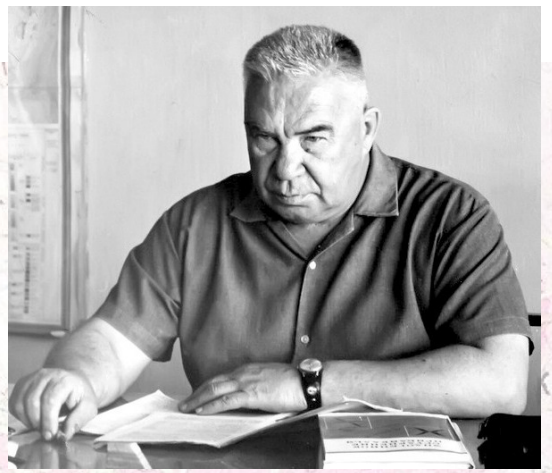


Учреждение Российской академии наук
Институт земной коры
Сибирского отделения РАН

Всероссийская конференция, посвященная 100-летию со дня рождения члена-корреспондента Академии наук СССР М.М. Одинцова

Иркутск, 7-9 ноября 2011 г.

П р о г р а м м а

7 ноября

9.00-10.00 – Регистрация участников конференции (холл института)

Пленарное заседание

Конвинер: академик РАН Летников Феликс Артемьевич

10.00-10.10 Ф.А. Летников. Вступительное слово

10.10-10.50 Приветственное слово от Института земной коры СО РАН и гостей конференции

10.50-11.20 Листая страницы биографии М.М. Одинцова
Р.П. Дорофеева

11.20-11.40 Перерыв

11.40-12.00 Ф.А. Летников
Задачи изучения Сибирской платформы в XXI веке

12.00-12.20 Н.П. Похиленко
Причины вариаций алмазоносности кимберлитов Сибирской платформы в фанерозое и перспективы наращивания сырьевой базы Сибирской алмазодобывающей промышленности

12.20-12.40 М.И. Лелюх
О перспективах обнаружения новых месторождений алмазов в Западной Якутии

12.40-13.00 Д.П. Гладкочуб, Т.В.Донская, А.М. Мазукабзов
Изотопные провинции и гетерогенность фундамента южного фланга Сибирского кратона

13.00-14.00 Перерыв на обед

14.00 Открытие новой экспозиции посвященной 100-летию чл.-корр. Академии наук СССР Одинцову М.М. (Музей ИЗК СО РАН, геокамера, к. 117)

17.00 Фуршет в честь открытия конференции (буфет Института земной коры)

8 Ноября

Утреннее заседание

Конвинер: д.г.-м.н Киселев Александр Ильич

10.00-10.10 В.В. Поляничко
О вкладе М.М. Одинцова в изучение Далдыно-Алакитского алмазоносного района

10.10-10.30 Л.Г. Кузнецова, В.Б. Василенко, А.В. Толстов
Составы неизмененных и измененных кимберлитов алмазоносных месторождений Якутии

10.30-10.50 К.Г. Леви и др.
Природные аспекты глобальных солнечных минимумов

10.50-11.10 Л.В. Соловьева, С.И. Костровицкий, Т.В. Калашникова, А.Г. Гончаров
Транспорт флюидов и расплавов в верхней мантии Сибирского кратона и их влияние на ее геохимическую эволюцию

11.10-11.30 Перерыв

11.30-11.50 И.В. Ащепков, С.С. Кулигин, А.П. Смелов, Н.П. Похиленко, Н.В. Владыкин, М.А. Вавилов, Н.С. Тычков, А.М. Логвинова, В.П. Афанасьев, С.И. Костровицкий, Е.Н. Нигматулина
Глубинные включения Харамайского поля и проблема алмазоносности Прианабарья

11.50-12.10 С.И. Костровицкий, Л.В. Соловьева, Д.А. Яковлев, Н.В. Алымова
О происхождении мегакристной ассоциации минералов из кимберлитов

12.10-12.30 С.И. Костровицкий
Карбонатная компонента кимберлитов и карбонатитов Якутской провинции

12.30-12.50 А.А. Амиржанов
Диатремовый метасоматизм и соотношения траппового, кимберлитового и щёлочно-ультраосновного магматизма на Сибирской платформе

12.50-14.20 Перерыв на обед

Вечернее заседание

Конвинер: д.г.-м.н. Соловьева Лидия Васильевна

14.20-14.40 А.И. Киселев, К.Н. Егоров
Среднепалеозойский базитовый и кимберлитовый магматизм Сибирского кратона: вещественная специфика и геодинамические условия проявления

14.40-15.00 Н.В. Владыкин
Формационные типы лампроитов

15.00-15.20 Н.В. Владыкин
Карбонатиты – формационные типы

15.20-15.40 Н.И. Акулов
Модель трансформации Ангариды в Лавразию

15.40-16.00 Перерыв

16.20-16.40 Гладков А.С.
Проблемы структурно-тектонического контроля промышленно-алмазоносных кимберлитовых тел

16.40-17.00 И.В. Ащепков, М.А. Вавилов, Е.И. Николенко, В.П. Афанасьев,
Пиропы и другие спутники алмаза из россыпей бассейна р. Туманшета

17.00-17.20 Дискуссия

9 Ноября

Утреннее заседание

Конвинер: д.г.-м.н. Алексеев Сергей Владимирович

10.00-10.20 Н.И. Демьянович, Б.М. Шенькман
Зона влияния Ангарского разлома – особый тип геологической среды

10.20-10.30 Т.М. Рященко
Вклад М.М. Одинцова в развитие инженерной геологии (из личных воспоминаний)

10.30-10.50 А.В. Иванов, Е.И. Демонтерова, Л.З. Резницкий, И.Г. Бараш, Ц.-Х. Хунг, С.-Л. Чунг, Йо. Иизука, К.-Л. Ванг
U-Pb возраст детритовых цирконов из Манзурского аллювия: свидетельство катастрофического прорыва Байкала в пра-Манзурку

10.50-11.10 В.Я. Медведев, К.Н. Егоров, Л.А. Иванова
Экспериментальное моделирование преобразования пикроильменита в кимберлите

11.10-11.30 О.М. Глазунов, А.В. Салаев, Т.А. Радомская
Эволюция состава и рудоносности ультрабазитов
из гнейсовых террейнов южного обрамления Сибирской платформы

11.30-11.50 Перерыв

11.50-12.10 В.П. Исаев
Генезис Патомского вулкана

12.10-12.30 В.А. Саньков, А.В. Парфеевец, М.А. Бурчевская, Л.М. Бызов
Позднекайнозойское разломообразование зоны сочленения Предбайкальского прогиба и Ангаро-Ленского поднятия Сибирской платформы

12.30-12.50 Б.И. Писарский
Правомерность выделения самостоятельного научного направления «Инженерная гидрогеология»

12.50-13.10 Е.А. Козырева, А.В. Кадетова, А.А. Рыбченко
Экзогенные природные опасности Южного Прибайкалья

13.10 Торжественное закрытие конференции

К 100-летию со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Михаила Михайловича Одинцова

К. Н. Егоров

K. N. Egorov

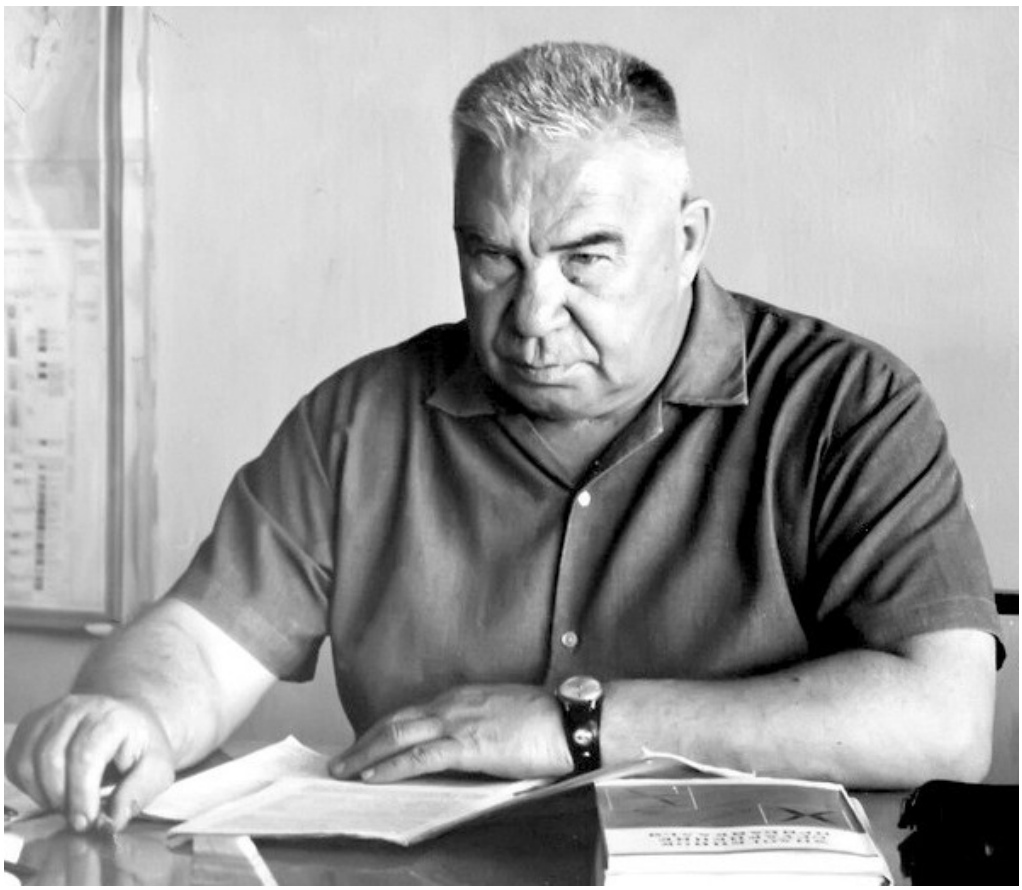
Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Institute of the Earth's crust, Siberian branch of Russian academy of sciences, 664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia

Аннотация: В статье приведены основные сведения о научной, научно-организационной и общественной деятельности члена-корреспондента АН СССР М.М. Одинцова (1911–2011 гг.) – одного из основателtq и руководителtq (1954–1976 гг.) Института геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР – Института земной коры СО АН, награжденного орденами Ленина (1963 г., 1971 г.) и орденом Трудового Красного Знамени (1975 г.), столетие со дня рождения которого отечественная геологическая общественность отмечает в 2011 г.

Ключевые слова: Сибирская платформа, прогноз эндогенных полезных ископаемых, кимберлитовые трубки, алмазы.

В 2011 г., в год 350-летия г. Иркутска, исполнилось бы 100 лет члену-корреспонденту АН СССР Михаилу Михайловичу Одинцову – крупному ученому-геологу, признанному лидеру в исследовании тектоники, магматизма, минерагении древних платформ, в первую очередь Сибирской платформы. Значительным результатом его научной деятельности, получившим мировую известность, стал блестящий прогноз перспектив коренной и россыпной алмазоносности Сибирской платформы.



Михаил Михайлович Одинцов – доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент АН СССР.

М.М. Одинцов родился 5 ноября 1911 г. в г. Иркутске. В 1928 г. он поступил на естественное отделение Иркутского педагогического института, однако в 1930 г. решительно сменил педагогическую специализацию на геологическую. Окончив курсы коллекторов, а в 1932 г. — прорабов-геологов, он начал самостоятельную производственную деятельность в Ангаро-Илимской экспедиции Восточно-Сибирского геолого-гидро-геодезического треста.

Без отрыва от производства в 1936 г. М.М. Одинцов экстерном закончил Иркутский государственный университет по геологической специальности. После окончания ИГУ он параллельно с производственной деятельностью занимался преподавательской работой (1937—1944 гг.) — был старшим преподавателем Иркутского педагогического, Иркутского

горно-металлургического (ныне НИ ИрГТУ) институтов и Иркутского государственного университета. Будучи доцентом, затем с 1949 г. профессором ИГУ М.М. Одинцов в течение 10 лет заведовал кафедрой исторической геологии, а в 1949—1953 гг. был деканом геологического факультета.

В 1934—1935 гг. М.М. Одинцов провел свои первые научно-исследовательские работы в Тайшетском и Братском районах, результаты которых были опубликованы в его первой монографии “Геологический очерк Тайшет-Братского района Восточной Сибири” (1937 г.). Следует отметить, что в дальнейшем эти результаты были достаточно эффективно использованы в процессе прокладки головного участка трассы БАМ Тайшет — Лена. Неслучайно в 80-х годах М.М. Одинцов стал одним из инициаторов комплексных исследований сейсмических, гидрогеологических, инженерно-геологических условий и оценки минеральных ресурсов региона строительства БАМ.

В целом следует отметить, что итогом экспедиционных и научно-исследовательских работ М.М. Одинцова в Тайшетском и Братском районах в 1930-е годы явилось заложение основ представлений о строении южной части Сибирской платформы. Он определил юго-западную границу Сибирской платформы как зону тектонического контакта со складчатыми системами и при этом впервые включил в состав платформы восточную часть Енисейского кряжа, особо подчеркнув тесное взаимодействие структурных планов подошвы метаморфизованных пород чехла краевых частей платформы и складчатого обрамления.

Напряженная работа в производственных организациях способствовала его научному росту: в 1940 г. он успешно защитил кандидатскую, а в 1949 г. — докторскую диссертацию.

В 1939 г., сопоставив известные факты по геологии и магматизму Сибирской платформы с аналогичными данными по Южно-Африканской

платформе, М.М. Одинцов сделал заключение о сходстве строения этих древнейших мегаблоков земной коры и внес предложение в Восточно-Сибирское геологическое управление начать поисковые работы алмазов на Сибирской платформе. Однако Великая Отечественная война помешала организации и проведению алмазопоисковых работ, так как все силы геологов были брошены на изыскание полезных ископаемых, непосредственно нужных фронту. В военные годы М.М. Одинцов руководил поисками и разведкой стратегического сырья. Огромная работоспособность позволила ему сочетать преподавание в вузах с практической работой в качестве начальника партий и технического руководителя экспедиций Иркутского геологического управления, трестов «Сибгеолнеруд» и «Союзслюда», проводивших геологическую съемку, поиски и разведку слюдяных, корундовых, графитовых, каолиновых, железорудных и меднорудных месторождений на Сибирской платформе, в Забайкалье, на Байкало-Патомском нагорье, Алдане и в Приморье. Особенно много сил, энергии он отдал организации добычи мусковита в Мамско-Чуйской слюдяной провинции.

После окончания войны, в 1946 г., Восточно-Сибирское геологическое управление поручило М.М. Одинцову составить проект поисков месторождений алмазов на Сибирской платформе. Была создана Тунгусская экспедиция в составе четырех партий, руководителями которых были геологи ВСГУ: В.В. Алексеев, В.Б. Белов, С.Н. Соколов и Г.Х. Файнштейн. Научное и техническое руководство экспедицией было возложено на профессора М.М. Одинцова, заведовавшего в то время кафедрой Иркутского госуниверситета. И уже в 1948 г. при обогащении террасовых отложений р. Малая Ерема (участок «Синий хребтик») был найден первый алмаз, с которого началась замечательная история открытия Якутской алмазоносной провинции. В 1949 г. единичные кристаллы алмаза были обнаружены на р. Большая Ерема (участок

«Чайка») и в промышленных концентрациях в аллювиальных отложениях р. Вилюй. С этого времени М.М. Одинцов стал углубленно заниматься проблемой алмазоносности Сибирской платформы и заслужил в дальнейшем всеобщее признание как знаток геологии алмазных месторождений. И это справедливо, потому что М.М. Одинцов обосновал предположение, что есть на Сибирской платформе алмазы, первым поставил вопрос о начале их поисков, создал Тунгусскую, а впоследствии Амакинскую экспедицию, которая шесть лет работала под его руководством. Даже название экспедиции, ставшее известным на весь мир, придумал по имени своей любимой собаки Амака — по-эвенкийски медведь.

С начала 1950-х годов М.М. Одинцов последовательно развивал представления о кимберлитовой природе сибирских алмазов и закономерностях пространственного размещения алмазных месторождений кимберлитов, а также создавал основные принципы минерагенического районирования древних платформ. Решающее значение в планировании дальнейших поисков коренных месторождений алмазов сыграли выводы М.М. Одинцова о кимберлитовой природе найденных алмазов, четкое определение вероятных эпох кимберлитового магматизма и разработка методики поисков кимберлитов.

Отсутствие в 40-х годах прошлого века достоверной геологической основы для прогнозируемых алмазоносных районов являлось значительным препятствием в ходе ведения поисковых работ на алмазы. В этой связи в 1949 г. М.М. Одинцов возглавил процесс планомерной геологической съемки громадных территорий в бассейнах рек Нижняя Тунгуска, Вилюй и Оленек. При этом были намечены и переданы Амакинской экспедиции наиболее перспективные участки для поисков алмазов, на которых последующие детальные изыскания привели к открытию ряда алмазоносных кимберлитовых трубок.

Позже М.М. Одинцов стал руководителем Северной экспедиции ИГУ, которая осуществляла геологическую съемку в масштабе 1:1000000 на алмазоносных площадях Сибирской платформы. В результате этих работ были созданы государственные геологические карты и карты полезных ископаемых, ставшие основой для планирования дальнейших поисков алмазов и других твердых полезных ископаемых. М.М. Одинцов не только руководил экспедициями, но и сам активно участвовал в полевых маршрутах, собирал фактический материал, который лег в основу его многочисленных публикаций.

В 1955 г. М.М. Одинцов наметил перспективы алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы, а через два года организовал и возглавил совместные работы по этой проблеме Института земной коры и Иркутского геологического управления.

Много внимания М.М. Одинцов уделял изучению геологии, стратиграфии, тектоники и полезных ископаемых Восточной Сибири в целом. Его оригинальные идеи о мезозойском этапе развития структур востока Азиатского континента, о двух типах древних платформ и особенностях их развития способствуют прогнозированию месторождений золота и алмазов, меди и железа, редких элементов и других полезных ископаемых.

Особенности вулканизма и структурного развития платформ М.М. Одинцов считал специфической формой отражения общепланетарных закономерностей развития земной коры. Вышедшая уже после его смерти монография, посвященная Ангаро-Вилюйскому рудному поясу, освещает эту проблему на конкретном материале.

С начала 50-х гг. XIX века остро встал вопрос о реакции природной среды на создание каскада водохранилищ на Ангаре и промышленное освоение побережья Байкала. М.М. Одинцов возглавил комплексные исследования Прибайкалья и районов водохранилищ, к которым привлек

не только ИЗК СО РАН, но и другие научные учреждения Иркутского научного центра СО АН СССР.

В 1954 г. М.М. Одинцов возглавил Институт геологии Восточно-Сибирского филиала АН СССР. Под его руководством скромное научное учреждение из нескольких десятков научных и научно-технических сотрудников, ютившихся в старом здании, выросло в современный институт, занимающий одно из передовых мест в развитии геологических наук в Восточной Сибири. Само здание института строилось под постоянным контролем М.М. Одинцова, начиная от проекта до принятия сооружения в эксплуатацию.

М.М. Одинцов постоянно вел многостороннюю научно-организационную и общественно-политическую работу: в 1960—1965 гг. он был заместителем председателя, а в 1965—1969 гг. — председателем президиума Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР. Он избирался депутатом Верховного Совета СССР (1958—1962 гг.), делегатом XXIII съезда КПСС, членом обкома, горкома, Свердловского райкома КПСС, депутатом областного и городского Советов народных депутатов, много лет возглавлял Иркутское отделение Общества советско-индийской дружбы. Значителен его вклад в развитие международного научного сотрудничества. М.М. Одинцов достойно представлял советскую науку на международных форумах. Он был участником сессий Международного геологического конгресса: XVII (г. Москва, 1937), XXII (Индия, 1964 г.), XXIII (Прага, 1968 г.), членом Международной ассоциации по геологическому изучению глубинных зон земной коры и участвовал в сессиях этой ассоциации в Австрии (1965 г.), Канаде (1967 г.), СССР (1969 г.). Вел большую научно-организационную работу в составе Всесоюзного географического общества, Научного совета АН СССР по инженерной геологии и грунтоведению (Восточно-Сибирская секция), Научного совета

АН СССР по проблемам БАМа, редколлегии журнала "Геология и геофизика".

М.М. Одинцов опубликовал около 200 научных работ, в том числе XVII том «Геологии СССР (Иркутская область)». Им подготовлено семь кандидатов и два доктора наук.

М.М. Одинцов был и остается образцом страстной целеустремленности, бескомпромиссности при решении важных проблем науки и общественной жизни. Ему была присуща доброжелательность к молодым специалистам, что наряду с высокой эрудицией в науке и с общей культурой притягивало к нему молодежь. Сотни специалистов-геологов, работающих в научных и производственных организациях, — его ученики. М.М. Одинцов награжден двумя орденами Ленина, орденом Трудового Красного Знамени, многими медалями. Его многогранная деятельность — пример служения народу с отдачей всех сил, энциклопедических знаний и творческих возможностей.

В память о выдающемся первооткрывателе якутских алмазов чл.-корр. АН СССР М.М. Одинцове Совет Министров Якутской АССР принял решение назвать его именем крупный ювелирный алмаз (119.55 карата), добытый на обогатительной фабрике № 3 г. Мирного. Имя М.М. Одинцова присвоено крупной промышленно алмазоносной кимберлитовой трубке Далдыно-Алакитского района Якутии.

Вклад члена-корреспондента АН СССР М.М. Одинцова в развитие минерально-сырьевого комплекса Восточной Сибири

Егоров К.Н.

The contribution of corresponding member of the USSR AS M.M. Odintsov to development of the Eastern Siberia mineral and raw materials complex

K.N. Egorov

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, ул. Лермонтова, 128, Россия

Institute of the Earth's crust, Siberian Branch of Russian academy of Sciences, 664033, Irkutsk, Lermontov street, 128, Russia

Аннотация: В статье рассмотрена роль члена-корреспондента АН СССР М.М. Одинцова и его научной школы в решении фундаментальных проблем, связанных с закономерностями размещения эндогенных полезных ископаемых на древних платформах. По данным минерагенического районирования юго-восточной части Сибирской платформы М.М. Одинцовым выделен Ангаро-Вилюйский рудный пояс, который является рудоконтролирующей структурой для месторождений и рудопроявлений магнетита, сульфидов меди и никеля, золота, полиметаллов, барита, целестина, а также алмазов. Показано плодотворное влияние фундаментальных представлений М.М. Одинцова о строении и эволюции древних платформ на создание современных прогнозных построений, касающихся поисков коренных и россыпных месторождений алмазов на юге Сибирского кратона.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Ангаро-Вилюйский рудный пояс, минерагения древних платформ, кимберлиты, траппы, алмазы, железорудные месторождения.

Введение

5 ноября 2011 г. исполнилось 100 лет со дня рождения члена-корреспондента АН СССР Михаила Михайловича Одинцова – выдающегося сибирского ученого-геолога, первооткрывателя якутских алмазов, директора крупнейшего в Восточной Сибири академического института (1954–1976 гг.), председателя Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР (1965– 1969 гг.) (рис. 1).



Рис. 1. Михаил Михайлович Одинцов – доктор геолого-минералогических наук, профессор, член-корреспондент АН СССР.

Будучи прекрасным организатором как теоретических, так и прикладных исследований, М.М. Одинцов возглавлял несколько важных научных направлений Института земной коры СО РАН, связанных с изучением геологического строения Сибирской платформы и раскрытием ее минерально-ресурсного потенциала. Однако наиболее значительным общегосударственным достижением М.М. Одинцова и его учеников стал блестящий прогноз и открытие в нашей стране одной из крупнейших алмазоносных провинций мира.

М.М. Одинцов и его научная школа

Первые предположения об алмазах на Сибирской платформе появились у М.М. Одинцова в 1939 г. во время геологических маршрутов по Нижней Тунгуске. Но только через восемь лет, в 1947 г., М.М. Одинцову удалось практически реализовать свою идею о возможной алмазоносности Сибирской платформы. Под научным и техническим руководством Михаила Михайловича были обнаружены первые россыпи алмазов на Нижней Тунгуске, Вилюе и Мархе, блестяще подтвердившие его смелые прогнозы и научную прозорливость. Именно в это время особенно ярко проявился его талант как идейного вдохновителя и организатора алмазопоисковых отрядов, которые образуют впоследствии геологическую элиту знаменитой Амакинской экспедиции.

С 1949 г. М.М. Одинцов руководил работами по планомерной геологической съемке наметившихся алмазоносных районов. Ею была охвачена громадная территория в бассейнах рек Нижней Тунгуски, Вилюя и Оленека [Одинцов и др., 1957; Одинцов, 1958]. При этом были намечены и переданы Амакинской экспедиции наиболее перспективные участки для поисков алмазов, где последующие детальные изыскания привели к открытию ряда алмазоносных кимберлитовых трубок.

В этот период под руководством М.М. Одинцова была создана молодая сибирская школа алмазников, в которую вошли Б.М. Владимиров, В.А. Твердохлебов, С.Ф. Павлов, Л.Н. Зведер, Т.П. Колесникова, В.Г. Домышев и многие другие сотрудники института. Кроме того, к ученикам М.М. Одинцова с полным правом можно отнести и его идейных почитателей, таких, как Г.Х. Файнштейн, Б.Н. Соколов, Б.А. Успенский, М.Ф. Кузнецов, А.А. Хайдуров и др., которые самоотверженно работали с верой в правильность прогноза перспектив коренной и россыпной алмазоносности Сибирской платформы.

Результаты работ, проведенных с 1947 г. по 1950 г. М.М. Одинцовым и его иркутскими учениками, явились ключевыми в создании алмазодобывающей отрасли в СССР. Выделенные М.М. Одинцовым перспективные на обнаружение источников алмазов территории Якутии и по сей день являются первоочередными как по приращению запасов алмазов, так и с точки зрения прогноза новых алмазоносных районов.

Решающее значение в планировании дальнейших поисков коренных месторождений алмазов сыграли выводы М.М. Одинцова о кимберлитовой природе найденных алмазов, четкое определение вероятных эпох кимберлитового магматизма и разработка методики поисков алмазоносных кимберлитов [Одинцов, 1958; Одинцов, Файнштейн, 1960], которая многие годы успешно применялась не только у нас, но и в Африке, куда выезжали для работы ученики М.М. Одинцова – Б.М. Владимиров, В.А. Твердохлебов, Т.П. Колесникова.

Сибирские геологи, с неослабным интересом следившие за работами Тунгусской, затем Амакинской и Северной экспедиций, единодушно считали М.М. Одинцова первооткрывателем, «отцом» сибирских алмазов [Файнштейн, 1988; Михаил Михайлович Одинцов, 2001].

Особенностью научной и организационной деятельности М.М. Одинцова являлось умение сплотить научных работников и практиков и мобилизовать их на решение насущных задач геологической отрасли. В 1955 г. М.М. Одинцов наметил перспективы алмазоносности южной части Сибирской платформы и Присаянья, а через два года организовал и возглавил совместные алмазопоисковые работы Института земной коры СО РАН и Иркутского геологического управления. В результате успешной работы его учеников в юго-западной части Сибирской платформы были обнаружены первые коренные источники алмазов Присаянья – лампроитовые жилы докембрийского возраста (В.А. Александров, М.А. Меркинбаев, Б.М. Владимиров), а также алмазоносные россыпи в

бассейнах рек Бирюсы, Уды и Оки (В.Т. Андрианов, В.Е. Дибров и др.). Главные итоги широкомасштабных алмазопоисковых работ на территории юго-запада Сибирской платформы М.М. Одинцов со своими учениками обобщил в монографии «Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра», в которой рассмотрены вопросы перспектив обнаружения коренной и россыпной алмазоносности Иркутской области [Одинцов и др., 1962].

В последние годы жизни М.М. Одинцов возглавил авторский коллектив, прежде всего из своих учеников, который должен был создать первую всеобъемлющую сводку накопленных научных сведений об алмазных коренных и россыпных месторождениях Советского Союза. Впоследствии эта работа была завершена коллективом авторов ИЗК СО РАН, ИГиГ СО РАН, ЦНИГРИ, Мингео СССР и опубликована в виде двухтомной монографии [Месторождения алмазов СССР, 1984]. За эту работу коллектив авторов, в том числе ученик Михаила Михайловича Б.М. Владимиров, в 1991 г. удостоен Государственной премии СССР. М.М. Одинцов, являясь одаренным и энергичным лидером, сумел за короткий срок создать сибирскую школу алмазников из сотни специалистов-геологов, работающих в научных и производственных организациях, среди которых много кандидатов, докторов наук, лауреатов различных государственных премий, а также награжденных правительственными наградами.

Одним из ярких примеров многогранной деятельности М.М. Одинцова является успешное решение фундаментальной проблемы минерагенического районирования древних платформ [Одинцов, 1960, 1965, 1972, 1976; Одинцов и др., 1970]. Теоретические положения, на основе которых были сформулированы главные принципы размещения полезных ископаемых, до сих пор широко используются многими исследователями при создании многопараметровых моделей объектов

прогноза и поисков различных полезных ископаемых. Осуществив глубокий анализ закономерностей размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе и обрамляющих ее складчатых систем (1939–1980 гг.), М.М. Одинцов выделил Ангаро-Вилюйский рудный пояс [Одинцов, Домышев, 1977], который был впоследствии детально изучен под его непосредственным руководством большим коллективом научных сотрудников и геологов-практиков [Ангаро-Вилюйский рудный пояс…, 1980].

Ангаро-Вилюйский рудный пояс – крупнейшая минерагеническая субпровинция южной части Восточной Сибири

Проведенное М.М. Одинцовым и его учениками структурно-формационное и минерагеническое районирование юга Восточной Сибири позволило дать перспективную оценку территории по широкому спектру минеральных ресурсов и значительно раскрыть минерагенический потенциал Сибирской платформы в целом [Одинцов, 1940, 1948, 1960, 1986; Одинцов, Сериков, 1947; Одинцов, Бухаров, 1975]. Впервые минерагения юга Восточной Сибири рассмотрена на уровне антеклиз первого порядка (обширные области докембрийского фундамента), антеклиз второго порядка (площади развития пород моложе докембрийского возраста), Тунгусской структурно-вулканической области и зон долгоживущих разломов.

Вдоль юго-восточного края Тунгусской структурно-вулканической области, по представлению М.М. Одинцова [Одинцов, 1980; Ангаро-Вилюйский рудный пояс…, 1980], расположен Ангаро-Вилюйский

рудный пояс, протягивающийся с юго-запада на северо-восток от Присаянья до среднего течения р. Вилюй, ограниченный с юго-востока Ангаро-Вилюйской зоной глубинных разломов фундамента, а с северо-запада – Катанга-Илимпейской зоной скрытого глубинного разлома (рис. 2).

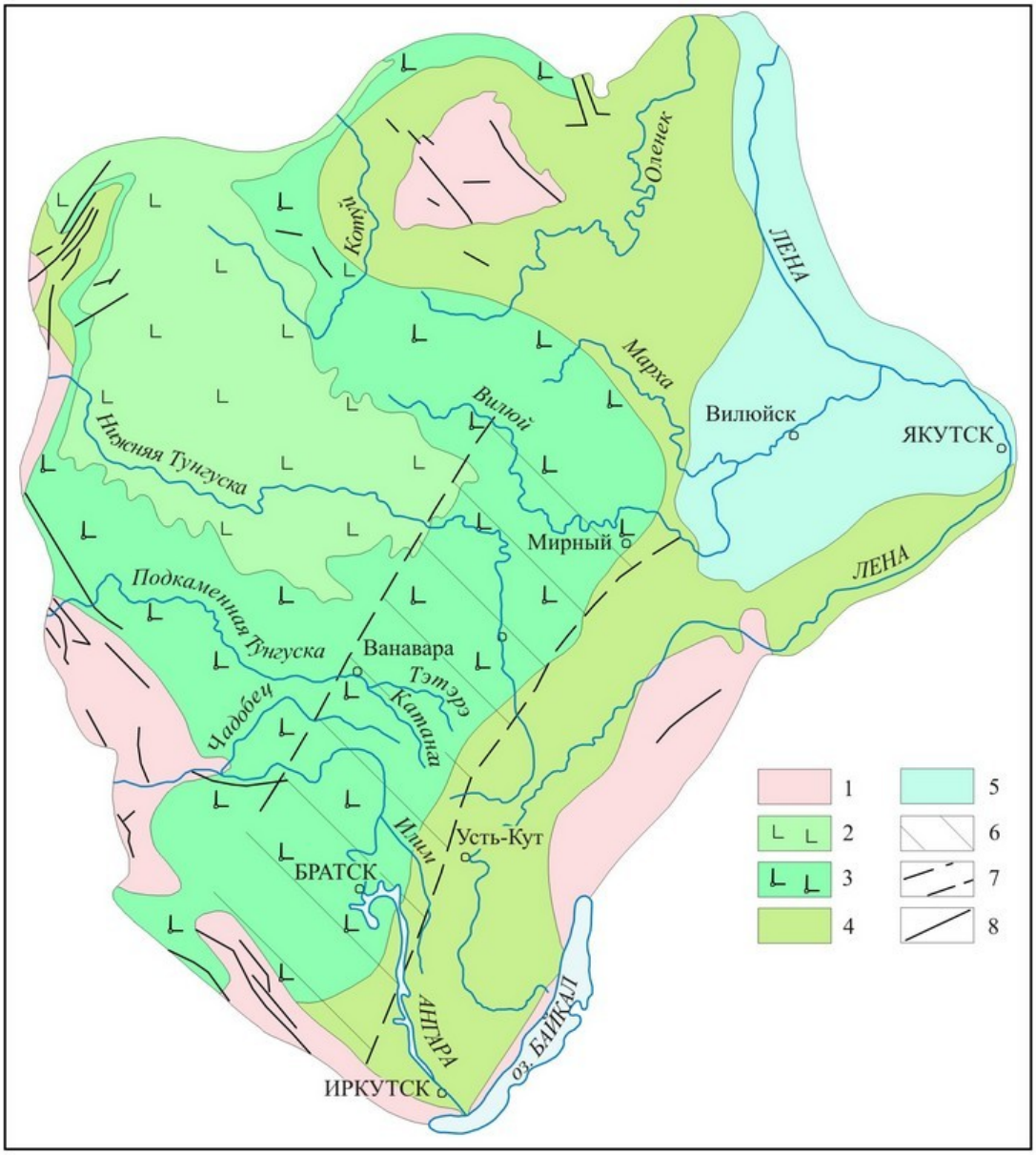


Рис. 2. Ангаро-Вилюйский рудный пояс в структуре Сибирской платформы по [Ангаро-Вилюйский рудный пояс…, 1980] с добавлениями.

