независимых потоках сигналов: п (основном) и т (дополнительном). Измерения частоты т в дополнительном потоке сигналов предложено использовать для прогнозирования плотности распределения вероятностей $P(n)$ частоты п в основном потоке сигналов с последующим решением уравнения Байеса для уточнения отсчетов частоты п в основном потоке сигналов. Выходные решения уравнения Байеса представлены в следующем виде:

$$z = \beta N + (1-\beta)M/\bar{x}, \quad (1)$$

где $z = nt$ - искомые уточненные отсчеты частоты п точек измерений, t - экспозиция измерений, N и M - отсчеты в потоках п и т в текущих точках измерений, β и $(1-\beta)$ - весовые коэффициенты доверия отсчетам N и M , \bar{x} - среднее значение отношения частот m/n в потоках сигналов. Значение β определяется по выражению

$$\beta = D(M)/(D_N \bar{x}^2 + D(M)), \quad (2)$$

где $D_N = N+1 \equiv N$ - пуассоновская статистика отсчетов N ; $D(M) = D_M + D_{xm}$ - полная дисперсия отсчетов M ; $D_M = M+1 \equiv M$ - пуассоновская статистика отсчетов M ; $D_{xm} = M^2 \delta_x^2$ - дисперсия отсчетов M за счет флюктуаций величины x , которая в общем случае также может являться величиной, флюктуирующей с относительным среднеквадратическим значением флюктуаций δ_x .

Дисперсия и относительная средняя квадратическая погрешность отсчетов z :

$$D_z = D(M) \frac{ND(M) + MD_M}{[D_N \bar{x}^2 + D(M)]^2}, \quad (3)$$

$$\delta_z^2 = 1/(N + MD_M/D(M)). \quad (4)$$

Ниже рассматривается возможность использования данного метода для регуляризации массивов зарегистрированных данных ядернофизических измерений без снижения разрешающей способности первичных измерений. Для наглядности рассмотрение метода проводится применительно к данным скважинного гамма-опробования, хотя в такой же мере метод может быть использован в авто- и аэрогамма-съемке, при радиометрическом обогащении руд, в рентгенорадиометрии и других методах ядерной геофизики. Предполагается, что регистрация данных основного потока и производится в цифровой форме с накоплением отсчетов $N=nt$ по постоянным интервалам дискретизации данных τ (по времени и по пространству, при условии постоянной скорости перемещения детектора).

Как следует из теории гамма-каротажа (ГК) и достаточно хорошо подтверждено практикой гамма-опробования [2,4], пространственная разрешающая способность гамма-каротажных измерений при интерпретации результатов ГК на содержание естественных радиоактивных элементов (ЕРН) в породах по стволу скважин в среднем составляет 10 см, а в скважинах малого диаметра может даже повышаться до 5-7 см. Однако реализация такой разрешающей способности возможна только в условиях достаточно "хорошей" статистики. Коэффициент усиления дисперсии помех цифровых фильтров деконволюции, которые используются при интерпретации ГК, в среднем порядка 12 и изменяется от 4 до 25 в зависимости от плотности пород, диаметра скважин, диаметра скважинных приборов и пр. Отсюда следует, что для достижения разрешающей способности в 10 см при нормативной погрешности дифференциальной интерпретации не более 10-20 % статистическая погрешность измерений не должна превышать 3-7 %. А это, в свою очередь, определяет объем отсчета за единичную экспозицию не менее 200-1000 импульсов. При гамма-каротаже последнее возможно только для пород с относительно высоким содержанием ЕРН (более 0,001 % эквивалентного урана), при использовании детекторов больших размеров (с эффективностью регистрации более 10 имп/с на 1 мкР/ч) и при низкой скорости каротажа (не более 100-300 м/ч). В той или иной мере эта проблема характерна для всех методов ядерной геофизики и особенно остро стоит в спектрометрических модификациях измерений.

Вместе с тем следует отметить, что процесс непрерывных измерений имеет определенную физическую базу как для применения методов регуляризации результатов интерпретации данных [3], так и для регуляризации непосредственно самих статистических данных (массивов отсчетов N) при их обработке.

Простейшим способом подготовки цифровых данных для интерпретации является низкочастотная фильтрация методом наименьших квадратов (МНК) или весовыми функциями (Лапласа-Гаусса, Кайзера-Бесселя и др.). Однако любые методы низкочастотной фильтрации данных снижают пространственную разрешающую способность их интерпретации, так как, кроме снижения статистических флюктуаций, приводят к определенной деформации частотных составляющих самого сигнала, спектр которого по условиям деконволюции должен иметь вещественные значения вплоть до частоты Найквиста. В определенной мере ликвидировать этот негативный фактор позволяет предлагаемый метод аддитивной регуляризации данных (МАРД).

При обработке данных непрерывных измерений, и тем более каротажных данных, которые обычно являются многопараметровыми, для каждого текущего отсчета N_i обработки данных, как и в работе [1], также может проводиться определенная оценка распределения $P(n)$ и, соответственно, использоваться выражения (1,2) для регуляризации массива данных N . Как минимум, можно

выделить два метода оценки распределения $P(n)$:

1. По массивам данных параллельных измерений каких-либо других информационных параметров, значения которых достаточно четко коррелированы с обрабатываемым массивом данных либо в целом по пространству измерений, либо в определенном скользящем интервале сравнения данных. К таким массивам относятся, например, предварительные каротажные измерения в процессе бурения скважин, измерения другим прибором, с другой скоростью каротажа, в другом спектральном интервале излучения и даже другим методом каротажа.

2. При единичной диаграмме ГК оценка распределения $P(n)$ в каждой текущей точке обработки может проводиться по ближайшим окрестностям данной точки.

Допустим, что, кроме основного массива данных N , подлежащего обработке (подготовке к интерпретации), мы располагаем дополнительным массивом данных M , значения которого коррелированы с массивом N (1-й метод). При единичной диаграмме ГК (2-й метод) массив M может быть получен обработкой массива N цифровым фильтром МНК (или любым другим низкочастотным фильтром) со скользящим временными окном $T = kt$, $k \geq 3$ ($M_i = m_{i,t}$ сглаженного сигнала $M_i = \sum_j N_j \cdot f_{i,j}$, где f_j – оператор симметричного цифрового фильтра с k – окном). Естественно, что для массива M , полученного из N , имеет место $x \Rightarrow 1$, однако на отдельных участках массивов, в областях достаточно продолжительного нарастания или убывания значений N_i , могут наблюдаться смещения значений x относительно 1, причем конкретные средние значения x (в определенных скользящих интервалах усреднения) могут выделяться и учитываться в оценке $P(n)$. Отметим также, что 2-й метод всегда может использоваться для регуляризации данных независимо от наличия данных для 1-го метода.

Как следует из выражения (1), для практического использования информации из дополнительных массивов M необходимо установить значение \bar{X} и дисперсию $D(M)$, при этом должно быть известно значение δ_x – относительной средней квадратической флюктуации величины x .

Определение значений \bar{X} и δ_x по зарегистрированным массивам данных не представляет затруднений как в целом по пространству измерений, так и в виде распределений в скользящем окне усреднения данных. Последнее эквивалентно приведению $D_{\text{шн}} \rightarrow 0$ для текущей точки обработки данных по информации ее ближайших окрестностей и позволяет производить максимальное извлечение полезной информации из дополнительных массивов, если частотный спектр величины x по пространству измерений много меньше частотного спектра полезных сигналов.

В табл. I приведены 4 группы результатов обработки по формулам (1,2) двух статистически независимых и постоянных по средним значениям массивов данных n и m (модель постоянного поля) при различных установках алгоритма МАРД по скользящему окну K_c счета текущих значений $\bar{X}_i = m_i/n_i$ и $D_i(M)$ по массиву m . Текущая точка обработки данных – по центру окна. Количество отсчетов в каждом массиве – 1000, распределение значений отсчетов соответствует закону Пуассона. Определение прогнозных отсчетов M_i по массиву m проводилось со сглаживанием отсчетов в скользящем окне K_c низкочастотного цифрового фильтра (вариант без сглаживания при $K_c = 1$). В качестве фильтра в алгоритме МАРД используется (здесь и в дальнейшем) весовое окно Лапласа-Гаусса. Теоретическое значение $D_{x,t}$ дисперсии результатов x определялось по выражению (3) с расчетом дисперсии $D(M)$ по выражению $D(M) = M [1 + M (1/(K_c \bar{N}) + 1/(K_c \bar{M}))]$. При сглаживании прогнозных отсчетов значение D_M в выражении (3) $D_M = \bar{M} \cdot H_s$, где H_s – коэффициент усиления сглаживающим фильтром дисперсии шумов (сумма квадратов коэффициентов цифрового фильтра). Дополнительно в таблице приводятся зарегистрированные средние значения коэффициента снижения статистических

флюктуаций $\eta = \delta_n^2 / \delta_z^2$.

Как видно из данных таблицы, практические результаты фильтрации достаточно хорошо совпадают с ожидаемыми. Некоторое уменьшение среднего значения z по отношению к исходному среднему значению p определяется асимметричностью пуссоновского типа модели. При малых средних значениях модельных отсчетов в массиве M это приводит к определенной статистической асимметрии в работе МАРД, т.к. при $(+\sigma_m)^2 > (-\sigma_m)^2$ среднестатистическое доверие к дополнительной информации с отсчетами $M_i + \sigma$ меньше, чем с отсчетами $M_i - \sigma$. Этим же фактором, по-видимому, вызвано и большее расхождение между теоретическими и фактическими значениями D_z при малых значениях окна K_c . Можно также заметить, что по значению коэффициента η фильтрация выходит на теоретические значения ($\Rightarrow 1+M/N$) только при достаточно точном определении значений \bar{x}_i и $D_i(M)$, что требует увеличения окна K_c счета этих параметров для полного использования дополнительной информации.

Таблица 1

Статистика результатов МАРД. (Основной массив $\bar{N} = 9.9$, $D_n = 9.7$,
дополнительный массив $\bar{M} = 9.9$, $D_m = 9.9$, 1000 отсчетов)

K_c	K_d	z	D_z	$D_{z,n}$	η	K_c	K_d	z	D_z	$D_{z,n}$	η
3	1	9,7	5,7	6,19	1,7	11	3	9,6	3,6	3,80	2,8
5	1	9,7	5,4	5,78	1,8	11	5	9,6	3,3	3,55	3,0
11	1	9,6	5,1	5,36	1,9	11	11	9,6	3,1	3,22	3,2
21	1	9,6	5,0	5,18	2,0	11	21	9,6	3,0	3,11	3,3
51	1	9,6	5,0	5,05	2,0	11	51	9,6	3,0	2,99	3,3
3	3	9,7	4,1	4,71	2,4	3	11	9,8	4,5	4,26	2,2
5	5	9,7	3,6	4,01	2,8	5	11	9,7	3,5	3,78	2,8
11	11	9,6	3,1	3,22	3,2	11	11	9,6	3,1	3,22	3,2
21	21	9,6	2,9	2,91	3,4	21	11	9,6	3,1	3,12	3,2
51	51	9,6	2,7	2,66	3,7	51	11	9,6	3,1	2,99	3,2

Эффект использования дополнительной информации, в полном соответствии с выражением (3), усиливается при предварительном сглаживании статистических вариаций отсчетов M_i и при увеличении значений отсчетов дополнительного массива (материалы по последнему случаю не представлены, т.к. не имеют какой-либо дополнительной информации).

В спокойных по динамике полях еще большая глубина регуляризации может быть достигнута при счете значений \bar{x}_i и D_m по сглаженному массиву M , что позволяет повысить вес прогнозных отсчетов M_i . Результаты моделирования данного варианта в тех же условиях, что и для табл. 1, приведены в табл. 2.

Такой же эффект в принципе может достигаться и непосредственным введением дополнительного коэффициента веса в выражение (2) в качестве множителя для значения $D(M)$, что позволяет осуществлять внешнее управление глубиной регуляризации.

Оценка МАРД по сохранению разрешающей способности полезной информации была проведена на фильтрации детерминированных сигналов n и m предельной формы – в виде прямоугольных импульсов.

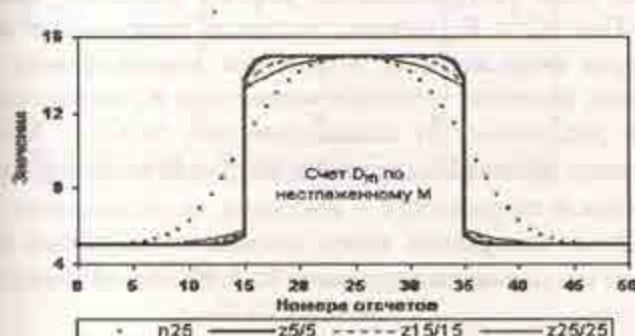
Таблица 2

Результаты моделирования МАРД

nD_n	mD_m	Окно K_c	Окно K_s	Результаты МАРД			
				Z	D_Z	Z/D_Z	D_n/D_Z
980 10,12	5	5	1	9,62	5,63	0,981	1,80
			5	9,71	2,61	0,990	3,88
			15	9,78	2,05	0,997	4,93
			55	9,80	2,01	1,0	5,03
			205	9,80	2,01	1,0	5,03
	15	15	1	9,56	5,23	0,975	1,94
			5	9,56	3,47	0,985	4,35
			15	9,56	3,12	0,992	8,36
			55	9,56	2,98	0,999	14,2
			205	9,57	2,95	1,0	14,8

При установке МАРД без усреднения данных по массиву M ($K_s = 1$, прогноз M , по текущим значениям массива M) при любых значениях окна K_c выходной массив Z без всяких изменений повторяет массив N , т.е. полностью сохраняет его частотные характеристики при условии, что массив M пропорционален массиву N .

а



б

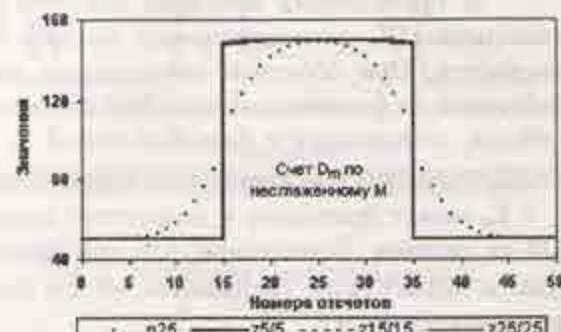


Рис.1. МАРД прямоугольного сигнала

При $K_s > 1$ картина несколько усложняется. На рис.1 приведен результат МАРД

прямоугольного импульса с амплитудным значением 10 на фоне 5 при отношении $n/p=1$ (равные значения отсчетов N и M). Дисперсия D_N в выражении (2) принималась равной значению отсчетов N (статистика Пуассона). В индексах выходных кривых z приведена информация по установкам окон МАРД: первая цифра – окно счета дисперсии D_M и текущего значения \bar{x}_i (в количестве точек отсчетов), вторая цифра (через флаг) – окно сглаживания отсчетов M весовой функцией Лапласа-Гаусса и определения прогнозных отсчетов M_i . Для сравнения с результатами типовой низкочастотной фильтрации на рисунке приведена кривая $n25$ отсчетов N , сглаженных весовой функцией Лапласа-Гаусса с окном 25 точек.

Как видно на рис.1,а, при сохранении фронтов сигнальной функции сглаживание прогнозных значений M_i приводит к появлению искажения формы сигнала по обеим сторонам скачка, интервал которого тем больше, чем больше значение K_c . Амплитудное значение искажений, как это и следует из выражения (2), в первую очередь зависит от соотношения текущих значений D_N и $D(M)$ и в меньшей степени от глубины сглаживания прогнозных отсчетов.

Максимальную величину искажения для точек скачка в первом приближении можно оценить из следующих соображений. Значения $D(M)$ между точками скачка равны $D(M) = A^2/4$, где A – амплитуда скачка, при этом значения коэффициента β для нижней и верхней точек скачка определяются выражениями $\beta \approx A^2/(4D_N+A^2)$, где $D_N = N$ – точки скачка (для статистики Пуассона). Отсюда, при прогнозном значении $M \approx N+A/2$ для нижней точки скачка и $M \approx N-A/2$ для верхней точки относительная величина изменений N определяется выражением $\delta \approx 1/(2N/A+A)$, т.е. будет тем меньше, чем больше значения A и N и больше отношение N/A , что можно наглядно видеть на рис.1,б. Из этого выражения также следует, что максимальные искажения скачков будут всегда в несколько раз меньше, чем статистические флюктуации непосредственных отсчетов $\delta = 1/\sqrt{N}$ на краях скачков.

При увеличении глубины регуляризации введением счета дисперсии $D(M)$ по сглаженному массиву M картина искажений несколько изменяется. Реакция МАРД на сглаживание дисперсии $D(M)$ проявляется в своеобразной компенсации абсолютных отклонений отсчетов непосредственно по сторонам скачка отклонениями противоположного знака в более дальней зоне от скачка. Максимальные значения искажений остаются примерно на таком же уровне, как и для работы по несглаженной дисперсии $D(M)$, с несколько меньшей зависимостью от увеличения значений N и A .

В приведенных примерах значение окна счета K_c принималось равным значению окна сглаживания K_s , дополнительного массива M . При $K_c > K_s$ картина процесса практически не изменяется. При обратном соотношении размеров окон вступает в действие второй фактор – отклонение от фактических значений счета текущих значений $x_i = n/p$ в малом окне K_c по массиву отсчетов, сглаженных с большим окном K_s . На расстояниях от скачка функции, больших $K_s/2$, МАРД переходит в режим предпочтения сглаженных значений массива M , т.к. $D(M) \Rightarrow 0$, что при $K_c < K_s$ может приводить к появлению существенной погрешности – выбросов на расстояниях $\pm K_s/2$ от скачков. Естественно, что при практических измерениях таких условий наблюдаться не будет и эффект резко уменьшится, но для полного его исключения вариант $K_c \geq K_s$ можно считать предпочтительным.

На рис.2 приведен пример регистрации randomизированного модельного сигнала в виде прямоугольного импульса амплитудой 40 на фоне 10, на котором виден принцип работы МАРД. Как и следовало ожидать в соответствии с выражениями (1,2), МАРД производит сглаживание статистических флюктуаций фона и сигнала за пределами зоны $\pm K_c$ от скачка, отдавая предпочтение сглаженным прогнозным значениям M_i , и не изменяет значения фона и сигнала в пределах этой зоны в связи с резким возрастанием текущих значений $D(M)$ в выражении (2). Изменение коэффициента β в зоне скачка, управляющего формированием выходных отсчетов,

— ведено на рис.3 (среднестатистическое по 50 циклам рандомизации для модельного импульса на рис.2) и наглядно показывает принцип адаптации МАРД к динамике изменения значений обрабатываемых сигналов.

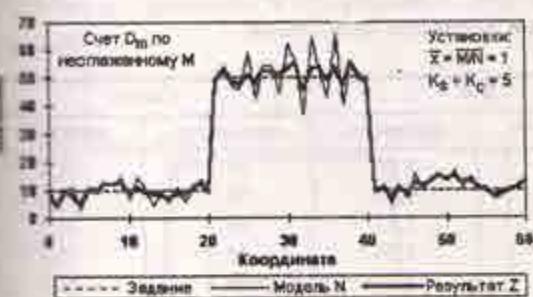


Рис.2. МАРД модельного сигнала N по массиву M

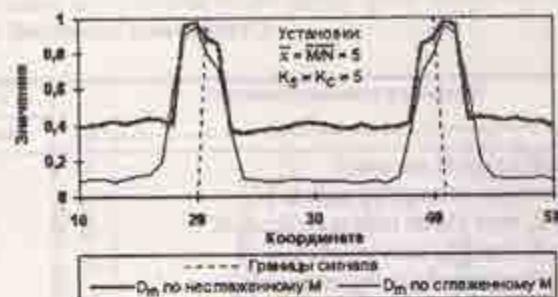


Рис.3. Среднестатистический коэффициент β (50 циклов)

Статистическая оценка работы МАРД по прямоугольным импульсам проводилась по 50 циклам рандомизации исходных массивов N и M. В качестве примера на рис.4,5 приведены результаты обработки статистики массивов N и Z. Кроме статистики циклов рандомизации, проводилась суммарная обработка всех циклов по общей статистике фона и вершины импульсов. Результаты обработки для тех же установок фильтров приведены в табл.3.

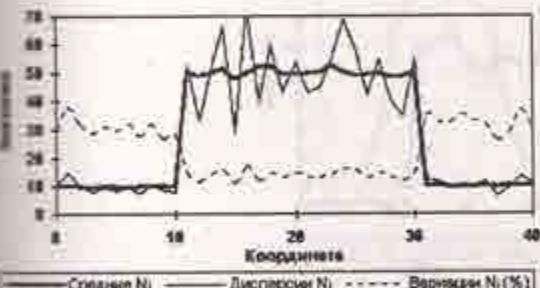


Рис.4. Статистика модельного сигнала N (50 циклов)

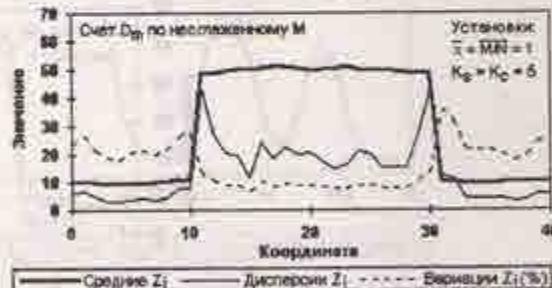


Рис.5. Статистика выходного сигнала Z (50 циклов)

Результаты моделирования подтверждают преимущество МАРД перед простым методом сглаживания. В числовом виде это наглядно проявляется в снижении дисперсии отсчетов выходного массива Z при практическом сохранении средних значений массива N и для фоновых отсчетов и для амплитудных значений сигнала. При простом сглаживании "развал" фронтов сигнала (подавление высокочастотных составляющих спектра сигнала), как и должно быть при использовании низкочастотных фильтров, вызывает снижение по отношению к исходному

массиву средних значений в максимумах и повышение фоновых значений сигнала, которое тем больше, чем больше окно весовой функции. Этот эффект особенно отчетливо проявляется в интервале окна фильтра по обе стороны от резких изменений сигнала.

Статистика значений фона и вершины импульсов

Таблица 3

Массивы и условия обработки	Фон		Сигнал	
	сред.отсчет	дисперсия	сред.отсчет	дисперсия
Основной входной массив N	9.96	9.97	50.1	52.0
Дополнительный входной массив M	9.89	9.49	50.2	47.4
Массив Z, счет D _m по несглаженному M	9.87	5.47	49.7	22.3
Массив Z, счет D _m по сглаженному M	9.84	4.76	49.9	18.6
Массив N, сглаженный весовым окном	11.5	17.9	48.5	29.2

При отсутствии дополнительных массивов M, коррелированных с регуляризируемым массивом N, формирование прогнозных значений M₁ может производиться по ближайшим окрестностям текущих значений N₁ в скользящем окне K_c. При строго корректном подходе текущая точка N₁ не должна включаться в число счета прогнозных значений M₁, но, как показало моделирование, это практически не влияет на результаты регуляризации. При прогнозировании M₁ по всем точкам окна K_c массив M формируется любым методом сглаживания из массива N, и все особенности работы МАРД по сглаженным массивам M, рассмотренные выше, остаются без изменений при условии счета значений D_m в окне K_c по массиву M. Для исключения выбросов по обе стороны от скачков полезного сигнала счет D_m как дисперсии прогнозных значений M₁ необходимо выполнять непосредственно по массиву N.

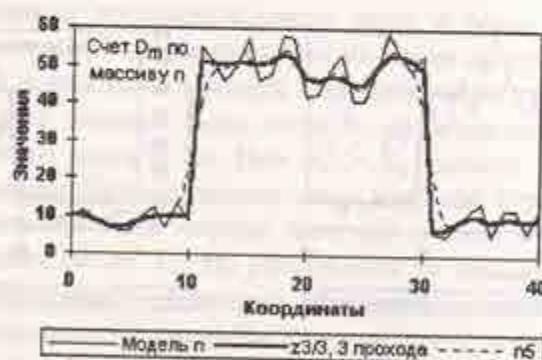


Рис.6. МАРД одиночного массива N

Фундаментальной особенностью МАРД является возможность последовательной многократной фильтрации данных, при которой может осуществляться преимущественное повышение степени регуляризации данных с минимальными искажениями формы полезного сигнала. Для выполнения последнего размер окна K_c счета x_i и D_m устанавливается минимальным (3-5 точек), а глубина регуляризации данных устанавливается количеством последовательных операций фильтрации (до 3-5 проходов). Пример регуляризации модельного массива N в три

Ха рис. 9 и 10 определяется типом катализатора и концентрацией макроионов. На рисунке изображены спектры ИК-спектрометрии для образцов с различной концентрацией макроионов. Спектр на рисунке 9 соответствует образцу с концентрацией макроионов 10 моль/л, а спектр на рисунке 10 — образцу с концентрацией макроионов 25 моль/л. Видно, что с увеличением концентрации макроионов интенсивность поглощения в области 1600 см⁻¹ уменьшается, что свидетельствует о снижении концентрации карбонатных групп в образце. Спектр на рисунке 10 показывает, что при концентрации макроионов 25 моль/л интенсивность поглощения в области 1600 см⁻¹ практически исчезла.

Рис. 9. ИК-спектр ЛК

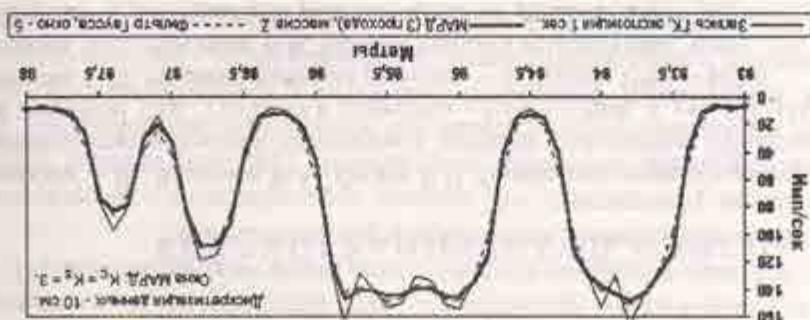
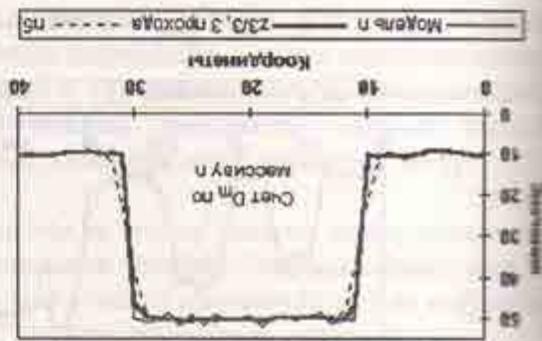
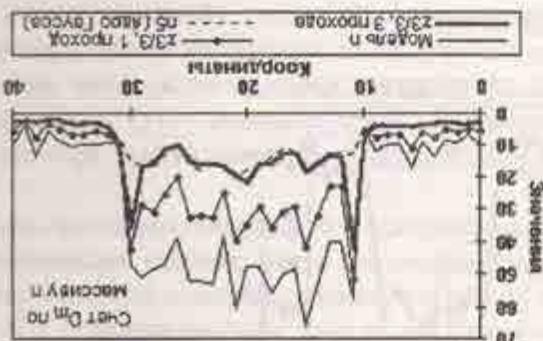


Рис. 8. Структура макроионов
(25 °C, 25 циклов)



На рис. 7 и 8 определяется структурная организация и стабильность фундаментальных полос поглощения 3-макроионов MAP II при 25 °C. Изображенные спектры ИК-спектрометрии образцов 3-макроионов MAP II и 3-макроионов MAP II с добавкой 10 моль/л макроионов показывают, что при добавке макроионов 3-макроионов MAP II интенсивность полос поглощения в области 1600 см⁻¹ уменьшается, что свидетельствует о снижении концентрации карбонатных групп в образце. Спектр на рисунке 8 показывает, что при концентрации макроионов 25 моль/л интенсивность полос поглощения в области 1600 см⁻¹ практически исчезла.

излучению калия-40. По данным геологического опробования пласти сильвинита в толще вмещающих пород (галита) имеют достаточно резкие границы и однородны по содержанию сильвинита в пределах пластов. Исходная диаграмма ГК (детектор CsJ(Tl) со свинцовым фильтром толщиной 2 мм) и результаты фильтрации исходного массива данных ГК с использованием МАРД и низкочастотного фильтра с весовым окном Лапласа-Гаусса приведены на рис.9.

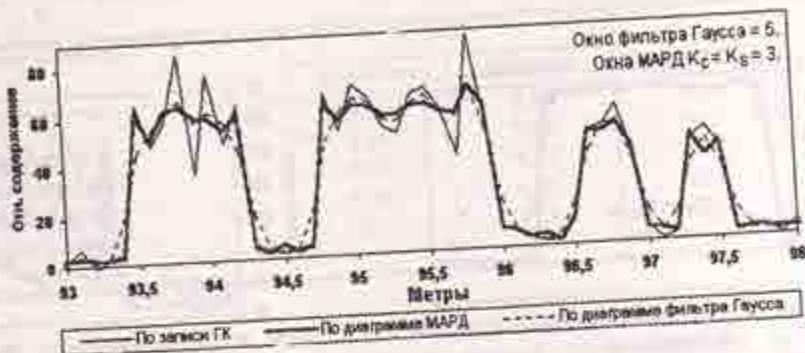


Рис.10. Интерпретация диаграмм ГК

Результаты интерпретации диаграмм симметричным деконволюционным цифровым фильтром (окно 13 точек) приведены на рис.10. Как видно на рисунке, деконволюция по несглаженной диаграмме ГК дает существенные вариации содержания сильвинита в пределах пластов. Применение низкочастотной фильтрации диаграммы ГК снимает флюктуации содержания в пределах пластов, но существенно стягивает границы пластов. Использование МАРД позволяет устранить этот недостаток.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Давыдов А.В., Давыдов В.А., Орлов Р.Н. Повышение точности непрерывных ядернофизических измерений методом статистической группировки полезной информации //Известия Уральской гос. горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика - 1998 г. - Вып. 8. - С. 151-158.
2. Новиков Г.Ф. Радиометрическая разведка. - Л.: Недра, 1989. - 407 с.
3. Тихонов А.Н., Арсенин В.Я. Методы решения некорректных задач. - М.: Наука, 1986. - 286 с.
4. Хайкович И.М., Шашкин В.Л. Опробование радиоактивных руд по гамма-излучению. Теория и методика. - М.: Энергоатомиздат, 1982. - 160 с.

УДК 550.383

Н.И.Гельфанд

К ВОПРОСУ О ПРИЧИНЕ ЗЕМНОГО МАГНЕТИЗМА

В настоящее время при обсуждении вопроса о причине земного магнетизма принято считать, что наиболее приемлемой является гипотеза гидромагнитного динамо в жидком ядре. В то же время один из создателей гипотезы гидромагнитного динамо Э.Буллард отмечает: "Прямые

внутреннего ядра, а возраст недипольного поля - с возрастом слоя Голицына (Ближний магнитный порядок - это корреляция спиновых магнитных моментов на расстояниях, сопоставимых с расстояниями между атомами. Дальний магнитный порядок - это корреляция спиновых магнитных моментов на расстояниях, превышающих расстояния между атомами).

Отличительной чертой этой гипотезы о происхождении земного магнетизма является то, что она объясняет его за счет б.м.п., а не за счет д.м.п. (самопроизвольной намагниченности). Обзор видов магнитного упорядочения с б.м.п. имеется в [10].

В данном сообщении в развитие идеи о том, что носителями земного магнетизма являются массы в окрестности точки Кюри [8], о возможном переходе в слое Голицына у оливина с ионного типа связи на ковалентную и с учетом введенных понятий о переменном и постоянном магнетизме б.м.п. [4] намечаются возможные виды магнитного упорядочения в слое Голицына и во внутреннем ядре.

«Особые условия» [11] проявляются в слое Голицына, по-видимому, в виде ступенчатого характера точек Кюри на фоне чередования ферромагнитных и парамагнитных участков. От точки Кюри при одних термодинамических условиях, возможно, происходит переход к точкам Кюри при других термодинамических условиях. Назовем его «Кюри-состояние» при различных значениях точек Кюри. Имеется в виду, что физические явления происходят только в окрестности точек Кюри - парапроцесс в окрестности точек Кюри. Видом магнитного упорядочения в слое Голицына, по-видимому, являются ферромагнитные кластеры (суперпарамагнетизм).

Если принять, что внутреннее ядро, независимо от температуры, при которой оно находится, приобретает те же свойства, которыми оно обладает при температурах, близких к абсолютному нулю, а температура всего ядра является практически постоянной [7], то «особые условия» [11] в нем проявляются в виде перехода от одной точки Кюри к другим точкам Кюри при одном и том же значении на фоне чередования ферромагнитных и сверхпроводящих слоев, в каждом из которых оба состояния одновременно не существуют («Кюри-состояние» при постоянном значении точек Кюри). Видом магнитного упорядочения с б.м.п. во внутреннем ядре, по-видимому, является зародышевый ферромагнетизм. Вопрос о возможности использования процессов, происходящих в участках с зародышевым ферромагнетизмом и квазидиамагнетизмом, в частности, возможность перехода зародышевый ферромагнетизм-квазидиамагнетизм, для объяснения инверсий геомагнитного поля, требует специального исследования.

Из такого толкования физического процесса, создающего главное геомагнитное поле, следует, что возможной причиной земного магнетизма является парапроцесс «Кюри-состояний» в слое Голицына и во внутреннем ядре, а также поляризация в них магнитоупорядоченных веществ с б.м.п.: ферромагнитные кластеры (суперпарамагнетизм) в слое Голицына и зародышевый ферромагнетизм во внутреннем ядре.

Основой геологической формы движения материи, проявлением которой является тектогенез, является взаимодействие физико-химических процессов. В то же время особенностью магнитных превращений в точке Кюри, а, следовательно, и в «Кюри-состоянии» в слое Голицына (ступенчатый характер магнитных фазовых переходов первого рода), являются скачкообразные изменения «немагнитных» свойств: электросопротивления, модуля Юнга, плотности, теплоемкости, коэффициента термического расширения. Это сочетание взаимодействия физико-химических процессов при тектонических процессах и при магнитных превращениях в слое Голицына, по-видимому, обуславливает явления тектономагнетизма.

С появлением в слое Голицына недипольного геомагнитного поля, по-видимому, начинается геологическая стадия развития Земли, начинает действовать тектономагнитное динамо в твердой Земле.

2. By example 3, i.e., if one wants to make a preparation from M. Myrs. 1975 - C-167-179

SUPPLY OF FARMERS' CROPS

B. *Sarcothecinae* *Scutellum*, *pro* *is* *intolerant* *hypomorphy* *intolerant* *intolerant*
suga *zonalis* *co* *specialized* *metamorphosis*, *pro* *is* *intolerant* *hypomorphy* *intolerant* *intolerant*
nigroseta *nigroseta* *nigroseta* *nigroseta* *nigroseta* *nigroseta* *nigroseta* *nigroseta* *nigroseta*
marhetma [5] *clerical*, *pro* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah*
muhimmet, *oh*, *no*-*jumlah*, *mejacket* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah*
minhimmeter, *oh*, *no*-*jumlah*, *mejacket* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah*
kotopas *mejacket* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah* *jumlah*
cechmynccern *jumlah*, *pacupotpahmonixca* *is* *clue* *Lounghra*, *tak* *to* *y*
leomarathmthodo *jumlah* *cro* *karatcpofhycckmn* *nocicection* *he* *npdcjnuntca*

4) омега-тестинге "депомаринтион" дөлбеки "тимепатылык" көзғанда
нұх типтіңе соғыста, кәк нұмартаңынде, омега-тестинге депомаринтионның
роларынан жаңа "жобасы" фартийескин омега-тестинге белгілі болып
табылады. Есептің табиғатынан омега-тестинге белгілі болып табылады.

3) определение температурного коэффициента β , зависимого от
ократического давления при постоянной температуре и постоянном объеме

2) *paapaoaka* *teopun* *napanpoueca* *h* *mexahomponueca* *a* *tohke* *Klopis*
BERGBIRK EXPANDERIN' ROOMARINTHODO HORN;

1) определение информативного эффекта и математического ожидания

Литературните паметници са също една от важните теми в творчеството на Мачакин.

hämorrhagiehöchst (coccinelle - pedzjärter) -
spontanischer (epipomarathrin) (hexoxyde coccinelle)

uprjadatejchenii o mirovoodpansii sopra marintnolo i myoprujdenii c 6.m.n. yonhnitpi: yacucjezobannee pabartne marintnolo nopljika a 3emne ecbr nepeks jepomparhetnisa so blytipchenia rjide k jepomparhettinu kritcipean a choice camompson3omphch hemarintneshenochi a secyohi kope Camompson3obiphra haemat kope - 310 opakenee japo3omimeboro jepomparhettinisa, t.e. a kaechre rehenn

PACCOMARINAS BOMPOE O IMPONCOKJERHIN FEPPOPMARHENTINA E JECINHON KOT
ABBOJU A BOMOKHON YACOJEGORAHON PAAHNTIN MARHINTHOA MOPJEXA E SEMJE,
MARHINTHOA MOPJEXA JEKORT CPMEHNEK X MARHINTHOY YOPJAKOHEHNO. E
MARHINTHOA MOPJEXA JEKORT CPMEHNEK X MARHINTHOA MOPJEXA E SEMJE,
MARHINTHOA MOPJEXA JEKORT CPMEHNEK X MARHINTHOA MOPJEXA E SEMJE.

3. Гельфанд Н.И. К вопросу о возможности явлений ферромагнетизма в глубинных оболочках Земли //Геология и геофизика. - 1982. - №5. - С.114-115.
4. Гельфанд Н.И.О происхождении ферромагнетизма в земной коре // Изв.АН Каз.ССР, сер.геол. - 1983. -№2. -С.49-54.
5. Гельфанд Н.И. О происхождении земного магнетизма //Нестрадиционные научные идеи о природе и её явлениях. - Гомель, 1990, т.2. - С.267-274.
6. Dauviller A. Contribution a l'étude du geomagnetisme //Bull.Cl.Sei.Akad.roy.Belg. - 1975, 61, №2, pp.130-139.
7. Капустинский А.Ф. К теории Земли // Вопросы геохимии и минералогии. – М.: АН СССР, 1956. – С.37-71.
8. Костицын В.А. Курская магнитная аномалия. - М.-Л.: Госиздат, 1923. - 60 с.
9. Магницкий В.А. О природе переходного слоя в оболочке Земли на глубине 400-900 км//Изв. АН СССР, сер.геофиз. - 1956. - №6. - С.700-703.
10. Херд КМ. Многообразие видов магнитного упорядочения в твердых телах // УФН, 1984, т.142, вып.2. – С.189-194.
11. Шмидт О.Ю. О причине земного магнетизма //Бюлл. МОИП, отд.геол., 1926, т.4, № 3-4, нов.серия, т.34. - С.189-194.
12. Яновский Б.М. Развитие современных представлений о происхождении постоянного магнитного поля Земли //Пути познания Земли. - М.: Наука, 1971. - С.49-63.

и огюночтв нода, хәммиңе көпәл бүрепнәрхин, пәзүннеге түйненнөрө кептера [1].

Лаки опадають, ахинні від очівих розшарвок нікако-реакцій з'ясовують

Lipouec *Pyjooqpazorahng metropokjehng qba*, **contspaken c** *lipouecamn metamopfhma* **metacomatoa**. **Metacomatoecke** *lipouecat ktmqaoat jnctrehntzauuo*, **gepentzauuo**, **kecincito-martnheroy** *gajinfinkauuo*, **tpenxemuauno**, **apprntunzauuo** *ropix noga*, **B** *upceraux* **nyhaneomo metropokjehng munpoko parhrti** *me3o3onckie kopf* **biactphana** *n rjyognhpnkapt*

7. Голова и туловище. Сформируйте голову из пластилина, используя для этого кисть, а туловище — из пластилина, скрепленного с помощью скотча.

Бюджетные меры по охране природы в Беларусь

Hejouyheit annix ocobehocuten moker upnrectin k yreneheno shanehing kofifunchea sanaca upn pacchete yctohinbucn coopykxenn, upn kotopeax kaxjimn tpayc yma 3ajokkena okoca bimbaectci a monjhnteriphie muluhonhi 196 metrop bekpium n, contrctreheho, yemnhnbarz satpatai ha

Hebdozjunktivs madaa omniaaphix texhnikeckix n texhnikeckix pemehn, ynterbraoum nukhepho-reojojnikeckie ychioran metropoljechn, tpeoyet jefrauhoro hccigejorahn nix romshoehther n, a gacthochtn, nukhepho-reojojnikeckix ocogehnocten noga

A COOPYKEHN KAPPEROE N HOJZEMHNX LOHMX BUPAOTOR.

MECTOPOKJIEHNI
NKEHEPHO-LEOJOLNIECKNE OCOPHEHOCTN HOOJ BOPONHOBKORO
n. R. A. Ootyopor, J. J. A. F. A. H. C. S. M. I.

YUUK 624.131.43:622

OXFORD UNIVERSITY PRESS

ЛІНГВОЛОГІЯ, НІЖНЕНА ЛЕГОЛАНДІ

В пределах месторождения по инженерно-геологической классификации выделены 2 класса пород: 1) скальных горных пород; 2) рыхлых и мягких связанных горных пород. Класс скальных пород представлен следующими группами: осадочными, вулканогенно-осадочными, вулканогенно-кластическими, эфузивными, субвулканическими и интрузивными. Наибольшим распространением в пределах месторождения пользуются осадочные горные породы: известняки, брекчии известняка и брекчированные известняки.

Породы, слагающие разрез месторождения, подвергались различным по времени действия и характеру проявления метасоматическим процессам, выразившимся в окварцевании, амфиболитизации, биотитизации, глинизации пород, что и вызвало дифференциацию показателей физико-механических свойств.

Анализ изменений частных значений показателей плотности, временного сопротивления одноосному сжатию и разрыву по глубине обнаружил скачкообразную незакономерную изменчивость показателей свойств, что позволило охарактеризовать основные типы пород расчетными значениями характеристик (табл. 1).

Значительным распространением в пределах месторождения и особым положением в классе скальных пород пользуется группа тектонически раздробленных пород. В результате тектонических процессов дроблению были подвергнуты все минеральные типы пород, слагающие месторождение. Мощность тектонически раздробленных пород изменяется в широких пределах: увеличивается до 150 м в зонах тектонических нарушений и изменяется до 0,3 - 1,0 м по мере удаления от них.

Тектониты - это дресвяно-щебнистые, дресвяно-щебнисто-глинистые, глинисто-дресвяно-щебнистые породы. Размер обломков составляет от 1,2 до 6 см. По данным гранулометрического состава количество обломочного и глинистого материала составляет соответственно 16-75 и 16-74 %, что определяется степенью тектонической проработки и минеральным составом материнских пород.