1 – выступ пород докембрия; *2* – туфолавовая толща Тунгусской синеклизы (P_2–T_1); *3* – область массового проявления эксплозивного и интрузивного траппового магматизма (P_2–T_1); *4* – нижнепалеозойский осадочный чехол платформы; *5* – мезозойские отложения; *6* – внутреннее поле Ангаро-Вилюйского рудного пояса; *7* – региональные зоны глубинных разломов; *8* – разрывные нарушения.

В пределах Ангаро-Вилюйского рудного пояса расположены разновозрастные структурно-магматические комплексы: на юго-западе – мезопротерозойские базиты и алмазоносные лампроиты, неопротерозойские карбонатиты, пикриты и кимберлиты Присаянья, а на северо-востоке – среднепалеозойские базиты, трахибазальты и промышленно алмазоносные кимберлиты Мирнинского поля. Путями проникновения рудных флюидов в породы осадочного чехла, по мнению М.М. Одинцова с соавторами, служат диатремы, сохранившиеся от вулканических эксплозивных базитовых трубок, и дизъюнктивные нарушения в породах осадочного чехла, концентрирующиеся преимущественно в вулканотектонических кольцевых структурах. При этом М.М. Одинцов предложил новую гипотезу о генезисе железных руд, связанных с месторождениями ангаро-илимского типа, суть которой заключается в следующем [Одинцов, 1980].

Образование рудных месторождений – магнетитовых и других, а также низкотемпературной рудной и неметаллической минерализации не связано с внедрившимися в осадочные породы силлами, дайками базитов среднепалеозойского или пермотриасового возраста. Как правило, по отношению к ним оруденение оказывается более молодым, будучи наложенным на гипабиссальные тела и пирокластические породы основного состава даже раннего триаса. Не связано оно и с автометасоматическими процессами, в результате которых происходит мобилизация каких-либо компонентов из вмещающих пород с образованием рудных ореолов вокруг магматических тел. Если подавляющее большинство гипабиссальных интрузий платобазальтов (траппов) имеет пермотриасовый возраст, то рудообразовательный процесс развивается в юрском периоде и оруденение охватывает юрские отложения (Октябрьское месторождение магнетита в Ангаро-Вилюйском рудном поясе).

По мнению М.М. Одинцова с соавторами [Ангаро-Вилюйский рудный пояс…, 1980], рудные месторождения Ангаро-Вилюйского рудного пояса на всем его протяжении демонстрируют вертикальную и одновременно латеральную зональность оруденения, проявляющуюся в том, что в направлении снизу вверх и от центральных зон диатрем к периферии изменяется минералогический состав руд – от наиболее высокотемпературных магнетитов к сульфидам, содержащим медь и никель, затем сульфидным рудопроявлениям полиметаллов (цинк и свинец) и ртутной минерализации. Минерагенический цикл заканчивается нерудными гидротермалитами с оптическим кальцитом, баритом, целестином, кварцем и халцедоном. Этот рудообразовательный процесс был единым и для всей Тунгусской структурно-вулканической области – от Ангаро-Илимского рудного района до северо-запада Сибирской платформы с Норильским и Талнахским месторождениями. Активизация глубинных магматических очагов в юрском периоде и связанное с ней рудообразование представляют собой реакцию древней Сибирской платформы на тихоокеанский диастрофический цикл [Одинцов, 1986]. С юрским периодом совпадают и последние проявления вулканизма в Тунгусской структурно-вулканической области. Крупные до суперкрупных магнетитовые месторождения характерны только для трапповой формации Сибирской платформы и отсутствуют в других ее аналогах (рис. 3).

Выделенный М.М. Одинцовым с учениками Ангаро-Вилюйский рудный пояс является перспективным не только на обнаружение месторождений магнетита, меди, цинка, свинца, никеля, минералов группы платины, оптического шпата, но и коренных и россыпных месторождений алмазов. Согласно научным взглядам М.М. Одинцова, базитовая и кимберлитовая магмы являются глубинными образованиями и их появление обусловлено процессами дифференциации исходных

расплавов, генерируемых при частичном плавлении верхней мантии в зонах глубинных разломов [Одинцов, 1986; Месторождения алмазов СССР, 1984].

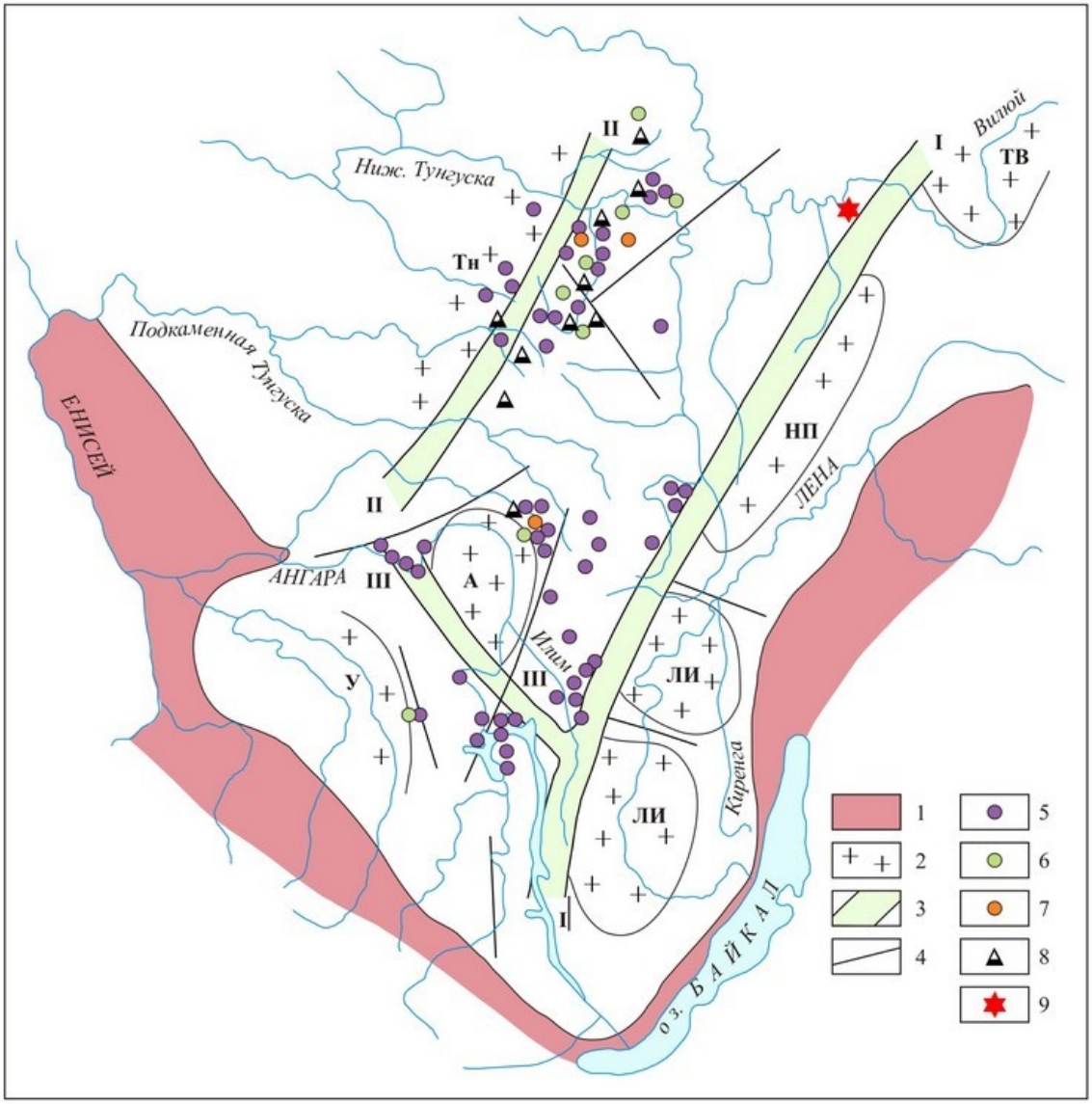


Рис. 3. Схема геологической структуры фундамента и рудопроявлений Ангаро-Вилюйского рудного пояса по [Ангаро-Вилюйский рудный пояс…, 1980] с добавлениями.

1 – краевая антеклиза платформы – выступ докембрийского фундамента; *2* – жесткие массивы внутри докембрийского фундамента под осадочным чехлом (ЛИ – Лено-Илимский, НП – Непско-Пеледуйский, ТВ – Тюнго-Вилюйский, А – Ангарский, Тн – Тунгусский, У – Удинский); *3* – зоны главнейших разломов в докембрийском фундаменте (I – Ангаро-Вилюйская, II – Катанга-Илимпейская, III – Ангаро-Ковинская); *4* – зоны разломов фундамента высших порядков; *5–8* – рудопроявления: *5* – магнетитовых руд, *6* – медных сульфидных руд, *7* – золота, *8* – кальцита, целестина и барита; *9* – Мирнинское кимберлитовое поле.

Следовательно, зоны скрытых глубинных разломов фундамента могут быть использованы как платобазальтами, включая глубинные магматические очаги, флюиды которых дали в постмагматическую стадию рудоносные растворы, так и более глубинной кимберлитовой магмой. По мнению М.М. Одинцова, проявления кимберлитов в Ангаро-Вилюйской зоне глубинных разломов в первую очередь следует ожидать по периферии и внутри Непского свода [Ангаро-Вилюйский рудный пояс…, 1980]. Необходимо отметить, что на территории Ангаро-Вилюйского рудного пояса находятся промышленно алмазоносные кимберлиты Мирнинского поля, алмазоносные лампроиты Присаянья, кимберлиты, лампроиты Чадобецкого поднятия, а также многочисленные ареалы алмазов и индикаторных минералов кимберлитов в разновозрастных осадочных коллекторах.

Современный взгляд на минерагению Ангаро-Вилюйского рудного пояса – уникальной кладовой полезных ископаемых Иркутской области

Влияние идей М.М. Одинцова на проблемы минерагении юга Восточной Сибири по-прежнему велико в настоящее время. В частности, созданные М.М. Одинцовым и его научной школой теоретические разработки по перспективам алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы применимы и по сей день [Одинцов, 1980, 1986; Месторождения алмазов СССР, 1984]. Это становится особенно актуальным в связи с неизбежным исчерпанием ресурсов известных месторождений алмаза в Якутии. Темпы прироста запасов алмазов в Якутии начали отставать от объемов добычи, при этом реальный прирост алмазов обеспечивается только за счет доразведки глубоких горизонтов эксплуатируемых месторождений. Все это актуализирует задачу осуществления ревизионной оценки территории юга Восточной Сибири

для выявления промышленных месторождений алмазов в новых перспективных районах, и прежде всего в юго-западной части Сибирской платформы.

На сегодняшний день сотрудниками ИЗК СО РАН проведен детальный анализ перспектив на обнаружение коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы (в пределах Ангаро-Вилюйского рудного пояса) с использованием принципиально новых комплексных геолого-геофизических, структурно-тектонических, палеогеографических и минерагенических материалов, полученных за период 1995–2007 гг. [Егоров и др., 2003б; Барышев и др., 2004, 2008]. Разномасштабное районирование алмазоносных территорий юго-западной части Сибирской платформы реализовано: 1) на тектонической основе с учетом данных по глубинному строению на уровнях: поверхности астеносферы, подошвы земной коры, поверхности кристаллического фундамента; 2) по данным палеотектонических, палеогеологических, палеогеографических реконструкций (с рифея до современного периода) геологического развития юго-западной части Сибирской платформы; 3) с привлечением новых литолого-вещественных и минералого-геохимических данных изучения разновозрастных коллекторов алмазов; 4) по типоморфным особенностям алмазов. Выделены основные палеотектонические структуры среднепалеозойского возраста, которые являются наиболее важными тектоническими элементами в определении структурной позиции алмазоносных минерагенических зон и площадей. В пределах Присаянского, Чуно-Бирюсинского, Муро-Ковинского, Илимо-Катангского, Нижнетунгусского и Тычанского алмазоносных районов определены перспективные площади с различными по вещественному составу потенциальными коренными источниками алмазов. Составлены: 1) карта минерагенического районирования юга Сибирской платформы масштаба 1:2 500 000; 2) карта распространения алмазов и МСА на

территории юго-западной части Сибирской платформы масштаба 1:500 000; 3) карта прогноза алмазоносности Иркутской области с ее ресурсным потенциалом масштаба 1:1 000 000.

В пределах Ангаро-Вилюйского рудного пояса выделяются три алмазоносные минерагенические зоны: Присаянская, Удино-Тунгусская, Ангаро-Вилюйская (рис. 4). Каждая минерагеническая зона имеет свой глубинный структурный каркас и определенные различия в минерагении. Критериями для выделения потенциально- и алмазоносных минерагенических зон являются: структурные швы, разграничивающие архейские разновозрастные блоки земной коры; мантийно-коровые трансгеоблоковые ослабленные тектонические зоны; региональные корово-мантийные и коровые разломы; проявления щелочно-базальтоидного, щелочно-ультраосновного, кимберлитового и лампроитового магматизма, россыпные проявления алмазов [Барышев и др., 2008]. Последние, будучи пространственно приуроченными к глубинным структурным элементам кратонных областей платформы, могут выступать трассерами и являться критериями для обоснованного выделения потенциально алмазоносных зон с разновозрастными коренными источниками кимберлитового и (или) лампроитового типа.

Присаянская алмазоносная минерагеническая зона структурно соотносится с Присаянской краевой мобильной зоной, которая является переходной от платформы к Саяно-Байкальской полициклической складчатой области. Присаянская зона пространственно ограничена Главным Саянским и Бирюсинским глубинными разломами и характеризуется сложным блоковым строением.

Присаянская минерагеническая зона является перспективным регионом в отношении обнаружения россыпной и коренной алмазоносности различных генетических типов [Егоров и др., 2010б]. В пределах Восточного Присаянья выделяется несколько этапов внедрения

лампроитов и кимберлитов: мезопротерозой (средний рифей, около 1200 млн лет), неопротерозой (венд, около 630 млн лет) и средний палеозой (девон, около 370 млн лет). Наиболее высокая активность калиевого ультраосновного и щелочного магматизма проявилась в венде и выразилась в становлении одновременно с кимберлитами дайковых тел и диатрем слюдяных пикритов, альнеитов, оливиновых мелилититов, лимбургитов, дамкьернитов.

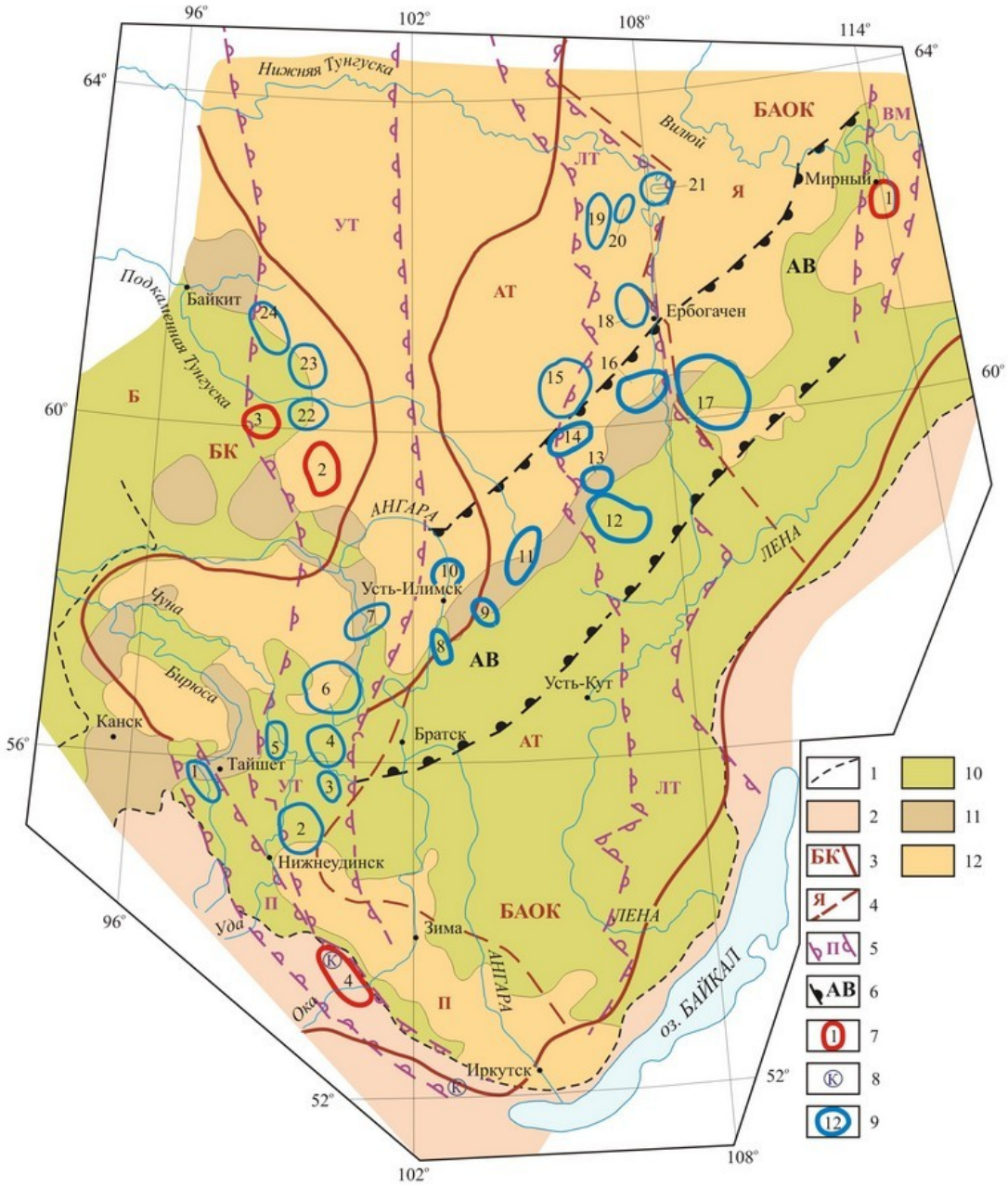


Рис. 4. Расположение алмазоносных минерагенических зон и прогнозируемых площадей на юге Сибирской платформы.

1 – современная граница распространения чехла платформы; *2* – Саяно-Байкальская полициклическая складчатая область; *3* – архейские кратоны Сибирской платформы: Бирюсинско-Ангаро-Оленекский (БАОК), Байкитский (БК); *4* – контуры алмазоносных субпровинций: Якутской (Я), Ангаро-Тунгусской (АТ), Присаянской (П), Байкитской (Б); *5* – алмазоносные минерагенические зоны: Присаянская (П), Удино-Тунгусская (УТ), Лено-Тунгусская (ЛТ), Вилюйско-Мархинская (ВМ); *6* – Ангаро-Вилюйская алмазоносная минерагеническая зона (АВ); *7* –кимберлитовые и лампроитовые поля: *1* – Мирнинское кимберлитовое среднепалеозойское, *2* – Чадобецкое и *3* – Тайгино-Тарыдакское кимберлитовые мезозойские, *4* – Ингашинское лампроитовое верхнепротерозойское; *8* – ультраосновные интрузии и карбонатиты Белозиминского комплекса венда; *9* – прогнозируемые перспективные площади, адекватные кимберлитовому или лампроитовому полю: 1 – Ингашетская, 2 – Тангуй-Удинская, 3 – Андочинская, 4 – Чукшинская, 5 – Бирюсинско-Чунская, 6 – Мурская, 7 – Магдонская, 8 – Илимская, 9 – Тубинская, 10 – Тушамская, 11 – Верхнекатангская, 12 – Чангильская, 13 – Икская, 14 – Немуйская, 15 – Алтыбская, 16 – Ереминская, 17 – Верхнечонская, 18 – Верхнекочемская, 19 – Нижнекочемская, 20 – Верхнеапкинская, 21 – Нижнеапкинская, 22 – Тарыдакская, 23 – Шушукская, 24 – Хушмуканская. Интегрированные контуры геологических образований платформенного чехла: *10* – площади сложенные отложениями рифея – нижнего палеозоя (до силура включительно); *11* – площади распространения образований девона и карбона; *12* – площади, сложенные преимущественно отложениями перми, мезозоя, кайнозоя.

Ранее алмазоносность калиевых мантийных пород была установлена только для среднерифейских лампроитов Ингашинского поля [Егоров и др., 2005]. В 2008 г. в одной из даек лампроитоидов среднепалеозойского возраста бассейна р. Бирюсы после термохимического разложения 25 кг материала пробы класса –0.5 мм извлечены 10 микроалмазов размером 0.1–0.5 мм [Егоров и др., 2010б]. Все кристаллы прозрачны, окрашены в интенсивный желтый, зеленовато-желтый цвет. По кристаллографической форме алмазы относятся к комбинационным кристаллам, морфология которых усложнена сочетанием граней гексаоктаэдров, тетрагексаэдров и куба. Таким образом, лампроитоиды среднего течения р. Бирюсы являются вторым достоверно установленным коренным источником алмазов Восточного Присаянья.

Локальный прогноз коренных источников алмазов относится к группе слаборазработанных проблем, поскольку он содержит геологические факты разной достоверности и зависит от текущей полноты

геологических, геофизических и геохимических данных. На основе новой оригинальной информации по вещественному составу полихронных и разнотипных мантийных пород выделены три вещественно-индикационные петрологические модели коренных источников алмазов в пределах юго-западной части Сибирской платформы.

1. Мезопротерозойские алмазоносные флогопит-оливиновые лампроиты ультраосновного ряда с содержанием оксида титана от 0.92 до 3.89 мас. %. Породы содержат ряд типоморфных минералов, характерных для ультраосновных лампроитов: тетраферрифлогопит (TiO_2 6–8 мас. %, Al_2O_3 5–7 мас. %), прайдерит, баотит, Nb-рутил (Nb_2O_5 до 1.61 мас. %), Mn-ильменит (MnO 2–3 мас. %, примесь Nb_2O_5 до 3.5 мас. %), F-Sr-апатит (SrO 1.5–12.0 мас. %, F 2–4 мас. %), La-Ce рабдофанит (La_2O_3 20–22 мас. %, Ce_2O_3 34–36 мас. %), армолколит (Cr_2O_3 до 0.5 мас. %). Среди барофильных акцессорных минералов установлены алмазы, пиропы ультраосновного и эклогитового парагенезисов. Кроме того, в лампроитах присутствуют хромшпинелиды (Cr_2O_3 до 65.2 мас.%) и хромдиопсиды (Cr_2O_3 до 3.6 мас. %); пикроильменит в породах не обнаружен. Лампроиты характеризуются повышенными концентрациями LILE и отрицательными аномалиями Nb, Ta в спектрах редких элементов. Изотопный состав лампроитов (ε_{Nd} = –9.9 ÷ –3.8; $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ = 0.7044 ÷ 0.7061) указывает на формирование мантийного источника этих пород в обогащенной мантии первого типа (EM-1).

2. Алмазоносные лампроитоиды основного состава, слагающие дайковые тела среднепалеозойского возраста. Лампроитоиды содержат вкрапленники хромистого авгита, хромдиопсида (Cr_2O_3 до 1.2–2.0 мас. %, Na_2O 0.6–1.8 мас. %), измененного оливина и, реже, титан-бариевого флогопита. Среди акцессорных минералов отмечаются микроалмазы, единичные пиропы лерцолитового парагенезиса (Cr_2O_3 не более 3 мас. %), пироп-альмандины, гранаты голдмандит-уваровитового ряда,

хромгроссуляры, хромшпинелиды (Cr_2O_3 40–59 мас. %). Лампроитоиды характеризуются пониженным содержанием TiO_2 (0.55 мас. %), умеренным количеством MgO (12.88 мас. %), повышенным K_2O (более 3.4 мас. %), а также высоким содержанием в них хрома (до 1330 ppm). Особенности распределения редких элементов (отрицательные аномалии Th, U, Nb, Ta) свидетельствуют о выплавлении первичных расплавов из литосферы со следами коровой контаминации. Согласно изотопии (ε_{Nd} = –8.39, $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$ = 0.7086) источник лампроитоидов располагается в поле обогащенной мантии.

3. Неопротерозойские слюдяные кимберлиты, сложенные вкрапленниками измененного оливина, флогопита, кальциевого диопсида и хромдиопсида (Cr_2O_3 1.5–2.5 мас. %). Основная масса породы представлена псевдоморфозами по оливину, лейстами флогопита, микролитами диопсида, шпинелидами и серпентин-карбонатным матриксом. В кимберлите отмечаются редкие зерна пикроильменита, а также манганоильменита с аномально высокими содержаниями оксида марганца (до 17 мас. %). Подобного состава манганоильмениты обнаружены в кимберлитовых дайках Койду (Сьерра Леоне), кимберлитовых трубках района Джуина (Бразилия) и в архангельских кимберлитах. Отсутствие в слюдяных кимберлитах пиропов и алмазов, скорее всего, объясняется недостаточным объемом опробованного материала (первые килограммы) и несовершенной методикой извлечения кристаллов. Слюдяные кимберлиты относятся к низкотитанистому петрогеохимическому типу (0.6–0.7 мас. % TiO_2). Они отличаются отрицательными аномалиями Th, U, Ce и максимумами Ba, Pb, Zr, а также слабодифференцированным спектром распределения HFSE и REE. По изотопии (–9.0 ε_{Nd} и 0.7050 $^{87}Sr/^{86}Sr(t)$) мантийный источник кимберлитов соответствует обогащенной мантии первого типа (EM-1).

Необходимо подчеркнуть, что охарактеризованные петрологические

модели коренных источников алмазов и их минералов-спутников (алмазоносные лампроиты и лампроитоиды, а также слюдяные кимберлиты) юго-западной части Сибирской платформы имеют общие изотопно-геохимические признаки (отрицательные значения ε_{Nd}, древний модельный возраст, источник EM1-типа), резко отличные от слюдяных пикритов и щелочных пород зиминского комплекса Восточного Присаянья.

Существование двух (среднерифейской и среднепалеозойской) эпох тектономагматической активности, сопровождающейся формированием алмазоносных лампроитовых (кимберлитовых) тел в пределах южной окраины Сибирской платформы, подтверждается наличием «древних» докембрийских и фанерозойских типов алмазов в россыпях рек Бирюса и Ингашет. По типоморфизму алмазов из Шелеховской (Ингашетской) россыпи выделяются два их основных коренных источника мантийного типа: а) богатые кимберлитовые тела фанерозойского возраста и б) лампроиты (кимберлиты) с незначительной алмазоносностью докембрийского возраста (рис. 5).

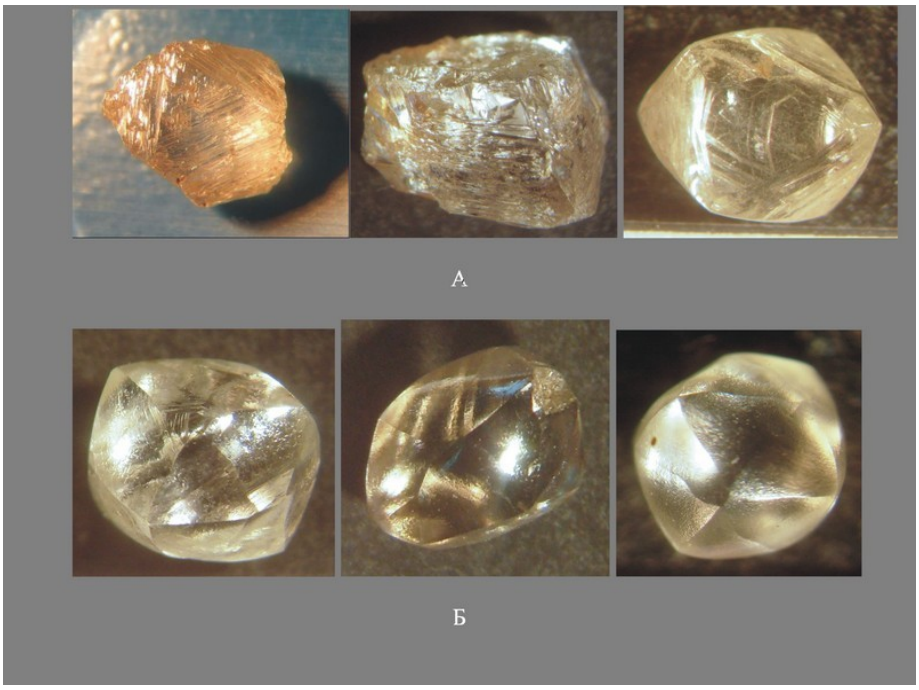


Рис. 5. Морфогенетические особенности алмазов октаэдрического габитуса (фанерозойский высокоалмазоносный кимберлитовый коренной источник) (А) и алмазов додекаэдрического габитуса (докембрийский лампроитовый или кимберлитовый архангельского типа коренной источник) (В) из Шелеховской россыпи.

В пределах Присаянской минерагенической зоны прогнозируются

лампроиты рифейского и среднепалеозойского возраста и выделяются две перспективные площади: Зиминско-Ингашинская и Ингашетская.

Удино-Тунгусская алмазоносная минерагеническая зона пространственно отвечает одноименной мантийно-коровой ослабленной тектонической зоне, которая выявлена по данным глубинных сейсмических зондирований и протягивается в субмеридиональном направлении от р. Уда на юге до р. Нижняя Тунгуска на севере (см. рис. 4). Эта зона пересекает Бирюсинско-Ангаро-Оленекский кратон в южной части, область деструктурированной литосферы в средней и Байкитский кратон в северной части. Повышенная проницаемость литосферы предопределила многочисленные проявления субщелочного магматического комплекса в нижнем мезозое. В Удино-Тунгусской зоне выделяется шесть перспективных площадей: Тангуй-Удинская, Андочинская, Чукшинская, Бирюсинско-Чунская, Муро-Ковинская, Магдонская.

На Тангуй-Удинской площади в верховьях алмазоносной долины р. Тарма в интервалах глубин 30–70 м и 65–109 м среди нижнепалеозойских отложений выявлены небольшие жилообразные тела щелочно-ультраосновных пород, содержащих хромшпинелиды и единичные пиропы дунит-гарцбургитового состава неправильно-угловатой формы размером до 0.8 мм [Егоров и др., 2003а]. В северной части минерагенической зоны располагается Чадобецкое кимберлитовое поле мезозойского возраста.

Важной особенностью минерагенической зоны является приуроченность к ней Чушинской, Тарминской и Тангуй-Удинской россыпей алмазов. В бассейне р. Чукши найдено 103 кристалла, Тангуй-Удинская россыпь алмазов прослежена от устья на 36 км вверх по течению. Всего по бассейну р. Тангуй-Удинский обнаружено 145 кристаллов, средний вес которых составляет 38.7 мг, а вес наиболее

крупного – 476.6. В пределах западной части зоны находки алмазов известны в нижнем течении р. Чуна, в районе устья р. Екунчет и в нижнем течении р. Ужет (левого притока р. Бирюса).

Типоморфные особенности шлихоминералогических ассоциаций тяжелой фракции нижнекарбоновых отложений баероновской свиты, современного аллювия бассейнов Чукши, Тангуй-Удинского, а именно: низкая концентрация индикаторных минералов, их незначительный размер (не более 1.5–2.0 мм), отсутствие пикроильменита, наличие желто-оранжевых гранатов эклогитового парагенезиса дают возможность предположить несколько генетических коренных источников алмаза [Egorov et al., 2001].

В центральной части зоны все известные находки алмазов приурочены к современным русловым отложениям. В аллювии р. Кова найдено 26 кристаллов общим весом 263.5 мг.

В этой части зоны установлены пять разновозрастных промежуточных коллекторов индикаторных минералов кимберлитов: позднедевонский, каменноугольный, пермский, юрский и неоген-четвертичный [Егоров и др., 2002, 2004]. Морфологические особенности алмазов, находки (до весовых) пикроильменита, типохимические особенности хромшпинелидов и пикроильменитов, а также высокая концентрация пиропов, среди которых присутствуют гранаты всех типов глубинных парагенезисов, в т.ч. алмазного дунит-гарцбургитового, указывают на возможный кимберлитовый характер коренных источников. На присутствие кимберлитов могут указывать находки плоскогранных остроребеpных октаэдров, октаэдров с полицентрически растущими гранями, с параллельной штриховкой, ромбододекаэдров с полосами пластической деформации, характерных для Малоботуобинского кимберлитового поля.

Следует отметить, что помимо мантийного геолого-генетического

типа коренных источников алмазов на юго-западе Сибирской платформы возможно присутствие алмазов корового генезиса. В аллювиальных отложениях россыпных проявлений алмазов Удино-Тунгусской минерагенической зоны встречаются кубоиды II разновидности, которые схожи с кристаллами из метаморфических комплексов кумдыкольского типа. Возможно гранаты пироп-гроссуляр-альмандинового состава, хромово-ванадиевые минералы (голдманиты, лавровиты), встречающиеся в россыпных проявлениях, могут быть косвенными минералами-спутниками кубических алмазов [Егоров и др., 2006].

В последнее время на территории Удино-Тунгусской зоны найдены шлакоподобные обломки импактитов (до 10–15 мм), представленные стекловатым матриксом, включающим дендритовидные образования армолколита, обособления кремнийсодержащего титаномагнетита, самородного железа и, редко, самородного алюминия. Локализованный ареал импактитов, приуроченный к Игинтейской купольно-кольцевой морфоструктуре центрального типа, свидетельствует о возможном взрыве крупного космического объекта над территорией юго-западной части Сибирской платформы [Егоров и др., 2010а]. Не исключено, что находки мелких (0.15–0.20 мм) осколков алмазов в пределах водосборных бассейнов рек Игинтей и Талая принадлежат алмазам ударно-метаморфогенной природы.

В Удино-Тунгусской минерагенической зоне прогнозируются коренные источники алмазов кимберлитового и лампроитового типов среднепалеозойского и мезозойского возраста.

Ангаро-Вилюйская алмазоносная минерагеническая зона (см. рис. 4) трассируется одноименным региональным разломом. Зона имеет определенно выраженную структурную позицию, вписывается в контур Непско-Ботуобинского сводового поднятия по поверхности фундамента и трассируется линейным воздыманием (с юго-запада на северо-восток)

поверхности докарбонового цоколя в осадочном чехле. Ограничениями зоны являются протяженные корово-мантийные разломы северо-восточного простирания. Зона характеризуется интенсивно проявленным трапповым магматизмом.

В пределах зоны алмазы установлены в аллювиальных отложениях речных долин: Ангары и ее притоков р. Тушама (24 кристалла), Илим (17 кристаллов), Катанга (23 кристалла) и Непа (73 кристалла). Из индикаторных минералов кимберлитов карбонового, пермского, юрского и современного коллекторов выявлены: пиропы, хромшпинелиды, пикроильмениты и, редко, хромдиопсид.

В Ангаро-Вилюйской минерагенической зоне прогнозируются коренные источники алмазов кимберлитового типа среднепалеозойского возраста и выделяются семь перспективных площадей: Илимская, Верхнекатангская, Тушамская, Тубинская, Икская, Чангильская, Верхнечонская.