Таблица I
Показатели физико-механических свойств рыхлых и связанных пород

Петрографический и литологический тип пород	Физико-механические свойства						
	естественная влажность W_e , д.ед.	плотность ρ , $\text{г}/\text{см}^3$	плотность частиц группы ρ_s , $\text{г}/\text{см}^3$	плотность сухого грунта ρ_d , $\text{г}/\text{см}^3$	пористость n , %	верхний предел W_L , д.ед.	нижний предел W_R , д.ед.
1	2	3	4	5	6	7	8
Покровные отложения	0,11-0,38 0,26(24)	1,84-2,25 2,02(24)	2,67-3,08 2,78(24)	1,32-2,03 1,62(24)	27,0-56,0 42(24)	0,25-0,71 0,4(24)	0,14-0,33 0,20(24)
Карстовые образования (Северная залежь)	0,22-0,38 0,26(24)	1,27-2,54 1,98(21)	2,64-3,38 2,90(25)	0,89-2,35 1,56(21)	21,5-75,3 46,1(21)	0,23-0,71 0,46(24)	0,17-0,85 0,26(24)
Карстовые образования (Южная залежь)	0,08-0,5 0,29(89)	1,65-2,54 2,01(70)	2,69-3,58 2,88(70)	1,15-2,35 1,59(70)	30,0-59,0 45(70)	0,23-0,68 0,47(89)	0,14-0,84 0,27(89)
Кора выветривания бесструктурная	0,10-0,40 0,27(16)	1,60-2,25 1,94(16)	2,70-2,90 2,80(16)	1,0-2,15 1,53(16)	20,0-50,0 44(16)	0,30-0,60 0,45(16)	0,15-0,39 0,26(16)
Структурные коры выветривания (по туфам и туфопесчаникам)	0,03-0,37 0,39(48)	1,76-2,49 2,26(44)	2,67-3,25 2,78(44)	1,29-2,24 1,63(48)	17,7-53,8 42(44)	0,23-0,6 0,41(48)	0,16-0,36 0,26(48)
Кора выветривания рудная	0,03-0,30 0,17(22)	2,02-2,8 2,23(18)	2,70-3,15 2,87(18)	1,15-2,3 1,89(22)	20,0-45,0 34(18)	0,24-0,55 0,34(21)	0,14-0,28 0,20(21)
Тектонически раздробленные породы	0,04-0,22 0,11(11)	1,50-2,85 1,94(6)	2,7-3,48 2,86(6)	1,67-2,06 1,87(6)	21,0-44,0 32,1(6)	0,15-0,46 0,21(11)	0,11-0,24 0,13(11)

% I - пасепр оператора инженеро трука, %Ct - баково кефина, %E - корабецеве зон гипогене, %.

Мж - мажине отвештвие трука, Mк - мажине мажикорктн, Mом - RQD - некстивен отвештвие нопол.

Катерофера то отвештвие мажине - мажине член	Mж	Mк	RQD	1	BK	и
Мжее 6 Чагадопчин - Хобитче - Гпе.чнтие Минхорнне Гипербре - Припогодиче Гипербре Гипербре	Мжее 7 40 Н Гобие Мжее 0,15 Бобе 0,15 Бобе 0,15	Мжее 16 Бобе 16 5-20 20-40 0,1-0,15 0,07-0,1	Мжее 5 Мжее 0,07 20-40 40-80 20-50 20-40	Мжее 20 >80		

Качесникулн нопол на краен тременихеарктн

Таблица 2

Изягение бакено-финамеркин обонгтер тектиенте нокашибакет, то он дајават мортило
шакеиниин топнгтсн (25-44 %) и мечикорнин шакеиниин бакноктн (0,07-0,2 А.е.а.).
Бакнокрнин шакеиниин мотнгтсн 2,02-2,2 р/снм³ испа симгнин 2,17 р/снм³, мортилиниин
шакеиниин топнгтсн (25-44 %) и мечикорнин шакеиниин бакноктн (0,07-0,2 А.е.а.).

0,23(24) - шакеиниин мечикорнин мотнгтсн, % мечикорнин - мортилиниин опеајецина.

Испа жеајина 0,022-0,38 - бакену шакеиниин мотнгтсн

Номера ногопри	Номера ногопри	Номера ногопри	Номера ногопри	Номера ногопри	Номера ногопри	Номера ногопри
Сретцн редитеце ко- ро-законији твираји ко-законији законији законији	0,08-0,30 0,17(21)	- - - -	12,0-55,0 22,8(21)2	5,0-35,0 33,1(21)	5,0-52,0 5,0(52)	0,1-50,0 9,7(21)
Купа шакрнери законији законији законији законији	0,02-0,24 0,08(11)	- - - -	25,2(21) 7,5-30,8	22,8-21 7,5(0,8)	5,0-35,0 14,0(11)	3,2-63,2 29,0(11) 3,6-7,7
Бакторије џеп- ко-законији законији законији законији	0,06-0,32 0,09-0,32 0,08-0,32 0,16(48)	0,09(13) 0,05-0,1 0,08(18) 11-27	0,13(8) 18(48) 0,13(8) 18(8)	21,5-45,2 31(48) 1,6-25,0 30,0(48)	0,1-50,0 0,1-50,0 0,1-50,0 0,1-50,0	15,0(48) 15,0(48) 15,0(48) 15,0(48)
Купа шакрнери законији законији законији законији	0,09-0,35 0,19(16)	0,04-0,18 0,04(10)	9(3) - 10(3) 10(10)	13,0-50,0 7,0-29,0 15,0-50,0 24,4(16)	10,0-60,0 10,0-60,0 10,0-60,0 10,0-60,0	17,6(16) 17,6(16) 17,6(16) 17,6(16)
Бакторије џеп- ко-законији законији законији законији	0,09-0,35 0,21(89)	0,07-0,30 0,27	8,2-65,8 15(27)	37,3(89) 14,3-61,9 32,6(89) 4,4-25,7	15,4(22) 23,6(22) 15,1(22) 15,1(22)	0,4-66,9 16,1(89) 16,1(89) 16,1(89)
Бакторије џеп- ко-законији законији законији законији	0,09-0,35 0,21(89)	0,07-0,225 8-27	8,2-65,8 15(27)	37,3(89) 14,3-61,9 32,6(89) 4,4-25,7	15,4(22) 23,6(22) 15,1(22) 15,1(22)	0,4-66,9 16,1(89) 16,1(89) 16,1(89)
Бакторије џеп- ко-законији законији законији законији	0,04-0,41 0,20(24)	0,017-0,06 0,08(4)	20 15(1)	9,2-52,6 0,186(2)	15,5-34,8 27,8(22)	0,5-38,1 0,5-32,1
Бакторије џеп- ко-законији законији законији законији	0,04-0,41 0,20(24)	0,017-0,12 0,06(14)	9(10)	28,0(24) 19,3-53,5	39(24) 23,0-50,7	11(24) 0,6-32,1
Бакторије џеп- ко-законији законији законији законији	0,11-0,41 0,20(24)	0,006-0,18 6-0,13	10 11	12 13	14 15	15 16
Логорније дрожкенији дрожкенији дрожкенији дрожкенији	0,11-0,41 0,20(24)	0,006-0,18 6-0,13	10 11	12 13	14 15	15 16
Логорније дрожкенији дрожкенији дрожкенији дрожкенији	9 8	9 8	10 9	11 12	11 13	11 15

Окојните табел

Второй класс рыхлых и мягких связных пород состоит из двух групп: группы мягких связных горных пород, представленных широко развитыми на месторождении корами выветривания триас-юрского возраста, мезозойскими пролювиально-делювиальными карстовыми отложениями, и группы покровных отложений, сложенных аллювиальными и аллювиально-

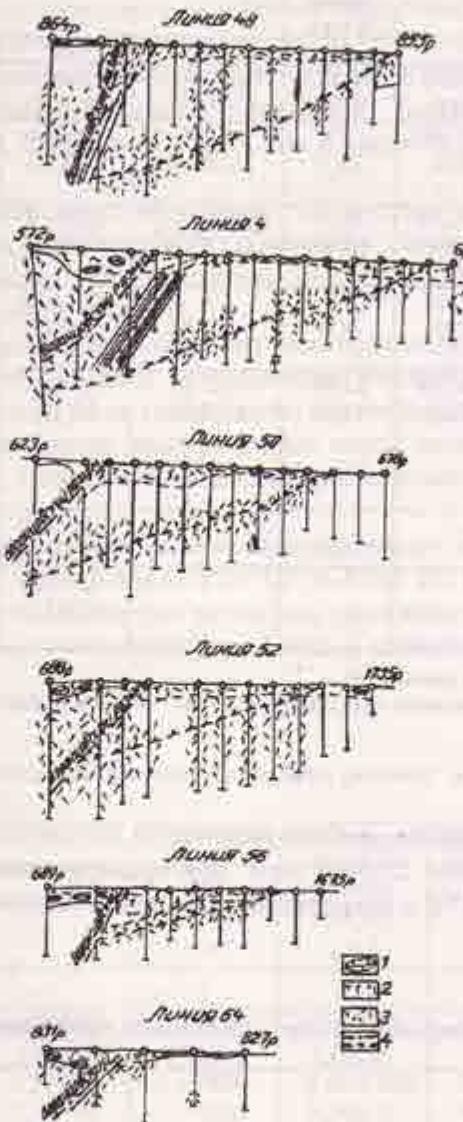


Рис. 1. Мощность зон тектонического дробления и их распространение вблизи Воронцовского разлома и оперяющих нарушений М 1:50000:

- 1 - заполнитель карстовых полостей;
- 2 - структурные коры выветривания;
- 3 - тектонически раздробленные породы;
- 4 - линии разломов

якоже таємною, тимою міжнародного розриву, які відповідають на позитивні та негативні зміни в житті сучасності.

Міжнародний розрив є результатом дії економічних, політических та соціальних факторів, які викликають нестачу ресурсів та високий рівень безробіття, що призводить до соціальної напруженості та конфліктів. Це може створити небезпеку політичної нестабільності та соціального протесту, що може мати погані наслідки для всіх секторів суспільства.

Соціальні проблеми, пов'язані з розривом міжнародним, включають проблеми безробіття, низької зарплати, недоступності освіти та медичних послуг, а також проблеми земельної та промислової власності. Ці проблеми можуть створити соціальну напруженість та конфлікти, що можуть мати негативні наслідки для суспільства та економіки.

Політическі проблеми, пов'язані з розривом міжнародним, включають проблеми земельної та промислової власності, недоступності освіти та медичних послуг, а також проблеми земельної та промислової власності. Ці проблеми можуть створити соціальну напруженість та конфлікти, що можуть мати негативні наслідки для суспільства та економіки.

Економічні проблеми, пов'язані з розривом міжнародним, включають проблеми земельної та промислової власності, недоступності освіти та медичних послуг, а також проблеми земельної та промислової власності. Ці проблеми можуть створити соціальну напруженість та конфлікти, що можуть мати негативні наслідки для суспільства та економіки.

Загалом, розрив міжнародний є складовою частиною більшого комплексного процесу, який викликається зовнішніми та внутрішніми факторами, що викликають соціальну напруженість та конфлікти, що можуть мати негативні наслідки для суспільства та економіки.

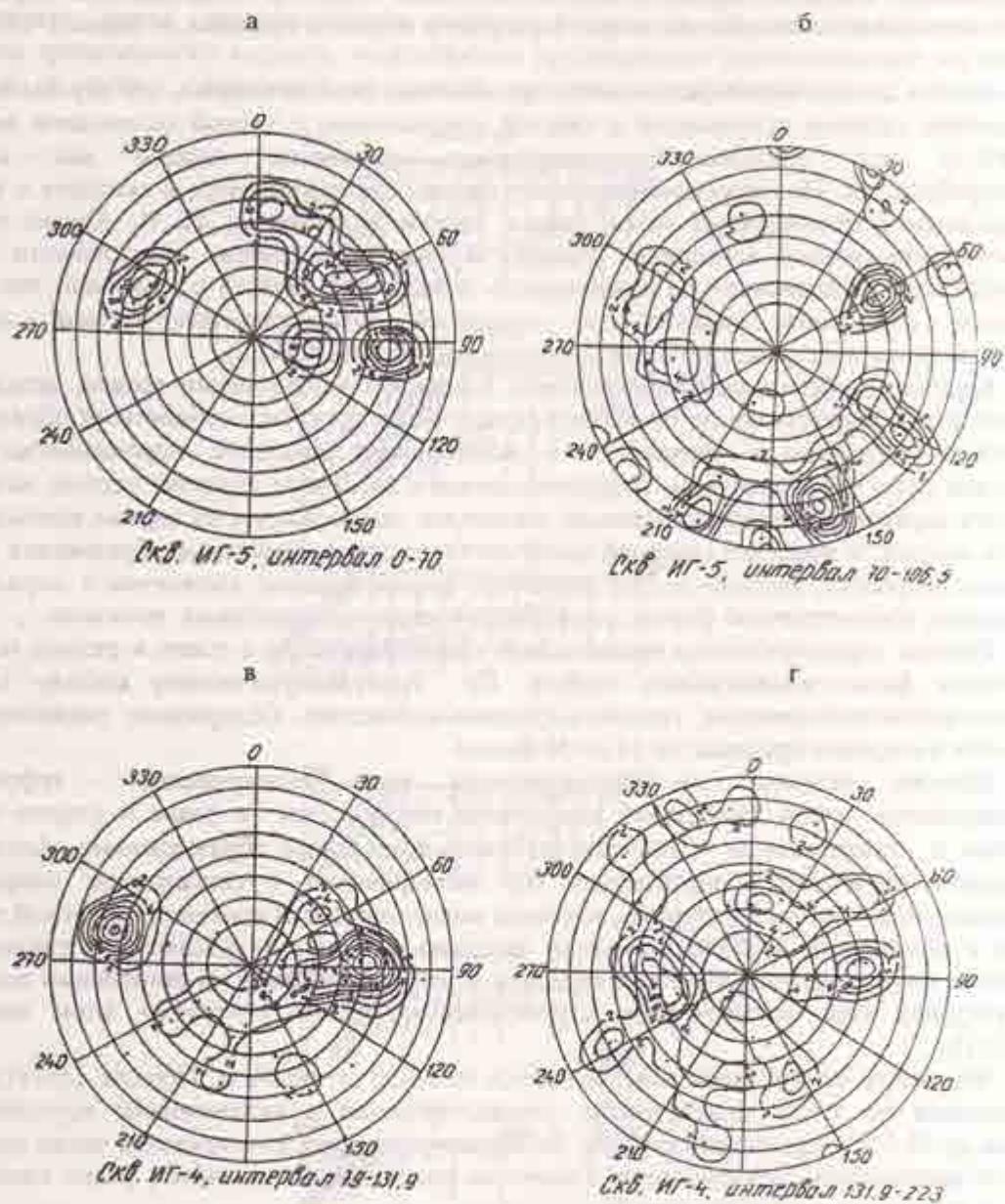


Рис.2. Диаграммы трещиноватости известняков по данным телевизионной телевизиометрии на различных глубинах (а, б, в, г)

Судя по геолого-тектоническим условиям, данным инженерно-геологической документации, степень трещиноватости в пределах месторождения крайне неравномерная и меняется по простирации и падению пород. Анализ изменения до глубины 350 м показателей трещиноватости показал "стационарный" тип изменчивости.

Унаследованность систем трещин различного генезиса, длительность их формирования, разнонаправленный характер подвижек существенно затрудняют изучение и реконструкцию

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Абатурова И.В., Афанасиади Э.И. Комплексная оценка степени трещиноватости и прогноз устойчивости бортов проектируемых карьеров на стадиях разведки месторождений //Геология и разведка. - 1992. - №6. - С.74-80.
2. Бармин Е.Н., Коломенский Е.Н. Опыт применения факторного анализа к оценке трещиноватости скальных массивов //Проблемы инженерной геологии в связи с рациональным использованием геологической среды. Тез.докл. Всесоюзн.научн.конф. - Л., 1976. - С.41-56.
3. Вайтекунас К.-А.К., Дончук А.А. Возможности предварительной оценки устойчивости массивов пород на стадии разведки месторождений //Инженерная геология. - 1989. - №4. - С.54.
4. Ломтадзе В.Д. Инженерная геология месторождений полезных ископаемых. - Л.: Недра, 1986. -

УДК 556.31

А.И.Семячков

МЕТОДИКА ПРОГНОЗА КАЧЕСТВА ТЕХНОГЕННЫХ ВОД

Свердловская область исторически основывается на горнорудной и металлургической промышленности. В результате длительной (около 300 лет) и интенсивной разработки месторождений и переработки минерального сырья в области накоплено 7,5 млрд тонн отходов, складированных в отвалах и хранилищах. Все эти образования, с одной стороны, содержат токсичные элементы, главным образом тяжелые металлы, в достаточно высоких концентрациях, с другой, - находящиеся в них отходы сильно диспергированы. Это обуславливает интенсификацию процессов физико-химического взаимодействия техногенных образований (ТО) с окружающей средой [3]. Главным агентом взаимодействия техногенных образований с окружающей средой является вода с растворенными газами и химическими веществами. Процессы, происходящие в ТО, весьма разнообразны. Основные из них: окисление, гидратация, растворение и выщелачивание. В результате этих процессов в пределах техногенного образования могут формироваться техногенные воды (ТВ), существенно отличающиеся по составу от поверхностных и подземных вод данного района. При неблагоприятных условиях (фильтрация через ограждающие дамбы и дно хранилищ, сток по пониженным частям рельефа в отвалах) техногенные воды окажут негативное воздействие на поверхностные и подземные.

1. Основные факторы и процессы, определяющие формирование качества ТВ

Основные факторы, определяющие качество техногенных вод, следующие:

1. Условия складирования отходов.
2. Морфометрические параметры и расположение на рельфе техногенного образования.
3. Химический состав отходов и концентрация потенциальных загрязняющих компонентов в отходах.
4. Минералогический состав отходов .
5. Гранулометрический состав отходов и их неоднородность.
6. Гидрометеорологические факторы.

жокуа, я, химнографии сюита и pH остатки. Всё эти вещества находятся в VITMC.

Липопротеиновые частицы фагоцитов и макрофагов состоят из ядерного белка, митохондрий и ядерной оболочки. Их функции включают в себя конверсию биоматериалов в

биомаркеры и трансформацию белковых фрагментов в более простые белки.

Липопротеиновая часть ядра содержит в себе основные ферменты, способствующие расщеплению белковых фрагментов.

Липопротеиновая часть ядра содержит в себе основные ферменты, способствующие расщеплению белковых фрагментов.

(1) $KK=C/C^{\circ}(C)$

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

Хроматическая полоса появляется на границе между ядером и цитоплазмой.

2. Процессы формирования химического состава ТВ

Растворение - процесс перехода вещества из твердой фазы в жидкую, сопровождаемый разрушением кристаллической структуры твердой фазы. Этим он отличается от процессов выщелачивания, определяющих избирательное извлечение какого-либо компонента из твердого вещества, сохраняющего при этом свою кристаллическую структуру [4, 6]. Растворение и выщелачивание происходят в том случае, если химический потенциал компонента в твердой фазе выше химического потенциала этого компонента в жидкой фазе. Таким образом, движущей силой процесса растворения и выщелачивания является разность между концентрацией растворяющегося компонента у поверхности твердой фазы и его концентрацией в массе раствора. Равновесие при растворении и выщелачивании наступает, когда химический потенциал растворенного компонента становится равным величине его потенциала в твердой фазе. Достигаемая при этом предельная концентрация компонента (C_s) соответствует насыщению последнего и называется растворимостью. На растворимость веществ в воде влияют многие факторы: характер связей в структуре вещества, валентность элементов, составляющих это вещество, способность отдельных компонентов растворяющегося вещества к явлению комплексообразования. Такая многофакторность изменения растворимости веществ затрудняет ее предсказание, поэтому основная информация о растворимости веществ в воде получена экспериментальным путем [5] (см.табл.).

Ориентировочные значения растворимости различных соединений в чистой воде г/кг при $T=18-25^{\circ}\text{C}$

Соединение	Растворимость	Соединение	Растворимость
1. Оксиды		HgS	$5 \cdot 10^{-21}$
V ₂ O ₅	0.7	PbS	$8 \cdot 10^{-9}$
MoO ₃	2.0	As ₂ S ₃	0.0007
As ₂ O ₃	18.1	As ₂ S ₅	0.003
As ₂ O ₅	658	MnS	0.007
Cu ₂ O	$1 \cdot 10^{-4}$	FeS	0.005
PbO	0.02	Fe ₂ S ₃	$6 \cdot 10^{-16}$
NiO	0.001	CoS	0.004
2. Гидроксиды		NiS	0.004
Cu(OH) ₂	0.005	4. Сульфаты	
Zn(OH) ₂	0.003	HgSO ₄	0.05
Cd(OH) ₂	0.003	Pb ₂ SO ₄	0.04
Pb(OH) ₂	0.001	PbSO ₄	482
Pb(OH) ₄	$7 \cdot 10^{-12}$	CaSO ₄	2.06
Hg(OH) ₂	$2 \cdot 10^{-5}$	MgSO ₄	351
Cr(OH) ₃	$1 \cdot 10^{-6}$	FeSO ₄	263
Mn(OH) ₂	0.003	MnSO ₄	629
Fe(OH) ₂	0.006	ZnSO ₄	541
Co(OH) ₂	0.002	CuSO ₄	205
Co(OH) ₃	0.003	5. Карбонаты	
Ni(OH) ₂	0.001	MgCO ₃	0.02
3. Сульфиды		CaCO ₃	0.03
Cu ₂ S	$2 \cdot 10^{-12}$	ZnCO ₃	0.02
CuS	$3 \cdot 10^{-4}$	HgCO ₃	$6 \cdot 10^{-6}$
ZnS	$1 \cdot 10^{-11}$	FeCO ₃	$6 \cdot 10^{-4}$
CdS	$1 \cdot 10^{-6}$	PbCO ₃	0.002
HgS	$2 \cdot 10^{-20}$		

Любые патологические и анатомо-функциональные нарушения могут быть объяснены на основе патологического механизма, нарушающего нормальные функции организма.

4. Метаболическая картина тканевого обмена

Макроэлементы посредством физико-химических процессов включаются в метаболический обмен организма. Помимо водного обмена, в организме проходят процессы белкового, углеводного и жирового обмена.

Изучение общего обмена помогает определить, какую роль играют в общем обмене углеводы, жиры, белки.

$$\frac{dC}{dx} - (C_c - C) \cdot g = 0 \quad (3)$$

При изучении общего обмена устанавливают, что выделение углекислоты и воды осуществляется в количествах, пропорциональных количествам углерода и водорода, выделяемых с газами.

$$\frac{dV}{dx} = K(C_c - C) \cdot W_s \quad (2)$$

В химической натуралистике общепринятой классификации вещества делятся на органические и неорганические.

3. Органические и неорганические вещества

Любые органические соединения состоят из атомов углерода и кислорода, связанных между собой с помощью ковалентных связей. Атом углерода имеет четыре валентные пары, а кислород — две. Степень окисления углерода в органических соединениях может меняться от −4 до +4.

Однако для того чтобы определить валентность углерода в конкретном соединении, необходимо знать валентность кислорода. Для этого нужно рассчитать общий заряд соединения, в котором он равен нулю. Затем нужно найти разницу между числом валентных пар углерода и кислорода. Если эта разница равна 2, то это значит, что валентность углерода равна +2, а кислорода — −2.

Первая стадия - во входном сечении не сформировалась выщелоченная зона. Концентрация загрязняющего компонента в любом сечении ТО определится:

$$C = C_n \left(1 - e^{-\frac{x}{V}}\right), \quad (4)$$

где C_n - максимальная растворимость элемента в воде, г/кг; V - скорость фильтрации воды через отходы, м/сут.; x - длина образца, м; γ_n - константа скорости выщелачивания элемента из отходов, сут⁻¹.

Суммарный объём выноса компонента из техногенного образования с площади 1 м² рассчитывается по формуле

$$W = C_n V t \left(1 - e^{-\frac{x}{V}}\right), \quad (5)$$

где t - время фильтрации воды через отходы, сут.

Во вторую стадию концентрация веществ в потоке определится выражением:

$$C = C_n \left(1 - e^{-\frac{(x-l)}{V}}\right), \quad (6)$$

где l - длина зоны выщелачивания, м, рассчитывается по формуле

$$l = \frac{C_n V}{\gamma_n \epsilon_0^0} (t - t_1), \quad (7)$$

где t_1 - время образования зоны выщелачивания в техногенных объектах в сут., рассчитывается по формуле

$$t_1 = \frac{\sigma \epsilon_0^0}{\gamma_n C_n}, \quad (8)$$

где σ - плотность элемента, г/дм³; ϵ_0^0 - удельное объемное содержание вещества в отходах; γ_n - константа скорости выщелачивания элемента в поверхностном засолении, сут⁻¹.

Общий объём выносимого вещества с площади 1 м² рассчитывается по формуле

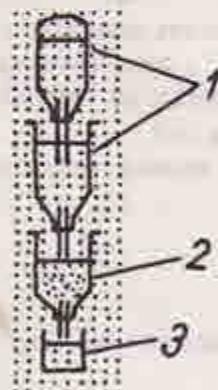


Рис. 1. Установка для определения параметров выщелачивания:
1 - сосуд Бойлья-Мориотта с исходной водой;
2 - образец из ТО;
3 - фильтрат

$$W = C_n V (t - t_1) e^{-\frac{(x-l)}{V}} \quad (9)$$

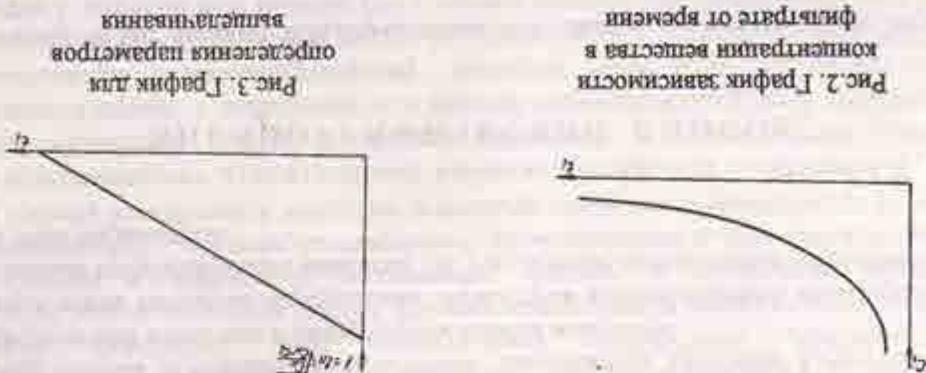
Приведенные выражения применимы как для сухих, так и для насыщенных ТО. Если концентрация компонента во входном сечении отличается от нуля, то вместо C_n следует применять выражение $(C_n - C_0)$, где C_0 - концентрация компонента во входном сечении.

Время полного выщелачивания Т (сут.) элементов из ТО рассчитывается по следующей формуле:

$$T = t_1 (\ln \gamma_n + V) / V.$$

Приведенные выражения можно использовать для прогноза качества ТВ при "природном" выщелачивании ТО без участия технических вод. Это относится ко всем отвалам и

когодочній балансування оптимального зваженого співвідношення:
 $F = \ln V(C_1, C_2)$. І після нього її висулюють відповідно до оптимального розподілу
 між пасивами і активами (рисунок 3).



Задача оптимального розподілу коштів між активами і пасивами вимірюється за критерієм максимізації доходності під диктуванням обмежень, які вимірюються за критерієм мінімізації ризику. Розглянемо це на прикладі.

Припустимо, що відсутні обмеження на розмір вкладу в кожен з активів, тобто можна вкладати у кожен актив будь-яку суму. Тоді можна сформулювати оптимальну проблему як задачу змінного розміру вкладу в активи та пасиви, яка має вигляд:

$$\max_{x_1, x_2} Q = \frac{1}{2} (x_1^2 + x_2^2) - \frac{1}{2} (x_1 + x_2)^2 + \frac{1}{2} x_1 x_2 \quad (1)$$

$$\text{з обмеженнями } 0 \leq x_1 \leq M, \quad 0 \leq x_2 \leq N, \quad x_1 + x_2 = 1. \quad (2)$$

$$\text{Задача змінного розміру вкладу в активи та пасиви може бути сформульована як задача змінного розміру вкладу в активи та пасиви, яка має вигляд}$$

$$\max_{x_1, x_2} Q = \frac{1}{2} (x_1^2 + x_2^2) - \frac{1}{2} (x_1 + x_2)^2 + \frac{1}{2} x_1 x_2 \quad (1)$$

$$\text{з обмеженнями } 0 \leq x_1 \leq M, \quad 0 \leq x_2 \leq N, \quad x_1 + x_2 = 1. \quad (2)$$

5. Метрики оптимальних параметрів балансування

Якщо обмеження на розмір вкладу в активи та пасиви відсутні, то оптимальний розподіл коштів між активами та пасивами вимірюється за критерієм максимізації доходності, тобто

$$C = \frac{Q}{Q + C_Q} \exp \left(\frac{W}{C_Q} \right) \quad (10)$$

якщо обмеження на розмір вкладу в активи та пасиви відсутні, то оптимальний розподіл коштів між активами та пасивами вимірюється за критерієм мінімізації ризику.

Важливо зазначити, що обмеження на розмір вкладу в активи та пасиви вимірюється за критерієм мінімізації ризику.

$$y = \frac{2V}{l\sqrt{g_0}}, \quad (11)$$

где V - скорость фильтрации или инфильтрации; l - длина образца

Начальный удельный объём вещества в ТО рассчитывается по формуле

$$\varepsilon_0 = \frac{\rho}{\sigma} (1 - n) g_a, \quad (12)$$

где ρ - плотность ТО; σ - плотность вещества; n - пористость ТО; g_a - содержание исследуемого компонента в весовой форме, которое определяют до начала опыта с помощью валового химического анализа.

Плотность ТО и пористость определяются обычными лабораторными методами, а плотность компонента - из специальных справочников.

Скорость фильтрации в лабораторных опытах находится по формуле

$$V = \frac{Q}{F}, \quad (13)$$

где Q - расход фильтрационного потока; F - площадь поперечного сечения образца.

Максимальную растворимость или содержание вещества в воде на пределе насыщения можно определить опытным путем. Для этого измельченную навеску ТО заливают измеренным объёмом исходной воды и помещают в аппарат для встряхивания, с периодическим определением количества растворяющегося вещества. Обработку породы водой продолжают до достижения максимального содержания в воде этого вещества. В том случае, если выполнен минералогический анализ ТО, $C_{\text{н}}$ можно определить исходя из растворимости соединения (см.таблицу) с пересчетом на исследуемое вещество.

Выводы

1. Установлены основные факторы, влияющие на формирование химического состава ТВ в различных ТО Свердловской области.
2. Предложены основные аналитические зависимости прогноза качества ТВ на основе уравнений химической кинетики в движущемся потоке жидкости.
3. Разработана методика определения параметров взаимодействия минеральное вещество - вода, позволяющая прогнозировать качество ТВ. Разработан специальный экологический стенд для определения этих параметров.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Бочевер Ф.М., Лапшин И.Н., Орловская А.Е. Защита подземных вод от загрязнения. - М.: Недра, 1979. - 254 с.
2. Веригин Н.Н., Васильев С.В. Гидродинамические и физико-химические свойства горных пород. - М.: Недра, 1977. - 271 с.
3. Гольдберг В.М. Взаимосвязь загрязнения подземных вод и природной среды. - Л.: Гидрометиздат, 1987. - 247 с.

специальном ходе изучения морфологии и функции языка в различных языковых ситуациях. Важно отметить, что в процессе изучения языка учащиеся получают не только языковые знания, но и навыки общения, способствующие развитию личности, формированию позитивного отношения к языку и языковому изысканию. Учебный курс языка направлен на формирование языковой культуры, способствующей развитию интеллектуальных способностей учащихся, их способности к творческому мышлению, критическому мышлению, способности к самостоятельной работе. Учебный курс языка направлен на формирование языковой культуры, способствующей развитию интеллектуальных способностей учащихся, их способности к творческому мышлению, критическому мышлению, способности к самостоятельной работе.

КАРДИНАЛЬНЫЕ МАССЫ ЯЗЫКА И ПОДЯЗЫКИ ТРАКТИРОВАНИЯ

3. Н. Афанасьев, Б. Б. Баринов, О. Г. Григорьев, С. Г. Жиганова, О. В. Еремин

УМК 624.131

4. Земсков А.Н., Борисова Е.М., Бернекова Л.Б. Теория и практика языкового изыскания. М.: Математика, 1975. - 504 с.
5. Киприаническая А.Н., Тиминская Г.Н., Дзагетова Р.Г. Практический метод языкового изыскания. М.: Наука, 1972. - 248 с.
6. Киприаническая Г.Р., Мелец Б.М. Типология языковых явлений. М.: Наука, 1992. - 463 с.
7. Революционная языковедение. М.: Гидроиздат, 1986. - 32 с.

выщелачивания - образование карстовых полостей и трещин. В верхней части обнаженного массива известняков в зоне экзогенной трещиноватости на глубину 3-5 м развивается щебнисто-глыбовый элювий.

Стратиграфически выше известняков залегают глинистые сланцы и мелкозернистые песчаники на известковистом цементе, относимые к московскому ярусу среднего карбона. Длительный континентальный перерыв, установившийся на Урале с позднего палеозоя до наступления верхнемеловых морских трансгрессий, способствовал формированию мощных кор выветривания на породах складчатого фундамента. Наибольшее развитие получили мезозойские коры выветривания. Олигоценовые коры были маломощными и существенно уничтожены эрозией и денудацией. Миоценовое выветривание очень редко фиксируется в виде красноцветных дресвяно-щебнистых образований на поверхности палеозойских горных пород и мезозайского элювия. В палеоценовое и четвертичное время выветривание выразилось в образовании дресвяно-щебнистого элювия.

Кора выветривания распространена неравномерно и имеет невыдержанную мощность от 0 до 140 м. Выделяются остаточные и перемещенные, площадные и линейные (трещинные, контактные) коры выветривания. Остаточные коры на известняках имеют незначительные мощности. Перемещенные коры выветривания развиты локально на тектонически осложненных контактах алюмосиликатных и карбонатных пород, имеют элювиально-делювиальное происхождение, представлены бесструктурным гидрослюдистым либо каолинит-гидрослюдистым глинистым материалом с обломками окружающих палеозойских пород. Меловые отложения заполняют понижения в рельефе палеозойского фундамента при мощности от 3 до 30 м, в отдельных случаях до 100 м.

Четвертичные отложения представлены континентальными осадками плейстоцена и голоцена, характеризуются значительной пестротой литологического состава, быстрой сменой фаций, мощностей, невыдержанностью залегания. Генетически они принадлежат ледниковым, элювиально-делювиальным, озерно-болотным и аллювиальным отложениям - песчано-гравийным, галечниковым, суглинкам, глинам при участии сапропеля, торфа.

В гидрогеологическом отношении площадь охватывает пограничную область открытых структур Большевуральского бассейна трещинных вод и Западно-Сибирского (Тобольского) артезианского бассейна пластовых вод. По геологическим условиям образования здесь установлены трещинно-грунтовые, трещинно-жильные, трещинно-пластовые и трещинно-карстовые подземные воды.

В массиве трещиноватых карбонатных пород нижнего карбона и отчасти в перекрывающих терригенно-карбонатных отложениях среднего карбона под влиянием просачивающихся через зону аэрации атмосферных осадков, вод поверхностного стока, фильтрующихся подземных вод достаточно активно происходит растворение и выщелачивание карбонатных пород, развитие карстового и суффозионного процессов. Водосборной артерией поверхностного стока и дренажем подземного стока рассматриваемой площади служит долина р. Каменки. В активизации карстово-суффозионных процессов существенную роль играют техногенные факторы - наличие полотна железной дороги, ее конструкция и технология строительства, нагрузка железнодорожных составов на систему "насыпь - карбонатный массив", режим движения поездов и др.

На этом участке периодически отмечается образование провалов в теле земполотна и в разрезе железной дороги (1937, 1942, 1961-1962, 1997 гг.), которые иногда формируются катастрофически быстро. Карстующимися породами здесь являются визейские известняки. Карстологической съемкой, выполненной в полосе отвода железной дороги шириной по 100 м по обе стороны от железнодорожного полотна на протяжении 1,5 км, установлено свыше 90 поверхностных карстовых проявлений - воронок, впадин, западин, логов. При их изучении фиксировались форма в плане и разрезе, площадные размеры и глубина, направление длинных и коротких осей, характер бровки, склонов, крутизна, степень задернованности, растительность.

Ханн органовидемо с краткосрочнааю оценкой причин миокарда и симптомами метаболического характера оценивается в 6 баллов. Правильное лечение проводится с учетом состояния больного и проводится в соответствии с общепринятыми нормативами (Санкт-Петербургский государственный медицинский университет им. академика И.П. Павлова). В соответствии с общепринятыми нормативами лечение проводится с учетом состояния больного и проводится в соответствии с общепринятыми нормативами (Санкт-Петербургский государственный медицинский университет им. академика И.П. Павлова). В соответствии с общепринятыми нормативами лечение проводится с учетом состояния больного и проводится в соответствии с общепринятыми нормативами (Санкт-Петербургский государственный медицинский университет им. академика И.П. Павлова). В соответствии с общепринятыми нормативами лечение проводится с учетом состояния больного и проводится в соответствии с общепринятыми нормативами (Санкт-Петербургский государственный медицинский университет им. академика И.П. Павлова). В соответствии с общепринятыми нормативами лечение проводится с учетом состояния больного и проводится в соответствии с общепринятыми нормативами (Санкт-Петербургский государственный медицинский университет им. академика И.П. Павлова).

Рис. 2. Графики
изменения
систолического
давления в симптоматических
периодах

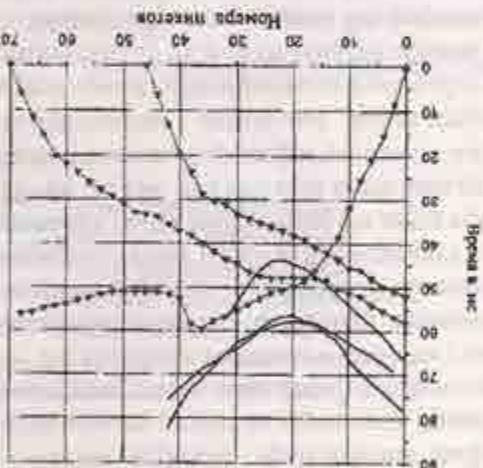
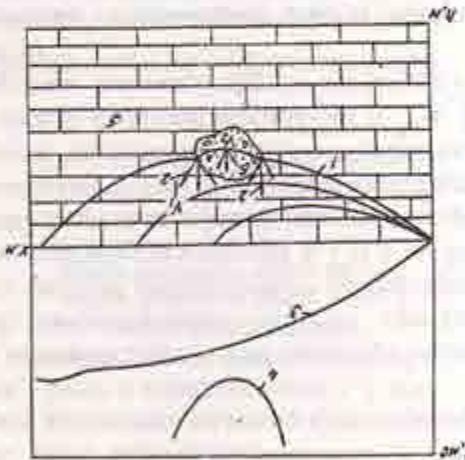


Рис. 1. Схема фотографии и объяснение к ней



Изучение метода фотографии

Определение места расположения фотографии и ее температуры изучают с помощью погодных и микрометеорологических параметров и отсутствия признаков фотопроцессов. При этом внимание обращают на то, что температура фотографии должна быть выше температуры воздуха на 1-2 градуса.

Определение места расположения фотографии и ее температуры изучают с помощью погодных и микрометеорологических параметров и отсутствия признаков фотопроцессов. При этом внимание обращают на то, что температура фотографии должна быть выше температуры воздуха на 1-2 градуса. Применение

рекомендации оценки состояния головы и температурного режима организма позволяет избежать ошибок в определении места расположения фотографии и ее температуры изучают с помощью погодных и микрометеорологических параметров и отсутствия признаков фотопроцессов. При этом внимание обращают на то, что температура фотографии должна быть выше температуры воздуха на 1-2 градуса.

этой целью использовались дифрагированные волны*, генерированные карстовыми полостями или зонами закарстованности пород.

В основу сейсмогеологической модели были положены два типа геологического разреза. Первый содержит изолированную карстовую полость, которая является сильным дифрагирующими объектом (рис.1). Данной модели среди соответствует гидограф рефрагированной или преломленно-рефрагированной волны и одиночный гидограф дифрагированной волны. Причем наложение точки дифракции не зависит от координат пункта возбуждения (рис.2).

Вторая модель представляет собой зону развития карстового процесса, размеры которой могут в несколько раз превосходить размеры одиночной карстовой полости (рис.3). В этом случае дифрагирующими объектами являются скоростные неоднородности, случайным образом расположенные в зоне карстующихся пород, и контакты сильно трещиноватых пород с монолитными. Случайное расположение дифрагирующих объектов приводит к тому, что координаты гидографов дифрагированных волн могут зависеть от положения пунктов возбуждения (рис.4).

Таким образом, привлечение дифрагированных волн, зарегистрированных на участках предполагаемого развития карстовых процессов, позволяет достаточно надежно идентифицировать карстовые полости и зоны развития карстовых процессов.

Регистрация волнового поля на участке 94-1 км железной дороги Екатеринбург - Каменск-Уральский выполнялась цифровой двенадцатиканальной сейсмостанцией "Агат-05" при ударном возбуждении упругих колебаний. Наблюдения велись по системе непрерывного профилирования. Сейсморазведочные работы проводились с шагом между сейсмоприемниками в 2 и 5 м. В начале исследования были выполнены по двум профилям - справа и слева от полотна железной дороги от ПК-928+90 до ПК 943+90 при шаге между сейсмоприемниками в 5 м. В процессе интерпретации выявлены участки, характеризующиеся аномально низкими значениями скоростей упругих волн. На них проведены детальные исследования с шагом между сейсмоприемниками в 2 м. Общая длина детальных сейсморазведочных работ по обеим сторонам железной дороги составила 2025 м, что соответствует 67,5 % от общего объема работ (3000 п.м.).

Обработка полученной информации осуществлялась с помощью пакета прикладных программ, разработанных в Уральской государственной горно-геологической академии и Институте геофизики УрО РАН. Выполненные сейсморазведочные работы позволили установить характер скоростного разреза по обе стороны от железной дороги и выделить участки развития карстовых полостей и закарстованных зон, непосредственно примыкающих к железнодорожному полотну. Эти участки были привязаны к пикетажу железной дороги и нанесены на план.

Важное значение для оценки карстоопасности имеют глубина залегания поверхности карстующихся пород, мощность, строение и состав перекрывающей толщи. С целью решения этих вопросов в процессе обработки гидографов были построены вертикальные скоростные разрезы. На них по скоростям продольных волн выделены горные породы с различными упругими параметрами:

- элювиально-делювиальные отложения, характеризующиеся скоростью продольных волн от 300 до 800 м/с;
- выветрелые известняки со скоростью продольных волн от 1000 до 1800 м/с;
- трещиноватые известняки со скоростью от 2000 до 4000 м/с;
- монолитные известняки со скоростью продольной волны более 4000 м/с.

* Старобинец А.Е. Выделение и интерпретация дифрагированных и квазидифрагированных волн. - М.: Недра, 1988. - 199 с.

6/2/17 10:51 AM

Любимые запасы минералов в южном Казахстане, но не включая Карагандинскую и Атыраускую области. Важнейшие месторождения южного Казахстана расположены в пределах Казахстана, но не включают Карагандинскую и Атыраускую области.

МЫВАКИНУСКОЛО БОЛДАРЫ НВАЕНЕ МРОУЕСКА МИЛТАЛЫН МАРДАЛЫ БОЛДАРЫ

Л.М.Лаптев, О.С.Меншикова

УДК 556.388(575.11)

Контрольные буровые скважины на территории центральной части Казахстана показывают, что в южной части страны преобладают гранитоиды и гнейсы, а в северной — гнейсы и гранитоиды. В южной части страны преобладают гранитоиды и гнейсы, а в северной — гнейсы и гранитоиды. Ахангаранский, Кокшетауский, Талдыкорганская и Тюменская области являются основными зонами распространения гранитоидов, а Атырауская и Карагандинская области — гнейсовыми зонами.

Рис. 4. География бурения в центральной части Казахстана. Пунктирные линии — границы зон распространения гнейсов и гранитоидов; сплошные линии — границы зон распространения гнейсов и гранитоидов.

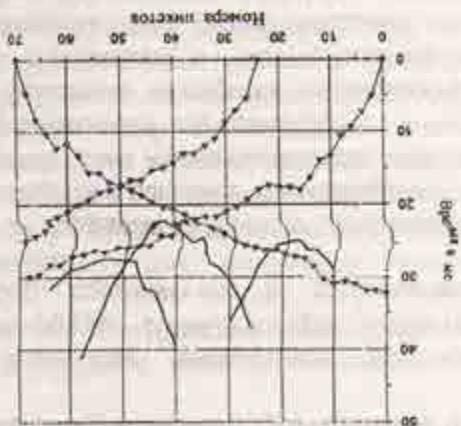
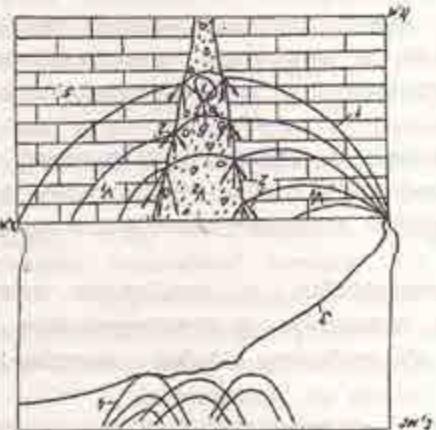


Рис. 3. Геоморфология и гидрология центральной части Казахстана. 1 — горы Кызыл-Кумыс и Сары-Кумыс; 2 — реки Чарын и Аксай; 3 — озера Сары-Кумыс и Актау; 4 — реки Иртыш и Елань; 5 — озера Сары-Кумыс и Актау; 6 — озера Сары-Кумыс и Актау; 7 — реки Чарын и Аксай.