Таким образом, на территории Иркутской области (в рамках Ангаро-Вилюйского рудного пояса) выделены перспективные площади (адекватные кимберлитовому или лампроитовому полю) с утвержденными в Министерстве природных ресурсов РФ прогнозными ресурсами категории P_3 в 212 млн карат и минерагеническим потенциалом в 192 млн карат. Приуроченность перспективных площадей нашей области к единой геологической структуре и близкая пространственная связь с промышленными месторождениями алмазов Якутии выдвигают их в разряд наиболее перспективных на территории России.

Прогнозные ресурсы Присаянской алмазоносной минерагенической зоны по категории P_2 и P_3 ожидаемых коренных и россыпных месторождений алмазов увеличены на 21 млн карат, из них Шелеховской (Ингашетской) россыпи – на 3 млн карат. Высокосортные алмазы из Шелеховской россыпи аналогичны ювелирным алмазам из древних

россыпей Урала, и в сопоставимых классах крупности их цена достигает 200–300 дол/кар.

Вышеизложенные научные разработки включены в обоснование прогнозных ресурсов алмазов на территории Иркутской области и в общероссийскую Программу «Алмазы России до 2012 г.». Кроме того, полученные результаты использованы в обосновании перспективности лицензионных площадей и проектах на алмазопоисковые работы четырех инвестиционных компаний, в т.ч. Иркутского филиала «Геологоразведка» совместного российско-канадского ОАО «Сибирские алмазы». Филиал ООО «Геологоразведка» является оператором трех инвестиционных компаний, владеющих семью лицензиями на территории Иркутской области, и выполняет геологоразведочные работы с целью поисков и оценки месторождений алмазов.

Следует отметить, что в пределах Ангаро-Вилюйского рудного пояса структурно-вещественные неоднородности астеносферы и литосферы, составляя геоструктурный каркас алмазоносных минерагенических зон, обусловили пространственную совмещенность зарождающихся в подлитосферной мантии не только алмазоносных кимберлитов (лампроитов), но и эндогенных месторождений благородных и цветных металлов в земной коре [Барышев и др., 2008]. В частности, в Присаянской минерагенической зоне существуют месторождения и проявления редких металлов, золота, меди, свинца, цинка, олова и платины (рис. 6). В Удинско-Тунгусской и Ангаро-Вилюйской зонах известны, прежде всего, месторождения железа, а также проявления золота, олова.

Главные железорудные районы Ангарской провинции, ресурсы которой насчитывают 1.5 млрд тонн, находятся в двух алмазоносных минерагенических зонах [Барышев и др., 2008]. Среднеангарский железорудный район располагается в Удино-Тунгусской минерагенической

зоне, а Ангаро-Илимский и Ангаро-Катский районы – в юго-западном окончании Ангаро-Вилюйской зоны.

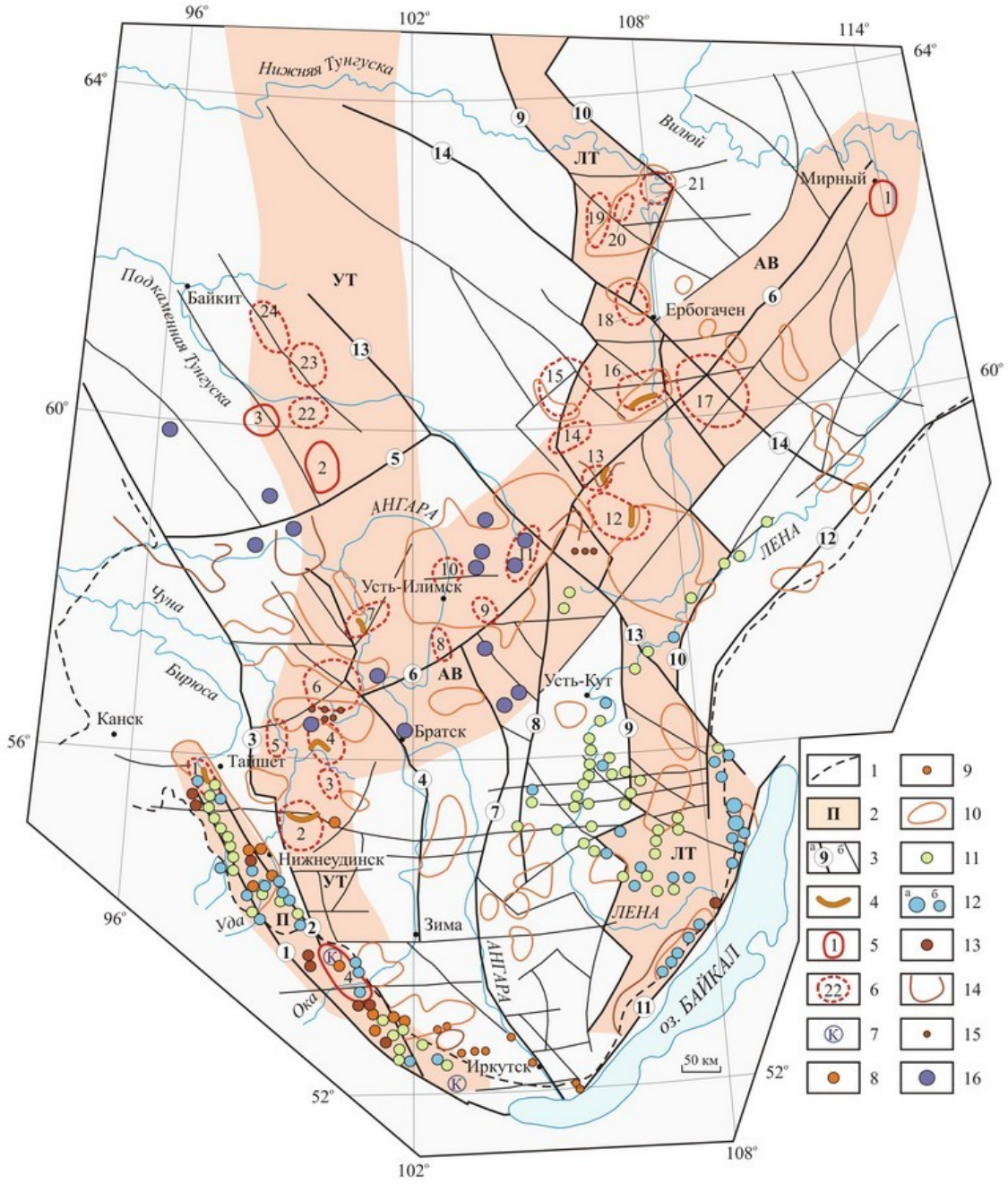


Рис. 6. Распределение месторождений и рудопроявлений различных твердых полезных ископаемых в минерагенических алмазоносных зонах юга Сибирской платформы. *1* – граница распространения осадочного чехла платформы; *2* – минерагенические зоны: Присаянская (П), Удино-Тунгусская (УТ), Ангаро-Вилюйская (АВ), Нижнетунгусская (ЛТ); *3* – глубинные разломы: региональные (а), прочие (б). Региональные разломы: 1 – Главный Саянский, 2 – Бирюсинский, 3 –

Присаяно-Енисейский, 4 – Окино-Вихоревский, 5 – Ангаро-Катангский, 6 – Ангаро-Вилюйский, 7 – Ангарский, 8 – Каймоново-Кутский, 9 – Таймыро-Байкальский (западный), 10 – Таймыро-Байкальский (восточный), 11 – Приморский, 12 – Акиткано-Джербинский, 13 – Байкало-Катангский, 14 – Витимо-Тунгусский; *4* – россыпи алмазов (непромышленные); *5* – кимберлитовые и лампроитовые поля: 1 – Мирнинское, 2 – Чадобецкое, 3 – Тайгино-Тарыдакское, 4 – Ингашинское; *6* – прогнозируемые перспективные площади, адекватные кимберлитовому или лампроитовому полю: 1 – Ингашетская, 2 – Тангуй-Удинская, 3 – Андочинская, 4 – Чукшинская, 5 – Бирюсинско-Чунская, 6 – Мурская, 7 – Магдонская, 8 – Илимская, 9 – Тубинская, 10 – Тушамская, 11 – Верхнекатангская, 12 – Чангильская, 13 – Икская, 14 – Немуйская, 15 – Алтыбская, 16 – Ереминская, 17 – Верхнечонская, 18 – Верхнекочемская, 19 – Нижнекочемская, 20 – Верхнеапкинская, 21 – Нижнеапкинская, 22 – Тарыдакская, 23 – Шушукская, 24 – Хушмуканская; *7* – карбонатиты; *8* – проявления рудного золота; *9* – россыпи золота эксплуатировавшиеся; *10* – контуры шлиховых ореолов золота; *11* – рудопроявления меди; *12* – месторождения (а) и рудопроявления (б) свинца и цинка; *13* – рудопроявления олова; *14* – шлиховые ореолы касситерита; *15* – шлиховые пробы с касситеритом; *16* – промышленные железорудные месторождения (крупные).

Однако их глубинную структурную позицию определяет региональная верхнемантийная неоднородность. Некоторые исследователи [Фон-дер-Флаас, Никулин, 2000] считают, что пространственно железорудные объекты связаны с внутриплатформенными бортами трапповых впадин-синеклиз. Однако следует заметить, что синеклизы формируются над апикальными частями астенолинз. Первопричиной проявления масштабного базитового магматизма и квазисинхронного с ним процесса образования железных руд является Саяно-Тунгусская астенолинза. Реальное существование астенолинзы делает предметной тектономагматическую активизацию и снимает вопросы энергетического обеспечения и рудного вещества. Астенолинза определила термический режим в занимаемом ею геологическом пространстве. В астенолинзе температура на поверхности Мохоровичича составляет 750–850 ^{o}C, а температура солидуса достигается на глубинах 110–120 км и составляет 1200 ^{o}C. В кратонной области, где астеносфера погружается до 200–250 км, температура на подошве земной коры равна 300–400 ^{o}C [Поспеев и др., 1984]. Контур астенолинзы определяет и геологическое пространство, в

котором при наличии других необходимых факторов образуются железорудные месторождения. Астенолинза обусловливает общий флюидопоток в литосфере и земной коре. Концентрация же металлогенных флюидов происходит в зонах повышенной проницаемости литосферы и, прежде всего, в глубинных разломах. В этом аспекте сеть глубинных разломов является распределительной системой для продвижения магматических расплавов и рудоносных флюидов. Следовательно, зоны глубинных разломов представляют собой места наиболее вероятного образования месторождений железа. Положение железорудных объектов Ангарской провинции относительно глубинных разломов наглядно подтверждает это (рис. 7).

Месторождения железа в подавляющем большинстве располагаются в контуре Ангаро-Тунгусской астенолинзы, тяготея к ее краевой части, которая условно очерчена по изогипсе кровли астеносферы – 150 км. Железорудные районы располагаются в узлах пересечения и сочленения глубинных разломов: Ангаро-Илимский железорудный район – в пространстве сочленения Окино-Вихоревского, Каймоново-Кутского и Ангаро-Вилюйского разломов, Ангаро-Катский железорудный район – в восточном углу Катангско-Ковинского блока и ограничивается Ангаро-Вилюйским и Байкало-Катангским разломами, Среднеангарский железорудный район – в северо-западном углу Катангско-Ковинского блока в узле пересечения Ангаро-Катангского и Окино-Вихоревского разломов. Нижнетунгусский железорудный район с востока ограничен Таймыро-Байкальским (восточным) разломом. Нахождение незначительного числа месторождений в кратонной части вполне объяснимо, ибо тектономагматическая активизация охватывала и ее, но уже в значительно ослабленной форме.

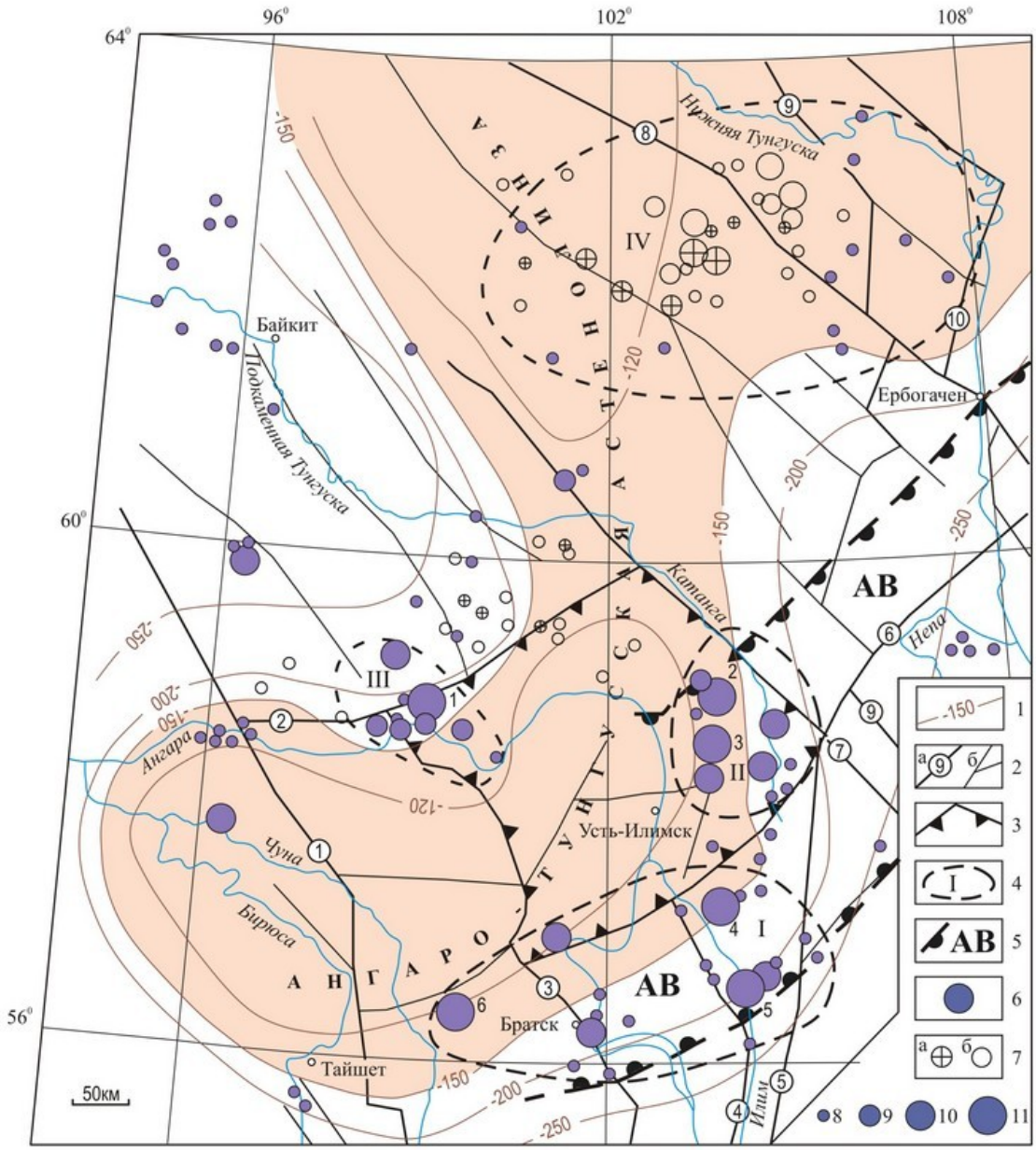


Рис. 7. Положение железорудных объектов Ангарской провинции в глубинной структуре. *1* – изогипсы поверхности астеносферы (в км); *2* –глубинные разломы: региональные (а) и прочие (б). Региональные разломы: 1 – Присаяно-Енисейский, 2 – Ангаро-Катангский, 3 – Окино-Вихоревский, 4 – Ангарский, 5 – Каймоново-Кутский, 6 – Ангаро-Вилюйский, 7 – Байкало-Катангский, 8 – Витимо-Тунгусский, 9 – Таймыро-Байкальский (западный), 10 – Таймыро-Байкальский (восточный); *3* – Катангско-Ковинский интенсивно базифицированный блок; *4* – железорудные районы: I – Ангаро-Илимский, II – Ангаро-Катский, III – Среднеангарский, IV – Нижнетунгусский; *5* – контуры Ангаро-Вилюйской минерагенической алмазоносной зоны; *6* – магнетитовые месторождения Ангаро-Илимского типа (1 – Тагарское, 2 – Нерюндинское, 3 – Копаевское, 4 – Рудногорское, 5 – Коршуновское, 6 – Октябрьское); *7* – геофизические аномалии: с выходами руды (а), без рудных выходов (б); *8-11* – запасы

магнетитовых руд железорудных месторождений вместе с прогнозными в млн т: *8* – от 100 до 200, *9* – от 200 до 400, *10* – от 400 до 800, *11* – от 800 и более.

Следует отметить, что в Ангаро-Вилюйской и Удино-Тунгусской минерагенических зонах имеются все структурные и магматические предпосылки для образования сульфидных медно-никелевых месторождений.

Заключение

Проведение поисков алмазов и сопутствующих видов минерального сырья в пределах Ангаро-Вилюйского рудного пояса (в т.ч. в зоне влияния трубопроводной системы Восточная Сибирь (г. Тайшет) – Тихий океан (Бухта Перевозная) и транспортной магистрали Иркутская область – Якутия) позволит решить ряд первоочередных задач, значимых для социально-экономического развития Иркутской области, а именно: привлечение инвестиций в регион, сохранение и увеличение количества рабочих мест в организациях геологической и горно-промышленной отраслей, увеличение доходной части областного бюджета.

Расширение минерально-сырьевой базы Иркутской области за счет вовлечения в эксплуатацию различных видов полезных ископаемых, обладающих ценными технологическими и потребительскими свойствами, не только способно поддержать экономический потенциал региона, но и может послужить дополнительной основой для перехода к устойчивому развитию в будущем. Концентрированное расположение осваиваемых и подготовленных к освоению месторождений, находящихся в пределах перспективных площадей на иные полезные ископаемые, делают реальным появление на территории области новых крупных горнодобывающих комплексов России.

ЛИТЕРАТУРА

Ангаро-Вилюйский рудный пояс Сибирской платформы / М.М. Одинцов, В.Г. Домышев, Л.Г. Страхов и др. Новосибирск: Наука, 1980. 109 с.

Барышев А.С., Егоров К.Н., Кошкарев Д.А. Алмазоносные субпровинции, зоны и прогнозные площади юга Сибирской платформы // Отечественная геология. 2008. № 3. С. 22–29.

Барышев А.С., Егоров К.Н., Скрипин А.И., Секерин А.П., Галенко В.П. Перспективы открытия промышленных месторождений алмазов на юге Сибирской платформы // Разведка и охрана недр. 2004. № 8–9. С. 8–17.

Егоров К.Н., Андрющенко Л.Г., Карнаушенко М.Г. Первая находка импактитов новой астроблемы на юго-западе Сибирской платформы // Доклады РАН. 2010а. Т. 432. № 6. С. 787–791.

Егоров К.Н., Денисенко Е.П., Меньшагин Ю.В., Кошкарев Д.А. Новое проявление щелочно-ультраосновных пород на юге Сибирской платформы // Доклады РАН. 2003а. Т. 390. № 1. С. 542–547.

Егоров К.Н., Зинчук Н.Н., Мишенин С.Г., Серов В.П., Секерин А.П., Галенко В.П., Денисенко Е.П., Барышев А.С., Меньшагин Ю.В., Кошкарев Д.А. Перспективы коренной и россыпной алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы // Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании "АЛРОСА": современное состояние, перспективы, решения. Мирный: Мирнинская типография, 2003б. С. 50–85.

Егоров К.Н., Киселев А.И., Меньшагин Ю.В., Минаева Ю.А. Лампроиты и кимберлиты Присаянья: состав, источники, алмазоносность // Доклады РАН. 2010б. Т. 435. № 6. С. 791–797.

Егоров К.Н., Кошкарев Д.А., Зинчук Н.Н. Минералогия россыпных проявлений алмазов Ангаро-Удинского междуречья юга Сибирской

платформы // Записки Всероссийского минералогического общества. 2006. № 2. С. 1–15.

Егоров К.Н., Меньшагин Ю.В., Секерин А.П. Новые данные по минералогии осадочных коллекторов алмазов юго-западной части Сибирской платформы // Доклады РАН. 2002. Т. 382. № 4. С. 45–48.

Егоров К.Н., Мишенин С.Г., Меньшагин Ю.В., Секерин А.П. Кимберлитовые минералы из нижнекарбоновых отложений Муро-Ковинского алмазоносного района // Записки Всероссийского минералогического общества. 2004. № 1. С. 32–40.

Егоров К.Н., Соловьева Л.В., Ковач В.П. Секерин А.П., Меньшагин Ю.В. Минералогические и изотопно-геохимические характеристики алмазоносных лампроитов Присаянья // Доклады РАН. 2005. Т. 403. № 3. С. 373–377.

Месторождения алмазов СССР / Б.М. Владимиров, Ю.М. Дауев, Б.М. Зубарев и др. В двух книгах. Кн. 1. М.: ЦНИГРИ, 1984. 242 с.

Михаил Михайлович Одинцов. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2001. 174 с.

Одинцов М.М. Минеральные ресурсы Восточной Сибири. Иркутск: Иркутское областное изд-во, 1940. С. 107–108.

Одинцов М.М. К геологии медных и свинцовых руд нижнего палеозоя Иркутского амфитеатра (Восточная Сибирь) // Записки Всесоюзного минералогического общества. 1948. Ч. 77. № 4. С. 307–313.

Одинцов М.М. Материалы по геологии и алмазоносности Сибирской платформы // Труды Восточно-Сибирского филиала СО АН СССР. Серия геологическая. 1958. Вып. 14. С. 37–75.

Одинцов М.М. Основные закономерности размещения полезных ископаемых на Сибирской платформе // Развитие производительных сил Восточной Сибири. Геологическое строение. М.: Госгеолтехиздат, 1960. С. 44–55.

Одинцов М.М. Геологические предпосылки и перспективы

алмазоносности юго-западной части Сибирской платформы // Советская геология. 1965. № 5. С. 71–82.

Одинцов М.М. К проблеме структурно-металлогенического районирования юга Восточной Сибири // Геология и геофизика. 1972. № 6. С. 15–29.

Одинцов М.М. Минерально-сырьевые ресурсы Восточной Сибири и перспективы их развития // Известия Восточно-Сибирского отделения географического общества СССР. 1976. Т. 69. С. 33–45.

Одинцов М.М. Бухаров А.А. Минеральные ресурсы зоны БАМ // Вестник АН СССР. 1975. № 9. С. 44–49.

Одинцов М.М. Формирование и эндогенное оруденение Тунгусской структурно-вулканической области Сибирской платформы в мезозойский тектогенез Восточной Азии // Корреляция эндогенных процессов Восточной Сибири. М.: Наука, 1980. С. 28–45.

Одинцов М.М. Проблемы геологии и природные ресурсы Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986. 260 с.

Одинцов М.М., Владимиров Б.М., Рассказчиков А.Н., Твердохлебов В.А. Общие черты геологической истории запада Африканской и Сибирской платформ // Геология и геофизика. 1970. № 1. С. 50–56.

Одинцов М.М., Домышев В.Г. Ангаро-Вилюйский рудный пояс (к металлогении Сибирской платформы) // Геология и геофизика. 1977. № 1. С. 3–15.

Одинцов М.М., Сериков А.П. Промышленные перспективы месторождений Ленских медистых песчаников // Очерки по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири. Иркутск: Иркутское областное изд-во, 1947. С. 26–28.

Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 179 с.

Одинцов М.М., Файнштейн Г.Х. Основные черты алмазоносности

Сибирской платформы // Совещание по геологическому строению и минеральным ресурсам Сибирской платформы. Вып. 3. Иркутск: Иркутское книжное изд-во, 1960. С. 53–59.

Одинцов М.М., Флоренсов Н.А., Хренов П.М. Некоторые геологические закономерности размещения полезных ископаемых на юге Восточной Сибири // Известия Восточно-Сибирского филиала АН СССР. 1957. № 2. С. 29–42.

Поспеев В.И., Ипатьев С.Н., Кильдюшевская О.М. Глубинные электромагнитные исследования южной части Восточной Сибири // Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1984. С. 137–141.

Файнштейн Г.Х. За нами встают города. Иркутск: Восточно-Сибирское кн. изд-во, 1988. 97 с.

Фон-дер-Флаас Г.С., Никулин В.И. Атлас структур рудных полей железорудных месторождений. Иркутск: Изд-во Иркутского государственного университета, 2000. 185 с.

Egorov K.N., Menshagin Yu.V., Sekerin A.P., Koshkarev D.A. On the problem of primary diamond sources of the South-Western Siberian platform // Revista Brasileira de geociencias. 2001. V. 31(4). № XXX–YYY. P. 163–167.

ЗАДАЧИ ИЗУЧЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В XXI ВЕКЕ

Ф.А. Летников

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail:letnikov@crust.irk.ru

Кроме публикаций М.М. Одинцова уже по истечении нескольких десятков лет, я вспоминаю беседы на геологические темы, которые протекали в его окружении иногда и в неформальной обстановке, как мы тогда говорили: “За кружкой чая”. Особенно памятной была такая беседа в номере М.М. Одинцова в Москве, в гостинице “Якорь” (бывшей тогда, до строительства гостиницы “Академическая”, “Домом приезжающих ученых”) в начале 70-х годов. Беседа затянулась далеко за полночь и была весьма интересной. К этому времени я в 1972 г. защитил докторскую диссертацию “Гранитоиды глыбовых областей” и в большом объеме “перелопатил” геологические материалы по гранитоидам в срединных докембрийских массивах, которые иногда относили к так называемым “глыбам”, поскольку, как правило, они размещались в обрамлении завершенных и незавершенных каледонид.

В беседе, кроме М.М. Одинцова, принимали участие выдающиеся геологи Н.А. Флоренсов, В.П. Солоненко и знаток геологии докембрия и гранитоидного магматизма в докембрии Канады и Финно-Скандинавии К.О. Кратц. И сегодня, в начале XXI века, я в полной мере осознал насколько далеко смотрели эти геологи, ибо мы обсуждали в большей мере последокембрийский этап эндогенной активизации именно Сибирской платформы.

К.О. Кратц сразу заявил: “Сибирской платформе в отличие от Африки, Австралии, Канады не повезло – они перекрыты мощным чехлом осадочных пород, а Сибирская платформа и траппами, что не дает нам возможности в полной мере оценить характер и масштабы эндогенных процессов и особенно гранитоидного магматизма в докембрийском цоколе Сибирской платформы”. Особенно наглядным было сопоставление с докембрием Африки, особенно с Мозамбикским прогибом, в котором проявился грандиозный по масштабам процесс термальной активизации, гранитизации, формирования гранитоидов, пегматитов и разнообразных, большей частью редкометальных месторождений. К сожалению, докембрийский цоколь Сибирской платформы был от нас закрыт и редкие выступы докембрийского основания Сибирской платформы, обнажавшиеся по ее периферии, однозначно указывали на значительные масштабы послекембрийской эндогенной магматической и флюидной активизации цоколя и чехла Сибирской платформы.

Значительным шагом в этом направлении можно считать работы Л.В. Витте, обобщившей громадный фактический материал по геофизическим съемкам. Из анализа собранных данных следовало, что некоторые гравитационные и магнитные аномалии, трассирующие гранитогнейсовые купола, прослеживаются и на Сибирской платформе. К сожалению, впоследствии эти работы продолжены не были.

Значительным шагом в познании роли процессов эндогенной активизации осадочного чехла Сибирской платформы явились работы Г.Д. Феоктистова, оценившего степень воздействия трапповых силлов не только на осадочные породы, но и на скопления углеводородов в этих породах. Эти исследования необходимо продолжить на более высоком современном уровне, исследуя возможные варианты образования рудных скоплений в ореолах термального воздействия траппов, особенно на соленосные толщи, столь широко развитые на всей Сибирской платформе, и, по данным С.В. Алексеева, являющиеся потенциальными источниками лития.

Особое внимание заслуживает детальное комплексное изучение выделенного в свое время С.М. Замараевым так называемого Краевого прогиба, протягивающегося почти на 1000 км вдоль границы платформы и складчатого обрамления. В нем достаточно велики перспективы обнаружения крупных и богатых месторождений золота, марганца, флюорита и полиметаллов. Настало время ревизии на полезные ископаемые всех пограничных структур

подобного типа по обрамлению Сибирской платформы. В равной мере в этом плане заслуживает внимания Анабарский щит и его обрамление, сложенное породами чехла.

Иными словами, сумма накопленных к началу XXI века сведений требует новых подходов к оценке минеральных ресурсов Сибирской платформы и особенно ее пограничных областей.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант № 11-05-00628-а) и Программы поддержки ведущих научных школ НШ-7422.2010.5).

ПРИЧИНЫ ВАРИАЦИЙ АЛМАЗОНОСНОСТИ КИМБЕРЛИТОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ В ФАНЕРОЗОЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ НАРАЩИВАНИЯ СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ СИБИРСКОЙ АЛМАЗОДОБЫВАЮЩЕЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ.

Н.П. Похиленко

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: chief@igm.nsc.ru

Крупные коренные месторождения алмазов Сибирской платформы, открытые в середине 50-х годов прошлого столетия составили базу отечественной алмазодобывающей промышленности, и роль М.М. Одинцова в этом открытии общепризнанна. Комплексные исследования ксенолитов мантийных пород, а также ассоциаций мантийных минералов в кимберлитах дали прямую информацию о составе, строении и эволюции литосферной мантии древних платформ. Особое внимание было уделено изучению связи алмазоносности кимберлитов с особенностями строения и характером эволюции находящихся под ними блоков литосферной мантии. В частности, для сибирских кимберлитов было показано, что характер и интенсивность процессов метасоматических преобразований корневых частей литосферной мантии, связанных с воздействием на подошву литосферы сибирского суперплюма на границе пермского и триасового периодов, оказывали определяющее воздействие на алмазоносность разновозрастных кимберлитов. Именно с грандиозным по масштабам воздействием сибирского суперплюма на литосферную мантию Сибирской платформы связывается уничтожение слоя ультрадеплетированных алмазоносных гарцбургит-дунитов и существенное утонение (на 70-100 км) мощности литосферы. Отсутствие крупных или средних месторождений алмазов, сложенных кимберлитами мезозойского цикла внедрения, связывается с описанной выше модификацией строения и состава литосферной мантии. Анализ закономерностей размещения алмазных месторождений показал общий характер их приуроченности к блокам наиболее древней (архейской) стабилизации, однако распределение алмазоносных кимберлитов в пределах таких блоков имеет достаточно сложный характер. К примеру, установлен ряд исключений, когда высокоалмазоносные породы (лампроиты и реже кимберлиты) выходят за границы блоков с архейским возрастом стабилизации.

Основные практические результаты проведенных ранее прогнозно-поисковых работ на алмазы на территории Сибирской платформы были получены в период 50-60-х годов прошлого века, когда были открыты известные гигантские и крупные месторождения. Последние открытия крупных коренных месторождений алмазов были сделаны в середине 70-х (трубка Комсомольская – 1974 г.; трубка Юбилейная – 1975 г.) и середине 90-х годов (трубка Ботуобинская – 1994 г.; трубка Нюрбинская – 1996 г., трубка Майская – 2008 г.). В целом, начиная с середины 70-х годов, в пределах Сибири было выявлено несколько десятков трубочных тел, сложенных кимберлитами, либо родственными им породами, однако, помимо упомянутых выше трех трубок, все остальные по низкому содержанию, качеству алмазов и горно-геологическим условиям не могут быть вовлечены в рентабельную эксплуатацию в обозримом будущем. Начиная с 1996 года по настоящее время, несмотря на весьма интенсивные поисковые работы и значительные затраты на их проведение (более 1,5 млрд. долларов США), новых крупных или средних коренных месторождений алмазов на территории Сибирской платформы не выявлено. В то же время результаты проведенных в период 2006-2011 гг. на территории Сибирской платформы рядом организаций СО РАН, МПРЭ, Роснедра, АК «АЛРОСА», ОАО «Нижне-Ленское» ревизионно-оценочных и прогнозно-поисковых работ однозначно указывают на высокие перспективы выявления новых крупных источников алмазов в пределах большого количества (~20) конкретных участков платформы.

О ПЕРСПЕКТИВАХ ОБНАРУЖЕНИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ В ЗАПАДНОЙ ЯКУТИИ

М.И. Лелюх, А. В. Герасимчук, В. П. Серов

Акционерная компания «АЛРОСА» (ОАО)

В пределах Сибирской платформы выделяются стабильные блоки, в тектоническом отношении благоприятные на выявление месторождений алмазов кимберлитового генезиса. В минерагеническом плане они представляют Якутскую (ЯАП), Тунгусскую (ТАП) и Алданскую (ААП) алмазоносные провинции, отличающиеся содержанием, типоморфными и другими особенностями алмазов и их минералов-спутников [1]. ЯАП характеризуется наличием коренных месторождений, высококонтрастных ореолов индикаторных минералов кимберлитов (ИМК) и промышленных россыпей алмазов, объединенных в рудно-россыпные и россыпные узлы и поля, а также многочисленных ореолов минералов-спутников и находок алмазов, не привязанных к коренным источникам. ТАП отличается широким распространением слабоконтрастных ореолов ИМК и непромышленных россыпей алмазов. Рудно-россыпные и россыпные узлы и поля здесь отсутствуют, имеются единичные минералогические аномалии, наблюдаемые в пределах трех известных непродуктивных кимберлитовых полей и на отдельных узколокальных участках, требующих подтверждения. ААП при современном состоянии изученности малоинформативна в минералогическом отношении. Здесь обнаружены единичные находки алмазов, как правило, не подтверждаемые при ревизионном опробовании, а также слабоконтрастные ореолы ИМК в пределах известных полей кимберлитов и кимберлитоподобных пород и на некоторых локальных участках.

Основная база алмазодобычи России связана с Якутской алмазоносной провинцией, занимающей почти всю территорию Западной Якутии (840 тыс. кв. км из 1 млн. кв. км). За время алмазопоисковых работ пределах ЯАП открыто более 1000 кимберлитовых тел (трубки, дайки, жилы), которые сгруппированы в 26 полей. Около 20 тел представляют собой коренные месторождения алмазов, 8 из которых разрабатываются в настоящее время.

Результаты комплексного изучения типоморфных особенностей алмазов из всех коренных источников и разновозрастных коллекторов ЯАП позволили выделить [2] четыре основных типа первоисточников: кимберлитовый высокоалмазоносный - I, кимберлитовый убогоалмазоносный - II, невыясненного - III и импактного - IV генезиса.

I тип первоисточников, характеризуется, в основном, резким преобладанием ламинарных кристаллов октаэдрического, ромбододекаэдрического и переходного между ними габитусов, серых кубов и равномерно окрашенных в желтый цвет кубоидов.

Первоисточники II типа отличаются преобладанием додекаэдроидов с шагренью и полосами пластической деформации жильного типа, округлых алмазов уральского (бразильского) типа и присутствием бесцветных кубоидов.

Кристаллы III типа первоисточников представлены, в основном, графитизированными ромбододекаэдрами, а также сложными двойниками и сростками, додекаэдроидами с легким изотопным составом углерода и равномерноокрашенными кубоидами с изотопным составом углерода промежуточного состава, образующими ассоциацию алмазов «эбеляхского» типа.

Для IV типа первоисточников характерны поликристаллы типа карбонадо с примесью гексагональной модификации углерода - лонсдейлита (якутит).

Минералогическое районирование ЯАП, выполненное на основе этой классификации, позволяет довольно уверенно разделить ее на две алмазоносные субпровинции - Центрально-Сибирскую (ЦСС) и Лено-Анабарскую (ЛАС). ЦСС охватывает центральную и южную части ЯАП и характеризуется проявлением высокоалмазоносного кимберлитового магматизма среднепалеозойского возраста. Субпровинция включает пять алмазоносных районов: Мало-Ботуобинский, Моркокинский, Далдыно-Алакитский, Средне-Мархинский и

Муно-Тюнгский. Особенностями алмазов отдельных районов ЦСС является различное соотношение кристаллов октаэдрического и ромбододекаэдрического габитусов при низком (не более 10%) содержании округлых алмазов уральского типа и кубоидов. Алмазы III типа, преобладающие в россыпях северо-востока Сибирской платформы, в ЦСС практически не встречаются.

ЛАС охватывает северо-восточную часть Сибирской платформы. Она отличается от ЦСС не только низким уровнем алмазоносности кимберлитов, но и многими другими параметрами: вещественным составом кимберлитов, соотношением в них глубинных ксенолитов, морфологией кимберлитовых тел, наличием родственных пород и прочими. Здесь находятся современные богатые россыпи алмазов Анабарского района, разрабатываемые промышленностью. В целом, алмазы из россыпей ЛАС сравнительно однообразны. Они характеризуются высоким содержанием (до 40-50%) индивидов III типа - невыясненного генезиса с превалированием кристаллов кубического и тетрагексаэдрического габитусов, полуокруглых октаэдроидов, сложно деформированных двойников и сростков додекаэдроидов, а также округлых алмазов. Содержание алмазов I разновидности обычно не превышает 10%. При этом алмазы из известных кимберлитовых трубок северо-востока Сибирской платформы (Верхнемоторчунское, Куойкское, Чомурдахское, Лучаканское, Омонос-Укукитское и Куранахское кимберлитовые поля) по типоморфным особенностям резко отличаются от кристаллов из россыпей данного региона, а их присутствие в значительном количестве в аллювии обнаруживается только в редких случаях на расстоянии первых километров от трубок. Этот факт свидетельствует о собственных, пока не открытых, коренных источниках алмазов, послуживших первоисточниками для северных россыпей ЯАП.

Районирование ЯАП по условиям поисков показывает, что для продуктивных на алмазы коренных источников среднепалеозойского возраста около 35% территории провинции является открытой. При достигнутом высоком уровне изученности они вряд ли могут представлять интерес для поисков коренных источников, аналогичных известным высокопродуктивным месторождениям ЦСС. Закрытые и полузакрытые территории занимают 65% площади провинции. Из них около 40% приходится на площади, которые находятся за порогом экономической целесообразности поисков среднепалеозойских месторождений. Максимального внимания при планировании и проведении прогнозно-поисковых работ заслуживают закрытые и частично открытые территории с мощностью перекрывающего комплекса, не превышающей 150-200 м, которые составляют чуть больше 25% площади провинции; из них примерно половина приходится на площади с широким развитием пород трапповой формации, неблагоприятных в поисковом отношении.

В настоящее время на фоне позитивной динамики запасов имеет место и негативная характеристика в их структуре по соотношению руд, предназначенных для открытой и подземной отработки. Именно это обстоятельство, прежде всего, требует интенсификации поисковых работ на территории Западной Якутии с целью открытия высокопродуктивных коренных месторождений алмазов, предназначенных для открытой разработки. Поэтому в АК «АЛРОСА» (ОАО) разработана специальная программа развития ГРР до 2018 года [3]. Основные ее направления и показатели позволят укрепить МСБ алмазов Западной Якутии как наиболее важного алмазоносного региона Якутии и России.

Литература

1. Горев Н.И., Герасимчук А.В., Коптиль В.И., Манаков А.В. Сибирская платформа: особенности строения, алмазоносность // Современные проблемы геологии и разведки полезных ископаемых. Материалы Международной конференции. Томск. 2010. С. 40-46.

2. Зинчук Н.Н., Коптиль В.И. Типоморфизм алмазов Сибирской платформы. Москва, Недра, 2003. 603 с.

3. Лелюх М.И., Серов В.П., Герасимчук А.В. Ресурсная база алмазодобычи в Западной Якутии: прогнозная оценка, направления геологоразведочных работ, поисковые технологии в новых условиях // Труды научно-практической конференции «Создание новых горнорудных районов в Сибири и на Дальнем востоке: проблемы и пути решения. М.:ФГУП «ВИМС». 2011. С. 144-147.

МОДЕЛЬ ТРАНСФОРМАЦИИ АНГАРИДЫ В ЛАВРАЗИЮ

Н.И. Акулов

Учреждение Российской академии наук. Институт земной коры СО РАН,
г. Иркутск, e-mail: akulov@crust.irk.ru

Моделирование процессов дрейфа континентов в прошлом – одна из наиболее актуальных и сложных проблем современной геологии. Глобальным фанерозойским реконструкциям посвящены работы А.Н. Храмова и В.И. Устрицкого [1], К. Скотеза и В. Керроу [2], Д.М. Печерского и А.Н. Диденко [7], К. Скотеза [3], Т. Торвика [4], М. Сметарса с соавторами [8], Д.В. Метелкина с коллегами [6] и многих других. Все эти исследования проведены в основном по палеомагнитным данным. Реконструкции траекторий кажущегося движения полюсов для различных континентов, отражающие последовательность дрейфа континентов по астеносфере во времени, гармонично сочетаются и дополняют друг друга. Проведенные автором исследования позволили, основываясь на литологических и палеонтологических индикаторах палеоклимата, а также данных фациального анализа, построить серию литолого-палеогеографических карт для различных временных срезов существования древнего материка – Ангариды [9-11]. В связи с этим основной целью доклада является попытка связать литолого-палеогеографические реконструкции, выполненные автором с палеомагнитно-палеогеографическими реконструкциями, вышеперечисленных авторов, и проследить последовательность трансформации Ангариды в Лавразию.

Ангарида стала преемницей древнего континента Сибири (Siberia), на основе которого происходило ее становление. В конце позднего силура, а возможно, начале раннего девона, на Сибирском кратоне началась тектономагматическая активизация, обусловившая воздымание фундамента Сибирской платформы и проявление магматизма различного состава и глубинности. Это вызвало крупномасштабную регрессию, что привело к образованию устойчивой области суши, которая постепенно увеличиваясь в размерах, просуществовала до настоящего времени. Многочисленные коллизии Ангариды с другими материками обусловили ее существование вначале в составе континентов Уралиды, Каразии, а затем Лавразии.

Наиболее наглядные и впечатляющие палеомагнитно-палеогеографические модели дрейфа континентов были разработаны К. Скотезом [3]. Некоторые из них можно увидеть на сайте C.R. Scotese (http://sbmg.geol.msu.ru/sbor/scotese). Его реконструкции раннедевонской, позднедевонской, раннекаменноугольной, позднекаменноугольной и позднетриасовой эпох взяты за основу для увязки с результатами литолого-палеогеографических построений.

Итак, в раннедевонскую эпоху во времена пражского века на территории Северного полушария Земли активная экзогенная деятельность происходила на вновь образованных континентальных пространствах Ангариды. Со всех сторон она омывалась морями Панталасского океана. С юга ее окружали такие континенты, как Кара [6], Казахстания, а в районе экватора располагалась Балтика, входившая в состав северной части величественного материка – Еврамерика. Восточнее Балтики находился континент – Северный Китай. Динамическое развитие этих пяти континентов в дальнейшем способствовало образованию Лавразии.

В позднедевонскую эпоху (фаменский век) к Ангариде, продолжающей поступательно продвигаться к Северному полюсу, почти вплотную придвинулся микроконтинент Кара (рисунок 1). Он двигался не только поступательно, но и вращался вокруг своей оси против часовой стрелки, в то время как сама Ангарида вращалась вокруг своей оси по часовой стрелке [7]. С юга Кару подпирал континент Казахстания. На Ангариде в это время активизировался кимберлитовый магматизм, единичные проявления которого происходили и в раннедевонскую эпоху. Геологами – «алмазниками» выявлено 15

кимберлитовых полей: Мало-Ботуобинское, Алакитское, Далдынское, Верхнемунское, Чомурдахское, Западно-Укукитское, Восточно-Укукитское, Огонер-Юряхское, Мерчимденское, Молодинское, Толуопское, Кокуйское, Среднекуонапское, Эбеляхское и Томторское. Все они располагались в пределах Анабарской равнины и Анабарского плато.

В раннекаменноугольную эпоху, в турнейском веке произошло незначительное сокращение площади Ангариды за счет трансгрессии Таймырского и Верхоянского морей. Микроконтинент Кара существенно удалился к западу от Ангариды, на которой сформировался целый ряд палеобассейнов континентального литогенеза: Ангаро-Тунгусский, Ичодинский, Канско-Тасеевский и другие.

Позднекаменноугольная эпоха (гжельский век) ознаменовалась аккрецией Ангариды с Казахстанией и Уралом. Образовался новый континент – Уралида. На территории самой Ангариды произошло заложение гигантской по своим размерам Тунгусской синеклизы, в пределах которой господствовали озерно-болотные условия осадконакопления. Формировались мощные толщи торфяников, послуживших основой для образования пластов каменного угля Тунгусского угольного бассейна.

В позднепермскую эпоху (татарский век) Уралида воссоединилась с микроконтинентом Кара и образовался континент называемый нами Каразия (Кара и Азия). Важно отметить, что синхронно с этим происходило постепенное отделение Балтики от Еврамерики, после чего Балтика начала продвигаться в меридиональном направлении к Ангариде, которая замедлила свое движение вследствие своего разрастания.

В позднетриасовую эпоху (норийский век) произошла аккреция Ангариды с Балтикой и Северным Китаем и образовался новый континент – Лавразия, окруженный многочисленными морями, входившими в состав Панталасского океана и океана Палеотетис (рисунок 2).

Проведенное исследование позволило построить наглядную модель трансформации Ангариды через Уралиду и Каразию в Лавразию и установить ее место в общем процессе дрейфа континентов.

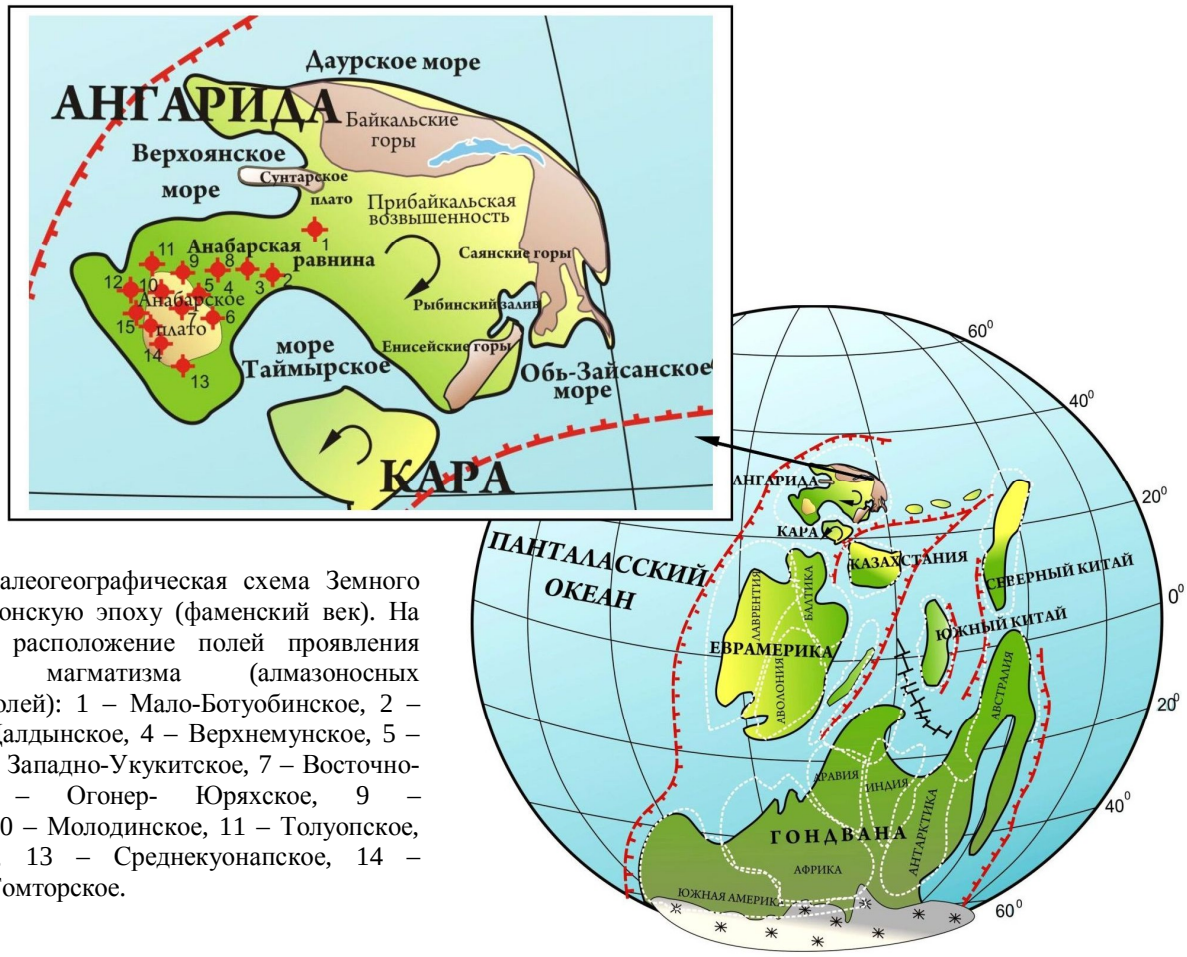


Рис. 1. Палеогеографическая схема Земного шара в позднедевонскую эпоху (фаменский век). На врезке отражено расположение полей проявления ультраосновного магматизма (алмазоносных кимберлитовых полей): 1 – Мало-Ботуобинское, 2 – Алакитское, 3 – Далдынское, 4 – Верхнемунское, 5 – Чомурдахское, 6 – Западно-Укукитское, 7 – Восточно-Укукитское, 8 – Огонер- Юряхское, 9 – Мерчимденское, 10 – Молодинское, 11 – Толуопское, 12 – Кокуйское, 13 – Среднекуонапское, 14 – Эбеляхское, 15 – Томторское.

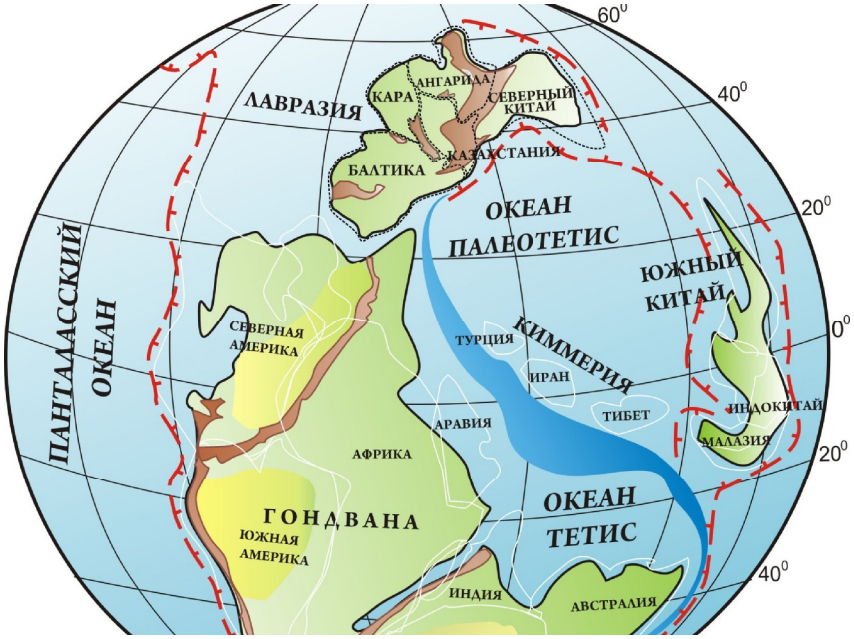


Рис. 2. Палеогеографическая схема Земного шара в позднетриасовую эпоху (норийский век). Ангарида в составе Лавразии.

Литература

1. Khramov A.N., Ustritsky V.I. Paleopositions of some northern Eurasian tectonic blocks: paleomagnetic and paleobiologic constraints // Tectonophysics. 1990, N 184. P. 101-109.

2. Scotese C.R.,McKerrow W.S. Revised world map and introduction / Scotese C.R., McKerrow W.S. (Eds.). Paleozoic Paleogeography and Biogeography. Geological Society. Memoir. London. 1990. Vol. 12. P. 1-21.

3. Scotese C.R. Paleogeographic Atlas. PALEOMAP Progress Report 90-0497. Department of Geology. University of Texas at Arlington. Arlington, 1997. TX. 45 pp.

4. Torvic T.H. Paleozoic Paleogeography: a North Atlanti viewpoint. GFF. 1998, N 120. P. 109-118.

5. Cocks L.R.M. The Early Paleozoic geography of Europe // J. Geol. Soc. 2000, N 157. Pp. 1-10.]

6. Metelkin D.V., Vernikovsky V.A., Kazansky A.Y., Bogolepova O.K., Gubanov A.P. Paleozoic history of the Kara microcontinent and its relation to Siberia and Baltica: Paleomagnetism, paleogeography and tectonics // Tectonophysics. 2005, N 398. P. 199-224.

7. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан; петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: Изд-во ОиФЗ РАН, 1995. 298 с.

8. Smethurst M.A., Khramov A.N., Torsvik T.H. The Neoproterozoic and Paleozoic paleomagnetic data for the Siberian platform: from Rodinia to Pangea // Earth Science Reviews. 1998, Vol. 43. P. 1-24.

9. Акулов Н.И. Палеогеография и условия накопления девонских осадков на юге Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т. 12, № 3. С. 26-39.

10. Акулов Н.И. Палеогеография и условия накопления каменноугольных отложений на юге Сибирской платформы // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2005. Т.13, № 6. С. 37-50.

11. Акулов Н.И.Осадочные бассейны Ангариды. Новосибирск: ГЕО. 2010. 222 с.

ДИАТРЕМОВЫЙ МЕТАСОМАТИЗМ И СООТНОШЕНИЯ ТРАППОВОГО, КИМБЕРЛИТОВОГО И ЩЁЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА НА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЕ

А.А. Амиржанов

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: amir@crust.irk.ru

Как показано ранее, образование железорудных месторождений Ангарской рудной провинции, на базе которых на севере Иркутской области функционируют ряд эксплуатируемых карьеров (гг. Железногорск-Илимский, Рудногорск) и Коршуновский горно-обогатительный комбинат, связано со становлением глубинных щелочно-ультраосновных комплексов (ЩУОК). Рудами является одна из поздних фаз, а именно магматиты фоскоритовой серии, главным образом апатит-форстерит-магнетитового состава. Высокая текучесть фоскоритовых расплавов, обусловленная высокой температурой (600–1000 °С), слабо полимеризующимся существенно оксидным составом, а также присутствием флюидных компонентов, включая водород, реализовала существенный отрыв рудных магм от материнских очагов с гораздо более вязкими (на 4-5 порядков) расплавами (дуниты, ийолит-мельтейгиты и др.) и дальнейшее становление в чехле Сибирской платформы [1, 2]. Самыми примитивными формами рудных тел являются: 1) рудные дайки (Седановское месторождение и др.); 2) субгоризонтальные залежи и рудные силлы (экзоконтакт датрем, подсилловая залежь Нерюндинского месторождения); 3) разнообразные по форме тела вкрапленных руд, образовавшиеся вследствие рудного метасоматоза.

Более сложные рудолокализующие тела имеют субвертикальную форму; причём нередко отмечается несколько подводящих каналов, сливающихся вверху. Подобные структуры (диатремы) венчаются мульдами, именуемыми "чашами". Диатремы сложены брекчиями, в разной степени оруденелыми (жильные, вкрапленные руды и др.) и преобразованными (так называемые известковые "скарны" или "автореакционные известковые скарны"). Характерно, что аналогичные метасоматиты распространены в "классических" фоскоритовых месторождениях, таких как Ковдорское, Арбарастах, первоначально отнесенных к скарновой формации.

В целом диатремовый метасоматизм отражает процесс взаимодействия между разными оболочками – осадочным чехлом, земной корой и более глубинными частями литосферы, а также астеносферой. Главными химическими элементами, привносимыми в диатремы, являются Mg, Ca, Fe, т.е. метасоматизм определяется как процесс базификации. По геофизическим данным отчётливо фиксируется процесс "инфильтрационной" гомогенизации состава неоднородной слоистой осадочной толщи, а также фундамента.

Непосредственно в диатремах в связи с фоскоритами формируется широкий спектр высокотемпературных известково-магнезиальных метасоматитов (ИММ), вплоть до клинопироксен-гранат-волластонитовой фации. Алюмосиликатный и силикатный субстрат метасоматитов представлен обломочным материалом осадочных пород (аргиллиты, алевролиты, песчаники и др.) и долеритов ранней стадии траппового магматизма (Усольский, Тулунский и другие силлы). Вследствие щелочного Ca-Mg-метасоматоза, разветвляющегося иногда на Ca- и Mg-ветви (соответственно волластонит- и тальксодержащие), происходит десиликация субстрата, вынос из него Al, щелочей, с чем связаны пироксенизация фоскоритов, формирование аметиста, горного хрусталя и мощно проявленные процессы хлоритизации.

На верхних горизонтах диатрем распространены существенно гранатовые метасоматиты, тогда как на нижних преобладают клинопироксеновые. Такая вертикальная зональность определяется дифференцированностью фоскоритов (сепарацией форстерита), а именно преобладанием на нижних горизонтах существенно форстеритовых разностей, а на

верхних – магнетитовых (апатит-магнетитовые, пирит-магнетитовые руды и др.).

Геохимия титана интересна тем, что ввиду его инертного поведения позволила надёжно реставрировать субстрат метасоматитов, среди которого доля магматического материала оказалась незначительной. Эти факты свидетельствуют о том, что диатремы не связаны с трапповыми эксплозиями и сложные ("зрелые") рудоносные диатремы являются результатом рыхления, флюдизации осадочных пород и заключённых в них силлов под воздействием фоскоритовых флюидов и расплавов.

Весьма важно подчеркнуть, что геологическая позиция резко отличает ИММ от типичных известковых скарнов (контакт магматитов и известняков), а такие характеристики как десиликация, вынос Al, вид метасоматической зональности, а также ультраосновной состав среды и другие позволяют рассматривать ИММ в качестве пород семейства родингитов [3], известных в гипербазитовых массивах, кимберлитах, пикритах, метаморфитах и других образованиях. Таким образом, во-первых, важность ИММ как объекта исследований состоит в том, что они являются одним из звеньев в познании глубинных процессов магматизма и метасоматоза, фиксируемых геофизическими данными. Во-вторых, ИММ чрезвычайно рапространены на платформе – от Ангарской провинции до Норильского района на севере (м-ние "Ветка"), а также простираются в Мирнинский алмазоносный район (бассейн р. Чона, объект Чонский). Эти факты указывают как на связь ИММ (и соответственно ЩУОК) с гигантскими по размерам структурами в литосфере, так и ставят вопрос о характере соотношений между ЩУОК и кимберлитами, поскольку ЩУОК и кимберлиты образуют пространственно совпадающую пару. Совмещены, например, Чадобецкая провинция кимберлитов и Ангарская железорудная провинция, Далбыхская группа кимберлитов и Маймеча-Котуйская провинция, Мирнинский кимберлитовый район и железорудные объекты "ангаро-илимского типа" бассейна р. Чона (р. Вакунайка).

Вместе с тем, железорудные месторождения Ангарской провинции особым образом связаны с трапповым магматизмом, а именно трапповые резервуары посредством флюидно-магматического воздействия инициировали формирование в литосфере над собой очагов ЩУОК, из которых в последующем отделялись поздние дифференциаты – фоскоритовые, карбонатитовые магмы [4]. Эти представления по сути дублируют аналогичные представления о связи между траппами и кимберлитами [5].

Они согласуются также со сложной многослойной структурой литосферы (типа торта "Наполеон"), прослеживаемой на тысячи километров. Для неё характерны чередующиеся реверсивные вариации сейсмических параметров (V_p), наличие дискретных сейсмических ступеней, представляющих собой, вероятно, отмершие астенолинзы.

Таким образом, остаточные глубинные термоаномалии, долгоживущая и подновляемая в эпохи активизации сеть рифтоподобных структур, гигантские излияния траппов и последущие эпохи затухания магматизма, связанные с траппами масштабные проявления кимберлитов и щелочно-ультраосновных комплексов с рудами и известково-магнезиальными метасоматитами, а также ряд других данных свидетельствуют о едином петрологическом процесс формирования устойчивой триады траппы-кимберлиты-ЩУОК.

Такой вывод является основой для дальнейшей детализации характера взаимоотношений между членами триады с целью как выяснения фундаментальных петрологических проблем, так и минерагенического районирования Сибирской платформы.

Литература

1. Амиржанов А.А., Воронцов А.Е., Пискунова Л.Ф., Смирнова Е.В. Фоскориты в железорудных месторождениях Ангарской провинции Сибирской платформы // Доклады АН. 1996. Т. 350. № 3. С. 388-389.

2. Амиржанов А.А., Суворова Л.Ф. Особенности состава и генезис магнетита из железорудных месторождений Ангарской провинции // Геология рудных месторождений. 1999. Т.41. № 2. С. 171-182.

3. Амиржанов А. А., Воронцов А. Е. Новые данные о происхождении гранат-пироксеновой ассоциации в железорудных месторождениях ангаро-илимского типа // Доклады АН СССР. 1984. Т.274. № 5. С. 1174-1178.

4. Амиржанов А.А. Современное состояние проблемы петрологии Fe-рудных месторождений юга Сибирской платформы (ангаро-илимский тип) // Труды Междунар. конф. “Современное состояние наук о Земле”, посвященной памяти В.Е. Хаина, М: изд-во МГУ. 2011. С. 44-49.

5. Никулин В.И., Лелюх М.И., Фон-дер-Флаасс Г.С. Алмазопрогностика. Иркутск. 2001. 320 С.

ПИРОПЫ И ДРУГИЕ СПУТНИКИ АЛМАЗА ИЗ РОССЫПЕЙ БАССЕЙНА Р. ТУМАНШЕТА

И.В. Ащепков[1], М.А. Вавилов [1], Е.И. Николенко В.П. Афанасьев[1]

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новсибирск., e-mail: Igor.Ashchepkov@igm.nsc,ru

Пиропы из бассейна р. Туманшет известны с 60-х годов. В данной работе они охарактеризованы химически. В долине р. Саранчет и далее на запад в субширотной области по р.р. Хайрюзовка и Пойма встречаются окатанные, часто крупные, битые пиропы (до 13 % Cr_2O_3) в ассоциации с хромитами, часто Ti –содержащими, редкими пикроильменитами (до 9 % MgO), Mn- ильменитами, редкими низко- Na Cr- диопсидами. Постоянно встречается мелкий, иногда ограненный гидрогранат, содержащий до 2% Cr_2O_3.

В южной части сектора в бассейне р. Слюдянка встречаются в основном пиропы, которые несколько менее хромистые. Пиропы в основном лерцолитового ряда, хромиты (до 60% Cr_2O_3) и редко - пикроильмениты (до 6 %). Встречены 3 зерна Cr-рубина (до 2,5% Cr_2O_3). В мелких притоках левого борта р. Туманшет в пределах выходов нижнекарбоновых известняков по ручьям встречаются пиропы лерцолитового ряда, с содержаниями Cr_2O_3 обычно до 8%. Они несколько менее окатаны (редко не окатаны) и иногда уплощены, представляя осколки более крупных зерен. Встречены слабо- или совершено не окатанные зерна по р. Бычиха. В базальных карбоновых конгломератах обнаружены лишь малохромистые или бесхромитые пиропы, которые встречаются и в Ингашинских лампроитах, а также большое количество нижнекоровых альмандиновых гранатов с повышенным содержанием MgO (7-9 %), которые не характерны для метаморфических толщ Присаянья. Кроме того, выше р. Слюдянки, на р. Курейная встречается большое количество слабоокатанных хромистых малонатровых диопсидов повышенной железистости, которые характерны для кимберлитов Бушканайской дайки. [1].

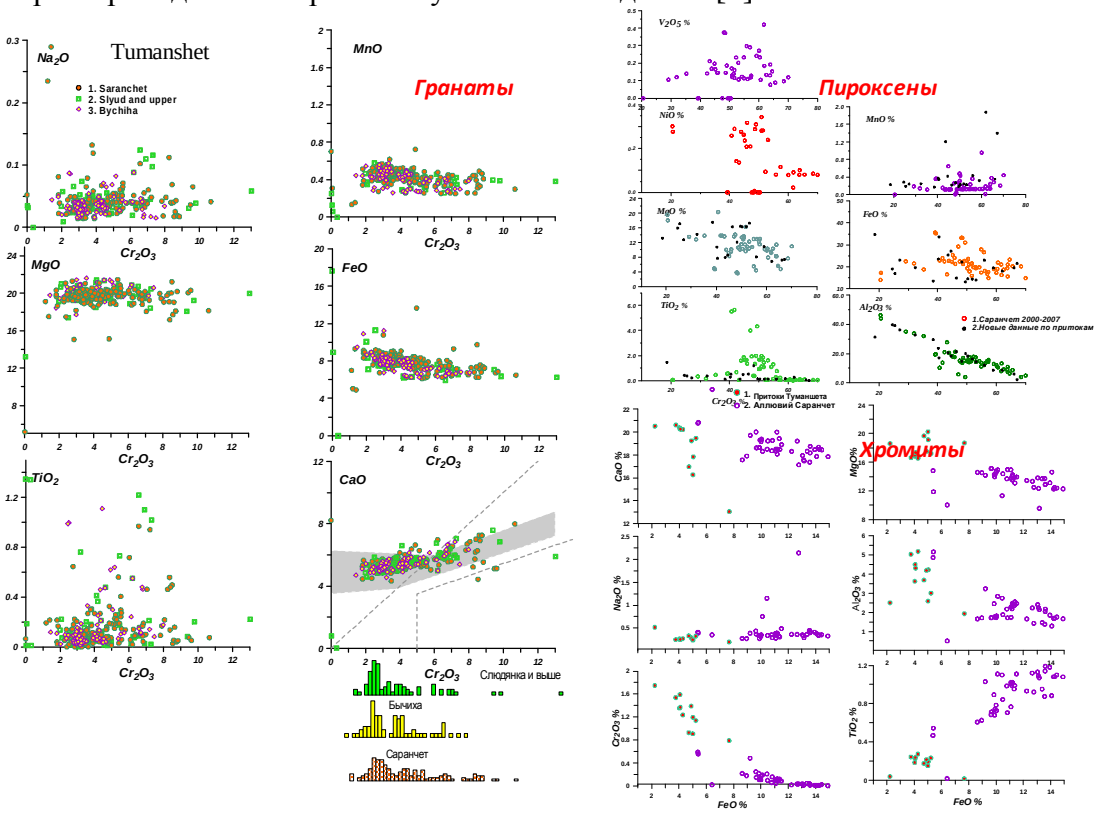


Рисунок 1. Составы пиропов, пироксенов и хромитов из аллювия нижнего течения р Туманшет (Саранчет - Курейная).

Глубинный магматизм кимберлит-лампроитового типа протекал в несколько стадий. Тела альнеитовых и мелилититовых кимбрелитоподобных пород трубки Южная, ассоциирующих даек Белозиминского массива и Бушканайской дайки с возрастом ~ 660 млн лет [2] Ийско-Урикского грабена не продуктивны. Скорее всего, альнеитовый магматизм проявился и в раннем палеозое в бассейне реки Бирюсы, так как Mn ильмениты и железистые Cr-диопсиды не перекрыты полностью нижнепалеозойскими отложениями, продукты их дезинтеграции слабоокатаны и широко распространены в нижнем течении р. Туманшет, также как и Mn гранаты. Основная продуктивная фаза, как и большая часть кимберлитов Якутии, по- видимому, относилась к границе девона и карбона. И эти отложения встречаются в эрозионных окнах по краям развития нижнекарбоновых толщ (р.Саранчет и р.Слюдянка), как и проявления алмазов. Однако, пиропы встречаются и в более поздних горизонтах нижнего карбона. Кимберлитовый или скорее лампроитовый магматизм был близок по типу к лампроитовым жилам Ингашинского поля [3]: жила Искра и другие тела. Туфы подобных лампроитов могли служить источником пиропов и Ti – содержащих мелких хромитов. Возраст дайки Искра по цирконам оценивается в 300 млн. лет [4], в отличие от изохроны, которая скорее относится к вмещающей толще [5]. На лампроитовый характер магматизма указывает и сходство морфологии алмазов из россыпей алмазов в бассейне р. Туманшет и р. Шелехово на р. Бирюсе и из дайки Искра (ромбододекаэбры, а также алмазы в графитовой рубашке). Редкость пикроильменита и частое обнаружение хромитов говорит скорее о водосодержащих магмах, чем о насыщенных карбонатами кимберлитах. Продуктивные тела и их туфы в основном перекрыты, а поздние продукты, видимо, в виде туфов или кор выветривания [6] по ним расположены гипсометрически выше, дренируются речной сетью.

Термобарометрические реконстукции обнаруживают достаточно глубинный литосферный киль, который был возбужден протокимберлитовой магмой на уровне 65 -75 кбар (рисунок 2).