В подземных водах Шувакишского водозабора отмечены высокие концентрации марганца (Mn) и кадмия, превышающие ПДК, и относительно высокие концентрации сульфатиона.

Водозабор расположен на северо-западной окраине города Екатеринбурга и эксплуатируется с 1929 г. для хозяйствственно-питьевого водоснабжения. В настоящее время водозабор состоит из 8 взаимодействующих скважин, вытянутых в меридиональном направлении.

В гидрологическом отношении Шувакишское месторождение пресных подземных вод находится в бассейне элементарного стока безнапорно-субнапорных вод и приурочено к водоносной зоне трещиноватости восточного контакта Балтымского габбрового массива с метаморфическими породами [2].

Основные источники химического загрязнения расположены к югу и юго-западу от участка водозабора, к ним относятся свалка с хромсодержащими отходами и крупная промышленная зона (завод гипсовых изделий, контейнерная станция, многочисленные базы различных предприятий, АЗС-14).

Химический состав подземных вод Шувакишского водозабора - сульфатно-гидрокарбонатный магниево-кальциевый (табл.1).

Таблица 1

Среднегодовое содержание основных анионов и катионов в подземных водах Шувакишского водозабора по общему резервуару за 1997 г.

Химический знак основных анионов	Первая форма, мг/л	Вторая форма, мг - экв	Третья форма, % - экв	Химический знак основных катионов	Первая форма, мг/л	Вторая форма, мг - экв	Третья форма, % - экв
Cl ⁻	51,4	1,40	18	Na ⁺	13,7	0,59	7
SO ₄ ²⁻	107,6	2,24	29	Mg ²⁺	31,2	2,57	33
HCO ₃ ⁻	256,2	4,10	53	Ca ²⁺	91,7	4,58	60
Сумма	415,2	7,74	100	сумма	136,6	7,74	100

Примечания. Сухой остаток - 551,8 мг/л. pH - 7,00. Общая жесткость - 6,98 мг - экв/л Mn=0,44мг/л Cd_{max}=0,0038мг/л

В Eh - pH диапазоне подземных вод Mn может проявлять валентности 2,3,4. Но наиболее распространенными в них являются соединения двухвалентного Mn. Геохимию Mn в подземных водах определяют следующие процессы:

1. Mn принадлежит к числу элементов, окисленные формы которого являются менее растворимыми, чем восстановленные (ПР Mn²⁺ в $\text{pH} \times 10^{-36}$, ПР Mn⁴⁺ в $\text{pH} \times 10^{-14}$). Это означает, что окисление Mn должно приводить к осаждению его гидроксидных и оксидных соединений. Причем вероятность осаждения этих элементов увеличивается с увеличением концентраций Mn в подземных водах.

2. Карбонаты Mn - наименее растворимое соединение. Осаждающее действие карбонатов в реальных условиях уменьшается в результате смещения карбонатных равновесий в сторону HCO₃⁻. Это означает что осаждение карбонатов Mn в подземных водах Шувакишского водозабора контролируется соединением Mn(HCO₃)₂.

3. Сульфидные соединения Mn достаточно устойчивы, и их содержание может возрастать на фоне возрастания концентрации в подземных водах H₂S.

Рассчитанные по известной методике [1] константы устойчивости основных соединений Mn, характерных для подземных вод Шувакишского водозабора, показывают:

1) в маломинерализованных кислородсодержащих подземных водах с различными концентрациями органических веществ среди состояний Mn резко (более 90 %) преобладают простые катионные формы Mn²⁺;

2) в околонейтральных и слабощелочных водах часть Mn (до 10 %) связана в комплексные соединения MnHCO₃⁺ и MnCO₃⁰;

Експериметрия та результати дослідженням розчину Fe^{2+} - Fe^{3+} - SO_4^{2-} - Cl^- , 1993. Знайомство з результатами дослідженням розчину Mn^{2+} - MnO_4^- та Mn^{2+} - MnO_4^- - H_2O_2 виконано в 1987 р. Країною СР, Івано-Франківським обласним науково-технічним інститутом - М. Дунірове М.І., Гайдуков В.Н. Осьт із цих результатів можна виділити:

ПРИНОТАЦІЯ ЧИНКОВИХ РОЗЧИНІВ

Більшість харчових речовин містить органічні кислоти, які використовують для підтримки pH розчину. Тому вони можуть зменшувати концентрацію харчових металів в організмі. У табл. 2 наведено результати дослідження залежності концентрації Mn^{2+} в розчині від концентрації кислоти. Результати показують, що залежність не лінійна, а суперекспоненційна. Для всіх кислот виявлено певну залежність між концентрацією Mn^{2+} та концентрацією кислоти, яка відрізняється в залежності від типу кислоти. Най менш відмінно веде вуглеводнева кислота, яка має дуже велику константу дисоціації (0,15), що відповідає її високій концентрації в розчині.

Компоненти	Коєфіцієнти коефіцієнти					
	Mn^{2+}	MnSO_4	MnCl_2	MnOH	MnO_4^-	Mn(OH)_2
pH	0.24	0.00	0.20	0.49	0.67	
Mn^{2+}	-0.39	-0.22	-0.39	-0.39	-0.34	
сернокисла						
$\text{Ca}(\text{OH})_2$	-0.32	0.12	-0.37	-0.31	-0.26	
NaOH	-0.28	-0.13	-0.15	-0.32	-0.29	
NaCl	-0.51	0.15	-0.52	-0.58	-0.59	
Na_2SO_4	-0.72	0.31	-0.77	-0.66	-0.47	
Na_2CO_3	-0.96	0.44	-0.93	-0.89	-0.64	
MnO_4^-	-0.12	0.15	-0.15	-0.10	-0.00	
Non-Cl						
Non-Mn						
Non- SO_4						
Non- CO_3						
Non- H_2O_2						

Таблиця 2

Коєфіцієнти коефіцієнти

Для ілюстрації залежності концентрації Mn^{2+} в розчині від концентрації кислоти використовано логарифмічний масштаб. На рисунку 2 зображені результати дослідження залежності концентрації Mn^{2+} в розчині від концентрації кислоти. Як видно з рисунку, залежність не лінійна, а суперекспоненційна. Для всіх кислот виявлено певну залежність між концентрацією Mn^{2+} та концентрацією кислоти, яка відрізняється в залежності від типу кислоти. Най менш відмінно веде вуглеводнева кислота, яка має дуже велику константу дисоціації (0,15), що відповідає її високій концентрації в розчині.

В. П. Алексеев, В. В. Никоян

О ФАКТОРАХ, КОНТРОЛИРУЮЩИХ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ УГЛЕНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Изучение физико-механических характеристик отложений, вмещающих угольные пласты, — одна из основных задач, решаемых в процессе углеразведочных работ. Методика исследований детально изложена в ряде инструктивных материалов, в справочных и научных изданиях, например [2]. При этом к изучению рекомендуются гранулометрические типы пород (аргиллиты, алевролиты, песчаники различной зернистости и пр.). Реже упоминаются типы пород с различной слоистостью, разного петрографического состава. Иногда такая «детализация» может даже приводить к несопоставимым результатам. Например, в Инструкции ..[2] к труднообрушающимся породам отнесены следующие (табл. 16, с.79): аргиллиты алевритистые толстослоистые; алевролиты; алевролиты карбонатные; песчаники среднезернистые карбонатные; известняки доломитовые толстослоистые. Тем самым в одних случаях фигурирует состав пород, в других — размерность материала, в третьих — размер слоистости... Такое эклектическое смешение признаков противоречит основным принципам классификации любого уровня.

Изучению же должны подвергаться литологические типы пород, устанавливаемые по комплексу признаков, представленному исходным однородным массивом. Для иллюстрации этого положения приведем результаты факторного анализа по детально изученной скв. 175, пробуренной в южной части Улугхемского бассейна. Всего по 580-метровому интервалу выделено 603 слоя (средняя мощность 0,96 м). Каждый из них охарактеризован рядом признаков, при последующей обработке переведенных в количественную форму по последовательному изменению того или иного параметра: например, для текстуры: горизонтальная слоистость — 1, полого-волнистая — 2, ..., косая — 5 и т. д. Матрица факторных нагрузок приведена в табл. 1. Полученные данные свидетельствуют о следующем.

1. Первый фактор формирования изменчивости системы признаков определяет менее половины общей дисперсии. Интерпретируя его как гидродинамический, установим, что наибольший вклад в него имеют три (!) признака: S_1 — гранулометрический состав; S_3 — текстура и S_5 — количество растительных остатков.

2. Почти 30 % дисперсии принадлежит второму фактору, интерпретируемому как расстояние транспортировки по основным определяющим его признакам: S_2 — сортированность частиц породы и S_6 — фациальный состав.

Другие факторы имеют второстепенное значение, играя роль «шума».

В целом в роли синтетического показателя, характеризующего изменчивость пород, по нашему мнению, следует использовать условия формирования отложений, овеществленные в породах (фацию, определяемую именно по комплексу признаков). В частности, это детально разработано С. А. Топорцом в специальной статье [6], с анализом истории вопроса. Ранее на необходимость такого подхода указывали и мы [3].

Приведем результаты изучения физико-механических свойств отложений Улугхемского каменноугольного бассейна с точки зрения приведенных выше позиций (в сжатом виде это изложено в работе [1]). Детально исследована скв. 728, полностью пересекшая продуктивную эрбекскую свиту среднесюрского возраста. Керн извлекался практически в ненарушенном состоянии при его выходе не менее 95 %. При документации выделялись слои, определяемые на основе комплекса диагностических признаков (см. табл. 1), по которому устанавливался их генезис (фация). В пробу отбирались столбики керна высотой не менее 40 мм при его диаметре 35 мм; при

БДД – песчаных осадков конусов выноса рек;

БДЦ – гравийно-песчаных осадков центральных частей конусов выноса рек;

БМБ – песчаных осадков сильноподвижного мелководья (аккумулятивные формы: бары, косы, пересыпи);

БММ – пересланвания глинисто-алеврито-песчаных осадков подвижного мелководья (малые аккумулятивные формы);

БПП – глинисто-алевритовых осадков малоподвижного мелководья.

Таблица 2

Средние значения физико-механических свойств по гранулометрическим типам

Гранулометрический тип	Физико-механические свойства					
	ρ_0	V_p	R_s	ρ_v	f_{sp}	E_{sp}
Алевролит мелкозернистый	2.30-2.76 ₍₅₈₎ 2.58	2072-3957 ₍₃₅₎ 3527	38.8-109.5 ₍₃₄₎ 71.4	2.31-2.80 ₍₈₈₎ 2.67	3.9-11.0 ₍₃₄₎ 7.14	9.1-35.9 ₍₃₅₎ 26.4
Алевролит крупнозернистый	2.40-2.63 ₍₃₁₎ 2.53	2646-4012 ₍₂₁₎ 3393	46.5-105.7 ₍₂₁₎ 75.6	2.46-2.71 ₍₁₁₎ 2.66	4.7-10.6 ₍₂₁₎ 7.56	15.5-38.4 ₍₂₁₎ 25.6
Песчаник мелкозернистый	2.37-2.70 ₍₃₈₎ 2.50	2212-5233 ₍₁₂₀₎ 3807	33.1-138.1 ₍₁₂₀₎ 72.2	2.59-2.72 ₍₁₃₈₎ 2.66	3.3-13.8 ₍₁₂₀₎ 7.22	12.1- 71.5 ₍₁₂₀₎ 36.0
Песчаник среднезернистый	2.23-2.53 ₍₈₀₎ 2.42	3151-4012 ₍₆₉₎ 3551	18.5-85.3 ₍₆₉₎ 59.0	2.61-2.68 ₍₈₀₎ 2.65	1.9-8.5 ₍₆₈₎ 5.90	21.5-38.9 ₍₆₉₎ 29.8
Песчаник крупнозернистый	2.23-2.45 ₍₁₇₎ 2.39	3352-4095 ₍₁₄₎ 3693	31.8-74.5 ₍₁₄₎ 55.6	2.63-2.66 ₍₁₇₎ 2.65	3.2-7.5 ₍₁₄₎ 5.56	25.5-41.0 ₍₁₄₎ 31.9
Среднее по алевролитам	2.30-2.76 ₍₁₈₎ 2.57	2072-4012 ₍₅₈₎ 3411	38.8-109.5 ₍₅₅₎ 73.0	2.31-2.80 ₍₁₁₈₎ 2.67	3.9-11.0 ₍₅₅₎ 7.30	9.1-38.4 ₍₅₈₎ 26.1
Среднее по песчаникам	2.23-2.70 ₍₃₅₎ 2.47	2212-5233 ₍₂₀₃₎ 3713	18.5-138.1 ₍₂₀₁₎ 66.6	2.59-2.72 ₍₂₃₅₎ 2.66	1.9-13.8 ₍₂₀₁₎ 6.66	12.1- 71.5 ₍₂₀₃₎ 33.6

Примечание

от - до (минимум)
среднее

В пределах каждой группы (выборки) проведено исследование изменчивости физико-механических свойств, но уже с определением основных статистик: среднего значения (x), стандартного отклонения (σ), коэффициента вариации ($V\%$) и др. (табл.3).

Из анализа полученных результатов видно, что новые выборки статистически более устойчивы. За исключением показателя R_s и выводимого из него f_{sp} , колебания всех характеристик ($V\%$) не превышают 20 %. Сравнение данных общей плотности (ρ_0) и плотности частиц грунта в выборках по фациям БММ и БПП показывает, что при равных значениях плотности минеральной части (ρ_v) общая плотность значительно ниже у осадков фации БММ. По-видимому, это объясняется различиями в упаковке частиц породы: у более тонкозернистых и однородных пород фации БПП более высокая общая плотность. Отсюда можно сделать вывод, что даже незначительные изменения в гранулометрическом составе в сочетании с сортированностью ощутимо влияют на значения физико-механических характеристик. Это происходит на фоне того, что свойства самого материала (минеральной части) остаются постоянными.

Фации с приблизительно одинаковым гранулометрическим составом и близкой сортированностью имеют весьма различные значения скоростей продольных волн (V_p) и общей плотности (ρ_0), что, вероятно, обусловлено текстурными особенностями в сумме с количеством

Цитинееке кыргыз тарбияттын жана макалалардын саны	Документ	Файл - №	Файл - №	Көрүлдүрүштүрүлгөн макалалардын саны	Китепчактын макалалардын саны					
					мак	макс	х	а	е	в%
V ₄	B/М(98)	2.37	2.69	2.48	0.81	1.60	1.47	3.3		
P ₆	B/М(35)	2.29	2.59	2.41	0.57	0.17	0.90	2.4		
P ₆	B/М(65)	2.42	2.60	2.51	0.51	0	-1.33	2.0		
P ₆	B/М(18)	2.40	2.69	2.59	0.59	0.66	-0.84	0.40	2.6	
V ₄	B/М(300)	5230	3856	5.11	1.82	1.82	13.3	7.5		
R ₂	B/М(310)	4150	3535	2.65	0.48	0.75	-0.75	7.5		
R ₂	B/М(2210)	4410	3701	3.12	-1.34	6.50	8.4			
R ₂	B/М(2070)	4010	3468	3.80	-1.82	4.11	11.0			
R ₂	B/М(2920)	3910	3348	2.40	0.44	0	7.2			
P ₄	B/М(39.5)	39.5	1381	721	18.39	1.32	2.63	25.5		
P ₄	B/М(22.9)	22.9	1031	57.5	15.62	0.10	0.31	27.2		
P ₄	B/М(33.1)	33.1	1286	68.3	18.09	0.09	0.70	26.5		
P ₄	B/М(42.6)	42.6	109.5	71.7	17.61	0.43	0.61	24.6		
P ₄	B/М(38.8)	38.8	99.3	69.3	16.19	0.40	0.47	23.3		
P ₄	B/М(2.59)	2.59	2.69	2.66	0.17	1.04	3.21	0.6		
P ₄	B/М(2.61)	2.61	2.69	2.65	0.14	0.19	0.79	0.5		
P ₄	B/М(2.63)	2.63	2.72	2.66	0.18	1.16	1.56	0.7		
F ₄	B/М(4.0)	4.0	13.8	7.2	1.84	1.34	2.63	25.5		
F ₄	B/М(2.63)	2.63	2.80	2.68	0.44	1.72	2.04	1.6		
F ₄	B/М(2.46)	2.46	2.77	2.69	0.59	2.00	5.19	2.2		
F ₄	B/М(2.59)	2.59	12.9	2.65	0.14	0.19	0.79	0.5		
F ₄	B/М(2.61)	2.61	10.3	5.8	1.56	0.09	0.28	27.2		
F ₄	B/М(3.3)	3.3	12.9	6.8	4.81	0.49	0.70	26.5		
F ₄	B/М(4.3)	4.3	11.0	7.2	4.76	0.44	0.60	24.5		
E ₆	B/М(3.9)	3.9	9.9	6.9	1.62	0.41	0.50	23.4		
E ₆	B/М(12.1)	12.1	48.8	33.6	5.69	0.20	3.38	17.0		
E ₆	B/М(23.0)	23.0	41.0	29.4	3.89	0.63	0.59	16.6		
E ₆	B/М(9.1)	9.1	38.4	27.5	6.01	0.90	1.32	21.5		
E ₆	B/М(18.5)	18.5	35.9	25.0	4.1	0.96	0.95	16.4		

V - көмкүүлүктөр тараптарынан
T - тараптардың тараптарынан

Оңдоохане тараптардың көмкүүлүктөр тараптарынан

Таблица 3

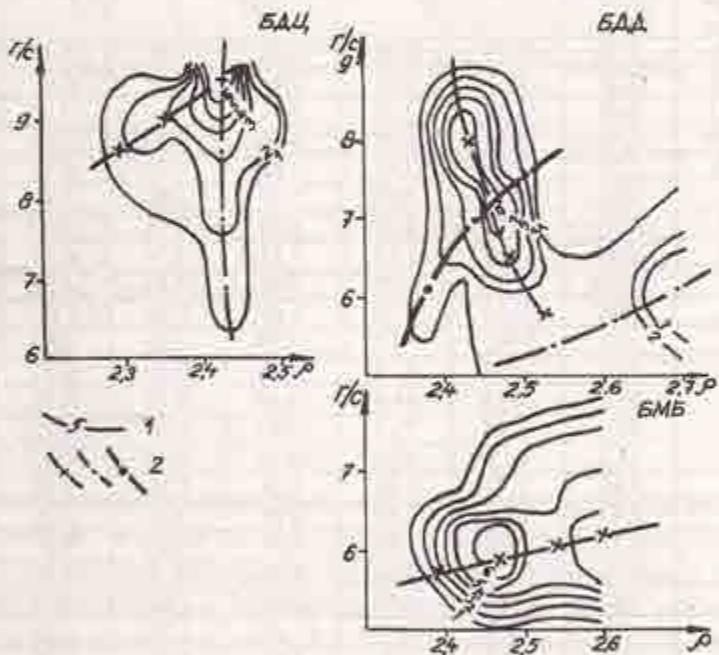
Документ	Файл - №	Файл - №	Көрүлдүрүштүрүлгөн макалалардын саны	Китепчактын макалалардын саны					
				мак	макс	х	а	е	в%
B/М(18)	2.55	2.76	2.61	0.52	1.69	2.15	2.0		
B/М(38)	2.40	2.69	2.59	0.66	0.84	0.40	2.6		
B/М(65)	2.42	2.60	2.51	0.51	0	-1.33	2.0		
B/М(18)	2.42	2.60	2.51	0.57	0.17	0.90	2.4		
B/М(300)	3300	5230	3856	5.11	1.82	1.82	13.3	7.5	
B/М(310)	4150	3535	2.65	0.48	0.75	-0.75	7.5		
B/М(2210)	4410	3701	3.12	-1.34	6.50	8.4			
B/М(2070)	4010	3468	3.80	-1.82	4.11	11.0			
B/М(2920)	3910	3348	2.40	0.44	0	7.2			
B/М(33.1)	33.1	128.6	68.3	18.09	0.09	0.70	26.5		
B/М(42.6)	42.6	109.5	71.7	17.61	0.43	0.61	24.6		
B/М(38.8)	38.8	99.3	69.3	16.19	0.40	0.47	23.3		
B/М(2.59)	2.59	2.69	2.66	0.17	1.04	3.21	0.6		
B/М(2.61)	2.61	2.69	2.65	0.14	0.19	0.79	0.5		
B/М(2.63)	2.63	2.72	2.66	0.18	1.16	1.56	0.7		
B/М(4.0)	4.0	13.8	7.2	1.84	1.34	2.63	25.5		
B/М(2.63)	2.63	2.80	2.68	0.44	1.72	2.04	1.6		
B/М(2.46)	2.46	2.77	2.69	0.59	2.00	5.19	2.2		
B/М(3.3)	3.3	11.0	7.2	4.76	0.44	0.60	24.5		
B/М(4.3)	4.3	11.0	7.2	4.76	0.44	0.60	24.5		
B/М(12.1)	12.1	48.8	33.6	5.69	0.20	3.38	17.0		
B/М(9.1)	9.1	38.4	27.5	6.01	0.90	1.32	21.5		
B/М(18.5)	18.5	35.9	25.0	4.1	0.96	0.95	16.4		

Таблица 4

Результат дисперсного анализа

Физико – механические свойства (см. в тексте)	Вычисленные значения F-критерия (критическое 2.37)
ρ_0	67.69
V_p	7.06
R_c	0.85
ρ_s	36.31
f_{kp}	0.85
E_{ob}	8.21

Предположение о сильном влиянии на изменчивость физико–механических свойств всего комплекса литологических признаков может быть доказано с помощью статистического метода. Его сущность заключается в выявлении и оценке той доли общей изменчивости данного показателя, которая обусловлена закономерным влиянием одного общего фактора сразу на несколько сравниваемых выборок. Это влияние считается доказанным, если получаемая величина статистического критерия выше определенного критического уровня. Применению методики дисперсного анализа в геологии посвящена обширная литература [5]. Мы располагаем данными по пяти выборкам, они отличаются друг от друга условиями формирования пород (осадков).