Грант РФФИ 11-05-00060а

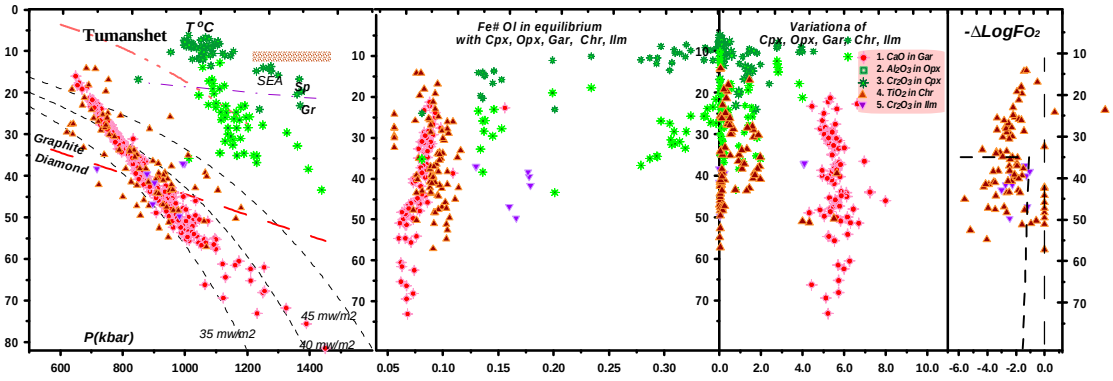


Рисунок 2 PT реконструкции литосферной мантии под бассейном р. Туманшет по [3]

Литература

1. Minaeva Yu. A. and Egorov K. N. Mineralogy and petrography of a kimberlite-picrite dike in the northwesternUrik-Iya Graben, the eastern Sayan region Geology of Ore Deposits, 2009, Volume 51, Number 7, Pages 565-576

2.Ashchepkov I. V., Travin A. V., Palesskii S.V., et al., Modern Problems of Formation Analysis, Petrology, and Ore Potential of Magmatic Formations. Proc. of the Russian Meeting (Izdvo SO RAN, filial “Geo,” Novosibirsk, 2003), pp. 22–24

3.Egorov K.N., Solov'eva L.V., Men'shagin Yu.V., Maslovskaya M.N., Sekerin A.P., Bankovskaya E.V., Kovach V.P. PETROLOGICAL FEATURES OF OLIVINE-PHLOGOPITE LAMPROITES OF THE SAYAN REGION: EVIDENCE FROM SR-ND ISOTOPE AND ICP-MS TRACE-ELEMENT DATA Geochemistry International. 2006. Т. 44. № 7. С. 729-735

4. Gladkochub D. P., Donskaya T. V., Mazukabzov A. M. et al., “The Urik–Iya Graben of the Sayan Inlier of the Siberian Craton: New Geochronological Data and Geodynamic Implications,” Dokl. Akad. Nauk 386, 72–77

5. Sekerin A. P., Men’shagin Yu. V., Lashchenov V. A., “Precambrian Lamproites of the Sayan Region,” Dokl.Akad. Nauk 329, 328–331 (1993).

6. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Морфология и морфогенез индикаторных минералов кимберлитов. Новосибирск: Филиал «Гео» изд-ва СО РАН, 2001. 325 с.

7.Ashchepkov, I.V., Pokhilenko ,N.P., Vladykin, N.V., Logvinova, A.M., Kostrovitsky, S.I., Afanasiev, V.P., Pokhilenko,

L.N., , Kuligin, S.S., Malygina, L.V., Alymova, N.V., Khmelnikova, O.S., Palessky, S.V., Nikolaeva, I.V., Karpenko, M.A., Stagnitsky, Y.B. 2010. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. Tectonophysics, 485, 17-41.

ГЛУБИННЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ХАРАМАЙСКОГО ПОЛЯ И ПРОБЛЕМА АЛМАЗОНОСНОСТИ ПРИАНАБАРЬЯ

И.В. Ащепков[1], С.С. Кулигин[1], А.П. Смелов [2], Н.П. Похиленко [1], Н.В. Владыкин[3], М.А. Вавилов[1], Н.С. Тычков [1], А.М. Логвинова [1], В.П. Афанасьев [1], С.И. Костровицкий[3], Е.Н. Нигматулина [1]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН Новосибирск; e-mail:Igor.Ashchepkov@igm.nsc.ru
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск; e-mail: a.p.smelov@diamond.ysn.ru
[3]Институт геохимии и аналитической химии СО РАН г. Иркутск;, e-mail: vlad@igc.irk.ru

Пиропы, хромдиопсиды, омфациты, энстатиты, хромиты и ильмениты из концентрата трех кимберлитовых трубок Харамайского поля обнаружили вариации (рисунок 1) , которые типичны для мощной литосферы (рисунки 2, 3): пиропы (до 13 % Cr_2O_3) в ассоциации с хромитами (до 60 % Cr_2O_3.), низко – Al – Cr- диопсидами и энстатитами, омфацитами, Cr- паргаситами и пикроильменитами (до 20 % MgO). Пиропы лерцолитового ряда лишь в низкохромистой части относятся к Ca-Fe пироксенитовому магматическому тренду . Вариации для гранатов согласуются с опубликованными [2] и не типичны для большинства мезозойских (особенно юрских) кимберлитовых трубок Приянабарья, которые обнаруживают Ca-Fe- пироксенитовый магматический тренд [3].

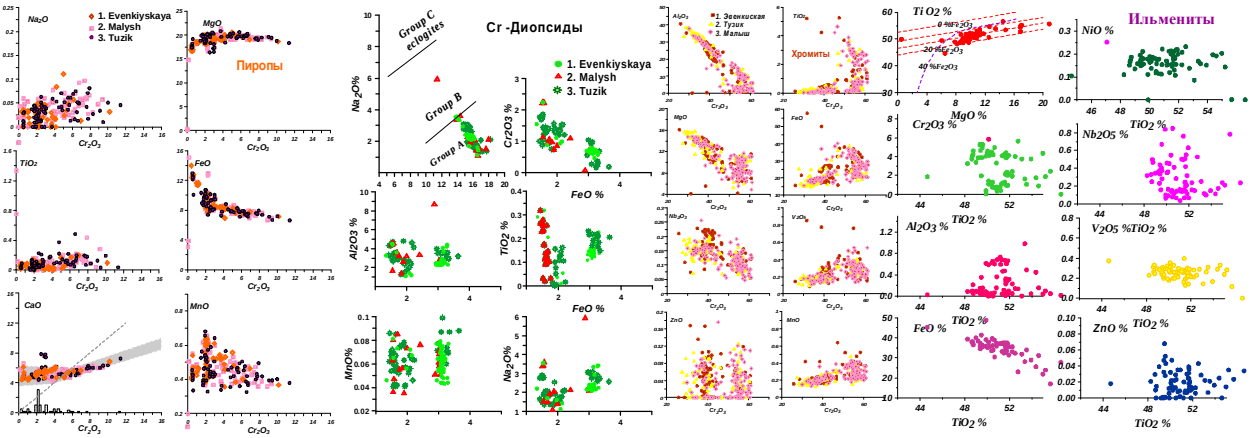


Рисунок 1. Составы пиропов, пироксенов, хромитов и ильменитов из концентрата киберлитовых трубок Эвенкийская, Тузик и Малыш Харамайского поля С-З Якутии.

Термобарометрические реконстукции по четырем методам мономинеральной термобарометрии [3] обнаруживают глубинный литосферный киль не менее 200 км. Но эти трубки, вынося материал преимущественно из верхней части литосферного мантийного киля, субкальциевых гранатов немного и относительно высокий окислительный потенциал, определенный по хромитам не способствуют высокой алмазоносности трубок.

Однако и другие трубки Приянабарья и Северной части Сибирской платформы обнаруживают достаточно глубинные мантийные корни, что не согласуется с выводами о деламинации мантийного киля после сибирского Р-Т суперплюма. [1] Россыпные алмазы могут быть связаны с неоткрытыми еще трубками кимберлитов группы II или лампроитами [6], которые выносились из мантийных разрезов, насыщенных эклогитами [4, 5]. Относительно малое распространение пиропов, особенно в глубинной части разрезов Севера Сибирской платформы связано с общим истощением мантийного перидотитового субстрата в данном районе [7]. Поэтому наряду с пиропами и ильменитами надо для поисков использовать хромиты, оранжевые пиропы, для которых необходимо значительно улучшить критерии отнесения к глубинным эклогитовым ассоциациям [5] с помощью геохимических методов (высокоточный EPMA и LAM ICP MS)

Грант РФФИ 11-05-00060а

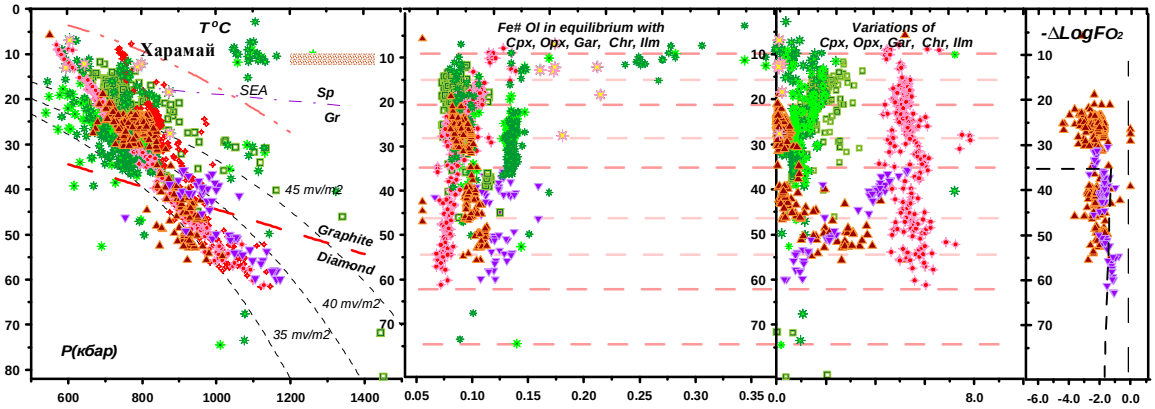


Рисунок 2 PT реконструкции литосферной мантии под Харамайским полем по методам, опубликованным в работе [3].

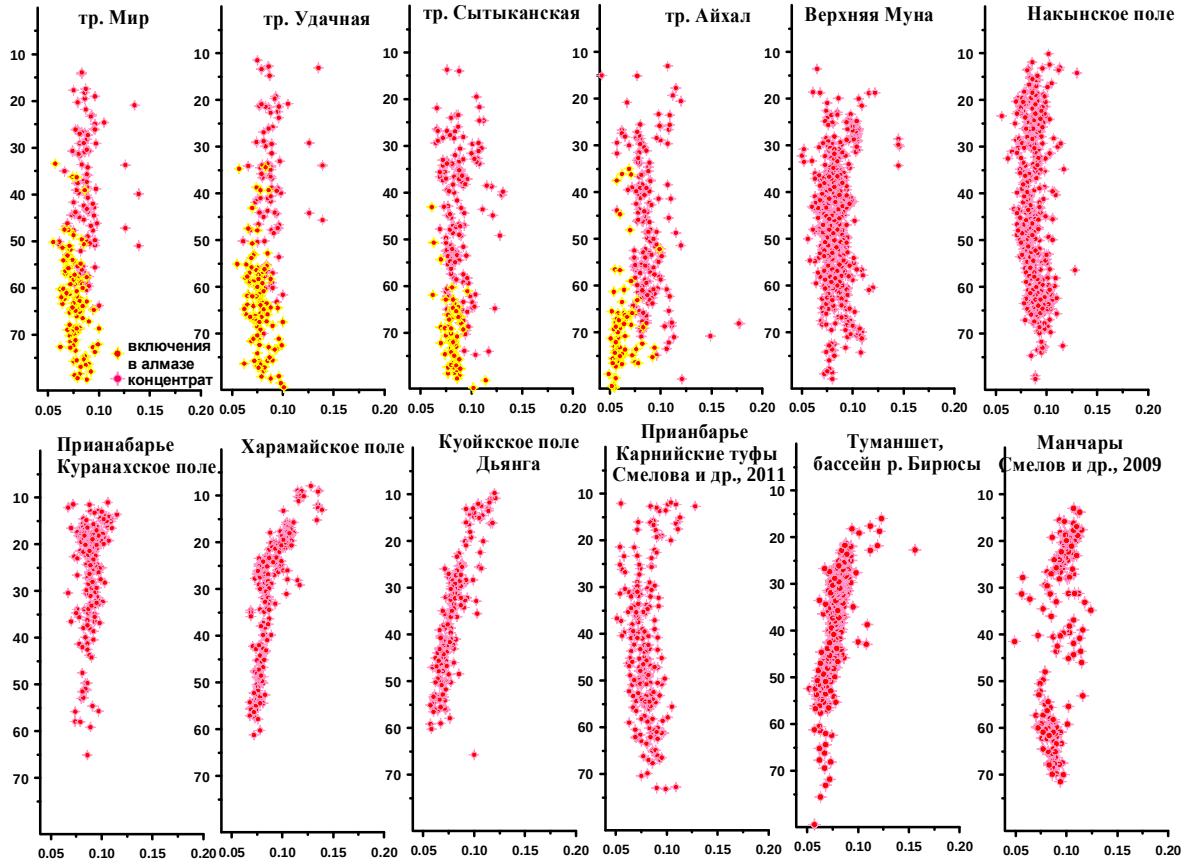


Рисунок 3. Вариации P(кбар) [3] – Fe# пироп для разных кимберлитовых трубок Якутии.

Литература

1. Griffin W.L., Natapov L.M., O'Reilly S.Y., van Achterbergh E., Cherenkova A.F., Cherenkov V.G. The Kharamai kimberlite field, Siberia: modification of the lithospheric mantle by the Siberian Trap event.// Lithos, v. 81, 2005, pp. 167-187

2. Тычков Н.С., Похиленко Н.П., Кулигин С.С., Малыгина Е.В. Особенности состава и происхождение пиропов аномального состава из лерцолитов (свидетельства эволюции литосферной мантии Сибирской платформы) // Геол. и геофиз. - 2008. - Т. 49. - № 4. - С. 302-318

3. Ashchepkov, I.V., Pokhilenko ,N.P., Vladykin, N.V., Logvinova, A.M., Kostrovitsky, S.I., Afanasiev, V.P., Pokhilenko, L.N., Kuligin, S.S., Malygina, L.V., Alymova, N.V., Khmelnikova, O.S., Palessky, S.V., Nikolaeva, I.V., Karpenko, M.A., Stagnitsky, Y.B. Structure and evolution of the lithospheric mantle beneath Siberian craton, thermobarometric study. //Tectonophysics, v. 485, 2010. Pp.17-41.

4. Logvinova A.M., Wirth R., Sobolev N.V. Fluid/melt inclusions in alluvial Northeast Siberian diamonds: new approach on diamond formation // Geophysical Research Abstracts. EGU General Assembly 2010. - 2010. - 12. - P. 1236

5. Sobolev, N.V., Yefimova, E.S. 2000. Composition and petrogenesis of Ti-oxides associated with diamonds. International Geology Review. 42. 758-767.

6. Вишневский С.А., Долгов Ю.А., Соболев Н.В. Лампроиты Талахтахской диатремы на восточном склоне Анабарского щита // Геол. и геофиз. - 1986. - № 8. - С. 17-27 6.

7. W.L Griffin, C.G Ryan, F.V Kaminsky, Suzanne Y O'Reilly, L.M Natapov, T.T Win, P.D Kinny, I.P Ilupin.
The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton// Tectonophysics, v 1999, pp 1-35

ПЕРСПЕКТИВЫ АКТИВНЫХ ОКРАИН ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ И СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМ НА ОТКРЫТИЕ ПРОМЫШЛЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АПАТИТА

Е.В. Беляев

Федеральное государственное унитарное предприятие «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», г. Казань, e-mail: bel@geolnerud.net

Приближающееся истощение минерально-сырьевой базы апатитовых руд России требует выявления новых перспективных источников фосфорного сырья, определения новых стратегических путей решения проблемы. В связи с проводящейся в настоящее время политикой Правительства РФ по организации широкомасштабной нефтедобычи в акватории арктических морей приобретает актуальность необходимость изучения перспектив шельфовых территорий и на другие виды полезных ископаемы[. Детальное изучение и последующее освоение минерально-сырьевых ресурсов данной территории позволит значительно расширить возможности открытия здесь крупных месторождений полезных ископаемых, в том числе и апатита.

В пределах окраинных частей Восточно-Европейской платформы перспективными в отношении апатитоносности представляются продолжающиеся в шельфовые области Северного Ледовитого океана участки континентального Ковдоро-Хибинского рифта, а также регенерированные рифтогены (авлакогены). Зоны рифтогенеза установлены в пределах Печорского, Южно- и Северо-Баренцевского блоков, плато Бъермелэнд, где они пространственно совпадают с Центрально-Баренцевским, Печоро-Колвинским, Варандей-Адзвинским, Западно-Сибирским и некоторыми другими авлакогенами [4]. Фундамент Баренцевоморского шельфа имеет преимущественно архейско-раннепротерозойский возраст. Формирование рифтогенных комплексов происходило в рифейский и ранне-среднепалеозойский этапы развития региона, палеозойская история развития которого аналогична таковой Восточно-Европейской платформы. Образование регенерированных рифтогенов связывается с поздней фазой (N-Q) тектоно-магматической активизации рифтогенных структур и зон тектонических разломов в пределах Балтийского щита и на смежных территориях Северного Ледовитого океана [3].

Каледонский рифтогенез, обусловивший формирование крупных месторождений апатита в пределах Кольского кратона, активно проявился и в пределах Западно-Баренцевоморского блока. Каледонские рифты имеют северо-восточное простирание, близкое аналогичным структурам континентальной части Балтийского щита. По аналогии с континентальными участками карбонатитовые массивы с бадделеит-апатит-магнетитовым оруденением могут быть установлены в шельфовых зонах Баренцева моря в узлах пересечения каледонских рифтогенных структур с разноориентированными региональными разломами либо в глубинных зонах глыбовых дислокаций кристаллического фундамента. В геофизических полях районы проявления продуктивного карбонатитового магматизма Кольского сегмента выделяются интенсивными минимумами поля силы тяжести, в магнитном поле им соответствуют изометричные положительные аномалии (100-500 нТл), окруженные отрицательными концентрическими зонами.

Герцинский рифтогенез связан с восток-северо-восточным продолжением под осадочным чехлом Кольской моноклинали и Южно-Баренцевской впадины средне-позднепалеозойской Хибино-Контозерской рифтовой зоны с уникальными хибинскими месторождениями. В шельфовых частях новые апатитоносные объекты хибинского типа могут быть установлены в зонах сочленения докембрийских рифтогенных и герцинских рифтовых структур, а также в узлах их пересечения с региональными глубинными разломами. В геофизических полях апатитоносные ийолит-уртитовые интрузии выделяются совмещенными повышенной

интенсивности гравитационными, положительными магнитными (интенсивностью 300-500 нТл) и несколько повышенными радиоактивными аномалиями [2].

Южно-Баренцевский массив архейской стабилизации [1], расположенный в акватории Баренцева моря севернее Кольского полуострова, характеризуется в целом однородным магнитным полем пониженной интенсивности, осложненным относительно узкими (10-25 км) кулисообразно расположенными положительными аномалиями субширотного и северо-западного простирания. Региональное поле силы тяжести образовано изометричными слабоинтенсивными положительными аномалиями. По характеру геофизических полей Южно-Баренцевский массив в целом аналогичен Кольскому и Карельскому кратонам Балтийского щита.

В пределах подвижных окраин Сибирской платформы с рифтовыми зонами связан значительный апатитовый потенциал. Маймечинская рифтовая зона контролирует размещение трех щелочно-ультрамафитовых (карбонатитовых) массивов с апатит-редкометалльным и апатит-магнетитовым оруденением: Гулинский, Далбыхский и Ессейский. С Котуйской зоной связаны Маганское апатит-эгириновое и Ыраасское апатит-магнетитовое месторождения. В Уджинской зоне расположены щелочно-ультрамафитовые (карбонатитовые) массивы Томтор и Богдо с уникальным по масштабам фосфорно-ниобиевым оруденением [2].

Потенциально перспективными в отношении апатитоносности представляются протягивающиеся в субмеридиональном направлении на сотни километров в шельфовые области моря Лаптевых участки Уджинской и Маймечинской рифтовых зон. Узлы пересечения последних с разноориентировнными рифтовыми структурами и региональными сквозьструктурными глубинными разломами могут контролировать размещение щелочно-ультрамафитовых (карбонатитовых) массивов, несущих промышленное апатит-редкометалльное и апатит-магнетитовое оруденение. Оцененные запасы и прогнозные ресурсы P_2O_5 известных и предполагаемых рифтовых структур краевых частей Сибирской платформы значительно превосходят по масштабу рудный потенциал апатит-нефелиновых месторождений Хибинского массива (Кольский полуостров).

Для подтверждения потенциальной апатитоносности выделенных перспективных площадей в пределах активных окраин Восточно-Европейской и Сибирской платформ потребуется проведение региональных и локальных прогнозно-минерагенических исследований. В шельфовой части Северного Ледовитового океана при проведении исследований на горючие виды полезных ископаемых необходима геологическая интерпретация геофизических аномалий, предположительно связанных с потенциально апатитоносными объектами.

Предложенные стратегические пути открывают новые значительные перспективы развития минерально-сырьевой базы апатитового сырья Российской Федерации за счет шельфовых областей Арктического бассейна.

Литература

1. Ершов Ю.П., Красильщиков А.А., Волк В.Э., Шимараев Б.Н. Геотектоническая характеристика южной части баренцевского шельфа // Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфах Северного Ледовитового океана. Л., 1974. С. 34-50.

2. Минерагения и прогноз месторождений апатита / Мингео СССР; ВНИИгеолнеруд. Сост. Р.М. Файзуллин. М.: Недра, 1991.

3. Пущаровский Ю.М. Некоторые общие проблемы Арктики // Известия АН СССР. Сер. геол. 1960. № 9. С. 15-28.

4. Ступакова А.В. Развитие бассейнов Баренцевоморского шельфа и их нефтегазоносность // Геология, методы поисков, разведки и оценки месторождений топл.-энерг. сырья. Обзор. М. ЗАО «Геоинформмарк». 1999.

5. Щеглов А.Д., Москалева В.Н., Марковский Б.А. и др. Магматизм и металлогения рифтогенных систем восточой части Балтийского щита. СПб: Недра, 1993.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ ПЛОЩАДЕЙ ЛОКАЛИЗАЦИИ КИМБЕРЛИТОПРОЯВЛЕНИЙ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ГЕОЭЛЕКТРИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ МТ-ЗОНДИРОВАНИЯМИ

С.Ф. Бессмертный [1], Ю.М. Зюзин [2]

[1]Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный;
e-mail: bessmertnyySF@alrosa.ru.
[2]Амакинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА» (ОАО), пгт. Айхал;
e-mail: zyuzinYuM@alrosa.ru

К числу важных проблем, решаемых методами региональной геофизики в Западной Якутии, относится изучение глубинного строения земной коры и верхней мантии с целью выявления основных признаков, коррелируемых с проявлениями кимберлитового магматизма.

Результаты региональных магнитотеллурических зондирований (МТЗ), проведенных на территории Якутской алмазоносной провинции (ЯАП), свидетельствуют о том, что кимберлитовые поля, пространственно приурочены к высокоомным блокам земной коры [1]. Высоким сопротивлением обладают области архей-протерозойской стабилизации. Приуроченность проявлений алмазоносных кимберлитов к древним кратонам, не подвергавшимся существенной тектоно-магматической активизации на протяжении докимберлитовых этапов развития, объясняется известным «правилом Клиффорда» [2]. Области древней кратонизации, к которым относится ЯАП, сложены породами земной коры, сформировавшимися около 3 млрд лет назад и претерпевшими на рубеже 2.7 млрд лет метаморфизм гранулитовой фации. На протяжении последующей эволюции земная кора таких областей существенных преобразований не испытывала.

Критерием прогнозирования кимберлитовых проявлений, наряду с ореолами индикаторных минералов кимберлитов, гравитационными и магнитными минимумами и повышенной сейсмической гетерогенностью земной коры, служит наличие проводящей субвертикальной неоднородности под кимберлитовыми полями с корнями, уходящими в мантию на фоне высокоомного разреза. Данная эмпирическая зависимость определена по результатам детальных работ МТЗ, выполненных ЯНИГП ЦНИГРИ в 2000-2009 гг. в площадном и профильном вариантах в пределах Мирнинского, Накынского, Далдынского и Алакит-Мархинского алмазопродуктивных кимберлитовых полей. Причины, приводящие к существованию в тектоносфере Земли неоднородностей, фиксируемых методом МТЗ, весьма разнообразны. К ним можно отнести различия в вещественном составе и физических свойствах многообразных структурно-петрофизических комплексов земной коры, возникших в ходе эволюции, а также сформировавшихся при последующих термодинамических воздействиях, в частности в результате кимберлитового магматизма. С учетом вышеизложенного МТ-зондирования включены в геологоразведочный комплекс АК «АЛРОСА» как прогнозный глубинный метод на мелко- и среднемасштабных стадиях алмазопоисковых работ в комплексе с грави- и магниторазведкой.

В 2009 г. Амакинской ГРЭ начаты работы в пределах западной части Сюгджерской седловины, которая является зоной сочленения крупных тектонических элементов Сибирской платформы: Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Анабаро-Оленекской и Непско-Ботуобинской антеклиз. Целевое назначение исследований заключалось в доизучении геологического строения территории, проведении мелкомасштабных поисковых работ на алмазы и выделении площадей и локальных участков, перспективных на выявление кимберлитовых полей и кустов кимберлитовых тел. Для изучения глубинного строения территории были выполнены МТ-зондирования.

В результате проведенных зондирований определены основные черты глубинной электропроводности кристаллической коры. При интерпретации МТ-кривых построены

параметрические модели 2D-инверсии. С целью анализа геоэлектрической характеристики земной коры по площади построены карты распределения сопротивлений на глубинах 40, 30, 20 и 10 км. Оптимальным срезом для выделения локальных проводящих неоднородностей, которые, возможно, связаны с кимберлитовым магматизмом, является уровень 20 км (рисунок). На нем с одинаковой контрастностью проявлены как региональные, так и локальные особенности геоэлектрической структуры территории. На площади локализовано пять проводящих зон, в пределах которых сопротивление составляет 10-50 Ом/м. В геоэлектрическом разрезе выделенные зоны имеют сквозной характер (корни уходят в мантию). Все они располагаются выше литосферного проводящего слоя, характеризуются различным сопротивлением и формой. Конфигурация границ проводящих аномалий позволяет предположить контролирующую роль разрывных нарушений при формировании проницаемости коры в пределах изученной территории.

Два локальных участка выделенных по данным МТЗ, тяготеют к аномальным геохимическим площадям (АГП-2, АГП-3), которые соответствуют прогнозируемым кимберлитовмещающим структурам (рисунок). Сопоставление МТЗ с трансформантой локальной составляющей гравитационного поля, полученной в результате применения полосовой фильтрации с радиусами 10 и 40 км, свидетельствует о восьмидесятипроцентном совпадении проводящих зон с гравитационными минимумами. Принимая во внимание приуроченность продуктивных кимберлитовых полей к проводящим зонам, картируемым на гипсометрических уровнях консолидированной коры, выделенные локальные участки проводимости можно интерпретировать как области с наибольшей вероятностью обнаружения кимберлитопроявлений и учитывать при планировании крупномасштабных алмазопоисковых работ.

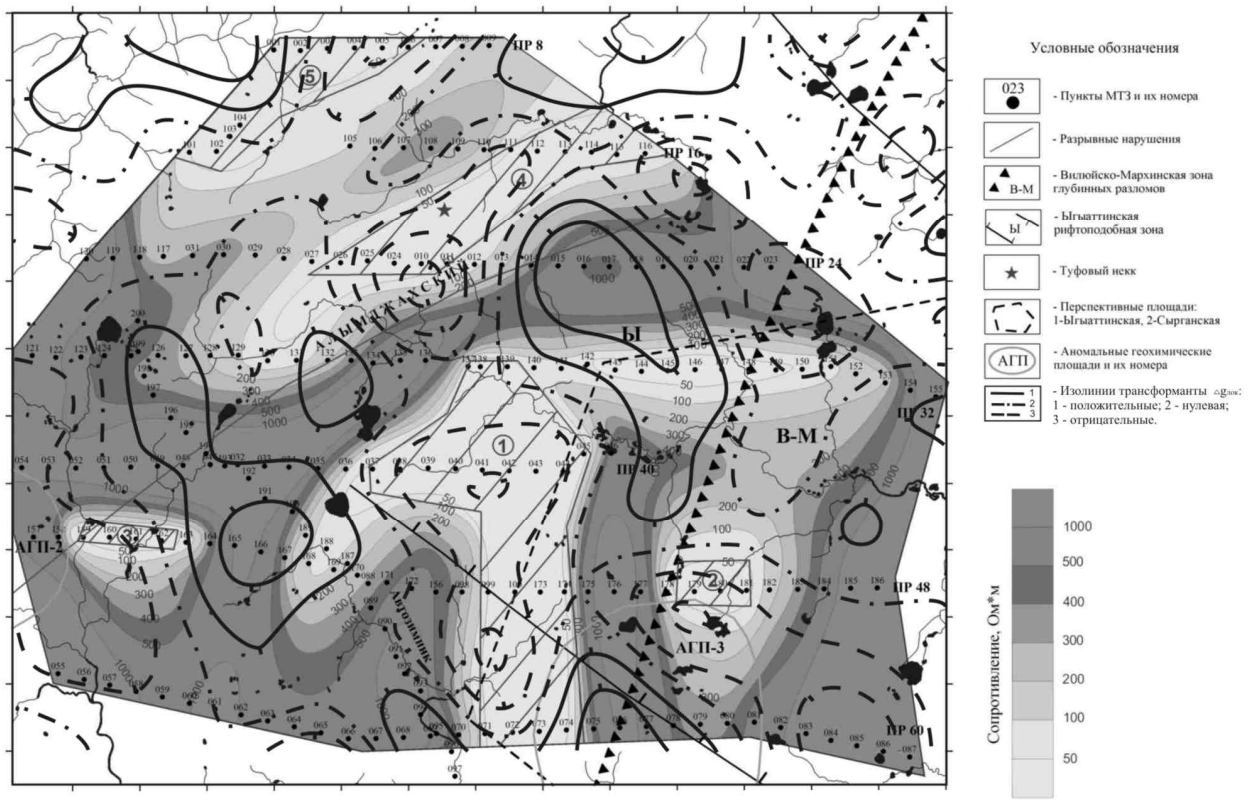


Рис.1 Сопоставление геоэлектрической характеристики земной коры на гипсометрическом уровне 20 км с трансформантой $\Delta g_{лок}$ и аномальными геохимическими площадями (АГП).

Литература

1. Манаков А.В. Особенности строения литосферы Якутской кимберлитовой провинции. Воронеж: Изд-во ВГУ, 1999. 57 с.

2. Clifford T.N. Tectono-metallogenic units and metallogenic provinces of Africa //Earth. Planet. Sci. Lett. 1966. V. 1. P. 421 - 434.

ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНОГО КОНТРОЛЯ ПРОМЫШЛЕННО АЛМАЗОНОСНЫХ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТЕЛ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

А.С. Гладков

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, gladkov@crust.irk.ru

Тектоническое строение земной коры играет одну из определяющих ролей в локализации магматогенных месторождений полезных ископаемых, а зоны глубинных разломов являются каналами, обеспечивающими продвижение продуктов магматизма к земной поверхности. Не являются исключением в этом плане кимберлитовые трубки. Поэтому выделение факторов структурного контроля промышленно алмазоносных кимберлитовых тел и разработка на их основе поисковых критериев и признаков является одной из важнейших составляющих научного обеспечения прогнозно-поисковых работ. Для Якутской алмазоносной провинции Сибирской платформы их значение еще больше возрастает в связи с тем, что подавляющее большинство месторождений в ее пределах, имевших непосредственных выход на дневную поверхность уже найдены и дальнейшие перспективы связаны с площадями, в пределах которых кимберлитовые трубки перекрыты трапповыми силлами и/или мощными осадочными толщами. В этих условиях резко снижается результативность традиционных методов (прежде всего шлихо-минералогического и аэрогеофизических), обеспечивавших успешный поиск алмазоносных кимберлитовых трубок на открытых территориях, что диктует необходимость дополнения их новыми методическими приемами.

В настоящее время геолого-структурные построения, в большинстве своем, направлены на решение вопросов регионального контроля алмазоносных кимберлитовых районов. Среди различных точек зрения на этот вопрос [1; 2], наибольшим признанием пользуются представления, связывающие проявления кимберлитового магматизма с зонами глубинных разломов. Практически все известные кимберлитовые районы приурочены к подобным зонам или узлам их пересечения [3]. При переходе на следующие масштабные уровни – кимберлитового поля, куста кимберлитовых трубок и единичных кимберлитовых тел, которые как раз наиболее и интересуют производственные организации, – связь с разломными структурами становится все менее определенной [4], а эффективность геолого-структурных методов локального прогноза при поисковых работах желать лучшего. Это происходит потому, что с увеличением масштаба все большее значение для контроля кимберлитового магматизма приобретают структуры платформенного чехла и, в конечном счете, – его приповерхностных слоев. Однако именно разрывная тектоника осадочного чехла в большинстве случаев оказывается наименее охарактеризованной как в плане детальности картирования разломов в чехле, так и представлений о механизмах их формирования, взаимосвязи со структурами фундамента, а также с проявлениями кимберлитового магматизма. Используемые же в настоящее время подходы к локальному прогнозу, в основе которых лежат эмпирически установленные особенности распределения кимберлитовых трубок по отношению к элементам разрывной сети (например, цепочечное расположение тел вдоль разломных сместителей, приуроченность к участкам с изотропной мегатрещиноватостью и т.д.) недостаточно эффективны.

Для повышения значимости и эффективности геолого-структурной составляющей при прогнозно-поисковых работах необходимо решение ряда практических и научных задач. Первые из них призваны обеспечить получение максимально полной информации о строении разломной сети перспективных территорий на различных структурных этажах Сибирской платформы. Решение практических задач последовательно осуществляется экспедиционными подразделениями АК “АЛРОСА” ОАО, где накоплен, и продолжает собираться богатейший фактический материал, характеризующий разломную тектонику

различных кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции. Данная информация содержит в основном пространственную характеристику разломной сети и данные по суммарным, накопленным за все время существования нарушений, амплитудам. Для ее последующего анализа необходима разработка набора геолого-структурных критериев и признаков, определяющих участки перспективные на обнаружение промышленно алмазоносных тел, т.е. – решения научных задач.

Один из путей их решения, реализуемый нами, заключается в использовании тектонофизического подхода, который определяет разломную зону как объемное геологическое тело, характеризующееся определенной внутренней структурой, развитие которой происходит стадийно. При этом в природе, в силу смены геодинамической обстановки, сценарий развития разлома может изменяться, прерываясь на любой из стадий (либо прекращаться, либо возобновляться, но уже с другой кинематикой). Данный подход позволяет оперировать набором полевых и экспериментальных методов, направленных на получение специализированной информации о полях напряжений, определивших закономерности тектонического развития территорий, а также строении разломных сетей и кинематике их отдельных элементов на различных этапах развития (дорудном, рудном и пострудном).