Поля корреляции мощности пород (ρ_0 , г/куб. см) и их гранулометрического состава (г/с, в баллах) по фациям.
Обозначения: 1 – изолинии равной плотности точек на корреляционном поле; 2 – эмпирические линии регрессии

Проверяемая с помощью дисперсного анализа гипотеза формулируется следующим образом: если на изменчивость какого-либо из физико–механических свойств влияют литологические особенности породы и условия осадконакопления, то его колебания между выборками БПП, БММ, БМБ, БДД и БДЦ будут более существенны, чем внутри каждой из них и значения получаемого F – критерия превысят критический уровень. Результаты расчетов приведены в табл.4. Из нее следует, что за

По особенностям геологического строения территории Свердловской области принадлежит к трем структурным мегазонам [1,2]: Предуральского краевого прогиба 1, открытых структур горно-складчатого Урала 2 и чехла мехо-кайнозойских платформенных отложений Зауралья 3 (рис.1). В гидрогеологическом отношении им соответствуют Предуральский артезианский бассейн, Большуральский мегабассейн трещинных и трещинно-карстовых вод, Западно-Сибирский артезианский мегабассейн.

К Предуральскому краевому прогибу 1, представленному здесь Юрюзано-Сылвенской впадиной, относится юго-западная часть области. Впадина выполнена пологозалегающими отложениями нижней перми. Восточная ее часть сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинистыми сланцами с линзами мергелей, известняков и конгломератов ассельско-артинского и артинского ярусов. Средняя часть впадины сложена песчаниками, мергелями с линзами известников, аргиллитами, алевролитами с линзами ангидритов кунгурского яруса.

Для района характерен эрозионно-тектонический холмистый и грядово-увалистый рельеф с широким развитием карстовых форм. Коренные породы перекрыты образованиями коры выветривания (элювиальные супеси и пески) мощностью до 25 м. Последняя увеличивается только в зонах тектонических нарушений, достигая 100 м. Выше по разрезу залегают четвертичные отложения элювиального, элювиально-делювиального, аллювиального, озерно-болотного генезиса, представленные крупнообломочными породами с глинистым заполнителем, суглинками, реже супесями и песками.

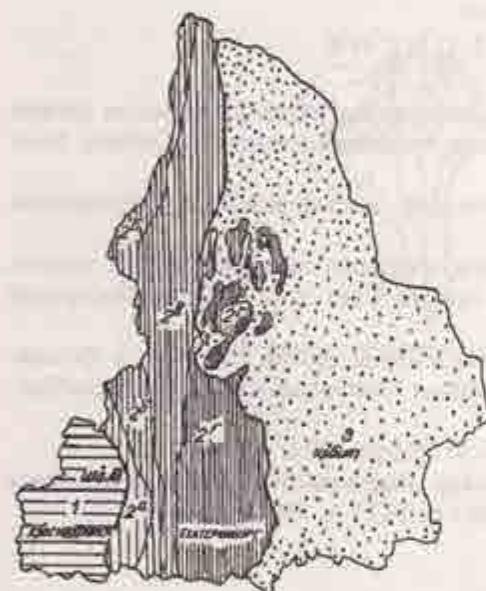


Схема районирования
Свердловской области по
особенностям геологического
строения геологической среды.

Пояснения в тексте

комплексами (архейско-рифейского, метаморфизованных горных пород водораздельной части Урала; Тагило-Магнитогорский прогиб 2б, выраженный в пределах области Тагильским мегасинклиниорием. Он сложен вулканогенно-осадочными комплексами силура - нижнего карбона, прорванными интрузиями гранитондов, габброидов и гипербазитов; Восточно-Уральская область поднятий и сопряженных прогибов

Подземные воды залегают на глубине 1-10 м в долинах рек и на глубине до 150 м на междуречьях. Пластово-трещинные и пластово-карстовые артезианские подземные воды залегают на значительных глубинах, прибликаясь к поверхности в области питания. Региональной областью питания является граница отложений нижней перми в зоне сочленения Предуральского краевого прогиба с Западно-Уральской зоной линейной складчатости восточной части геоструктуры. Области питания более высоких порядков охватывают границы отрицательных структур, выполненных отложениями кунгурского яруса.

В этой структурной зоне следует обратить внимание на наличие в геологическом разрезе карстующихся пород - известняков и, особенно легко растворимых, ангидритов, которые часто развиты в пониженных участках рельефа и являются участками, где проектирование полигонов ТБ и ПО крайне нежелательно.

В строении горно-складчатого Урала с запада на восток выделены следующие региональные структуры первого порядка: Западно-Уральская зона линейной складчатости 2а, сложенная терригенными (обломочными) и карбонатными отложениями в возрастном интервале от кембрия до нижней перми; Центрально-Уральское поднятие 2б, представленное древними

кембрийско-ордовикского возраста) глубоко

түнниң и сүйгіштіктердің көзінде олардың тәсілдерінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады. Бұл мәннен көп жағдайларда көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады.

Молибдат опарақтарында көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады. Бұл мәннен көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады.

B Тарнажеком мөрденинде көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады. Бұл мәннен көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады.

Лип балығында көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады. Бұл мәннен көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады. Бұл мәннен көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады.

Хаңғышада көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады. Бұл мәннен көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады.

C Нонжин тәрнажеком мәннен көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады. Бұл мәннен көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады.

Однажды опарақтарында көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады. Бұл мәннен көзінде орналасқандағы өзіншілдіктердің мәнін анықтауда көз атқарылады.

Элювиально-делювиальные, пролювиальные и озерно-болотные отложения, представленные щебнем с суглинистым заполнителем, глинами, суглинками, супесями на возвышенностях рельефа имеют небольшую мощность до 3-5 м, на склонах последняя возрастает до 8-10, реже до 15 м. В речных долинах широко развиты аллювиальные образования, начиная с осадков III надпойменной террасы (ранний плейстоцен) и кончая современными отложениями поймы. Аллювий в основании террасового комплекса представлен галечниками и разнозернистыми песками, сменяясь выше по разрезу супесями и суглинками. Общая мощность аллювия в среднем равна 1015 м, достигая в восточной части прогиба 20 и более метров. На северо-востоке Свердловской области широко развит озерно-аллювиальный комплекс среднеуральского возраста (междуречья рек Тагил - Тура, Тура - Лобва, Лобва - Сосьва, Сосьва - Лозьва), представленный зеленовато-серыми карбонатными суглинками и глинами мощностью до 8 м. Последние могут считаться благоприятными участками для размещения полигонов ТБ и ПО.

Восточно-Уральская область поднятий и сопряженных прогибов характеризуется развитием положительных геологических структур II порядка (мегантиклиниориев и антиклиниориев). В геологическом строении поднятия схожи с Центрально-Уральским поднятием, отличаясь широким распространением гранитоидов. Синклиниорным зонам свойственны породные комплексы, близкие по составу и строению Тагильскому прогибу. Палеозойские комплексы отличаются более широким распространением карбонатных (нередко закарстованных), терригенно-карбонатных отложений девона-карбона и угленосных формаций карбона.

Тагильский мегасинклиниорий и Восточно-Уральский пояс поднятий и сопряженных прогибов относятся к территории с высокой техногенной нарушенностью. Здесь особенно сказалось влияние промышленного и, в частности горнорудного производства, что вызвало оживление карстово-суффозионных процессов, склоновых процессов с образованием обвально-сыпных накоплений в бортах карьеров, на отвалах горных пород. В гидрогеологическом отношении нарушения природной обстановки оказались в значительном загрязнении подземных и поверхностных вод, в формировании крупных депрессионных воронок, нарушивших соотношение поверхностного и подземного стоков в водном балансе; изменили фильтрационные свойства верхних горизонтов коренных и рыхлых образований.

В рассматриваемом регионе при размещении полигонов необходимо избегать заболоченных и подтопленных участков, подработанных пространств, участков развития техногенного карста, одновременно аргументированно оценивать возможность использования старых горных выработок и отвалов для размещения полигонов.

Чехол мезо-кайнозойских платформенных отложений З в условиях аккумулятивно-равнинного рельефа Зауралья в пределах Свердловской области перекрывает складчатые структуры Восточно-Уральской области поднятий и сопряженных прогибов, отчасти Зауральского поднятия и Тюменско-Кустанайского прогиба. Мощность чехла возрастает по мере погружения фундамента в восточном направлении. В разрезе мезо-кайнозоя выделяются четыре структурных яруса. Особое положение занимает нижний ярус, представленный вулканогенными (нижний - средний триас) и континентальными угленосными (верхний триас - нижняя юра) отложениями, выполняющими эрозионно-тектонические депрессии на складчатом основании уралы. Верхняя часть разреза, залегающая на нижней с резким угловым несогласием, сложена континентальными и морскими отложениями в возрастном диапазоне от средней юры до голоцена включительно, разделена поверхностями раздела и несогласия на три яруса: средняя юра - нижнеолигоценовый, среднеолигоценовый - миоценовый и плиоцен-четвертичный. Эти отложения полого падают на восток-северо-восток.

Морские осадки представлены кварцево-глауконитовыми песчаниками, опоками, аргиллитами, алевролитами, диатомитами, континентальные - озерно-аллювиальной фацией (суглинками). Континентальные отложения четвертичного возраста распространены повсеместно и сплошным чехлом покрывают междуречья, склоны возвышенностей и речных долин. Отложения

Möglichkeiten der Entwicklung von 10 m bis 2-3 m durchgehend. Die Verteilung der Quellen ist unregelmäßig. Einmalige Niederschläge ausreichen, um die Quellen zu aktivieren. Das Wasser ist klar und fließt über verschiedene Kanäle aus. Die Fließrichtung ist ungeordnet. Die Quellen sind einzeln oder in Gruppen angeordnet. Einmalige Niederschläge ausreichen, um die Quellen zu aktivieren. Das Wasser ist klar und fließt über verschiedene Kanäle aus. Die Fließrichtung ist ungeordnet. Die Quellen sind einzeln oder in Gruppen angeordnet.

Clean mountain water flows through various streams and rivers. It is used for irrigation and domestic purposes. The water is clear and cold. The flow is irregular. The streams are small and shallow. The rivers are larger and deeper. The water is used for irrigation and domestic purposes. The water is clear and cold. The flow is irregular. The streams are small and shallow. The rivers are larger and deeper.

- территории водозаборов в границах 1-3 поясов зон санитарной охраны, а при наличии поверхностных водозаборов на расстоянии от 3 до 5 км от последних по боковым границам вдоль линии водозаборов;

- территории распространения полезных ископаемых;
- пожароопасные участки (торфяники).

Неблагоприятными являются следующие территории:

- с высоким застagnием грунтовых вод (менее 3 м от дневной поверхности);
- с зоной аэрации, сложенной проницаемыми грунтами (дресвяно-щебенистыми, песками, галькой);

- с отсутствием водоупорных глинистых отложений, перекрывающих эксплуатируемые водоносные горизонты;

- территории, расположенные в радиусе до 500 м от водоемов, пойм, временных водотоков;
- территории возможной активизации экзогенных геологических процессов.

Неблагоприятные условия могут быть скомпенсированы устройством природоохранных сооружений, но включать данные территории в число выбранных участков допустимо лишь при полном отсутствии территорий с более благоприятными характеристиками.

Предпочтительные участки:

- с наибольшей мощностью зоны аэрации;
- с распространением низкопроницаемых грунтов возможно большей мощности в зоне аэрации;

- с наличием неиспользуемых водоносных горизонтов, перекрывающих эксплуатируемый;
- с наличием избыточного напора эксплуатируемого водоносного горизонта;
- с плоским рельефом.

С учетом указанных критерии разрабатывается легенда и производится районирование.

Карта районирования по геолого-гидрогеологическим условиям не дает полного основания для отвода участка, и поэтому ее необходимо пополнить ситуационными схемами-накладками, на которые выносятся объекты, исключающие размещение полигона:

- территории городов и других поселений, лесопарковые, курортные, лечебно-оздоровительные; рекреационные зоны, водоохраные зоны, водозaborные площади подземных водных объектов, которые используются в целях питьевого и хозяйствственно-бытового водоснабжения;

- пионерские лагеря, специальные объекты, коллективные сады, дачные поселки, кладбища, места стационарного и коллективного отдыха с их санитарно-защитными зонами радиусом не менее 1000 м;

- места залегания полезных ископаемых и ведения горных работ без согласования с органами Государственного горного надзора;

- подрабатываемые территории;

- участки, загрязненные токсичными и радиоактивными отходами;

- трассы коммуникаций с установленными для них охранными зонами (по соответствующим СНиП)

В результате совмещения карты районирования и схем-накладок выявляется один или несколько перспективных участков.

Выбранные участки описываются по следующей схеме:

- привязка участка - указываются близлежащие населенные пункты с расстоянием от них до границ участка;

- конфигурация и площадь участка;

- наличие подъездных путей с указанием класса и качества дорог (СНиП П 05.02-85);

- расстояние от основных поставщиков отходов до участка;

- условия землепользования с перечнем землепользователей;

- рельеф и микрорельеф участка;

1. *Лекции по археологии и этнографии Древней Греции* / Ред. К.А. Панагиотис М. Геффа. — М.: Наука, 1981. — 256 с.
2. *Лекции О.Н. Шегиняровича Г.Г. Закономерности формирования антическо-греческих государств* / О.Н. Шегинярович Г.Г. Закономерности формирования антическо-греческих государств 1995 г. — М.: Наука, 1990. — 32 с.
3. *Изучение античных государств СССР*. — Вып. Таблицы и диаграммы для изучения античных государств. — М.: Наука, 1995. — 32 с.

ПРИЛОЖЕНИЯ К ЧАСТИ

Часть II включает в себя приложения к главам I—III. В них приведены краткие сведения о государствах Древней Греции, их политической истории и культуре, а также о наиболее известных исторических личностях. Важно отметить, что эти сведения не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются полной заменой учебникам, но могут помочь лучше понять основные темы истории Древней Греции. Важно помнить, что эти материалы не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

Все приложения составлены на основе материалов учебников и научных трудов по истории Древней Греции. Важно отметить, что они не являются исчерпывающими, но дают общее представление о развитии общества в Древней Греции.

И.В.Абатурова, И.Г.Петрова

К МЕТОДИКЕ ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКОГО КАРТИРОВАНИЯ
СЛАБООСВОЕННЫХ ТЕРРИТОРИЙ
(на примере Полярного Урала)

Проведение геологических съемок в настоящий момент сопровождается геоэкологическими исследованиями. Планируемое освоение территории Полярного Урала, разведка и разработка ряда месторождений (Центральное, Западное и др.) приведут к ухудшению экологической ситуации района, и в этой связи необходимо изучить экологическую обстановку на настоящий момент и спрогнозировать возможные ее изменения [3].

Научно-методической основой геоэкологического картографирования является требование одновременного отображения:

- природно-геологических закономерностей;
- источников и характера антропогенных воздействий на геологическую среду;
- реакции геологической среды на эти воздействия;
- оценки и прогноза суммарного воздействия природных и антропогенных факторов на экологическое состояние почв и зоны аэрации, подземных вод, горных пород и геологической среды в целом как развивающейся природно-техногенной системы.

Важнейшая методическая задача геоэкологического картирования - разработка критериев оценки экологической ситуации и содержания геоэкологических карт. Экологическая оценка состояния территории может быть дана на основе трех различных подходов:

- на базе эколого-геологических исследований;
- с помощью медико-биологических нормативов;
- на основе социально-экономических критериев.

Существует множество методик геоэкологического районирования. Наиболее часто исследователи используют следующие:

- по степени нарушенности в системах, подверженных антропогенному воздействию;
- по степени благоприятности приповерхностной части литосферы для ее хозяйственного освоения;
- по степени устойчивости геологической среды к антропогенному воздействию.

Первая и вторая методики используются в пределах площадей городских агломераций, промышленных зон при условии высокой степени изученности геологических условий. Учитывая это в пределах Полярного Урала, где антропогенная нагрузка распространена локально для районирования и прогнозирования геоэкологических условий, применима третья методика на основе построения аналитических карт-факторов. Выбор этой методики обусловлен также слабой степенью изученности территории и, как следствие, недостаточностью обеспечения фондами материалами.

Понятие «устойчивость геологической среды» рассматривалось в работах А.Д. Арманд, В.Ф. Котлова, М.Д. Гродзенского, Г.А. Голодковской, В.Т. Трофимова [4, 5].

Арманд А.Д. рассматривает «устойчивость» как способность системы сохранять данный объект в течение некоторого времени; способность восстанавливать прежнее состояние после возмущения, адаптироваться к изменившимся условиям; переход в новое состояние равновесия; гомеостаз; способность гасить внешний сигнал, многократно передавая его от одного элемента к другому и др.

Экспозиции в музее включают в себя экспозиции, посвященные истории и культуре японской нации, а также экспозиции, посвященные традиционным японским искусствам, таким как живопись, скульптура, гравюра, керамика, текстиль и т.д. В музее также проводятся выставки временных экспозиций, организованных в сотрудничестве с различными музеями и организациями. Музей имеет широкую коллекцию японских произведений искусства, включая работы известных художников, таких как Кано Ейбен, Кано Синъо, Кано Нобуцун, Кано Синъо II, Тогаку и другие. Музей также обладает богатой коллекцией предметов быта японского народа, включая кухонные инструменты, посуду, текстиль и т.д. В музее регулярно проводятся мастер-классы, лекции, конференции и семинары, направленные на изучение японской культуры и истории. Музей активно участвует в международном научном сотрудничестве, организуя совместные выставки с музеями за рубежом и проводя научные конференции. В музее проводятся также различные выставки и мероприятия, посвященные различным темам японской культуры, таким как самурайская культура, буддизм, фольклор и т.д.

ледниками, межледниками и послеледниковыми отложениями среднечетвертичного, верхнечетвертичного и современного отделов. Их мощность изменяется от 2,0-5,0 до 30,0-45,0 м. Отложения имеют различный генезис (ледниковый, флювиогляциальный, аллювиальный, пролювиальный, коллювиальный и др.) и представлены обломочным материалом с различным размером частиц и степенью окатанности. Значительная расчлененность рельефа, наличие большого количества тектонических нарушений и связанных с ними трещин приводят к ослаблению массива скальных пород. Развитие морозного выветривания приводит к формированию значительных по масштабам гравитационных процессов (осипей, обвалов, оползней, конусов выносов, курумов).

Исследуемая территория располагается в зоне развития сплошной и островной мерзлоты. Мощность многолетнемерзлых пород (ММП) изменяется от 5-100 м на юге территории до 1000 м на севере. В межгорных депрессиях мерзлые породы распространены спорадически, мощность их измеряется первыми метрами. Для территории характерно развитие криогенных процессов: солифлюкции, бутров пучения, термокарста.

Методика составления карты

Первоначально определяются факторы, влияющие на устойчивость геологической среды:

- геологические – возраст и генезис пород, условия залегания, состав, структура, текстура;
- структурные – тектоника, слоистость, магматизм, метаморфизм;
- морфологические – энергия рельефа, его расчлененность, крутизна и экспозиция склонов;
- потенциальная реактивность геологической среды – подверженность экзогенным процессам, наличие многолетней мерзлоты.

Для получения данной информации проводятся полевые исследования, изучаются фоновые и литературные материалы и результаты отображаются на картах территории Полярного Урала листа Q-41-XII Госгеокарты. В состав комплекта карт вошли:

1. Геологическая карта.
2. Карта инженерно-геологических условий.
3. Карта природных и геохимических ландшафтов.
4. Карта инженерно-экологического районирования по степени устойчивости.

Проведение количественной оценки устойчивости данной территории в настоящий момент не представляется возможным, но, используя картографический материал и результаты дешифрирования МАКС, можно провести оценку на качественном уровне. За основу принимаем методику Глазовской М.А. [1].

Основной оцениваемой единицей местности принимаем природно-территориальный комплекс (ПТК) - понятие, близкое к набору морфологических признаков, но с определенными свойствами структуры комплекса, которые сохраняются на протяжении более или менее длительного отрезка времени. При формировании ПТК обособляются составные части (морфологические единицы). Внутри них идет отбор биологических компонентов, соответствующих данной климатической, геологической, экологической и другим обстановкам. В зависимости от свойств составных частей и слагающих компонентов ПТК определяются процессы как внутри морфологической единицы (ПТК), так и между ними. На данной площади в конкретной ситуации выделяется восемь типов природных комплексов, характеризующихся различным макрорельефом, литологией коренных пород, четвертичных отложений, растительностью, почвами. Инженерно-экологическая карта по степени устойчивости носит преимущественно оценочный характер (см.рисунок).

ITK	Критерии оценки ТТК							Соуковыи наглядности
	Критерий оценки	Условие	Номер критерия	Показатель	Минимальное значение	Максимальное значение	Коэффициент	
1	Гидрография	Гидрография	3	4	5	6	7	8
2	Лесокарта	Лесокарта	5	0	1,2-2,0	0-5	1,2-1,5	0-0-
3	Лесокарта	Лесокарта	20	10-20	1,5	-0-	-0-	-0-

Критерии оценки гидрографии-теплопитомника мониторинга Торговище

Таблица 1

Критерии оценки гидрографии-теплопитомника Торговище (табл. 1 и 2)

К краткому изложению критериев, в которых заслуживает внимания биологический (биотический) фактор.

Очень важно выделить критерии гидрографии (то есть гидрографии, отдельных водоемов), отдельных водоемов (водотоках) и водотоках (водоемах).