Результаты исследований в пределах разрабатываемых промышленно алмазоносных трубок Алакит-Мархинского и Накынского алмазоносных полей показали, что использование принципов тектонофизического подхода позволяет на качественно новом уровне характеризовать разломные структуры контролирующие размещение кимберлитовых тел. Установлено, что алмазоносные трубки района локализованы в узлах взаимодействия разломов различных направлений, которые в платформенном чехле представляют собой широкие сложнопостроенные зоны с высокой плотностью локальных разрывных нарушений и тектонической трещиноватости. Выявленные закономерности строения трещинных сетей и анализ полей напряжений позволили разработать для изученных трубок структурные модели связывающие формирование кимберлитовых тел с эволюцией структурных парагенезисов разрывов в сдвиговых разломных зонах, приводящих на определенных этапах к возникновению локальных структур растяжения. На основе полученных моделей были предложены геолого-структурные критерии, определяющие участки, перспективные для локализации промышленно алмазоносных кимберлитовых тел.

Работа выполнена при финансовой поддержке АК “АЛРОСА” (ОАО).

Литература

1. Дукардт Ю.А., Борис Е.И. Авлакогенез и кимберлитовый магматизм. – Воронеж: ВГУ, 2000. – 161 с.
2. Милашев В.А. Трубки взрыва. – Л.: Недра, 1984. – 268 с.
3. Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В. и др. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы.– Новосибирск: Наука, 1974. – 97 с.
4. Харькив А.Д., Зинчук Н.Н., Крючков А.И. Коренные месторождения алмазов мира.– М.: ОАО “Издательство Недра”, 1998. – 555 с.

ИЗОТОПНЫЕ ПРОВИНЦИИ И ГЕТЕРОГЕННОСТЬ ФУНДАМЕНТА ЮЖНОГО ФЛАНГА СИБИРСКОГО КРАТОНА

Д.П. Гладкочуб, Т.В. Донская, А.М. Мазукабзов

Институт земной коры (ИЗК) СО РАН, e-mail: gladkochub@mail.ru

Вопрос о возрасте протолитов и гетерогенности фундамента древних кратонов является ключевым при анализе перспектив тех или иных территорий в плане обнаружения коренных источников алмазов. Как известно, согласно правилу Клиффорда, промышленно значимые проявления алмазоносных кимберлитов сосредоточены в пределах архейских кратонов, в то время как на территориях протерозойских и более молодых подвижных поясов, кимберлиты, как правило, не отличаются высокой алмазоносностью. С целью изучения возраста основных террейнов, участвующих в строении южного фланга Сибирского кратона был проведен анализ всех имеющихся для этих геоблоков Sm-Nd изотопных данных (более 150) [1], который позволил сделать следующие основные выводы:

1) На основе изучения Sm-Nd изотопных систем получены новые данные, свидетельствующие в пользу присутствия в структуре южной части Сибирского кратона палео- и даже эоархейских протолитов, которые были в значительной степени переработаны в ходе палеопротерозойских интрузивных и метаморфических событий.

2) В Шарыжалгайском выступе интервал времени 3.4-3.6 млрд. лет представляет собой период наиболее раннего корообразования. Изотопные данные по базитовым ксенолитам из пород основания выступа свидетельствуют в пользу присутствия в регионе реликтов еще более древней – эоархейской (вплоть до 3.94 млрд. лет) ювенильной коры.

3) Результаты изучения изотопов Nd показывают, что Бирюсинский и Голоустенский выступы, соседствующие с Шарыжалгайским выступом, сложены значительно более молодыми породами (модельные Nd возрасты - 2.8 и 2.6 млрд. лет, соответственно).

4) Байкальский выступ кардинально отличается от расположенного поблизости от него Голоустенского выступа по возрасту и характеру протолита. Максимальные значения Nd модельных возрастов для Байкальского выступа достигают ~3.2 млрд. лет. Результаты изучения Nd модельных возрастов даек долеритов и диабазов, развитых в пределах Байкальского выступа, позволяют предполагать влияние на их изотопные системы корового материала с возрастом 3.40–3.46 млрд. лет.

5) Мозаичное распространение различающихся по возрасту протолита террейнов, объединенных в современную структуру южной части Сибирского кратона, отчетливо указывает на гетерогенное строение фундамента рассматриваемой территории.

6) Ранние (палео- и мезоархейские) уровни корообразующих процессов, отмеченные в южной части кратона, вероятно, отражают стадию становления протоконтинентальных платформ (островков протосиаля). На этих протоплатформах в последующем накапливались и формировались древние вулканогенно-осадочные и осадочные образования. Эти два структурных яруса (древнее основание и наиболее древние осадки) сформировали фундамент террейнов, а в последующем вошли в структуру фундамента Сибирского кратона.

7) Установлено, что Урикско-Ийская и Чуйская зоны [2] представляют собой реликты палеопротерозойской (~2.0-2.3 млрд. лет) ювенильной коры, сохранившиеся в структуре юга Сибирского кратона. Чуйская зона может быть проинтерпретирована как реликт палеопротерозойской островодужной системы, переработанной в ходе орогенеза, проявившегося в интервале 2.0 – 1.9 млрд. лет. Ювенильная природа коры Урикско-Ийской зоны позволяет говорить о том, что до рубежа 1.9 - 2.0 млрд. лет Бирюсинский выступ, по-видимому, не находился в непосредственном сочленении с Шарыжалгайским выступом, а оба этих блока были разъединены океаническим бассейном, реликт которого

и представляет собой Урикско-Ийская зона. Подобный вывод подтверждается различным возрастом протолита и различной изотопной историей, установленной для Бирюсинского и Шарыжалгайского выступов. Сочленение этих террейнов, вероятно, произошло в палеопротерозое около 1.90 млрд. лет в ходе орогенеза и закрытия Урикско-Ийского бассейна.

8) Новые Nd изотопные данные, полученные для неоархейских коллизионных гранитоидов и многочисленных палеопротерозойских постколлизионных гранитоидов юга Сибирского кратона, свидетельствуют о том, что все эти породы частично унаследовали свои Nd изотопные характеристики от палео- и мезоархейских пород основания вмещающих их террейнов. Кроме этого, значительная роль палео- и мезоархейских пород основания в формировании изотопного облика пород отмечена по результатам изучения палео- и неопротерозойских диабазов и долеритов, развитых в пределах южной части кратона.

9) Структура фундамента южной части Сибирского кратона имеет сложное, гетерогенное строение. Согласно новых данных структура южной части кратона может быть описана как набор отдельных террейнов с архейским основанием, каждый из которых имеет собственную уникальную историю становления и раннего развития. Объединение этих разрозненных террейнов в единую общую структуру окраины кратона произошло, по-видимому, в палеопротерозое (2.0-1.9 млрд. лет), о чем свидетельствуют реликты палеопротерозойской ювенильной коры, обнаруженные в изученном регионе.

10) Новые результаты, полученные путем изучения Nd изотопных характеристик пород, слагающих выступы докембрийского основания в пределах южной части Сибирского кратона, указывают на то, что рассматриваемый регион представляет собой один из наиболее древних фрагментов континентальной литосферы, эволюция корообразующих процессов в пределах которого может быть прослежена вплоть до ~4 млрд. лет вглубь геологической истории Земли.

В контексте прогноза обнаружения коренных источников алмазов на юге Сибирского кратона можно отметить, что все изученные выступы фундамента по формальному признаку (наличие архейской коры) могут рассматриваться в качестве перспективныхпри некотором приоритете Шарыжалгайского выступа, возраст коровых протолитов которого трассируется в эоархей.

Литература

1. Gladkochub D.P., Donskaya T.V., Reddy S.M., Poller U., Bayanova T.B., Mazukabzov A.M., Dril S., Todt W., Pisarevsky S.A. Palaeoproterozoic to Eoarchaean crustal growth in southern Siberia: a Nd-isotope synthesis // Geological Society, London, Special Publications. 2009. Vol. 323 «Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution». P. 127-143.

2. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Макарьев Л.Б., Яковлева С.З., Ковач В.П. Раннепротерозойские коллизионные и постколлизионные граниты северной части Байкальской складчатой области // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 3-15.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА И РУДОНОСНОСТИ УЛЬТРАБАЗИТОВ ИЗ ГНЕЙСОВЫХ ТЕРРЕЙНОВ ЮЖНОГО ОБРАМЛЕНИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

О.М. Глазунов[1], А.В. Салаев[2], Т.А. Радомская[1]

[1] Учреждение Российской академии наук Институт геохимии им. А.П. Виноградова, г. Иркутск, e-mail: glazunov@igc.irk.ru
[2] Иркутскгеофизика, г. Иркутск, e-mail: avsalaev@mail.ru

М.М. Одинцов [1] впервые обратил внимание на неодинаковый структурно-вещественный план гнейсовых коллизионных блоков и магматитов по южной границе Сибирской платформы.

Последующие исследования в пределах Шарыжалгайского, Бирюсинского и Канского террейнов позволили успешно развивать эти положения в геолого-геофизическом и геохимическом направлениях. Несмотря на сходную магнитно-гравитационную характеристику зоны сопряжения, по мере продвижения от Шарыжалгайского террейна к Канскому, происходит омоложение (AR_1-PR_2) и снижение степени метаморфизма протолита. Смещается металлогенический профиль залегающих в них гипербазитов с Pd на Pt, увеличивается продуктивность по ЭПГ, Ni, Cr.

В Канском блоке на этапе 1460 млн. лет завершается формирование рудных полей и месторождений кингашского типа. Близкие к ним геохимические черты обнаруживают сульфидизированные гипербазиты Бирюсинского террейна, которые выделяются повышенным содержанием Ni, Cr при низком значении Cu и Zn (рис.). Гипербазиты Шарыжалгайского блока нижнего архея сохраняют условия высокобарического режима с присущей им рассеянной сульфидизацией и геохимическим трендом, подобным коматиитам.

Канский террейн выделяется пониженной мощностью земной коры и резким погружением поверхности Мохо к северо-востоку. Её локальные подъёмы до глубины 30-35 км фиксируются диапирами гипербазитов реститового ряда, а зоны понижения совмещаются с полями гипербазитов, наиболее перспективных на сульфидное Pd-Cu-Ni оруденение.

Изменение состава и металлогенического профиля ультраосновных пород в регионе можно экстраполировать с различным уровнем дифференцированности и глубиной становления магматических очагов, активно подпитываемых из основного плюма под Сибирской платформой. Геофизически эта картина отражается в азимутальной сейсмической неоднородности мантии [4] и высокоградиентных полях скоростей прохождения сейсмических волн [5]. Аномальная насыщенность гипербазитов ЭПГ, Ni и Cu не исключает связи с воздействием восстановительных интрателлурических потоков, «прожигающих» по [6], земную кору.

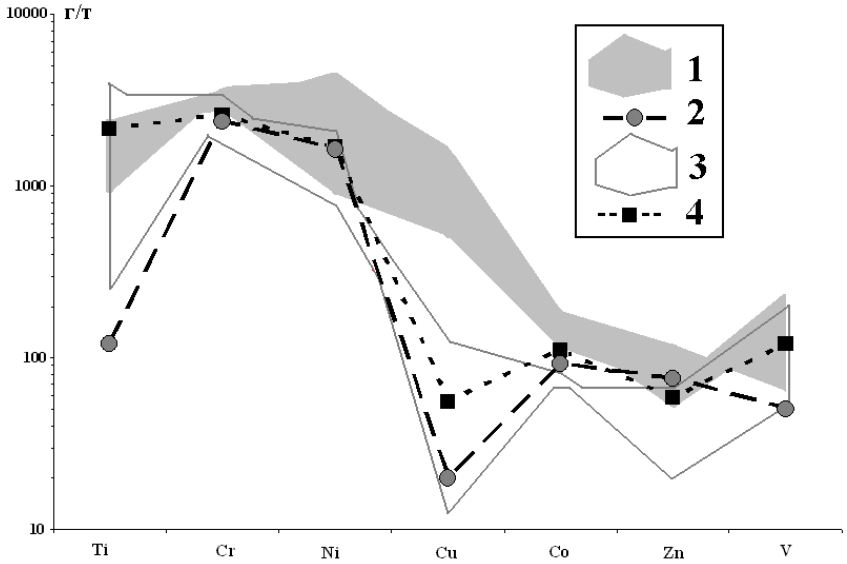


Рис 1. Положение пород ультрабазитов докембрийских блоков на спайдерграмме. 1-2 – Идарский блок:1 – Кингашский массив, 2 – массив идарского комплекса; 3 – Бирюсинский блок (пробы Свириной И.Ф., Свирина Г.М., 1990 г.) [2]; 4 – коматииты Барбертона [3].

Литература

1. Одинцов М.М., Витте А.В. Основные черты структур кристаллического фундамента ЮЗ части Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1971. № 3. С. 13-21.

2. Колотилина Т.Б. Геохимия, петрология и рудоносность ультрамафитов Бирюсинского выступа Сибирской платфомы // Автореферат дисс. канд. геол.-минералог. наук. Иркутск. 1999. 20 с.

3. Maier W.D., Roelofse F., Barnes S.-J. The concentration of the platinum-group elements in South African komatiites: implication for mantle sources, melting regime and PGE fractionation during crystallization // Journ. Petrology. 2003. V. 44, No 10. P. 1787-1804.

4. Зорин Ю.А., Турутанов Е.Х. Региональная изостатическая сила тяжести и мантийные плюмы в южной части Восточной Сибири (Россия) и Центральной Монголии // Геология и геофизика. 2004. Т.45, № 10. С. 1248-1258.

5. Павленкова Н.И. Результаты сейсмического профилирования с мирными ядерными взрывами на территории России // Модели земной коры и верхней мантии. Материалы Междунар. науч.-практич. семинара 18-20 сент. 2007 г. СПб: Изд-во ВСЕГЕИ, 2007. С. 142-146.

6. Летников Ф.А., Дорогокупец П.И. К вопросу о роли суперглубинных флюидных систем земного ядра в эндогенных геологических процессах // Доклады АН. 2001. Т. 378, № 4. С.535-537.

ГЕОХИМИЧЕСКИЙ АСПЕКТ В ИЗУЧЕНИИ УГЛЕРОДИСТЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Ю.В. Данилова, В.Б. Савельева, Б.С. Данилов

Институт земной коры СО РАН, 664033, Иркутск, e-mail: jdan@ crust.irk.ru

Изучением процессов углеродистого метасоматоза геологи занимаются около 30 лет. Особым стимулом в изучении этих процессов стало появление в открытой печати публикаций о принадлежности к метасоматическому типу Кумдыкольского графит-алмазного месторождения (Северный Казахстан), приуроченного к глубинному разлому. Позднее было установлено, что высокоуглеродистые тектониты-метасоматиты перспективны не только на поиск алмазов, но и отличаются весьма разнообразной геохимической специализацией. В работах отечественных геологов неоднократно рассматривались проявления углеродистых метасоматитов с повышенными, а зачастую и промышленными концентрациями Au, Ag, W, Sb, As, Sn, Cu, Pb, Zn, Pt, Pd и т.д. [1-4].

Вопросы генезиса и их потенциальной металлоносности углеродистого метасоматоза остаются по-прежнему открытыми. На примере нескольких проявлений углеродистого метасоматоза. прослеженных в тектонических зонах, входящих в систему глубинных разломов краевого шва Сибирской платформы показана чёткая зависимость между проявлением углеродистого метасоматоза и концентрированием рудных, редких и редкоземельных элементов.

В пределах глубокометаморфизованной в условиях гранулитовой фации метаморфизма Ольхонской серии (Чернорудско-Баракчинская тектоническая зона, Зап. Прибайкалье) установлена большая группа пород, подвергнутых углеродистому метасоматозу. Изучение микрокомпонентного состава основных разновидностей пород, содержащих графитовую минерализацию, показало, что основными элементами-примесями в них являются Co, Ni, Cr, Cu, Ti, Zn, Au, Pt, Pd, Sc, V, S, F, а также Ba, Sr, Nb, Zr, Nd, Ce, Y, La. В обуглероженных группах всех разновидностей метасоматитов количество Co, Ni, Cr, Cu, Zn, Sc, V и S заметно выше, чем в необуглероженных. Максимальные содержания установлены в графитизированных фассаитизированных, амфиболизированных, скаполитизированных метасоматитах и повышенные количества – в графитизированных пироксен-плагиоклазированных метасоматитах. Стронций, барий и цирконий, напротив, выносятся из интенсивно графитизированных участков. В графитах установлены включения халькопирита, молибденита, интерметаллических соединений Cu-Zn-Pb±Al, Fe-Ni-Cr состава, фосфатно-иттриевые соединения, циркон, барит, окислы Fe и Cr часто с примесями V, Zn, Mn и Al. Среди включений в большом разнообразии и количестве обнаружены самородные металлы: титан, железо, цинк, медь, свинец, олово и платина.

Углеродистый метасоматоз в зоне Главного Саянского разлома (р. Китой, р. Белая, р. Архут) наложен на метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации кристаллосланцы, гнейсы, мрамора. В интенсивно графитизированных метасоматитах и пегматитах зоны Главного Саянского разлома установлены повышенные концентрации V, Sc, Ni, Cr, Co, Zn, Cu, Au, Pt, Pd. Максимальные концентрации элементов сосредоточены в графитовых жилах, линзах, гнёздах, обнаруженных в пегматитовых гранитах и катаклазированных диопсидовых плагиогнейсах. В углеродистых амфиболовых, амфибол-клинопироксен-плагиоклазовых метасоматитах содержание перечисленных элементов-примесей возрастает, за счёт рассеянной и прожилково-вкрапленной графитовой минерализации. В графитах отмечено преимущественное развитие сульфидной (пирит, молибденит, халькопирит, пирротин), сульфоарсенидной (сульфоарсениды Fe, Co, Fe-Co-Pt) и оксидной (оксиды Fe-Ni, ильменит, рутил) форм отложения металлов и редко самородной (самородное железо).

В пределах Тункинского разлома установлены тела апокарбонатных углеродисто-кварцевых метасоматитов. Тункинский разлом является оперяющим по отношению к

Главному Саянскому разлому и отделяет Тункинские гольцы от Тункинской кайнозойской впадины. Степень преобразования пород по P-T параметрам в пределах Тункинского разлома не выходит за пределы зеленосланцевой фации метаморфизма. Углеродистый метасоматоз характеризуется привносом широкого спектра редких элементов: Ba, Mo, W, Zr, Hf, Nb, Th, U, Y, Ni, Cu, Sc, V, Cr и в меньшей мере Rb и Co. При этом собственно углеродизация сопровождается наиболее резким увеличением содержаний в породах РЗЭ, Y, Mo и Hf, в меньшей мере проявлен рост содержаний Ba, W, Sc, Ni, Cu и ещё в меньшей степени V, U и некоторых других элементов. В породах с преобладанием окварцевания наиболее интенсивно возрастают содержания W, Mo, Hf, Cu, РЗЭ и Ba, в меньшей мере содержания Ni, Sc, V, Cr, Y, Nb, Zr, U. В мусковитсодержащих углеродистых породах более чем на порядок повышены по сравнению с вмещающими породами содержания Nb, Ta, Hf, Zr, Mo, W, Y, РЗЭ, Sc, Cr, Ni, Cu и в меньшей мере повышены содержания U, Rb, V, Co. Наиболее распространенными акцессорными и рудными минералами в парагенезисе с углеродистым веществом являются фторапатит, пирит, сфалерит, рутил, циркон, гидроокислы железа, барит. Кроме того, выявлены халькопирит, паризит и уранинит.

Самыми низкотемпературными среди изученных проявлений углеродистого метасоматоза (углеродизация пород происходила при температуре не выше 450º С) являются апогарцбургитовые и апосерпентинитовые метасоматиты Оспинско-Китойского массива (В. Саян). Содержания проанализированных редких элементов в метасоматитах очень низкие, однако, по сравнению с необуглероженными породами в метасоматитах отчетливо проявлен рост концентраций редких щелочей – Rb и Cs, а также Ba, Pb, Y, РЗЭ, Nb, Sn. В метасоматитах с высоким содержанием CO_2 (углерод-магнезит-серпентиновых) повышено также содержание Sr. В апосерпентинитовых метасоматитах, кроме того, выявлены повышенные значения Cu. Однозначно устанавливается привнос восстановленными высокоуглеродистыми флюидами Au, Pt и частичный вынос Pd из тектонических зон во внешние околоразломные ореолы или в верхние горизонты. В углеродистых метасоматитах обнаружено около 30 акцессорных и рудных минералов, а так же самородные: Au, Pt и Pd, цинк, медь, железо. Повсеместно распространены магнетит, хромшпинелид (пикотит), ильменит, рутил, циркон, апатит. Остальные минералы имеют малозначительные концентрации или присутствуют в количестве редких знаков: анатаз, брукит, сфен, турмалин, лейкоксен, флюорит, муассонит, шпинель, шеелит, монацит, пирротин, халькопирит, блеклая руда, сфалерит, галенит, арсенопирит.

Специфические минералого-геохимические особенности углеродизированных пород, принимающих активное участие в строении тектонических зон, позволяют полагать, что с процессом обуглероживания связано перемещение и отложение многих рудных, редких и рассеянных элементов, часть из которых может иметь мантийный источник, и привнесены они во вмещающие породы вместе с CO, CH_4 и другими компонентами восстановленных флюидов углерод-углеводородной направленности.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты 09-05-00343, 10-05-00289).

Литература

1. Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Проблема углеродистого метасоматоза и рассеянной металлоносности осадочно-метаморфических пород. // Советская геология, 1984, №2, с. 90–99.

2. Новгородова М.И. Неупорядоченное углеродистое вещество как продукт процессов углеродизации – нового типа гидротермально-метасоматических преобразований пород в рудных районах. // Второе совещание по геохимии углерода. М., 1986, с. 132–134.

3. Томсон И.Н., Сидоров А.А., Полякова О.П., Полохов В.П., Митюшкин Н.Т. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР // Геология рудных месторождений, 1984, № 6, с. 19–31.

4. Ханчук А.И., Плюснина Л.П., Молчанов В.П. Первые данные о золото-платиноидном оруденении в углеродистых породах Ханкайского массива и прогноз крупного месторождения благородных металлов в Приморском крае // Доклады РАН, 2004, т. 397, № 4, с. 524–529.

ЗОНА ВЛИЯНИЯ АНГАРСКОГО РАЗЛОМА – ОСОБЫЙ ТИП ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Н.И. Демьянович, Б.М. Шенькман

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: vmdem@mail.ru

Многочисленны публикации, характеризующие связь тектонических нарушений разного ранга с проявлениями аномальных природных и техногенных процессов. Зона влияния ангарского разлома изучалась в 1926-1950 гг. в связи с решением проблемы использования энергоресурсов Ангары, однако без привязки к этому структурному элементу, хотя на наличие разлома указывало вскрытие одной из скважин по створу плотины Иркутской ГЭС высокоминерализованной воды. Изыскания завершились выводом, что тектонических нарушений в створе нет. Без учета разломной структуры проходило и освоение береговой зоны водохранилища и бортов Ангары ниже плотины. Последующие съемочные работы показали, что Ангарский разлом северо-западного простирания трассируется вдоль долины Ангары [3]. Позднее [5] установлено, что ангарский разлом не выражен в виде единого магистрального сместителя, а представлен разломной зоной с отдельными локальными разрывами северо-западной и северо-восточной ориентировки. О строении и состоянии ГС в пределах Ангарской разломной зоны свидетельствуют материалы изысканий под строительство нового моста через Ангару и работы по реконструкции и расширению пьезометрической сети в створе Иркутской ГЭС, а также специальные исследования гидродинамического и гидрохимического режима фильтрационного потока [1, 2].

Геологическая среда в пределах ангарской разломной зоны представлена разновозрастными делювиально-аллювиальными осадками, подстилаемыми на разных глубинах отложениями юрской угленосной формации. Как те, так и другие осложнены разнообразными деформациями, свидетельствующими о «жизни» разломной зоны с периода заполнения впадины осадками. На это указывают деформации в еще не сцементированном осадке в виде будинированных интервалов. В сцементированной породе они запечатлены в блоковых перемещениях углистых прожилков или во внедрении «галек» аргиллитов в песчаниковые слои. К более поздним деформациям относятся проявления разрывных нарушений крутизной 50-60º в отдельных интервалах, постепенно сливающихся в единую вертикальную трещину, затухающую с глубиной. О разном возрасте тектонических разрывов свидетельствуют секущие друг друга системы зеркал скольжения и сколов.

Кайнозойская активизация разломной зоны проявилась в блоковых перемещениях ее бортов, предопределивших аккумуляцию аллювия высоких надпойменных террас р. Ангары на смещенные части склона. Это сказалось, во-первых, на пространственной изменчивости мощностей осадков русловой и пойменной фаций, отличающихся использованием в качестве ГС оснований сооружений. Во-вторых, различное гипсометрическое положение их цоколей предопределило дифференцированное проявление наиболее динамичного компонента ГС – степени обводненности, защищенности и сдренированности вод руслового аллювия.

Последующая стабилизация разломной зоны завершилась накоплением мощного делювиального покрова на склоне и надпойменных террасах. В результате исключено инфильтрационное питание руслового аллювия и созданы условия для развития «скрытого» подтопления в перекрывающем его делювии преимущественно глинистого состава.

Второй период активизации разломной зоны проявился в смещении фронтальной части III надпойменной террасы, чем создан новый базис денудации, обусловивший активный снос делювиального покрова. На левобережье это привело к восстановлению инфильтрационного питания, загрязнению вод и развитию подтопления.

Третий этап активизации разломной зоны фиксируется в ее центральной части, где проявлен в колебаниях мощностей руслового аллювия и формировании разрывных зон вдоль

береговых частях, подчеркивая активность последних. Ограниченное левобережными разрывами тектоническое понижение (район площадки здания ГЭС) отличается аномальной мощностью пойменного аллювия, а разрывы представляют собой узкие высокопроницаемые зоны с коэффициентом фильтрации до 960 м/сут. Правобережное открытое понижение проявлено купольной гидрогеохимической структурой с хлоридными натриевыми водами с высоким содержанием сероводорода в ядре купола. На молодость тектонических разрывов указывает отсутствие существенных преобразований состава пород вдоль трещин. В центре пойменной части разломной зоны выделяется контрастный гидрогеохимический купол, в ядре которого размещаются соленые сульфатно-хлоридные сероводородные воды с минерализацией воды в высшей его точке 3-4 г/л, идентичные соленым водам карбонатных пород нижнего кембрия с глубины более 700 м. Таким образом, рассмотренное размещение открытых разрывов является характерным для разломной зоны. По ним как участкам активного взаимодействия пород и напорных вод происходит энергичный массоперенос, сопровождаемый глубоким преобразованием пород.

В контексте дискуссии о современной активности разломной зоны [4] следует подчеркнуть, что широкое развитие в юрских породах прерывистых зеркал скольжения, в том числе по притертым трещинам (рисунок), в сочетании с фрагментами зубчатого характера разрушения пород указывает на их связь с пульсационным воздействием землетрясений в условиях нестабильного геодинамического режима. Проводником сейсмической энергии из Байкальской рифтовой зоны является ангарский разлом.



Рис.1. Вскрытие зеркал скольжения по скрытым трещинам (глубина 56м)

Литература

1. Демьянович Н.И., Шенькман И.Б., Шенькман Б.М. Деструкция геологической среды в зоне влияния Ангарского разлома //Напряженно-деформированное состояние и сейсмичность литосферы. Новосибирск: Изд-во. СО РАН, Филиал «Гео», 2003. С.311-314.

2. Демьянович Н.И., Шенькман Б.М., Шенькман И.Б. О тектонических нарушениях в створе плотины Иркутской ГЭС//Тектонофизика и актуальные вопросы наук о Земле. К 40-летию создания М.В. Гзовским лаборатории тектонофизики в ИФЗ РАН. Материалы докладов Всероссийской конференции 13-17 октября 2008 г., Институт физики Земли РАН, г. Москва. Т. 1. М: ИФЗ РАН, 2009. С. 254 – 260.

3. Карта разломов юга Восточной Сибири. Масштаб 1 : 500 000/ Ред.П.М. Хренов.1988.

4. Levi K.G., Miroshnichenko A.I., San'kov V.A. et al. Active faults of the Baikal depression // Bull. Centre Rech. Elf E[plor. Prod. 1997, v. 21. №2. P399-434.

5.Семинский К.Ж., Гладков А.С., Лунина О.В., Тугарина М.А. Внутренняя структура континентальных разломных зон: прикладной аспект. – Новосибирск: Изд-во СО РАН, Филиал «Гео», 2005. – 293 с.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПИКРОИЛЬМЕНИТА В КИМБЕРЛИТЕ

К.Н. Егоров, В.Я. Медведев, Л.А. Иванова

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: med@crust.irk.ru,

Экспериментальное моделирование процессов реакционного преобразования индикаторных минералов кимберлитов на разных этапах эволюции кимберлитовой системы, а также впоследствии в экзогенных условиях имеет важное значение для поисковых целей коренных месторождений алмазов. Полученные результаты позволяют получить качественную и количественную оценку диапазона P-T условий, флюидный режим и время протекания реакций, при которых происходит образование реакционных кайм сложного полифазного строения на барофильных минералах кимберлитов.

Процессы келифитизации по барофильным минералам кимберлитов, как показывает экспериментальное и физико-химическое моделирование, могут осуществляться в широком диапазоне температур и давлений. При этом полиминеральные келифиты на барофильных минералах кимберлитов чаще формируются на метасоматическом этапе регрессивного преобразования кимберлитовых тел, а не только в результате мантийного метасоматоза.

В процессе метасоматоза кимберлитов по пикроильмениту образуются реакционные каймы, фазовый состав которых зависит от состава исходного пикроильменита, состава метасоматических флюидов и физико-химических условий. Парциальное давление кислорода резко меняется в пределах реакционной каймы. При этом смена кислородного режима процесса келифитизации сопровождается окислением окисного железа до закисного, которое может входить в структуру преобразованного ильменита, или образует самостоятельную титаномагнетитовую фазу. Кислотный режим флюидов регулирует степень переработки пикроильменита. В случае карбонатизирующего флюида образуется перовскит-титаномагнетитовый парагенезис, а щелочные флюиды дают рутил-титаномагнетитовую келифитовую кайму [1].

Таким образом, проведенное комплексное моделирование показало, что фазовый состав и химизм минералов зон келифитизации соответствуют наблюдениям в природных образцах пикроильменитов [2,3].

В процессе экспериментального моделирования были получены с хорошей воспроизводимостью пикроильмениты с микровключениями, имеющие структуру шпинели и ориентированные по пинакоиду. Установленная экспериментальным путем возможность широкого образования структур распада и келифитовых кайм на пикроильменитах в процессе метасоматического преобразования кимберлитов имеет большое значение при прогнозе и поисках кимберлитовых тел. Важно подчеркнуть, что предварительная подготовка к образованию структур распада и келифитовых кайм на пикроильменитах во многом определяется еще в процессе взаимодействия с флюидами кимберлитового расплава его флюидным режимом. Для выявления закономерностей устойчивости пикроильменитов, формирования на их поверхностях разнообразных форм рельефа, а также поведения пикроильменитов в разных кислотно-щелочных средах были проведены эксперименты с присутствием сложной газовой составляющей в низкотемпературных условиях. Серия экспериментов проводились автоклавах при температуре 100 - 500^{0}C в кислотной среде (HCl+HF) при давлении 1 - 1000 атм. Длительность экспериментов варьировала от 0,5 часа до 10 суток.

Сравнение полученных результатов показывает, что в кислотной системе при малых временных выдержках и температуре 300^o C заметных изменений пикроильменита не происходит. При больших длительностях эксперимента происходит полное растворение образца. Увеличение температуры до 500^o C и времени эксперимента в 48 часов приводят к слабовыраженному процессу преобразования образца с появлением коррозионной

поверхности. Введение в систему NaCl ускоряет процесс преобразования пикроильменита. В кислотной системе с одновременным внесением серы процессы преобразования пикроильменита резко ускоряются как для окислительной системы с O_2, так и для восстановленной системы с H_2 с образованием рутила, анатаза, амезита. В окислительных условиях повсеместно отмечается присутствие гематита. Различия между преобразованием пикроильменитов из трубок различной продуктивности, «исходным» пикроильменитом и нагретым предварительно до 700 ^oC в некоторых случаях отмечаются, но для однозначных выводов недостаточно статистических данных. Доказано, что предсказываемого теорией [4] влияния свободного водорода на преобразование пикроильменита нет.

При температуре 300^o С и малой длительности эксперимента на природной поверхности по пикроильмениту фрагментами образуется коррозионная «шипастая» поверхность, местами переходящая в кавернозную, гребневидную. В участках межзерновых границ, в которых развиты структурные макродефекты, более активно проявляется действие коррозионного растворения, приводящего к дезинтеграции пикроильменитов на отдельные фрагменты. Таким образом, наблюдаемые структурные и морфологические изменения в природных образцах пикроильменитов с возникновением своеобразных рельефных форм на поверхности зерен в ходе выветривания наиболее благоприятно реализуется в кислотной среде.

При более длительной экспозиции эксперимента на поверхности пикроильменита появляется структура распада (отдельность по пинакоиду) типа сагенитовой решетки. «Шипастая» поверхность пикроильменита с микропирамидальным рельефом образована мелкими кристаллами титаномагнетита, магнетита. Морфологически эта поверхность очень схожа с природной микропирамидальной, которая представляет собой сочетание полигональных пирамидок, равномерно распределенных по поверхности пикроильменита. Хорошо окристаллизованные кристаллики шпинели образуют контрастный микрорельеф, который типичен для пикроильменита из кор выветривания кимберлитов. Иногда в ходе эксперимента (при температуре 300^{o}С и даже при небольшой экспозиции) по коррозионной поверхности пикроильменита образуется светло-бурая лейкоксеновая келифитовая кайма. Лейкоксен развивается по монокристальным зернам со свежими сколами, при этом на поверхности зерна коррозионный рельеф не возникает, и она сохраняет все первичные морфологические особенности. Граница между лейкоксеном и неизмененным пикроильменитом четкая, иногда лейкоксен проникает по трещиноватости, отдельности пикроильменита. Полученные экспериментальные данные свидетельствуют о том, что формирование микропирамидального рельефа на пикроильменитах, а также вторичных продуктов распада и замещения лейкоксеном пикроильменитов может осуществляться при низких температурах в условиях коры выветривания кимберлитов или в осадочных коллекторах алмазов. Следует отметить, что наличие или отсутствие микропирамидального рельефа является ярким типоморфным признаком, позволяющим решать задачу идентификации шлиховых ореолов близкого и ближайшего сноса. Контрастность, ажурность рельефа описанных оболочек обусловливает высокую чувствительность зерен пикроильменита, обладающих ими, к условиям транспортировки; такие зерна весьма информативны в оценке степени механического износа.

Таким образом, морфологические, структурные и типоморфные особенности пикроильменитов содержат информацию об эволюционном развитии кимберлитовой системы: начиная с магматических, гидротермально-метасоматических внутритрубочных и заканчивая экзогенными условиями. В этой связи типы скульптур рельефа поверхностей и форма зерен пикроильменита, их фазовая и структурная неоднородность имеют индивидуальные черты, характерные для каждой стадии преобразования ИМК, и очень важны для прогнозирования и поиска кимберлитовых тел.

Литература

1.Лашкевич В.В., Медведев В.Я., Егоров К.Н., Иванова Л.А. Экспериментальное и физико-химическое моделирование метасоматического замещения пикроильменитов из кимберлитов. Геохимия. 2004, № 1.С. 61-69.

2.Клопотов В.И., Малов Ю.В., Овсянников Е.А. Реакционные каймы на пикроильменитах из кимберлитов//Геохимия, 1984, N 10, с. 1466-1473

3.Илупин И.П., Геншафт Ю.С. О метасоматических замещениях пикроильменита в кимберлитах//Минералогический журнал, 1986, т.8, N5, с. 65-73.

4.Игнатьев В.Д., Бурцев И.И. Лейкоксен Тимана. Санкт-Петербург: Наука, 1997. 215 с.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ СУЛЬФИДНО-ПЛАТИНОВЫХ РУД КОНТАКТОВОЙ ЗОНЫ ЧИНЕЙСКОГО ПЛУТОНА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Л.М. Житова[1, 2], А.А. Боровиков[2], М.П. Гора[2], А.А. Лапковский[2]

[1]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, e-mail: zhitova@igm.nsc.ru
[2] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: borovik@igm.nsc.ru, gora@igm.nsc.ru, alapkovsky@gmail.com

Флюидный режим рудно-магматических систем дифференцированных базитовых интрузивных комплексов играет важную роль в процессах кристаллизационной дифференциации базитовых расплавов и формировании Pt-Cu-Ni оруденения. Разная направленность эволюции флюидного режима таких интрузивов приводит к формированию рудоносных рифов или обогащенных металлами контактовых зон. На основе изучения флюидных включений в кварцах разных генераций из сульфидных руд Чинейского плутона комплексом современных аналитических методов нами изучен флюидный режим формирования обогащенных металлами (ЭПГ, Au, Ag, сульфиды и арсениды Co, Ni, Fe) контактовых зон Чинейского массива.

Чинейский дифференцированный пироксенит-габбро-анортозитовый плутон залегает среди карбонатно-терригенных отложений Удоканской серии (PR_1ud), перекрывающих поверхность фундамента в южном обрамлении Сибирской платформы. Этот массив габброидов представляет собой лополит, площадь поверхности которого составляет 150 км^2 при мощности магматических образований до 3 км. Сульфидное оруденение образует рассеянную вкрапленность и зональные каплевидные обособления вокруг сегрегаций титаномагнетита и ильменита в эндоконтакте, а также формирует линейный штокверк и вкрапленный ореол в экзоконтакте, локализация которых контролируется приконтактовой трещиноватостью и складчатостью[1 - 3].

При изучении детальной минералогии сульфидных руд восточного фланга Чинейского плутона нами прослежена специфическая петрологическая зональность контактовой зоны. Она проявлена в смене минеральных ассоциаций нормальных габброидов на диорит-пегматиты и монцодиориты с линзами кварц-полевошпатовых графических пегматитов как в латеральном направлении от центра массива к восточному флангу, так и по вертикали в направлении нижнего контакта плутона с вмещающими карбонатно-терригенными породами. В соответствии с этой петрологической зональностью зафиксировано увеличение содержания ЭПГ в сульфидных рудах от 1.5 ppm до 17.4 ppm, а также изменение минералогии ЭПГ от изоферроплатины (Pt_3Fe) и куперита (PtS) в центральных участках плутона до многочисленных интерметаллических соединений Pd с As, Sn, Te, Bi, Sb в контактовых зонах интрузии [4].

В результате изучения флюидных включений в кварцах разных генераций из сульфидных эндоконтактовых вкрапленных руд и штокверковых залежей в экзоконтакте были установлены различия флюидного режима формирования этих руд (Таблица). Магматогенные флюиды в эндоконтакте представляли собой гетерофазные, высокотемпературные (более 380°С), восстановленные и высококонцентрированные (до 45 мас.% экв. NaCl) водно-солевые растворы с обособленной газовой фазой, в составе которой преобладал CH_4. Штокверковые экзоконтактовые сульфидные руды формировались при участии гетерофазных постмагматических флюидов, представленных менее концентрированными (31-14 мас.% экв. NaCl) и более окисленными флюидами, обогащенными CO_2 ($CO_2 > CH_4 + N_2$). Температуры этих флюидов последовательно снижались от 310 до 165°С при удалении от контакта с интрузией. По данным лазерной абляции ICP-MS во включениях в кварце из контактовой зоны интрузии обнаружены значимые содержания благородных металлов Pt, Pd, Rh, Au, Ag (0.1-4.0 ppm) и целого ряда

рудных элементов Cr, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Sn, Sb, Bi, Pb, Hg (10-1000 ppm). Восстановленные флюиды содержат более высокие концентрации металлов.

Таблица. Результаты изучения флюидных включений в кварце Чинейского плутона

Водно-солевые и газовые включения								**Состав флюидов**
Образец	Фазы (20°)	T_H (L/V)	T_M (ice)	NaCl wt.% eq	T_{EU}	T_H (CH_4)	T_H (CO_2)	
кварц	V>>L	—	—	—	—	-114 -116 (L)	—	CH_4>>L
из эндо-	L+V+H	380	—	45	—	—	—	$NaCl+H_2O+V$
контакта	L>V	—	—	—	-74	—	—	$NaCl+KCl+FeCl_2+LiCl+H_2O$
	L+V	170	-9	12.9	-46	—	—	$FeCl_2+NaCl+H_2O$
кварц	L+V	165 - 310	—	14	—	—	—	$NaCl+H_2O+V$
из экзо-	V>>L	—	—	—	-60 -64		-28 (L)	$CO_2>N_2+CH_4$
контакта	L+V+H	160 - 170	—	31	—	—	—	$NaCl+H_2O+V$

Примечание:

Фазовый состав включений: L - жидкость, V - газовая фаза, H - изотропная солевая фаза (галит).

T_H - температура гомогенизации; тип гомогенизации: L - в жидкость, V - в газовую фазу.

T_M - температура растворения твердых фаз. T_{EU} - температура плавления эвтектики.

Важнейшими факторами рудоотложения в контактовой зоне Чинейского плутона послужили окисление восстановленных флюидов и уменьшение их солевой концентрации при снижении температуры и давления. Повышенная металлоносность восстановленных магматогенных флюидов по сравнению с более окисленными свидетельствует о возможности восстановленных флюидов экстрагировать из расплава и транспортировать значительные концентрации металлов. Окисление восстановленных металлоносных флюидов с одновременным их охлаждением в открытых трещинах является геохимическим и фазовым барьером, на котором происходит массовое отложение минеральных рудных фаз, приводящее к видовому всплеску благороднометалльной минерализации и формированию обогащенной металлами контактовой зоны Чинейского плутона. Вероятной причиной окисления восстановленных флюидов является контаминация базитового расплава коровыми породами и флюидами, что подтверждается петрографическими данными [2] и полученными нами результатами изотопного состава Не во включениях в кварце [5].

Следует отметить, что аналогичный тренд изменения флюидного режима и металлоносности рудно-магматических систем расслоенных базитовых комплексов установлен нами для более высокотемпературной области (800-900°С и 600-700°С) при изучении флюидных и комбинированных включений в симплектитовом кварце рифа Меренского [6] и Платрифа [7] Бушвельдского комплекса, ЮАР. Эта общая закономерность развития рудно-магматических систем позволяет применять флюидный режим в качестве критерия рудоносности дифференцированных базитовых интрузий.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 11-05-00681-а.

[1] Конников Е.Г. Расслоенные докембрийские ультрабазит-базитовые комплексы Забайкалья. Новосибирск, Наука, 1986. 127 с.

[2] Гонгальсий Б.И., Криволуцкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск, Наука, 1993, 189 с.

[3] Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Криволуцкая Н.А., Гонгальский Б.И., Житова Л.М., Котельникова М.В. Благороднометалльная минерализация сульфидных руд Чинейского плутона // Платина России// 2004. Т. 5. С. 225-249 [4] Tolstykh N.D., Zhitova L.M. PGE minerals distribution in marginal sulfide ores of the Chineisky Layered Pluton, Transbaikal Region, Russia // Extended abstr. of X Intern. Platinum Symposium. University of Oulu, Finland, 2005. P. 247-250.

[5] Шарапов В.Н., Борисенко А.С., Мазуров М.П., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н., Бессонова Е.П., Павлова Г.Г., Боровиков А.А., Житова Л.М., Пономарчук В.А., Попов В.Н., Черепанова В.К., Чудненко К.В. Модельный анализ континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009. 487 с.

[6] Житова Л.М., Боровиков А.А., Гора М.П., Шевко А.Я. О направленности эволюции магматогенных флюидов интеркумулусной стадии кристаллизации Рифа Меренского, Бушвельдский комплекс, ЮАР //Доклады АН. 2009. Т. 428, №5. С. 648-653.

[7] Zhitova L.M., Kinnaird J.A., Borovikov A.A., Nex P.A.M., Borisenko A.S. Fluid inclusion evidence of metal redistribution by late magmatogene fluids of the Platreef // 3rd Platreef Workshop, SEG-GSSA 2008 Conference. Johannesburg; University of the Witwatersrand, 2008. P. 51-55.

СКЛОНОВЫЕ РОССЫПИ ЧИНЕЙСКОГО ПЛУТОНА – НОВЫЙ ТИП ЗАЛЕЖЕЙ В ДИФФЕРЕНЦИРОВАННЫХ БАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСАХ С PT-CU-NI ОРУДЕНЕНИЕМ

Л.М. Житова[1, 2], Н.Д. Толстых[2]

[1]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, e-mail: zhitova@igm.nsc.ru
[2] Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: tolstykh@igm.nsc.ru

Сульфидные медно-никелевые месторождения в дифференцированных ультрабазит-базитовых интрузиях являются важнейшим источником попутной добычи платиноидов, золота и серебра. Выявление закономерностей распределения минералов благородных металлов в таких рудах и продуктах их гипергенного изменения весьма важно для достоверного прогноза запасов и перспектив Pt-Cu-Ni месторождений, а также для установления степени влияния эндогенного и экзогенного факторов концентрирования рудного вещества, сочетание которых приводит к формированию крупных месторождений.

Основанием для обнаружения склоновых россыпей Чинейского плутона послужили ураганные концентрации благородных металлов, выявленные при бороздовом опробовании канав на северных склонах участка Рудный, на порядок превышающие содержания этих элементов по разведочным скважинам [2]. Участок Рудный является северо-восточным монцодиоритовым флангом Чинейского дифференцированного пироксенит-габбро-анортозитового плутона, который залегает среди карбонатно-терригенных отложений удоканской серии (PR1ud), перекрывающих фундамент в южном обрамлении Сибирской платформы. В соответствии с локализацией сульфидного оруденения выделяют эндо- и экзоконтактовые руды, концентрация благородных металлов в которых нарастает в направлении пологозалегающего контакта со стороны как магматических, так и вмещающих пород [3, 4].

Участок расположен на водоразделе, вершина которого уплощенная и имеет абсолютные высотные отметки 2031,6-2064,4 м. Поверхность вершины обрамлена пологими склонами, которые сменяются крутыми с отчетливо выраженным выпукло-вогнутым профилем. Длина склонов достигает 1,5-2 км. Наибольшую крутизну (до 35-40º) имеют склоны южной экспозиции и привершинные зоны северных и восточных склонов, которые ниже выполаживаются до 10-25º. На вершине участка залегает элювий, мощность которого составляет 2-6 м, что установлено по керну разведочных скважин. Элювий сложен супесью, дресвой и мелким щебнем подстилающих пород, его поверхность покрыта плащем курумов, размер обломков которых достигает 0,1-1,5 м.

На склонах участка Рудный контакт монцодиоритов с вмещающими песчаниками и приконтактовые сульфидные залежи перекрыты чехлом отложений, неоднородным по составу и размеру обломков. Склоновые отложения образованы обломками монцодиоритов и ороговикованных песчаников, мелкая и тонкая фракция представлена дресвой, супесью и глинистым материалом, которые окрашены оксидами и гидроксидами железа. На разных уровнях склонов в участках просачивания на поверхность талых вод наблюдается окрашивание отложений малахитом, азуритом и хризоколлой в результате проявления процессов химического выветривания. Мощность склонового чехла не превышает 1-2 м в привершинных зонах и увеличивается до 6-8 м в основании склонов, что характерно для высокогорного гольцового рельефа Забайкалья [5].

Анализ морфологии склонов, состава и зональности распределения обломков в чехле свидетельствует о преобладании на участке Рудный склоновых процессов массового медленного движения обломочного материала при незначительной роли делювиального смыва. В ходе этих процессов обломочный материал не только сползает вниз по склону, но и дифференцируется по размеру в вертикальном направлении: на поверхность склона выдавливаются крупные обломки и глыбы, а мелкозем проседает при сезонном оттаивании

мерзлых пород. Установлено [5, 6], что длительное развитие подобных склонов неизбежно приводит к перераспределению в толще отложений частиц минералов с разным удельным весом, к погружению тяжелых минералов в нижние горизонты склонового чехла.

На северном склоне участка Рудный с глубины до 1 м были отобраны пробы склоновых отложений весом 20-30 кг, состоящие из дресвы, супеси и глинистого материала, часть которых была сконцентрирована до серого шлиха путем отмывки легкой глинистой фракции. Выход шлихового концентрата составил 1,3-2,0 % от начального веса промытых проб. Анализ содержания благородных и цветных металлов показал их более высокие концентрации в склоновых отложениях и в шлихах по сравнению с коренными рудами.

Благороднометалльные минеральные ассоциации склоновой россыпи аналогичны ранее выявленным минералам первичных сульфидных руд и руслового аллювия [4, 7]. В тяжелой фракции склоновых отложений обнаружены сперрилит $PtAs_2$, Au-Ag сплавы с содержанием Ag от 14,72 до 75,35 мас.%, а также минералы Pd, в распределении которых в чехле склона обнаружена определенная зональность. Минералы палладия, представленные мертиитом I $Pd_{11}(Sb,As)_4$, мертиитом II $Pd_8(Sb,As)_3$, садбериитом PdSb, соболевскитом PdBi, майченеритом PdBiTe и неназванной фазой PdBiTe(As,S), установлены только в пробах верхней части склоновой россыпи. Отсутствие этих минералов в пробах из нижней части склона и в русловом аллювии объясняется их слабой физико-химической устойчивостью. Сперрилит $PtAs_2$ обнаружен во всех проанализированных пробах. Его наиболее крупные единичные кристаллы до 0,8 мм встречены в аллювии ручья в основании склона. В пробах из верхней части склона зерна и кристаллы сперрилита являются более мелкими (до 0,2 мм), но их количество в каждой пробе превышает 400 знаков. По результатам микрозондового анализа в сперрилите установлены примеси Pd (до 1,64 мас.%) и Rh (до 0,87 мас.%). Все минералы ЭПГ образуют срастания друг с другом, а также с Au-Ag сплавами, халькопиритом, арсенидами и сульфоарсенидами Fe, Ni и Co.

В результате проведенных исследований на участке Рудный Чинейского плутона выявлены нетрадиционные залежи благородных металлов в отложениях склоновой россыпи, которая простирается широким шлейфом от вершины до основания северного склона. Ее формирование связано с флювиогляциальными процессами, которые протекали в чехле при его массовом медленном сползании вниз по склону. Минералы элементов платиновой группы и продукты их экзогенного выветривания, а также Au-Ag сплавы накапливаются в песчано-глинистом субстрате склонового чехла и заполняют трещины разборной скалы подстилающих пород. Распределение благороднометальных минеральных ассоциаций в склоновых отложениях свидетельствует о фациальной неоднородности склоновой россыпи, верхние участки которой обогащены палладиевыми минералами относительно зон в основании склона, где концентрируются минералы платины. Появление ураганных содержаний благородных металлов в канавах на северном склоне участка Рудный связано с совмещением концентраций металлов в рудах и богатых горизонтах склоновой россыпи, рыхлый материал которой, несомненно, был захвачен при бороздовом опробовании. Выявленные склоновые россыпи значительно увеличивают промышленные перспективы Чинейского месторождения, делая его более привлекательным для отработки. Обнаружение аналогичных склоновых россыпей благородных металлов возможно на сходных по геологическому строению и вещественному составу объектах, которые подверглись денудации в похожих орогенно-климатических условиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ 11-05-00681-а.

Литература

[1] Житова Л.М., Толстых Н.Д., Цимбалист В.Г. Особенности концентрирования благородных металлов в склоновых россыпях Чинейского плутона // Доклад РАН. 2004. Т. 396, №5. С. 654-659.

[2] Лебедев А.П. Чинейский габбро-анортозитовый плутон (Восточная Сибирь). Труды ИГЕМ АН СССР.1962. Вып. 80, 100 с.

[3] Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1993. 184 с.

[4] Воскресенский С.С. Динамическая геоморфология. Формирование склонов. М.: Изд-во МГУ, 1971. 230 с.

[5] Нестеренко Г.В. Происхождение россыпных месторождений. Новосибирск: Наука, 1977, 312 с.

[6] Толстых Н.Д., Орсоев Д.А., Кривенко А.П., Изох А.Э. Благороднометалльная минерализация в расслоенных ультрабазит-базитовых массивах юга Сибирской платформы. Новосибирск: Параллель, 2008, 194 с.

U-PB ВОЗРАСТ ДЕТРИТОВЫХ ЦИРКОНОВ ИЗ МАНЗУРСКОГО АЛЛЮВИЯ: СВИДЕТЕЛЬСТВО КАТАСТРОФИЧЕСКОГО ПРОРЫВА БАЙКАЛА В ПРА-МАНЗУРКУ

А.В. Иванов[1], Е.И. Демонтерова[1], Л.З. Резницкий[1], И.Г. Бараш[1], Ц.-Х. Хунг[2], С.-Л. Чунг[2], Йо. Иизука[3], К.-Л. Ванг[3]

[1] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: aivanov@crust.irk.ru
[2] National Taiwan University, Taipei,
[3] Institute of the Earth's Sciences, Taipei, e-mail: basaltwang@gmail.com

Манзурский аллювий – термин, введенный Н.А. Логачевым и др. (1964). Он характеризует аллювиальные отложения, отлагавшиеся в долине реки пра-Манзурки и фрагментарно протягивающиеся от оз. Байкал до р. Лена. Сегодня существует консенсус, что пра-Манзурка вытекала из оз. Байкал и впадала в р. Лену. Одной характерной особенностью манзурского аллювия является параллельное переслаивание галечников и песков. Среди гальки преобладают эффузивы, петрографически схожие с юрскими породами Западного Забайкалья, отсутствующие в районе реконструируемой долины пра-Манзурки. Поскольку этот галечник не мог попасть в пра-Манзурку через Байкал, то Н.А. Логачев (Логачев и др., 1964) справедливо считал, что этот галечник был переотложен из юрских конгломератов, широко распространенных к западу от долины пра-Манзурки, первичный источник вещества которых находился в Западном Забайкалье. Возраст манзурского аллювия оценивался, как плиоценовый на основании сопоставления достаточно бедных, выделенных из манзурского аллювия палинологических спектров (Логачев и др., 1964). Однако последующее термолюминисцентное (ТЛ) датирование песков и новые палинологические данные позволили говорить о полихронности манзурского аллювия (Трофимов и др., 1999). ТЛ-датировки, отобранные вдоль долины пра-Манзурки, имеют средневзвешенное значение возраста 117 ± 28 тыс лет (n = 8, СКВО = 1.3). Примерно в это же время в Байкале произошло резкое падение уровня воды на 40 м (Urabe et al., 2004). Несмотря на то, что колебания воды в Байкале связывают с климатическими флуктуациями, весьма заманчиво предположить, что падение уровня озера произошло из-за катастрофического прорыва вод Байкала в долину пра-Манзурки. В этой работе показано, что эта гипотеза находит подтверждение по результатам массового U-Pb датирования детритовых цирконов, выделенных из манзурского аллювия и из песков дельты Селенги.

Для U-Pb датирования методом индуктивно-связанной плазменной масс-спектрометрии с лазерной абляцией были выделено несколько тысяч цирконов размерностью от 80 до 160 микрон из шести проб. Три пробы были отобраны из отложений Селенги в ее дельтовой части. Две пробы – из нижней (гравелитовой) и верхней (песчаной) частей разреза манзурского аллювия в низовьях р. Голоустная. Одна проба из нижней галечной части разреза манзурского аллювия в районе п. Косая Степь на левом берегу р. Бугульдейка. Основания опробованных разрезов манзурского аллювия возвышаются над современным уровнем Байкала примерно на 200 м.

По результатам датирования было выявлено следующее. Во-первых, цирконы из манзурского аллювия и дельты Селенги характеризуются схожими спектрами возрастов, если рассматривать только цирконы с возрастом моложе 550 млн лет (рис. 1). Во-вторых, среди цирконов присутствует группа с раннемеловыми возрастами (~ 130-150 млн лет), что однозначно указывает на поступление материала в долину пра-Манзурки с другого берега Байкала. В третьих, среди цирконов манзурского аллювия присутствуют местные цирконы с возрастом ~ 1.9 млрд лет, однако их количество составляет всего 7% от общего числа проанализированных зерен. Такое аномально малое количество местных цирконов указывает на катастрофически быстрое формирование манзурского аллювия из песчаного материала

дельты Селенги и юрских конгломератов, выходящих на берег Байкала неподалеку от предполагаемого истока пра-Манзурки.

Таким образом, мы предполагаем, что плиоценовая пра-Манзурка не соединялась с Байкалом. Ее исток был отделен от Байкала тонкой перемычкой, а ложе реки было ниже уровня озера. В позднем плейстоцене (117 ± 28 тыс лет назад) эта перемычка была разрушена, в результате резкого опускания этой перемычки (схода крупного оползня?), возможно, из-за сильного землетрясения. В образовавшуюся брешь хлынули воды Байкала, неся с собой песок дельты Селенги и гальку из юрских конгломератов. Это привело к резкому падению уровня озера на 40 м. Снижение уровня озера на 40 м происходило, по-видимому, очень быстро. При современной ангарской скорости стока для этого потребовалось бы порядка 20 лет. Пра-Манзурский катастрофический сток был наверняка выше.

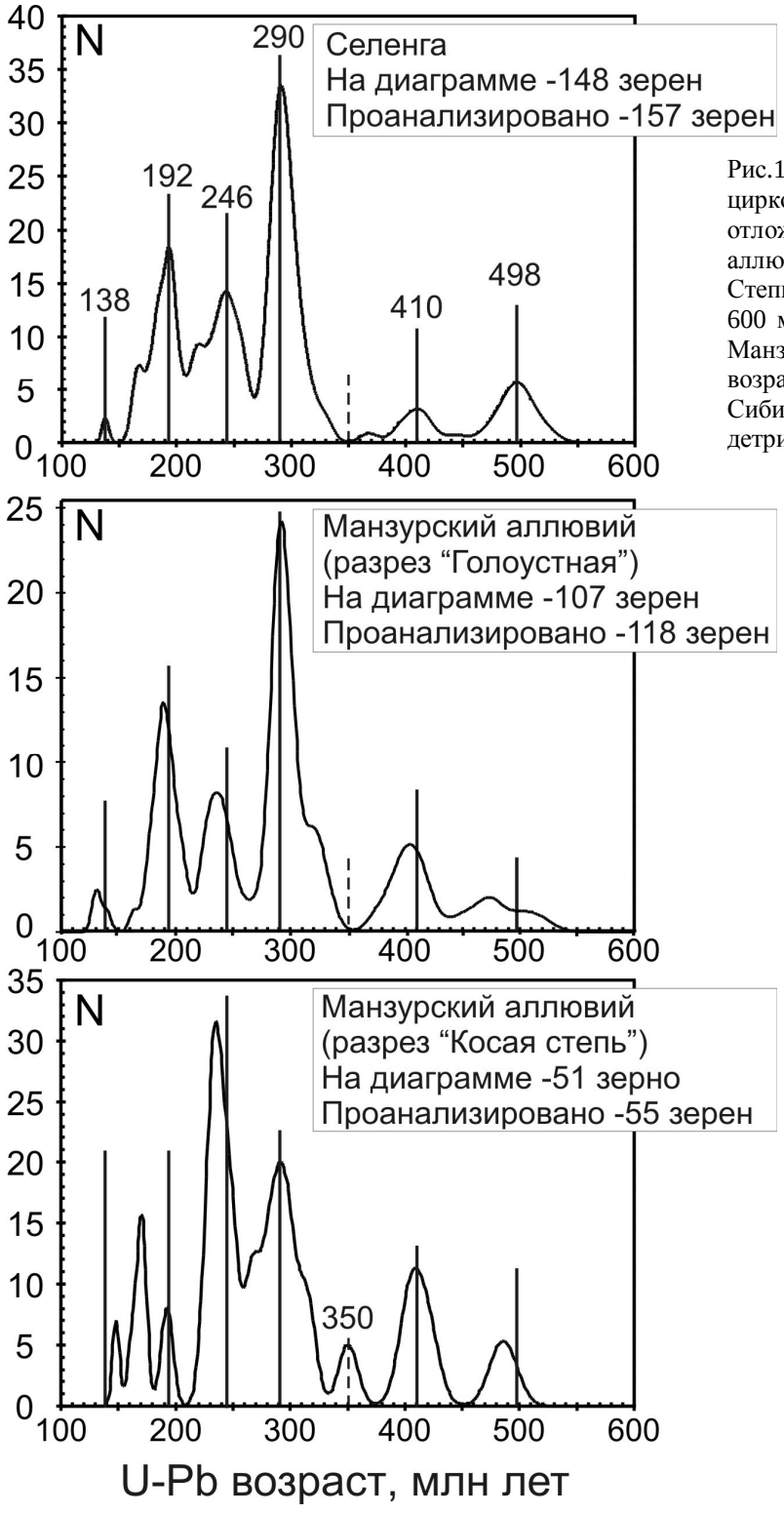


Рис.1. Гистограммы U-Pb возрастов детритовых цирконов, отобранных из аллювиальных отложений в дельте Селенги и манзурского аллювия (разрезы «Голоустная» и «Косая Степь»). Приведены только датировки моложе 600 млн лет. Среди более древних датировок в Манзурском аллювии встречаются цирконы с возрастом 1.8-1.9 млрд лет, характерные для Сибирского кратона и отсутствующие среди детритовых цирконов дельты Селенги.

Литература

Логачев Н.А., Ломоносова Т.К., Климанова В.М. Кайнозойские отложения Иркутского амфитеатра. М.: «Наука», 1964. 195 с.

Трофимов А.Г., Малеева Е.М., Попова С.М., Попова С.М., Кулагина Н.В., Шибанова И.В., Уфимцев Г.Ф. Манзурский аллювий Прибайкалья: палинология, стратиграфия, этапы аккумуляции // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7. С. 96-109.

Urabe A, Tateishi M, Inouchi Y, Matsuoka H, Inoue T, Dmitriev A, Khlystov OM (2004) Lake-level changes during the past 100,000 years at Lake Baikal, southern Siberia. Quater Res 62:214–222.

КАРТИРОВАНИЕ СТРУКТУР, КОНТРОЛИРУЮЩИХ КИМБЕРЛИТЫ, С УЧЕТОМ ПЛОТНОСТИ СЕТИ ПОИСКОВОГО БУРЕНИЯ НА ЗАКРЫТОЙ ТЕРРИТОРИИ НАКЫНСКОГО ПОЛЯ ЯКУТИИ

П.А. Игнатов[1], К.В. Новиков[1], А.М. Шмонов[1], А.В.Толстов[2]

[1]Российский государственный геологоразведочный университет (МГРИ-РГГРУ), г. Москва.
e-mail: petrignatov@gmail.com
[2]Ботуобинская ГРЭ АК «АЛРОСА», г. Мирный. e-mail: TolstovAV@alrosa.ru

Проблема поисков коренных месторождений алмазов на площадях, перекрытых мощным чехлом отложений, является одной из наиболее острых. Здесь не работают прямые геологические методы, поэтому имеющаяся информация об их строении является результатом интерпретации геофизических данных и изучения и опробования керна поисковых скважин. Накынское кимберлитовое поле Якутской алмазоносной провинции является типичным примером такого типа закрытой территории, поскольку толща нижнепалеозойских терригенно-карбонатных пород, которую прорывают среднепалеозойские алмазоносные кимберлиты, перекрыта чехлом юрских отложений мощностью от десятков до 100 м и более.

Объектом изучения являлся керн поисковых и разведочных скважин, пройденных Ботубинской ГРЭ АК АЛРОСА по нижнепалеозойским породам в Накынском поле. Разработан комплекс методов выявления и изучения тектонических и флюидоразрывных образований, направленный на картирование структур, контролирующих положение и морфологию алмазоносных кимберлитов Ботуобинского, Нюрбинского, Майского и Мархинского месторождений и ряда проявлений [1- 6]. Комплекс включает специальную документацию керна с выделением:

- тектонических признаков (микросбросы, микровзбросы, тектонические брекчии, складки волочения, сутуро-стилолитовые швы и пр.);
- признаков газовзрывных образований (эруптивные брекчии щелочных базитов, флюидизитовые прожилки, эксплозивные карбонатные брекчии);
- анализ вторичной минерализации (скарноиды, кальцит, доломит, пирит, барит и целестин).

Эффективность использования этого комплекса связана с оценкой зависимости объема извлекаемой информации от вида конкретного геологического признака и размера ячейки сети бурения. При этом возникает ряд вопросов, основными из которых являются: неравномерность сетей поискового бурения и изученности территории, наличие конвергентных геологических признаков, относительно небольшая глубина вскрытия вмещающего карбонатного цоколя, разная глубина скважин. Для их решения применялись два подхода.

Первый подход включал в себя анализ распределения признаков при искусственной разрядке ячеек сети бурения до 200, 400 и 800 м, и сопоставление результатов с априорными геологическими и геофизическими данными; второй – расчет площадной плотности различных признаков в окнах разного размера с нормированием на плотность анализируемой наблюдательной сети.

Анализ распределения геологических признаков в керне по разным сетям поискового бурения на закрытой территории Накынского поля показал, что по сети 800×800 м могут выделяться крупные магистральные разломы; по сети 400×400 м уточняется строение крупных разломов и картируются рудоконтролирующие структуры и ареалы флюидного магматизма, выделяются перспективные для обнаружения кимберлитов площади; по сетям 200×200 и 100×100 м уточняется внутренне строение рудоконтролирующих структур и выделяются локальные перспективные участки.

Рассмотрение распределения нормированных плотностей признаков на исследуемой площади позволяет говорить о том, что крупные магистральные разломы отмечаются повышенной плотностью ряда тектонических признаков, а скрытые рудоконтролирующие структуры картируются повышенной плотностью признаков флюидного магматизма (рисунок), причем разные признаки взаимно дополняют структурный план.

Полученные данные свидетельствуют об эффективности разработанной методики, которая, конечно, не заменяет традиционных приемов исследования скважин, таких, как каротаж, документация, опробование и шлихо-минералогический анализ керна, но существенно дополняет их.

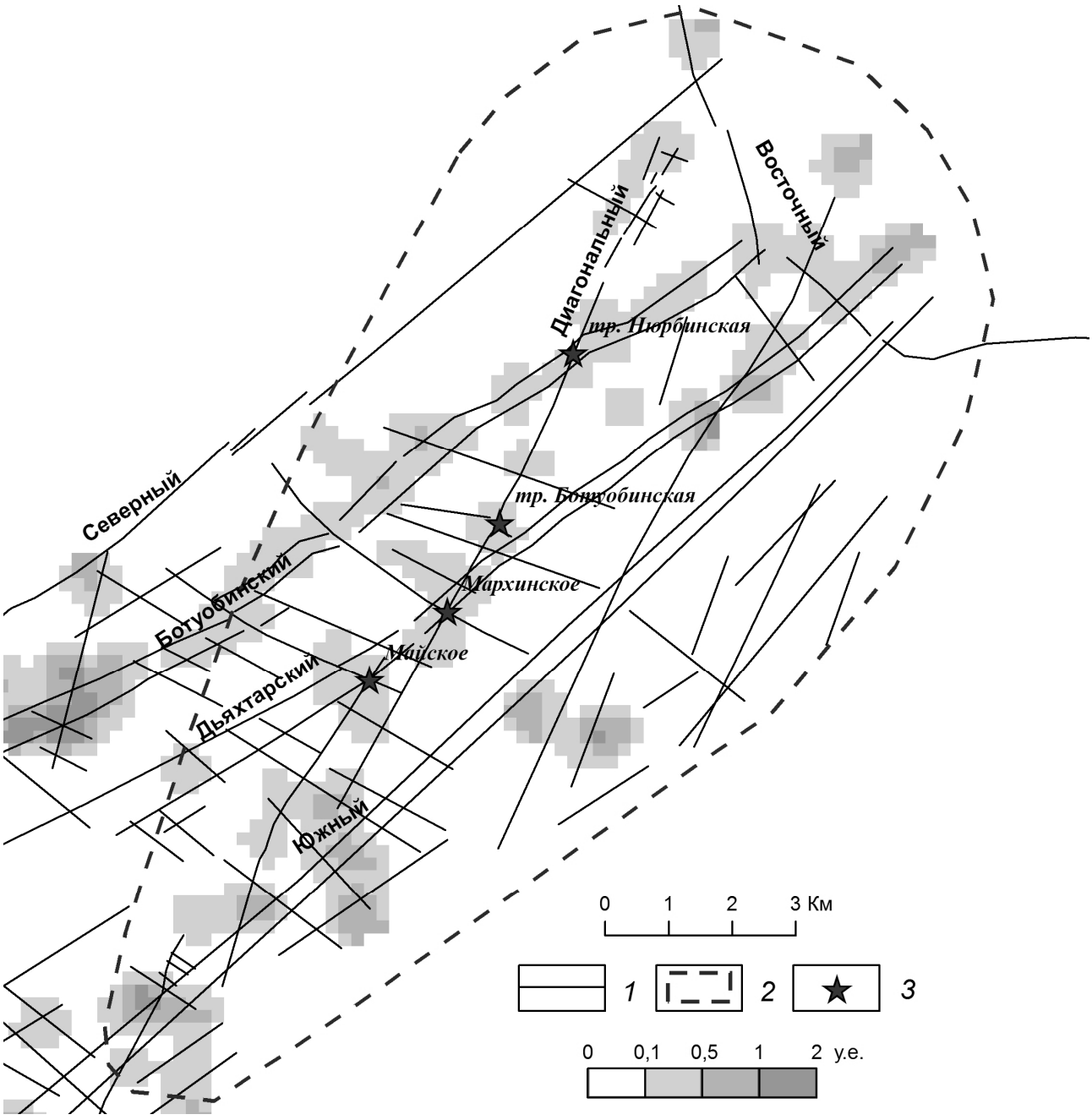


Рис.1 Локализация флюидизитовых прожилков в зонах разломов, контролирующих эруптивные брекчии базитов и кимберлиты: *1* – разломы; *2* – ореол распространения брекчий базитов; 3 – известные кимберлитовые тела. Цветовой шкалой показана плотность флюидизитовых прожилков, нормированная на плотность сети бурения.