При этом важно учесть, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Важно отметить, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Но это не означает, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Но это не означает, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Но это не означает, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Но это не означает, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Но это не означает, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Но это не означает, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Но это не означает, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Но это не означает, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Но это не означает, что гидрография - это совокупность гидрологических и гидрохимических параметров, определяющих гидрографию водоема.

Продолжение табл. I

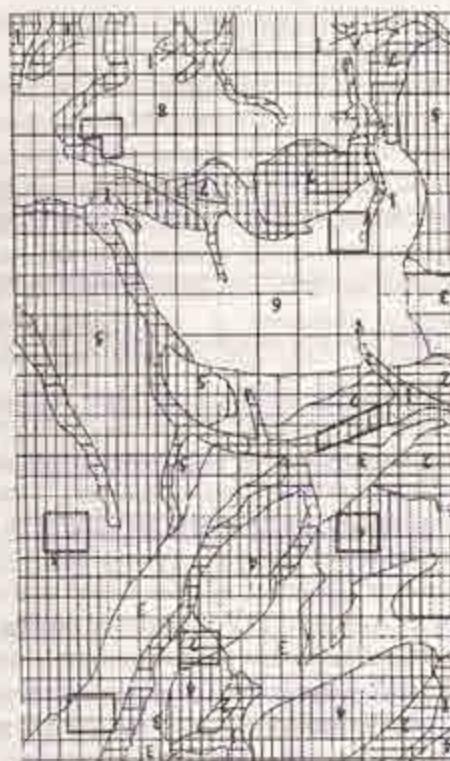
1	2	3	4	5	6	7	8
4. Сильно расчлененный среднегорный рельеф	10	70	Дисперсные несвязанные	20-75	0,5-1,0	Низкая	-**-
5. Сильно расчлененный среднегорный рельеф	10	70	-**-	20-75	0,3-0,8	-**-	-**-
6. Среднегорный платообразный рельеф с крупными сопками	5	50	Скальные	45-90	0,5	-**-	Высокая
7. Средне-низкогорный сильно расчлененный рельеф	30	60	Дисперсные связные	20-75	0,8-1,7	-**-	Низкая
8. Низкогорный, почти равнинный рельеф с перепадом высот до 100 м	50	5	Дисперсные несвязанные	0-5	2,0-2,5	Высокая	Средняя

Окончание табл. I

Критерии оценки геохимической устойчивости					Степень геохимической устойчивости	Оценка устойчивости ПТК
типа геохимического ландшафта	мех. состав и мощность покровных отложений, м	сорбционная способность пород	тип водообмена грунтовых вод с атмосферой*	мощность деятельного слоя, м		
9	10	11	12	13	14	15
Трансупераквальный	Песчано-гравийно-галечный 2,0-50,0	Средняя	Испарительн., Ку = 0,33	1,5-2,0	Низкая	Низкая
Супераквальный	Щебенистые с суглинистым заполнителем 15,0	Высокая	То же	1,2-1,5	-**-	-**-
Трансэлювиальный	Щебенисто-глыбовые 0,6-16,0	Средняя	Инфильтрац.-спарительн., Ку = 1,0-0,33	1,5	Средняя	Средняя
-**-	Крупнообломочные, 0,5-20,0	-**-	То же	0,5-1,0	-**-	Низкая
-**-	Щебенисто-глыбовые, до 5,0	-**-	-**-	0,3-0,8	-**-	-**-
-**-	Щебенистые 0,2-5,0	Низкая	Инфильтрац. Ку = 1,0	0,5	Высокая	Высокая
-**-	Галечниковые с суглинистым заполнителем, до 15,0	Высокая	Инфильтрац.-спарительн., Ку = 1,0-0,33	0,8-1,7	Низкая	Низкая
Супераквальный	Дресвяно-щебенистые, 25,0-30,0	Средняя	Испарительн., Ку = 0,33	2,0-2,5	Средняя	Средняя

* Ку – коэффициент увлажнения

Масштаб 1:500 000
Карта земледельческого пользования
научно-исследовательского института
Бахчисарайского района



ГЕОХИМИЧЕСКАЯ				
ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ				
ХИМИЧЕСКАЯ		ХИМИЧЕСКАЯ		
H2O/H2CO3	CO2/H2O/H2CO3	Ca/HCO3	Mg/HCO3	K/HCO3
SiO2/H2O/H2CO3	SiO2/HCO3	Ca/SiO2	Mg/SiO2	K/SiO2
0.0470±0.0140 1.8580±0.0005	0.0840±0.0110 1.7050±0.0005	0.0134±0.0005 0.0402±0.0005	0.0320±0.0005 0.0108±0.0005	0.0070±0.0005 0.0200±0.0005

Выводы

Анализ карт, построенных по данной методике, показал:

К наименее устойчивым относятся:

1. Межгорные речные долины и плоские равнины на терригенно-карбонатных породах. Межгорные долины распространены повсеместно и занимают порядка 20 % территории. Плоские равнины имеют локальное распространение. Низкая устойчивость данных комплексов обусловлена высокой степенью пораженности (80-90 %) криогенными процессами, заболоченностью (25-40 %), термокарст (20-30 %) и низкой способностью ландшафта к самоочищению, что связано с наличием испарительного типа водообмена.

2. Природные комплексы среднегорного сильнорасчлененного рельефа, имеющие широкое распространение и занимающие порядка 50 % территории. Для данных комплексов характерна низкая геодинамическая устойчивость, что объясняется низкой степенью закрепленности поверхности растительностью и высокой пораженностью гравитационными процессами (60-70 %). Геохимическая устойчивость трансэлювиального ландшафта данных комплексов характеризуется средней способностью к самоочищению. Общая устойчивость принимается по наихудшим условиям.

К территориям со средней степенью устойчивости относятся ПТК низкогорного почти равнинного рельефа, для которого характерны средние (40-50 %) значения пораженности территории инженерно-геологическими процессами, а также средней сорбционной способностью пород и инфильтрационно-испарительным типом водообмена грунтовых вод с атмосферой.

Высокая устойчивость наблюдается только на территории ультраосновного массива Рай-Из с платообразным рельефом, характеризующимся широким распространением скальных пород, низкой сорбционной емкостью в сочетании с инфильтрационным типом водообмена.

В целом территория Полярного Урала слабо устойчива к антропогенной нагрузке, что связано с распространением многолетнемерзлых пород и приуроченностью района к открытой структуре горно-складчатого Урала.

БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

1. Глазовская М. А. Геохимия природных и техногенных ландшафтов СССР. - М.: Выш. шк., 1988. - 328 с.
2. Гольдберг В. М., Газда С. Гидрогеологические основы охраны подземных вод от загрязнения. - М.: Недра, 1984.
3. Еринов Э.Д., Чижов А. А. Геэкологические условия криолитозоны// Инж. Геология. - 1990. - №3. - С.8-15.
4. Теория и методология экологической геологии /Под ред. В. Т. Трофимова. - М.: Изд-во МГУ, 1997. - 368 с.
5. Трофимов В. Т., Герасимова А. С. Устойчивость геологической среды и факторы, ее определяющие// Геоэкология. - 1994. - №2. - С.18-27.

26-30 айдаа 1999 г. в Екатеринбурге в Департаменте по охране окружающей среды и труда администрации г. Екатеринбурга М.Н.Межицкая и А.И.Алекперов, а также А.Н.Межицкая и А.И.Алекперов, представители Уральского института проблем охраны природы РАН проанализировали материалы, полученные в ходе проверки, и выявили следующие нарушения:

1. Технология обработки пылевых отходов на территории завода не соответствует требованиям нормативных документов, установленных в соответствии с законодательством Российской Федерации.
2. Технология обработки пылевых отходов на территории завода не соответствует требованиям нормативных документов, установленных в соответствии с законодательством Российской Федерации.
3. Могущество накопления и компримирования техногенных

Согласно нормативным документам, для размещения пылевых отходов на территории завода необходимо соблюдать следующие требования:

- Состав пылевых отходов должен соответствовать требованиям, установленным в соответствии с законодательством Российской Федерации;
- Технология обработки пылевых отходов должна обеспечивать полное извлечение из них ценных компонентов;
- Технология обработки пылевых отходов должна обеспечивать минимизацию загрязнения окружающей среды;
- Технология обработки пылевых отходов должна обеспечивать безопасность труда персонала и окружающей среды;
- Технология обработки пылевых отходов должна соответствовать требованиям нормативных документов, установленных в соответствии с законодательством Российской Федерации.

В результате проверки выявлено, что на территории завода проводится обработка пылевых отходов, которая не соответствует установленным нормативным требованиям. В частности, установленные нормативные требования к составу пылевых отходов, технологии их обработки, безопасности труда персонала и окружающей среды не соблюдаются.

26 ГЕДДИ СЕМНАДЦАТЫЙ ИЮЛЬ 1999 ГОДА

Б.Б.Бондарев

ИФОМАЛЛ

Проблема отражения геологических процессов в гравитационном поле рассматривалась в докладах Л.И.Надежки, Г.И.Каратаева, Е.Г.Иволги

Применение аналитических аппроксимаций при решении задач гравиметрии и магнитометрии нашло отражение в докладах В.Н.Страхова, А.С.Долгала.

В.П.Губатенко с соавторами рассмотрел квазиволновые свойства неустановившегося электромагнитного поля.

В.В.Корнильевым и А.Н.Ратушняком получены однотипные объемные векторные интегральные уравнения для потенциальных стационарных и нестационарных геофизических полей. Составлены алгоритмы и программы для вычисления аномального поля от контрастных и неоднородных сред, а также при исследовании смешанных и перекрестных эффектов.

Большое количество докладов было посвящено глубинному строению континентов и океанов. Изучение офиолитовых комплексов Южного Урала с помощью магнитометрии продемонстрировали В.В.Корнильев и К.С.Иванов. Новый подход к синтезу геологических и геофизических данных предложен С.С.Красовским. Глубинное строение Урала рассмотрено А.Г.Дьяконовой, Ф.И.Никоновой, Е.М.Ананьевой, О.В.Беллавиной.

На семинаре были представлены примеры эффективного применения гравиразведки и магниторазведки для поисков нефти (И.Н.Михайлов, Н.П.Червоный и др.), алмазов (Ю.Г.Подмогов), благородных металлов (И.Н.Радаев, А.С.Долгаль, М.Ю.Носырев).

Построению теории комплексной интерпретации данных сейсморазведки и электроразведки посвящена работа О.А.Хачай.

Изучению напряженного состояния недр по магнитным данным и полю силы тяжести посвящены доклады В.О.Михайлова, В.В.Филатова, А.В.Овчаренко, В.Б.Виноградова, А.В.Кузина.

Геологии окружающей среды, экологии были посвящены доклады Р.В.Улитина, О.И.Федоровой, В.А.Зыкова, М.В.Леоненко. 5 докладов были посвящены контролю состояния магистральных трубопроводов.

10 работ, представленных на семинаре, поддержаны грантами Российского фонда фундаментальных исследований, Госфондом фундаментальных исследований Миннауки Украины, ФЦП «Интеграция».

На заключительном пленарном заседании было обращено внимание на особую актуальность исследований в следующих направлениях:

- разработка аналитических теорий дискретных гравитационных и магнитных полей как фундаментальной основы теории и методов интерпретации потенциальных полей;
- развитие метода интегральных представлений;
- разработка модельных представлений с учетом напряженного состояния геологической среды;
- создание принципиально новой теории интерпретации данных комплексных геофизических исследований.

Подводя итоги семинара, можно заключить, что отечественная геофизика сохраняет свои ведущие позиции в мировой науке.

Принято решение о проведении следующей, 27, сессии семинара им. Д.Г.Успенского в 2000 г. в Москве.

The *passerine* teleomorphaeckoxon copykryptophylogeneticion shows more than three times greater phylogenetic distance between the *teleomorphaeckoxon* and *teleomorphaeckoxon* groups than between the *teleomorphaeckoxon* and *teleomorphaeckoxon* groups.

Pic 1. Tag 1. Block 34 mess

3BCATNHECKE K0JEFBAHNG YP0BHD JEB0HCKOLO BACCEHNA HA BOCTQHOM CKT0HE CEEPHDLO YPAJIA BoraBwckra O.B. Chntipca M.L. //Nbsccrta Ypabckroh rocyapctcbeck ropho-reojoimreckon amallenn. Cep: Lecjorina n reofninsra - 2000. - Bpm. 10. - C. 18-21. - Pye.

YJJK 563.713+551.73

Pic.2. Tab.1. Bond's base.

Легко ли на изучении природы животных определить «хобсекционом» и «хобсекционную» группу? Сложно, но возможно.

Bam 10. - C.12-18. - Pyc.

Одит зКОЮЛО-СТРАІНПАФНЕКТОР ОЗВЕІНДІ ОРТАХОЛЕНГІПІК ТОЦІХОЕР (ІІІ
північне краєвиду-безхеро жеюна заміното попра Марінаторопекро гіркінгопад) /Бородюнгекра О.В./
збачення зімінною розподількою якості та вимірюваннями відповідно до нормативів. Це
засновано на використанні методу вимірювання відповідно до нормативів.

QJLK 563.713

Page 2, bmoj / harr

S-7-12 - Page

FORMINPOBAHNE 3EMUNI: LEJOJLO-ACTPHOMHECKEN ACTEKT //Thaenk.CJ// Nisbeckin
yaplıcıkon rocyadaptbecınon röpho-rejohorıngecınon aractemni Cep: Tejojorın n reofıfınsıka - 2000 - Bım 10 -

ME 523.52

УДК 553.9(470.5)

РИФЕЙСКИЕ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИЕ ПОРОДЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА /Зыкова Л.И./ // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 21-24. – Рис.

Приведена краткая характеристика углеродсодержащих пород рифейского возраста, распространенных на Полярном Урале и имеющих различную формационную принадлежность. Накопление углеродистого вещества происходило в более глубоководных зонах морского бассейна в восстановительной среде и сопровождалось сероводородным заражением. Обогащенные C_{opt} породы докембрия перспективны для поисков практически всех типов осадочных руд, и в них можно ожидать появление рудных концентраций элементов.

Рис.1. Табл.1. Библ.4 назв.

УДК 553.64(470.5)

ФОСФАТОНОСНЫЕ РАЙОНЫ ПОЛЯРНОГО УРАЛА /Довгополый В.Н./ // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 24-28. – Рис.

На основе комплексного минерагнического анализа и районирования территории нами выделено 8 перспективных (Осовей-Слангурский, Нярминский, Щучинский, Ингилорский, Ханмейский, Лесковожский, Собский, Харотский) и 5 потенциальноперспективных (Нгосавей-Яхинский, Саурейский, Малоусинский, Очетывисский, Пограничный) фосфатоносных районов горной части Полярного Урала. Проведенное минерагеническое районирование поможет более целенаправленно вести поиски фосфоритов на Полярном Урале.

Рис.1. Библ.6 назв.

УДК 552.33(470.5)

ПЕТРОГРАФИЯ МЕЗОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА ПОЛЯРНОГО УРАЛА / Попова О.М./ // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 28-32. – Рис.

На территории Полярного Урала в пределах Байдарацкого и Щучинского блоков были установлены проявления мезозойского магматизма. Рассматриваются два базитовых комплекса молодых магматитов. Один из них принадлежит к классу лампроитов, а другой – к субшелочным габбронитам. Приводятся данные по их структурному положению, петрографии и петрохимии. Определяется формационная принадлежность и геодинамические условия становления.

Табл.3. Библ.5 назв.

Пнс.7. Табл.23 №38
инжиниринга схема залежей горючих метаморфических пород (от мелких-мощесланитовых до сечесланитовых фаций).
Нижнеобнинская залежь имеет 0 тон., это гемиметасланиты юго-западной части озера как неподалеку
к западу-юго-западу залежь, доломиты тяжелые метапесчаники. На юго-западе имеются
нижнеобнинские залежи, определенные из отложений рапакиано-киргизской орогенетической
самоизменения, западные и южные метаморфические залежи. Многие из них включают
аклюзии (к альпийской, озёрской палеогеологии с южными кашалойскими
и южно-казахстанской залежами), южные метаморфические залежи (южные кашалойские
и южно-казахстанские залежи), южные метаморфические залежи (южные кашалойские
и южно-казахстанские залежи).
На юге озера залежи из гранитов и гнейсов южные кашалойские залежи (южные кашалойские
и южно-казахстанские залежи).
На юге озера залежи из гранитов и гнейсов южные кашалойские залежи (южные кашалойские
и южно-казахстанские залежи).
На юге озера залежи из гранитов и гнейсов южные кашалойские залежи (южные кашалойские
и южно-казахстанские залежи).

-Рыб.
К БОЛТОЦЫ О ТЕХНОЛОГИИ ИЗГОТОВЛЕНИЯ СУММ //Документы НМ// Заседания Ученого совета
республиканской горно-геологической ассоциации. Сеп.: Геология и геофизика - 2000. - Вып.10. - С. 48-60.

УЖК 552.55+553.878

Бюдг. №38.
Бюдг. №38.

УЖК 549.6(470.54)+553.493.45
Бюдг. №38.
Бюдг. №38.

Табл.11 №38
важность более ранних метаморфизмов на рельефах залежи и ее геологическое значение.
Бюдг. №38, это типы пачинских и пачинско-киргизских залежей в южных районах.
Бюдг. №38, это обширные пачинские залежи в южных районах залежей.
Бюдг. №38, это обширные пачинские залежи в южных районах залежей.
Бюдг. №38, это обширные пачинские залежи в южных районах залежей.
Бюдг. №38, это обширные пачинские залежи в южных районах залежей.
Бюдг. №38, это обширные пачинские залежи в южных районах залежей.
Бюдг. №38, это обширные пачинские залежи в южных районах залежей.
Бюдг. №38, это обширные пачинские залежи в южных районах залежей.

-Рыб.
Н/М/НК/АТОР № 11ПОНСОК/ЛЕНД / Маркса Н.А., Бызбекова С.Б. // Заседания Ученого совета
республиканской горно-геологической ассоциации. Сеп.: Геология и геофизика - 2000. - Вып.10. - С. 33-43.
Бюдг. №38.
Бюдг. №38.

УЖК 552.81(470.54)

УДК 549.75(434)

МИНЕРАЛЫ ЗОНЫ ОКИСЛЕНИЯ СВИНЦОВОГО УТКИНСКОГО РУДНИКА (Средний Урал) / Суставов С.Г., Канонеров А.А. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 60-67. – Рус.

Уткинский рудник располагается в Пригородном районе Свердловской области (Средний Урал). Отработка проводилась в первой половине XIX столетия и связана с добывчей свинца и серебра. Месторождение представлено серией кварцевых жил, залегающих в глинистых сланцах и известняках. В старых отвалах развиты первичные и вторичные минералы. Последние представлены миметезитом, байдонитом, бедантитом, малахитом, азуритом, гентитом, гидроцинкитом, гетиморфитом, розазитом. По мере развития процессов окисления простые соли сменяются основными, затем двойными и смешанными. Одними из последних образуются кислые соли, которые преобразуются в сложные гидроокислы, являющиеся наиболее устойчивыми минералами в условиях зоны окисления.

Рис.2. Табл.5. Библ. 4 назв.

УДК 549.76(470.54)

ЛАНГИТ И ЛИНАРИТ ИЗ КОРЫ ОКИСЛЕНИЯ БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ /Пономарев В.С. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 68-72. – Рус.

Приведено первое для России описание водного гидроксилсульфата меди - лангита - из зоны окисления Березовского месторождения. Определение минерала произведено на основе рентгенограммы порошка и инфракрасного спектра. Также приведено описание гидроксилсульфата свинца и меди - линварита, найденного на Березовском месторождении еще в прошлом веке, но не имеющего на сегодняшний день полного описания. При описании линварита были использованы результаты рентгенографического анализа и инфракрасной спектроскопии. Приводится описание физических свойств и кристалломорфологии обоих минералов.

Рис.4. Табл.2. Библ.9 назв.

УДК 555.85:549.091.3

ХРОМОВЫЙ АНДРАДИТ ИЗ НОВО-КАРКОДИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ДЕМАНТОИДА /Кропанцев С.Ю. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 72-78. – Рус.

Приводится геологическое описание минерализованных зон с хромовым андрадитом, которые приурочены к рудным телам хромитов и к шлиарам хромшипели в серпентинитах. Выделяются два типа кристаллизации хромового андрадита, а также две его генерации. Определены парагенетические ассоциации минералов, и установлена последовательность минералообразования в минерализованных зонах с хромовым андрадитом. Выделены условия образования хромового андрадита. Произведены исследования состава, морфологии кристаллов, удельного веса, микротвердости, параметра элементарной ячейки, ИК-спектров хромового андрадита из Ново-Каркодинского и Нижнетагильского массивов.

Рис.4. Табл.2. Библ.5 назв.

VJK 549(470.54)

Пнс. 3. Бюл. 10 час.
 Підготовка до зустрічі з міжнародними партнерами
 відбувається з урахуванням кількості часу, який буде потрібен для зустрічі та обговорювання тем. Це може бути від 1 до 2 годин. Важливо пам'ятати, що кількість часу, який буде потрібний для зустрічі, залежить від теми та цілей зустрічі.

Ось приклад зустрічі з міжнародними партнерами:

Виконавчий директор компанії «Міжнародні зв'язки» (Україна) та його колега з компанії «Інтернет-спільнота» (США) обговорюють можливості співпраці. Зустріч триває близько 1 години. Вони обговорюють тему розвитку співпраці та можливості співпраці з іншими компаніями. Крім того, вони обговорюють питання фінансування проекту та його реалізації.

VJK 321.6+662.18(470.54)

Пнс. 3. Бюл. 6 час.
 Підготовка до зустрічі з міжнародними партнерами включає в себе обговорювання тем, які будуть обговорюватися на зустрічі, а також обговорювання способів їх реалізації. Це може включати обговорювання питань фінансування, маркетингу, технологій та іншого. Важливо пам'ятати, що зустріч має певну мету та ціль, яку слід дотримуватися під час обговорювання тем.

Ось приклад зустрічі з міжнародними партнерами:

Виконавчий директор компанії «Міжнародні зв'язки» (Україна) та його колега з компанії «Інтернет-спільнота» (США) обговорюють можливості співпраці. Зустріч триває близько 1 години. Вони обговорюють тему розвитку співпраці та можливості співпраці з іншими компаніями. Крім того, вони обговорюють питання фінансування проекту та його реалізації.

VJK 552.232:553.4

Пнс. 1. Бюл. 6 час.
 Підготовка до зустрічі з міжнародними партнерами включає в себе обговорювання тем, які будуть обговорюватися на зустрічі, а також обговорювання способів їх реалізації. Це може включати обговорювання питань фінансування, маркетингу, технологій та іншого. Важливо пам'ятати, що зустріч має певну мету та ціль, яку слід дотримуватися під час обговорювання тем.

Ось приклад зустрічі з міжнародними партнерами:

Виконавчий директор компанії «Міжнародні зв'язки» (Україна) та його колега з компанії «Інтернет-спільнота» (США) обговорюють можливості співпраці. Зустріч триває близько 1 години. Вони обговорюють тему розвитку співпраці та можливості співпраці з іншими компаніями. Крім того, вони обговорюють питання фінансування проекту та його реалізації.

VJK 549(470.54)

УДК 553.81(470.5)

ОЖИДАЕМЫЕ ТИПЫ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ УРАЛА /Рапопорт М.С., Кузовков Г.Н.
// Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 93-99. – Рус.

Выделяются пять ожидаемых типов алмазоносности Урала: 1) алмазоносных туффизитов (уральский или бразильский), 2) метаморфогеный (казахстанский), 3) ударно-метаморфогенный (попигайский), 4) кимберлитовый и лампроитовый типы, 5) перидотитовый (косыгинский). По мнению Г.Н.Кузовкова, эти типы можно представить как подтипы единого импактного типа. Наибольший практический интерес представляют типы 1 и 4, в которых можно ожидать присутствие кристаллов алмаза двух фаз: ранней – фазы сжатия (мелкие технические кристаллы) и поздней – фазы метастабильного роста (ювелирные кристаллы).

Библ.40 назв.

УДК 553.81(470.5)

ПЕРСПЕКТИВЫ КОРЕННОЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ АРКТИЧЕСКОГО УРАЛА /Душин В.А.,
Малогин А.А., Сердюкова О.П., Костюк Б.Ф., Попов С.Н. // Известия Уральской государственной горно-
геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 100-108. – Рус.

Излагаются результаты изучения геологии и магматизма Арктического Урала. Приводятся краткие сведения о впервые установленных на Полярном Урале проявлениях лампроитов. Формулируются предпосылки и поисковые признаки потенциальной алмазоносности региона.

Рис.1. Табл.1. Библ.28 назв.

УДК 553.24(234.851)

О ПЕРСПЕКТИВАХ ОБНАРУЖЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ УРАНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
«ТИПА НЕСОГЛАСИЯ» НА СЕВЕРЕ УРАЛА /Верховцев В.А., Душин В.А. // Известия Уральской
государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 108-115.
– Рус.

Приводятся сведения об ураноносности Полярного и Приполярного Урала. Охарактеризованы крупнейшие в регионе структурно-стратиграфические несогласия раннерифейские («Древнее РСН») и раннепалеозойские («Уральское РСН»). Рассмотрены вероятные перспективы обнаружения месторождений «типа несогласия».

Рис.1. Табл.1. Библ.14.

УДК 553.41:550.8

О ЗОЛОТОНОСНОСТИ СУБРОВСКОГО БОКСИТОНОСНОГО КОМПЛЕКСА /Баранников А.Г.,
Абакумов И.В., Угрюмов А.Н., Чепчугов С.А. // Известия Уральской государственной горно-геологической
академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 116-119. – Рус.

Приведены опубликованные ранее сведения о находках зерен самородного золота в карбонатных бокситоносных породах девонского возраста. Это золото сопоставляется с аллотигенным. Новые

Письмо № 33

Спиральная структура имеет вид спиральной ленты, состоящей из двух витков, расположенных одна за другой. Каждый виток имеет форму полукруга, симметричного относительно горизонтальной оси. Витки соединены между собой в точках, называемых узлами. Узлы расположены на расстоянии 10-15 междуду собой.

Серия из 1000 таких лент, соединенных в цепь, имеет длину 1000 м.

Более сложные конструкции могут состоять из нескольких цепей, соединенных между собой в различных комбинациях.

УМК 551.243

Письмо № 33

Спиральная структура имеет вид спиральной ленты, состоящей из двух витков, расположенных одна за другой. Каждый виток имеет форму полукруга, симметричного относительно горизонтальной оси. Витки соединены между собой в точках, называемых узлами. Узлы расположены на расстоянии 10-15 междуду собой.

Серия из 1000 таких лент, соединенных в цепь, имеет длину 1000 м.

УМК 553.3.311

Письмо № 33

Спиральная структура имеет вид спиральной ленты, состоящей из двух витков, расположенных одна за другой. Каждый виток имеет форму полукруга, симметричного относительно горизонтальной оси. Витки соединены между собой в точках, называемых узлами. Узлы расположены на расстоянии 10-15 междуду собой.

Серия из 1000 таких лент, соединенных в цепь, имеет длину 1000 м.

УМК 553.04(571.56)

Письмо № 33

Спиральная структура имеет вид спиральной ленты, состоящей из двух витков, расположенных одна за другой. Каждый виток имеет форму полукруга, симметричного относительно горизонтальной оси. Витки соединены между собой в точках, называемых узлами. Узлы расположены на расстоянии 10-15 междуду собой.

УДК 553.31+546.56

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ МЕДИ В РУДНЫХ ТЕЛАХ ВЫСОКОГОРСКОГО ЖЕЛЕЗОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ /Петруха Л.М., Мягков В.Ф. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 136-140. – Рус.

Путем применения морфометрического, парагенетического анализов и способа геометризации изучены закономерности распределения меди в наиболее крупных рудных телах месторождения. Установлено, что убогая сульфидная минерализация рудных тел является синегенетичной железным рудам, а гнезда меди – это более поздние образования. Морфометрическая и геохимическая модели рудных тел соответствуют вулканогенно-осадочной гипотезе образования месторождения.

Рис.2. Табл.1. Библ.5 назв.

УДК 553.32(470.5)

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МАРГАНЦЕВЫХ РУД СОБСКОЙ ПЛОЩАДИ (Полярный Урал) / Хуттер-Кукконен К.В. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 140-145. – Рус.

Приведены данные по условиям залегания, минеральному и химическому составу генетических типов марганицевых руд Собской площади (Полярный Урал). Кратко описаны ассоциации главных марганицевых минералов руд.

Рис.7. Табл.1. Библ.9 назв.

УДК 553.96; 470/5+574

О ПРОЯВЛЕНИИ МЕЗОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ В УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ УРАЛО-ТУРГАЙСКОЙ ЗОНЫ /Русский В.И., Русская Т.В. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 145-152. – Рус.

В раннемезозойской угленосной формации восточного склона Урала и Тургайского прогиба проявлены мезозойская активизация в виде магматизма, тектоники и гидротермальной деятельности, имеющих следствием увеличение степени метаморфизма и, участками, сернистости углей. В угленосных структурах Тагило-Магнитогорского и Аксусатского прогибов региональный и динамический метаморфизм привели к незначительному увеличению степени углефикации: угли бурые в пределах одной-двух марок. В угленосных структурах Восточно-Уральского прогиба и в северной группе депрессий Тобольско-Убаганского поднятия магматогенный метаморфизм вызвал отчетливое увеличение степени углефикации: угли переходные от бурых к каменным и каменные.

Табл.1. Библ.10 назв.

УДК 551.31+577(470)

ФАЦИИ СОВРЕМЕННОГО ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТОРФОНАКОПЛЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТОРФЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА) / Русский В.И., Волостнова Н.В. // Известия

Согласно договору о предоставлении услуг по телекоммуникации и информационным технологиям, заключенному между АО «Белтелеком» и АО «Белтелеком-Маркетинг», АО «Белтелеком-Маркетинг» обязуется обеспечить АО «Белтелеком» предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора.

Акционерное общество «Белтелеком-Маркетинг» (далее – «Партнер») и Акционерное общество «Белтелеком» (далее – «Клиент»), в целях дальнейшего расширения и улучшения предоставляемых услуг, подписали настоящий Договор о предоставлении услуг по телекоммуникации и информационным технологиям.

Целью настоящего Договора является установление и регулирование прав и обязанностей сторон в сфере предоставления услуг по телекоммуникации и информационным технологиям, а также определение правил и норм, регулирующих взаимоотношения сторон.

УДК 550.837

Письмо № 338

Однако следует отметить, что в соответствии с условиями настоящего Договора АО «Белтелеком-Маркетинг» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора, а АО «Белтелеком» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора.

Таким образом, АО «Белтелеком-Маркетинг» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора, а АО «Белтелеком» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора.

УДК 550.838.553.1.553.3.14

Письмо № 339

Таким образом, АО «Белтелеком-Маркетинг» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора, а АО «Белтелеком» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора.

Однако следует отметить, что в соответствии с условиями настоящего Договора АО «Белтелеком-Маркетинг» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора, а АО «Белтелеком» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора.

УДК 553.43:622.142.1(470.5)

Письмо № 340

Таким образом, АО «Белтелеком-Маркетинг» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора, а АО «Белтелеком» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора.

Однако следует отметить, что в соответствии с условиями настоящего Договора АО «Белтелеком-Маркетинг» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора, а АО «Белтелеком» несет ответственность за предоставление услуг по телекоммуникации и информационным технологиям в соответствии с условиями настоящего Договора.

сопротивления (УЭС) горных пород по способу исправленных значений кажущегося сопротивления (КС), в том числе с палетками ЭКЗ.

Описаны новые разработки способа двух зондов для определения УЭС горных пород и среднего диаметра скважины (без применения каверномера), а также для оценки размера изометричной рудной залежи в скважинной электроразведке.

Рис.1. Библ.9 назв.

УДК 550.834

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПЛОЩАДНЫХ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ /
Бондарев В.И., Крылатков С.М., Садыров С.Г. // Известия Уральской государственной горно-геологической
академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 173-181. – Рис.

Для оценки эффективности сейсмических наблюдений, выполняемых по системе 3D, предлагается использовать коэффициент разрушения записи (КРЗ), ранее предложенный для двухмерных сейсмических работ. Доказывается его применимость при анализе и трехмерных систем наблюдений. Подтверждаются экспериментально полученные оценки сравнительной эффективности сейсмических исследований с применением систем 2D и 3D.

Рис.6. Библ.5 назв.

УДК 550.834

ОПРЕДЕЛЕНИЕ СКОРОСТЕЙ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ПОПЕРЕЧНЫХ ВОЛН В РАЗРЕЗЕ ПО
ДАННЫМ НАБЛЮДЕНИЙ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН ЛЯВА /Бондарев В.И., Крылатков С.М., Самойлов
Д.Н. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. –
2000. – Вып.10. – С. 181-189. – Рис.

Предлагается новый способ интерпретации дисперсионных кривых, полученных при наблюдениях поверхностных волн Лява. В отличие от приближенного асимптотического способа, этот метод решения является точным. Он позволяет одновременно со скоростным разрезом определить и плотностные характеристики среды.

Рис.7 Библ.7 назв.

УДК 553.3:552.574(470.5)

СЕЙСМОГЕОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАМЕННОГО УГЛЯ ВОСТОЧНОГО
СКЛОНА СРЕДНЕГО УРАЛА /Кузин А.В. // Известия Уральской государственной горно-геологической
академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 190-194. – Рис.

Проведены определения плотности и скорости ультразвуковых колебаний в образах горных пород и углей месторождений каменноугольного и триасового возраста Восточного Зауралья.

Составлена сейсмогеологическая модель месторождения, рассчитаны теоретические гидографы, дана оценка возможности применения сейсморазведочных и акустических методов для определения параметров слоев углей и физико-механических свойств горных пород при проектировании неглубоких карьеров.

Рис.2. Табл.2. Библ.6 назв.

YMK 550.837

Bm. 10. - C. 194-201. - Pg.

AHN30TPOJNIA SMIKTOPPOBO/JOHOTN TPEHUNHOBATON NOPOJMI / Cirkos CC //
Naectina Ypahtekon rocy mapbreckon ropho-teojoertneckon aksamen. Cep.: Leotorni n rofoniinsa. - 2000. -

Prc. 1. T261.2. Brod 10. nrae.

Cperien Vpae.
Paccnogni otnoporo ropho-teojoertneckon aksamen. Leotorni n rofoniinsa. - 2000. -
Otprejekhni otnoporo ropho-teojoertneckon aksamen. Leotorni n rofoniinsa. - 2000. -
Cpr. 1. T261.3. Brod 4. nrae.
METOJ AIIATINBHOH FNTTRALINN JAHNLX HETIPEPRHIX NURHOFN3NFECKX
NaMEPEHIN //Baranov A.B., Ljubasovs B.A. // Naectina Ypahtekon rocy mapbreckon ropho-teojoertneckon
aksamen. Cep.: Leotorni n rofoniinsa. - 2000. - Bm. 10. - C. 201-210. - Pg.
Paccnogni otnoporo ropho-teojoertneckon aksamen. Leotorni n rofoniinsa. - 2000. -

YMK 550.835

Leotorni n rofoniinsa. - 2000. - Bm. 10. - C. 201-210. - Pg.
NaMEPEHIN //Baranov A.B., Ljubasovs B.A. // Naectina Ypahtekon rocy mapbreckon ropho-teojoertneckon
aksamen. Cep.: Leotorni n rofoniinsa. - 2000. - Bm. 10. - C. 201-210. - Pg.
Paccnogni otnoporo ropho-teojoertneckon aksamen. Leotorni n rofoniinsa. - 2000. -

YMK 550.383

Prc. 11. T261.3. Brod 4. nrae.
NaMEPEHIN //Baranov A.B., Ljubasovs B.A. // Naectina Ypahtekon rocy mapbreckon ropho-teojoertneckon
aksamen. Cep.: Leotorni n rofoniinsa. - 2000. - Bm. 10. - C. 201-210. - Pg.
Paccnogni otnoporo ropho-teojoertneckon aksamen. Leotorni n rofoniinsa. - 2000. -

K BOMPOCY O IMPHNE SEMHOTO MAIHEITNA / Lemfanu H.N. // Naectina Ypahtekon
rocy mapbreckon ropho-teojoertneckon aksamen. Cep.: Leotorni n rofoniinsa. - 2000. - Bm. 10. - C. 210-214
- Pg.
B cratke odcyakatca nospce o nupgote mewnhoro noja Semjn. Atropom blcikzado upemnojokine
coctohnic rcomarhntne nore odyciojorjeneo myra nctohnniann. omu n3 rophax rexomrca so nytipchen
o tom, no oiauozapj npeboxoy 3emhoro reuecta ha gojhnnix rivotnix na mapamazintnoro a cpepponarhntne
- Pyc.

B cratke odcyakatca nospce o nupgote mewnhoro noja Semjn. Atropom blcikzado upemnojokine
coctohnic rcomarhntne nore odyciojorjeneo myra nctohnniann. omu n3 rophax rexomrca so nytipchen
- Pyc.

YMK 624.131.43. 622

MECTOPOK/MEHIN /Agaayposa H.B. Aylechchen J.N. // Naectina Ypahtekon rocy mapbreckon
rocy mapbreckon exezjammin. Cep.: Leotorni n rofoniinsa. - 2000. - Bm. 10. - C. 115-222. - Pg.

Одним из главных направлений горного производства является отработка месторождений открытым способом. Необходимость выбора оптимальных технических решений зависит от инженерно-геологических особенностей пород, недоучет которых может привести к увеличению вскрыши и затрат на отработку месторождения. В связи с этим актуальность работы очевидна.

Рис.2. Табл.2. Библ.4 назв.

УДК 556.31

МЕТОДИКА ПРОГНОЗА КАЧЕСТВА ТЕХНОГЕННЫХ ВОД /Семячков А.И. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 222-229. – Рус.

Основным агентом взаимодействия техногенного образования с окружающей средой являются атмосферные осадки, а главным процессом, происходящим при этом, является выщелачивание. Установлены также основные факторы, оказывающие влияние на качество техногенных вод. На этой основе, исходя из решения уравнения растворимости твердого тела в движущейся жидкости, разработана методика прогноза качества техногенных вод. Разработана методика определения параметров физико-химического взаимодействия (выщелачивания) в лабораторных условиях на специально созданном стенде.

Методика адаптирована на следующих объектах: Салдинское шламохранилище – ОАО ГБРУ, Черемшанское шламохранилище – ОАО ВРУ, Сорынское шламохранилище, шлаковые отвалы КМК - ОАО «Святогор», шлаковые отвалы НТМК - ОАО НТМК, Березовское шламохранилище – ОАО «Березовский рудник».

Рис.3. Табл.1. Библ.7 назв.

УДК 64.131

ИЗУЧЕНИЕ, ОЦЕНКА И ПРОГНОЗ ЗАКАРСТОВАННОСТИ КАРБОНАТНЫХ МАССИВОВ ЖЕЛЕЗНОДОРОЖНЫХ ТРАСС /Афанасиади Э.И., Бодин В.В., Грязнов О.Н., Дубейковский С.Г. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 229-233. – Рус.

Результаты работ, проведенных на 94 км железной дороги Екатеринбург – Каменск-Уральский, позволяют рекомендовать при изучении, оценке и прогнозе закарстованности карбонатных массивов рациональное сочетание карстологической съемки и сейсмических методов исследования. Рассмотрены основные черты геологии и гидрогеологии участка, охарактеризованы карстовые проявления. Показана эффективность применения сейсмического метода с использованием как рефрагированных, так и дифрагированных волн. Выделены карстоопасные зоны, требующие выполнения тампонажных работ.

Рис.4. Библ.1 назв.

УДК 556.388(575.11)

ИЗУЧЕНИЕ ПРОЦЕССА МИГРАЦИИ МАРГАНЦА В ПОДЗЕМНЫХ ВОДАХ ШУВАКИШСКОГО ВОДОЗАБОРА / Парфенова Л.П., Меньшикова Ю.С. // Известия Уральской государственной горно-геологической академии. Сер.: Геология и геофизика. – 2000. – Вып.10. – С. 233-235. – Рус.

Pic. 1. Tab.2. Pic.3. Tab.3
no cremerin vtorichnaya
yacchitacheskaya k atypicheskaya rottetacheskaya. Paccmoperei metochna reoskodotneckorlo kaptipobemna
teppitogopl k nnn otchetchica n Lloandpnn Vpar mzo myachchne pashchi koptoplo kaptipobemna
B. nactoimnn moner artiyashno nyaychne skorotyngeskovo cotochna chayogpahndipobemna

reosjoritecnon amelcheni. Cep.: Lgojora n reofinika - 2000 - Bmn.10 - C.248-254 - Pye.
(za imnige lloandpno Vpar) /A6arypoaa N.B. Jlterpoaa N.L // N3ecctra Vparakoch rocyapctrenno topno-
K METOJNKE TEO3KOJOTNECKO KAPTIPOBEMNA CHABOCBOEHNIX TEPNTOPNI

VJK 556.388(575.11)

Pic.1. Pic.3. Tab.
npe/umtnteranachocni.
Paccmoperei bo3mokocni pamemchini monitohoe, n kptepin c monimn gavrompntnchci n
ncoogenoceli tppochi joni apauhi. Bnacjuchni kptepin no rocyajtneckim myachchim koptople
n myomimnchenix otioxojie s jaschmocni or tpygpojenehochi yacchik xpychimn rocyajtneckim cryptypam
Paccmoperei reosjoritecneke npe/mocpukn jin bl6opa metr paccmoperei monitohoe tpepliix grotorski
reofinika - 2000 - Bmn.10 - C.241-247 - Pye.

VJK 624.131
TEO3KOJOTNECKE NPE/MOCPUK N JIN OTMMAJPHO PAMEMEHNA MONTOHOB
TBEP/PLIX BFTOBPLIX N TPOMLUHEHPLIX OTXOJIB /Lpashos O.H., Tyan O.M., Moposoaa N.L,
llo6auna HC // N3ecctra Vparakoch rocyapctrenno topno-rocyajtneckim amelcheni Cep.: Lgojora n
reofinika - 2000 - Bmn.10 - C.241-247 - Pye.

Pic.1. Tab.4. Pic.6. Tab.
upnchekoi, krmnchesy vchioris ocajmonachocni, to etce flauim.
heooxu/nachocni. Bnmonchini monimn no myotornocxiu tnnim, xaptepnygcmem komykoon
no n xpyajtneckeji tnnim rejocatojno. Ha apasepe Vavixmcokro gacechii obochhara
llo6auna, eto upnchekoi wycwne fynno-vezchachnici csochti npona ytrechchix orfokchii

VJK 662.271.3.552.57
O FAKTOPAX. NCHTOMPNYJONNIX HNEHNBOKTB. FINNKO-MEXAHNGFECKN
COBONCTB VITIEHOCHKIX OTTOXENIN /Amesosa B.II. Nirkon B.B // N3ecctra Vparakoch
rocyapctrenno topno-rocyajtneckim amelcheni Cep.: Lgojora n reofinika - 2000 - Bmn.10 - C.236-241
- Pye.

Tab.2. Tab.2. Tab.
nozchenix son Vpar
ATYAMMOCNI ypo6oemna zpochmocni nozchenii son n myomimn rocyajtneckim a nctomme spean n
izmehnach-azpochmocni. Cep.: Lgojora n reofinika npona myachchne chtereci ouimn n ochochka npona ochochka
izmehnach-azpochmocni. Etymocni ztci ypo6oemna npona geczshchne mytpanmocni qpona ochochka

Заявки направлять по адресу:
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Уральская государственная горно-геологическая академия
Информационно-издательский центр

Редактор изд-ва Л.В. Устьянцева

Перевод на английский язык А.С.Кашубина

Компьютерная верстка В.В. Бакласовой

ЛР № 020256 от 20.01.97 г.

Подписано в печать 25.06.2000 г. Формат 60 x 84 1/8. Бумага писчая. Печать офсетная. Усл. печ.л. 33,75.
Уч.-изд.л. 33,5. Тираж 200. Заказ 749

Информационно-издательский центр
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30
Уральская государственная горно-геологическая академия
АООТ «Полиграфист», цех № 4
г. Екатеринбург, ул. Тургенева, 20