Литература

1. Игнатов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Новые приемы оценки локальных площадей на коренные месторождения алмазов. // Руды и металлы. № 5. 2001. С. 32–43.
2. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Штейн Я.И., Толстов А.В., Яныгин Ю.Т. Геологические и минерально-геохимические признаки структур, контролирующих алмазоносные кимебрилиты Накынского поля Якутии. Москва, Руды и металлы, №4, 2006 г
3. Игнатов П.А. Методы обнаружения скрытых рудоконтролирующих структур в осадочных толщах на примерах месторождений урана и алмазов // Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении: XXI Междунар. научн. конф., посвящ. 100-летию академика В.И. Смирнова. Москва, МГУ. Сборник трудов в 2-х томах.Т. 1. М.: МАКС Пресс, 2010. С. 169-186.
4. Игнатов П.А., Бушков К.Ю., Новиков К.В., Толстов А.В. Ареал брекчий базитов Накынского кимберлитового поля. // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2010, №2. – С. 31-36.
5. Игнатов П.А., Новиков К.В., Бушков К.Ю., Толстов А.В., Реконструкция сдвигов и сбросов в платформенном чехле по данным детального геологического картирования // X международная конференция «Новые идеи в науках о Земле». Доклады. Т.1. – Москва, 2011. С. 204-205.
6. Игнатов П.А., Новиков К.В., Бушков К.Ю., Толстов А.В. Реконструкция кинематики разломов на закрытых территориях по данным анализа микронарушений в керне // Известия ВУЗов. Геология и разведка. 2011, №3. С 55-60.

ГЕНЕЗИС ПАТОМСКОГО ВУЛКАНА

В.П. Исаев [1], П.В. Исаев [2]

[1]*Иркутский государственный университет, e-mail: isaevvp@yandex.ru*
[2]*ООО «Геоконтроль-Восток», e-mail: isaev_peter@mail.ru*

Необычность Патомского природного объекта, открытого в 1949 г иркутским геологом Колпаковым, породила множество гипотез его образования. И как сложилось в науке, чем сложнее явление или объект, тем труднее определить его происхождение.

Объект сложен глыбами серых и тёмно-серых известняков, его геоморфологические и геологические особенности изложены в ряде работ [1-4]. Прежде чем решать проблему происхождения этого феноменального объекта, необходимо дать ответы на два вопроса: как называть такой объект и какая сила могла его произвести. Первый ответ является совершенно очевидным. Конечно это вулкан, а не кратер, как его называют. Кратеры бывают от падения метеоритов. Здесь же вулканический материал выброшен изнутри, из недр. В справочной литературе можно прочесть, что любой вулкан по форме состоит из усечённого конуса выноса извергаемого материала, воронкообразного кратера наверху и жерла. В грязевых вулканах жерло бывает открытым, заполненным остатками обломочного материала или как бы заткнутым глиняной пробкой, выдавленной из жерла остаточным давлением газа.

Теперь о генезисе вулкана. Понятно, что вектор приложения сил направлен из недр к поверхности Земли. Так ведут себя все подземные флюиды. Очевидно также, что вода в этом процессе не участвовала. Остаётся единственный источник энергии – сжатый газ. Тогда возникает следующий вопрос: какой газ, откуда? Возможны два ответа: 1 – газ из магматического очага, 2 – газ из осадочной толщи. Первый вариант мы не рассматриваем, так как в этом районе не известны проявления магматизма моложе среднего палеозоя ни на поверхности, ни на глубине. Иначе говоря, современные магматические вулканы здесь отсутствуют. По второму варианту можно предположить два газа: диоксид углерода и метан. При очень сильном термическом воздействии на известняки, которые присутствуют в этом районе в огромных количествах, могло образоваться большое количество углекислого газа. Вследствие образования аномально высокого давления этот газ способен прорвать мощную толщу карбонатных пород и образовать вулканический конус. Чтобы остановиться на этом предположении, надо доказать, что такое термическое воздействие имело место. У нас таких доказательств нет. Поэтому остаётся последний вариант: источником энергии для образования вулкана явился углеводородный газ, скорее всего метан.

Наши работы на вулкане в 2008 г заключались в откачках воздуха из межглыбового пространства с целью обнаружения в нём следов присутствия углеводородов (УВ). Откачка и анализ на месте производились с помощью мобильного газового хроматографа АХТ-ТИ. Было выполнено два поперечных профиля. Отобраны 42 пробы свободного и водорастворённого газа, воды, грунта, горных пород. В результате проведённых измерений и химико-аналитических работ установлено следующее: УВ присутствуют даже в том воздухе, который находится в межглыбовом пространстве вулкана, в кратере их содержание аномально; проще говоря, вулкан «дышит». УВ представлены полным спектром: метан, этан, пропан, и-бутан, н-бутан, и-пентан, н-пентан.

Изучение известняков (Э.А. Развозжаева и др.) показало, что они содержат органическое вещество (Сорг = 2,18 % на нерастворимый остаток и 0,15-0,35 % на породу). В нём содержатся жидкие УВ (битумоиды). В отношении содержания органического вещества в известняках надо сделать поправки на время. Органическое вещество в породах вулкана постоянно, в течение 300-500 лет как он образовался [3, 4], подвергалось окислению. В первую очередь окислялись углеводородные газы и битумоиды. Вследствие длительного существования ОВ в условиях земной поверхности, образовавшиеся в нём углеводороды были утрачены (выветривание, окисление). Кроме этого битуминозное вещество и

газообразные углеводороды могли подвергаться воздействию углеводородокисляющих бактерий. В результате всех этих процессов органического и битуминозного вещества становилось всё меньше и меньше. Так что о первоначальном содержании $C_{орг}$ приходится только предполагать. О наличии изначально повышенного содержания РОВ в известняках и соответствующей восстановительной среды свидетельствует массовое образование аутигенного пирита. Аналогичные терригенно-карбонатные комплексы осадочных пород широко развиты на Сибирской платформе. Они имеют рифейский, вендский и нижнекембрийский возраст. Эти отложения характеризуются региональной нефтегазоносностью. Карбонатные толщи Патомского нагорья также могут быть нефтегазоматеринскими и нефтегазоносными. Просто Бодайбинский район в этом отношении слабо изучен. Здесь не пробурено ни одной глубокой скважины.

Отложения рифея и венда на территории Патомского нагорья и северного склона Алданского щита изобилуют проявлениями нефти, битумов и горючих газов. Надо обязательно отметить, что обнаружение нефти на реке Туолбе (1936-1938 гг.) послужило, с лёгкой руки молодого геолога В.М. Сенюкова, началом поисковых работ на нефть и газ по всей Сибирской платформе. Тектонические условия района Патомского вулкана весьма выгодны для накопления УВ, потому что этот район является в настоящее время существенно приподнятым относительно окружающих платформенных территорий. Амплитуда поднятия только в новейшее время составляет 500 м. На тектонической карте Сибирской платформы (под редакцией К.И. Микуленко и В.С. Старосельцева, 1979) показано, что исследуемый район окружён с северо-запада и севера Предпатомским региональным прогибом, а с северо-востока – Берёзовской впадиной (рисунок).

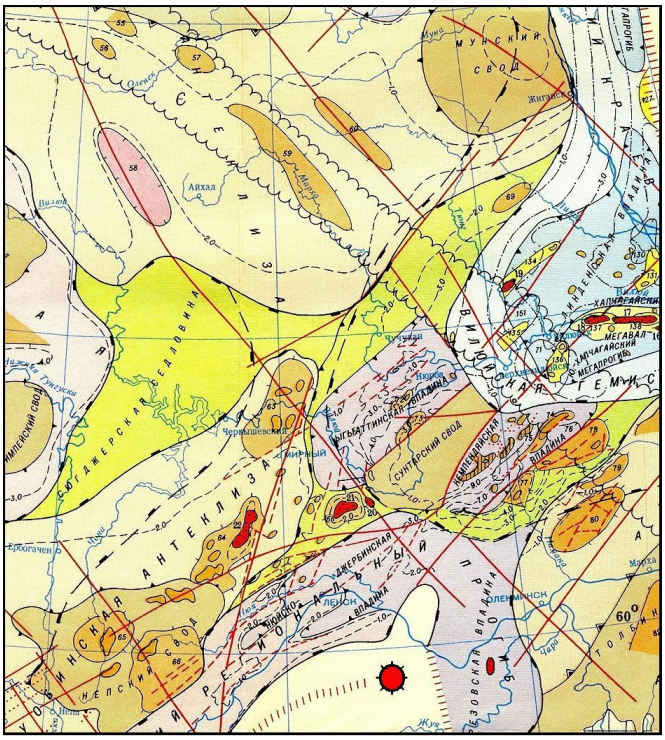


Рис. 1 Тектоническая позиция Патомского вулкана

Таким образом, Патомский вулкан относится к категории грязевых вулканов. Поскольку жидкой глины нет, то его, строго говоря, нельзя назвать «грязевым». Наиболее правильное генетическое название: газолитокластитовый вулкан (газ – источник энергии, лито – камень, кластиты – обломки).

Авторами ещё в 2008 г было предложено присвоить вулкану статус: «Памятник природы Иркутской области».

Авторы выражают благодарность всем участникам экспедиции-2008, особенно её организатору С.А. Язеву и спонсору – газете «Комсомольская правда».

Литература

1. Колпаков В.В. Загадочный кратер в Патомском нагорье // Природа. 1951. № 2. С. 58, 59.

2. Антипин В.С., Фёдоров А.М. Происхождение Патомского кратера (Восточная Сибирь) по геолого-геохимическим данным // Доклады Академии наук. 2008. Т. 423, №3. С. 361-366.

3. Антипин В.С., Воронин В.И. Патомский кратер – земной или небесный? // Наука из первых рук. 2010. № 5. С. 17-25.

4. Антипин В.С., Воронин В.И., Фёдоров А.М. Патомский кратер в Восточной Сибири // Природа. 2008. № 9. С. 69-75.

5.Обручев С.В. Комментарий к статье В.В. Колпакова // Природа № 2. 1951. –С. 59-61.

РАЗРАБОТКА КРИТЕРИЕВ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КИМБЕРЛИТОПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ РАНГА КИМБЕРЛИТОВОГО ПОЛЯ НА ПРИМЕРЕ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА

И.П. Кашетина, С.Ф. Бессмертный

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК "АЛРОСА", г. Мирный, Россия

Кимберлитовые поля являются продуктом сложных геологических и физико-химических процессов и представляют собой крупные структурно-вещественные неоднородности земной коры. Считается установленным, что решающую роль в формировании кимберлитового поля как самостоятельного геологического объекта играет эндогенный фактор, который и обусловил ряд характерных повторяющихся признаков [1]. Как показывает анализ геофизических материалов, районы кимберлитового магматизма характеризуются аномальными геофизическими свойствами.

Изучение глубинного строения Далдыно-Алакитского алмазоносного района (ДААР) проводилось на основе комплексного анализа материалов гравиметрической, магнитной съемок и глубинных сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ. В результате проведенных исследований в ДААР выявлена интегрированная совокупность геофизических неоднородностей, которая проинтерпретирована как субвертикальная область преобразования земной коры, предположительно генетически связанная с формированием и развитием здесь гетерогенной кимберлитообразующей системы.

По материалам глубинных сейсморазведочных работ на основании анализа интегральных амплитудных характеристик волнового поля установлено, что земная кора ДААР отличается высокой сейсмической неоднородностью. В консолидированной части земной коры выделяются контрастные транскоровые субвертикальные зоны гетерогенного типа. На глубине 25-30 км субвертикальные транскоровые зоны сливаются с субгоризонтальной гетерогенной системой [2].

С охарактеризованными выше особенностями сейсмогеологической модели консолидированной коры увязываются плотностная и магнитная 3D – модели ДААР, полученные с использованием компьютерной технологии статистического и спектрально-корреляционного анализа геоданных «КОСКАД 3D». В верхних горизонтах земной коры кимберлитовым полям соответствуют минимумы распределения гравитирующих и магнитных масс. Блоки пород, определяющие минимумы магнитного и гравитационного полей, приурочены к интервалу глубин от 2-4 до 18-35 км. К нижним горизонтам земной коры – верхней мантии приурочен высокоинтенсивный максимум распределения плотностных характеристик.

Выделенная по результатам анализа транскоровая гетерогенная зона, соответствующая ДААР, в нижнекоровом слое и верхах мантии отождествляется с областью распространения преимущественно метамафических образований (ультрабазитовые ассоциации на фоне гранулит-базитового состава нижнего слоя земной коры). Морфологически она представляет собой куполообразную структуру, ассоциируемую с мантийно-коровым диапиром, и может рассматриваться как глубинный палеоочаг кимберлитообразующей системы. Наличие высокоинтенсивных максимумов Δg регионального плана практически является «проекцией» на поверхности наблюдений глубинных тел мантийно-коровых диапиров. В консолидированной земной коре «ответвления» локальных аномалий сейсмических характеристик от нижнекорового слоя в верхние части коры, а также минимумы распределения магнитных и гравитирующих масс отождествляются с высокопроницаемой зоной брекчированных и трещиноватых неоднородных образований, благоприятной для внедрения флюидно-магматической колонны (включая основные, ультраосновные

расплавы). Подобные закономерности выявляются и для других районов локализации кимберлитового и родственного ему магматизма (Накынское, Верхне-Мунское, Мирнинское кимберлитовые поля).

Таким образом, основная цель поискового прогнозирования по материалам глубинных сейсморазведочных работ МОВ-ОГТ, а также гравиметрической и магнитной съемок - выявление предполагаемых элементов кимберлитообразующей системы. Транскоровая гетерогенная зона, проявленная в интегральных амплитудных характеристиках волнового поля, региональные максимумы поля силы тяжести в сочетании с приуроченными к ним совмещенными минимумами магнитного и гравитационного полей, картируют площади распространения предполагаемых мантийно-коровых диапиров в земной коре, а также проницаемых зон над ними или по периферии. Эти аномальные геофизические характеристики в комплексе с другими благоприятными факторами могут использоваться в качестве прогнозных критериев поисковых объектов в ранге кимберлитового поля.

Литература.

1. Манаков А.В. Закономерности размещения алмазоносных кимберлитов на основе анализа глубинногостроения литосферы (на примере Якутской кимберлитовой провинции); Диссертация на соискание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. 2002. 355 с.

2. Бессмертный С.Ф., Кашетина И.П. Объемное строение транскоровой кимберлитоконтролирующей системы (на примере Далдынского кимберлитового поля) // Наука и образование, №2(62). 2011. Якутск, 21 с.

СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЙ БАЗИТОВЫЙ И КИМБЕРЛИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ СИБИРСКОГО КРАТОНА: ВЕЩЕСТВЕННАЯ СПЕЦИФИКА И ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ПРОЯВЛЕНИЯ

А.И. Киселев, К.Н. Егоров

Институт земной коры СО РАН, Иркутск, e-mail: akiselev@crust.irk.ru

Объектом рассмотрения является Вилюйская рифтовая система, возникшая в результате рифтогенной деструкции восточной части Сибирского кратона в среднем палеозое (D_2-C_1). Она прослеживается от дельты Лены до хребта Сетте-Дабан включительно на протяжении около 1500 км и представляет собой тройное сочетание грабенов, две ветви которого определили восточную границу кратона, а третья ветвь протянулась в глубь континента в виде собственно Вилюйского рифта. Образование рифтогенных структур сопровождалось высокой магматической активностью, результаты которой наиболее полно проявлены в строении Вилюйского рифта (авлакогена). Распределение магматических продуктов в его пределах указывает на зональный характер проявления магматизма. Во внутренней системе впадин протекали вулканические процессы, сформировавшие толщи, сложенные покровами умеренно титанистых базальтов и переслаивающимися с ними терригенными и карбонатными породами. Вдоль северо-западного плеча Вилюйского рифта наряду с вулканическими широко проявились субвулканические процессы, с которыми было связано образование протяженного (> 700 км) Вилюйско-Мархинского дайкового пояса высокотитанистых долеритов, а также кимберлитов Мирнинского и Накынского кимберлитовых полей. Магматизм этой части рифта характеризовался импульсным развитием. Наиболее ранними здесь были массовые излияния базальтов, внедрения силлов и даек умеренно-щелочных долеритов. Вслед за ними произошли базитовые эксплозии, а затем сформировались кимберлиты. Среднепалеозойская магматическая активность в пределах Вилюйско-Мархинского дайкового пояса завершилась формированием единичных даек высокотитанистых долеритов.

Общие закономерности распределения несовместимых элементов в породах Вилюйского рифта практически идентичны между собой и близки базальтам OIB. Незначительное обогащение несовместимыми элементами отмечается от эффузивных базитов к породам докимберлитовых субщелочных долеритов и затем к базитам посткимберлитовых даек. Отношения Nb/Ta, Zr/Nb, La/Nb, Ta/Yb, Th/Ta и др. характеризуются узкими интервалами значений и указывают на однородность источника магм Вилюйского рифта. Более низкая степень обогащения легкими редкими землями (La/Yb = 10 – 16) эффузивов и умеренно-титанистых базитов относительно OIB, возможно, обусловлена участием в плавлении граната или более высокими степенями плавления однородного мантийного источника.

Изотопные составы эффузивов и интрузивных долеритов Вилюйского рифта в целом располагаются выше поля мантийной корреляции, главным образом, вследствие их обогащения радиогенным стронцием. Эффузивы и докимберлитовые базиты характеризуются более низкими значениями ε_{Nd} (1.3-3.7) и несколько более широким диапазоном вариаций отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$ (t) по сравнению с посткимберлитовыми базитами (ε_{Nd} = 4.8-5.3). Вариации величины $^{87}Sr/^{86}Sr$ (t) в породах, близких по петрохимическому, редкоэлементному, а также по изотопному составу Nd, по-видимому, связаны с контаминацией расплавов карбонатно-эвапоритовым материалом венд-кембрийского чехла Сибирской платформы. Составы основных пород (эффузивов, интрузивных базитов и брекчий трубок взрыва) Вилюйского рифта отражают однородность магматического источника под всей территорией рифтовой области.

По петрохимическим параметрам кимберлиты Мирнинского поля образуют широкий диапазон и перекрываются по содержанию таких показательных элементов как титан и калий с кимберлитами Накынского поля. Самые низкие содержания K_2O характерны для

порфирового кимберлита трубки Нюрбинская (0.14 мас. %). В целом петрохимические характеристики кимберлитов Накынского поля не выходят за пределы значений, установленных для пород других кимберлитовых полей Якутии. По геохимической специализации кимберлиты Накынского поля заметно отличаются не только от кимберлитов Мирнинского поля, но и от большинства кимберлитов Якутии. Их аномальность определяется пониженными содержаниями REE и отрицательными аномалиями Th, U, Zr, Hf. Кимберлиты Накынского поля в сравнении не только с кимберлитами Мирнинского поля, но с другими кимберлитами Якутии достаточно умеренно обогащены LIL-элементами (цезием, рубидием, барием и др.). Кимберлиты Мирнинского поля характеризуются повышенными содержаниями редкоземельных элементов и более высокими концентрациями высокозарядных элементов Th, U, Zr, Ta, Nb. По изотопному составу стронция кимберлиты Мирнинского поля варьируют в широких пределах: от 0.7032 до 0.7092 $^{87}Sr/^{86}Sr$ (t), тогда как значения eNd положительные и укладываются в узкий диапазон (от +3.93 до +7.0). Это позволяет предполагать участие в их образовании источника с характеристиками деплетированной мантии и источника, относительно обогащенного радиогенным стронцием при очень низких содержаниях редких земель. Кимберлиты Накынского поля имеют более широкий разброс как значений eNd (от -3.1 до +4.25), так и величин первичного отношения стронция от 0.7042 до 0.7084 $^{87}Sr/^{86}Sr$ (t). Широкие вариации изотопных составов этих кимберлитов, как и их особые геохимические характеристики позволяют предполагать существенную роль в их образовании процессов коровой контаминации.

В ходе развития Вилюйской рифтовой системы намечается определенная миграция центров магматической активности плюма. К наиболее ранним проявлениям относится небольшой ареал трахибазальт-трахиандезитовых эффузивов наманинской свиты на юго-западе рифта, в образовании которых участвовал мантийный подлитосферный источник с высокими концентрациями щелочей, LIL- и HFS-элементами. Далее базальтовая магмогенерации охватила всю площадь рифтовой системы и проявилась в виде массовых излияний толеитовых и умеренно щелочных базальтов, а также силлов и даек долеритов на плечах рифта. К завершающей стадии основного магматизма относится формирование посткимберлитовых высокотитанистых даек на северо-западном плече Вилюйского рифта.

Петрогеохимическая и изотопная гетерогенность базитов и кимберлитов Вилюйской рифтовой системы предопределялась предшествующей тектонической эволюцией территории Сибирского кратона, охваченной среднепалеозойским рифтогенезом. В палеопротерозое здесь был Акитканский орогенный пояс, а позднее в мезо- и неопротерозое образовался Нюрбинский рифтогенный пояс. Неопротерозойские тектоно-термальные события на территории Вилюйской рифтовой системы совпадают по времени с модельными возрастами обогащения компонентом EMI мантийного источника накынских кимберлитов, варьирующими в интервале 0.8 - 1.4 млн. лет. Вовлечение в образование кимберлитов Накынского поля компонента EMI, вероятно, связано с деламинацией метасоматизированного основания архейской кратонной литосферы в области ее сочленения с палеопротерозойской литосферой Акитканского орогенного пояса, утоненной во время рифейского рифтогенеза. Этим объясняются низкие концентрации HFS-элементов и повышенные содержания низкозарядных LIL-элементов в накынских кимберлитах. Переходная зона от Вилюйского рифта к кратону характеризуется латеральными вариациями термореологической структуры и мощности литосферы, которые отражаются на ее прочности. Согласно численным экспериментам Е. Бурова (2007), в таких переходных зонах при плюм-литосферном взаимодействии на границе кратона и области с относительно тонкой литосферой возникает слэбоподобная нестабильность, сопровождаемая возвратным нисходящим потоком плюмового материала с фрагментами деламинированной литосферной мантии.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (грант 11-05-00444).

ПРИМЕНЕНИЕ ГЕОРАДАРНЫХ ТЕХНОЛОГИЙ ПРИ ОКОНТУРИВАНИИ РУДНОГО ТЕЛА КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК ИНТЕРНАЦИОНАЛЬНАЯ И МИР

Я.Ф. Ковальский

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК "АЛРОСА" (ОАО), г. Мирный, Республика Саха (Якутия); e-mail: KovalskiyYaF@alrosa.ru

На стадии детальной разведки и подсчета запасов месторождений твердых полезных ископаемых, в том числе и коренных месторождений алмазов – кимберлитовых трубок, применяется комплекс методов, включая бурение и каротаж скважин с последующей интерполяцией данных, полученных в результате выполненных работ. При разработке глубоких горизонтов кимберлитовой трубки проектный и фактический контуры не всегда совпадают. В связи с этим возникает необходимость установления более точного пространственного положения контуров рудного тела на каждом рабочем горизонте.

Модель коренного месторождения алмазов имеет, как правило, субцилиндрическую форму с «раздувами» в карбонатной толще, содержащей в ряде случаев прослои мягкого и пластичного галита, и «пережимами» в глинисто-карбонатных отложениях, представленных в разрезе доломитами, ангидрит-доломитами и известняками.

Определение пространственного положения геологических границ, в том числе и контакта кимберлитовой трубки с вмещающими породами, - одна из задач, успешно решаемая с помощью георадиолокации. Условием применения георадиолокации является дифференциация горных пород массива по относительной диэлектрической проницаемости и удельному электрическому сопротивлению.

При проведении георадиолокационных измерений передатчик возбуждает антенну очень короткими электрическими импульсами. При этом передающая антенна излучает сверхширокополосные, полутораперiодные электромагнитные волны. Электромагнитные волны распространяются в горном массиве, отражаясь при этом от различных неоднородностей (металлов, пустот, границ слоев с различными электрическими параметрами и т.п.). Отраженные волны принимаются приемной антенной и несут в себе информацию о зондируемой среде. По временной развертке оценивается время задержки отраженного сигнала и определяется расстояние до объекта. Привязка результатов скважинной георадиолокации к планам горных выработок осуществляется с применением данных инклинометрии, полученных перед проведением радиолокационных исследований для определения пространственного положения скважины (азимут проложения, угол падения/восстания).

Данный комплекс исследований, в числе других, применяется в последние годы при разработке глубоких горизонтов рудников Интернациональный и Мир. Применение радиолокации для уточнения пространственного положения контуров рудного тела на всех рабочих горизонтах ограничивается физическими возможностями метода. По справочным данным известно, что соли имеют наименьшую относительную диэлектрическую проницаемость ($\varepsilon = 6$) среди пород, представленных в горном массиве (до 50 единиц). При проведении исследований в солях глубинность метода на частоте 900 МГц составит 8-10 м, а на частоте 500 МГц - 10 -12 м. И в целом чем выше диэлектрическая проницаемость вмещающих пород, тем меньше расстояние от поисковой или разведочной скважины, на котором возможно уверенное выделение границы с рудным телом. При этом граница рудного тела и вмещающей среды - не локальный, а достаточно протяженный по своим размерам объект, поэтому для увеличения расстояния уверенного ее выделения георадиолокационные исследования проводятся на более низких частотах.

На рисунке в качестве примера приведены результаты зондирования из скважины 14/5 (тр. Интернациональная) и 76/4 (тр. Мир) в направлении кимберлитовой трубки,

иллюстрирующие возможности георадара по оконтуриванию рудного тела [1]. Здесь вмещающие породы представлены солями, только ближе к забою скважины входят в ангидриты. На временных разрезах четко прослеживаются контуры трубок Интернациональная и Мир.

Таким образом, опережающее проведение георадиолокации в подобных ситуациях позволяет определить и вынести на планы фактические контуры рудного тела и скорректировать направление проходки планируемых горных выработок на каждом рабочем горизонте строящегося рудника, минимизировать непроизводительные затраты на проходку по пустой породе.

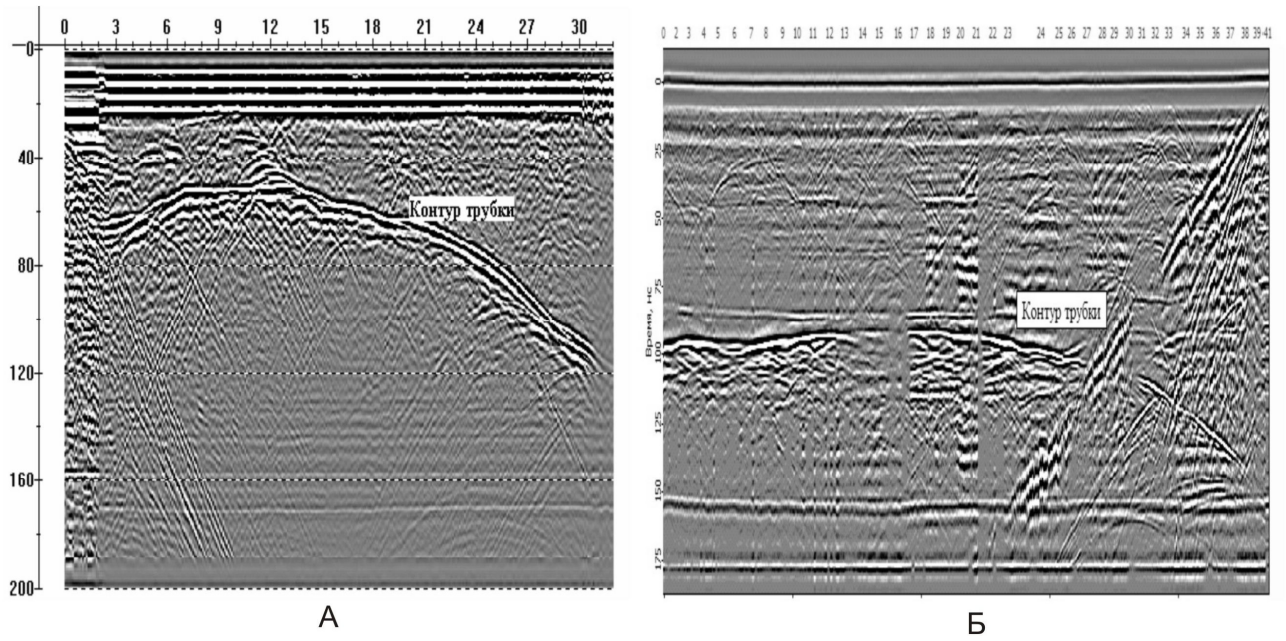


Рис.1. Выделение границы рудного тела с вмещающими породами по данным геолокации: А – рудник Интернациональный, частота 500 МГц; Б – рудник Мир, частота 900 МГц.

Литература

1. Микоев И.И., Ванчугов В.А., Захаров Р.А., Новопашин В.Н. Применение георадарных технологий при эксплоразведке кимберлитовой трубки Интернациональная //Проблемы алмазной геологии и некоторые пути их решения. Воронеж, Воронежский государственный университет, 2001, С. 209-293.

ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ДАТИРОВАНИЕ ПОРОД КИМБЕРЛИТОВОЙ ФОРМАЦИИ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

К.М. Константинов

Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК «АЛРОСА», г. Мирный,
e-mail: KonstantinovKM@.alrosa.ru

Проблема определения возраста кимберлитовых тел (трубки взрыва, дайки и жилы) Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) имеет огромное научное и прикладное значение. Традиционно для датирования кимберлитов используются геологические реперы и изотопные методы (U-Pb, K-Ar, Rb-Sr и др.) [1, 2]. По ряду объективных причин эти комплексные данные не позволяют однозначно определить возраст большей части кимберлитовых трубок ЯАП [3].

Одним из важных прикладных значений палеомагнитных исследований является возможность определения геологического возраста векторов естественной остаточной намагниченности (ЕОН) горных пород - палеомагнитное датирование, в частности, кимберлитов и траппов ЯАП [2, 4]. Принципиальная возможность решения подобной задачи вытекает из трех фундаментальных положений палеомагнитологии [5]: магнитные минералы на момент формирования кимберлитов могут приобретать по направлению действующего на тот момент геомагнитного поля (гипотеза «центрального осевого диполя») устойчивую во времени ЕОН разной природы (гипотеза «фиксации») и сохранять ее, хотя бы частично, до настоящего времени (гипотеза «сохранения»). Из-за особенностей формирования кимберлитовых тел значения их магнитных параметров характеризуются большой дисперсией и определяются [6]:

1) цементирующей массой, в которой образуется первичная ЕОН термоостаточной, химической и/или ориентационной (кратер вулкана) природы, характеризующая время (!) и место формирования кимберлитовой трубки (в случае однофазного процесса кимберлитообразования;.

2) ксенолитами, способными нести как собственную ЕОН первичной природы, так и ЕОН более поздних (метахронных) физико-геологических процессов (в том числе кимберлитообразования). Наличие ксеногенного материала в цементирующей массе благоприятно для постановки полевых тестов: обжига, выравнивания (по слоистым породам «плавающих рифов») и конгломератов (коровые или мантийные ксенолиты);

3) наложенными магматическими, гипергенными или другими процессами, способными полностью или частично стереть ранее (в том числе первичные) сформировавшиеся векторы ЕОН ксенолитов и кимберлитов, а также создать собственные. По этим причинам являются помехой для установления векторов ЕОН, синхронных времени внедрения кимберлитовых трубок.

В связи с этим, методика палеомагнитного датирования кимберлитов имеет ряд особенностей и предусматривает обязательное выполнение следующих операций [6, 7]: 1) отбор ориентированных образцов из основной и связующей массы кимберлитов, ксенолитов и вмещающих пород на разных расстояниях от контакта; 2) выделение характеристических (магнитожестких) компонент векторов ЕОН [4], которые генетически связаны с геологическими событиями (например, определяют магнитное поле времени и места внедрения кимберлитовых трубок); 3) систему физических, геологических и статистических доказательств природы тех или иных компонент ЕОН (минералогические и петрографические исследования, полевые тесты и т. п.) и 4) определение возраста («палеомагнитной даты») характеристической компоненты ЕОН путем сопоставления рассчитанного по ней палеомагнитного полюса с траекторией кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирской платформы [8]. Таким образом, в случае сохранности в кимберлитах

первичной ЕОН устанавливается возраст трубки взрыва, в случае метахронной ЕОН – время проявления в кимберлитах вторичных (гипергенных или других) процессов.

По направлениям характеристических компонент векторов ЕОН кимберлитовых трубок рассчитаны координаты виртуальных геомагнитных полюсов (ВГП) [6-9], которые сопоставлены с ТКМП Сибирской платформы [10]. Разброс полюсов составляет от 480 до 230 млн лет, что не противоречит геологическим данным [1-3]. Однако природа и, следовательно, возраст векторов ЕОН в изученных кимберлитовых трубках могут быть различными. Первичная ЕОН среднепалеозойского возраста установлена в кимберлитах трубок Айхал, Ботуобинская, Долгожданная, Заполярная, Имени XXIII Съезда КПСС, Комсомольская, Ленинградская, Нюрбинская, Обнаженная, Поисковая, Русловая, Спутник, Сытыканская, Удачная-Восточная, Удачная-Западная и Юбилейная. Метахронная ЕОН, связанная с развитием пермотриасовых траппов Тунгусской синеклизы, присутствует в трубках Интернациональная и Мир. На трубках Зарница и Прогнозная природа векторов характеристической ЕОН не установлена. Доказательства природы ЕОН изученных трубок не всегда однозначны, поэтому данная работа еще требует дополнительного анализа материалов по другим исследованиям.

На основе имеющихся абсолютных определений кимберлитов рассчитанные ВГП могут быть условно объединены в два палеомагнитных полюса, соответствующие основным эпохам кимберлито- и траппообразования на территории ЯАП: Группа I - 360±10 млн лет (D_3-C_1) и Группа II - 420±10 млн. лет (S_2-D_1). Значения палеоширот, рассчитанные по характеристической ЕОН кимберлитовых трубок, изменяются от -17 до 75º и свидетельствуют о том, что южный (в современной географической системе) край Сибирской платформы был обращен к северу. Такое положение Сибирской платформы является следствием ее поступательного движения в фанерозое из экваториальных широт западного полушария в средние широты восточного полушария, через северную полярную область. Согласно палеомагнитным реконструкциям Сибирская платформа на момент формирования кимберлитов и траппов в позднем силуре – начале девона (S_2-D_1) находилась в приэкваториальном поясе (9º с. ш.), а к концу среднепалеозойского этапа (D_3-C_1) достигла средних широт северного полушария (33º с. ш.). Таким образом, ее средняя скорость на этот период времени составила около 6 - 7 см/год.

Литература

1. Брахфогель Ф.Ф. Геологические аспекты кимберлитового магматизма северо-востока Сибирской платформы. Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1984. 128 с.

2. Кривонос В.Ф. Относительный и абсолютный возраст кимберлитов // Отечественная геология. 1997. № 1. С. 41-51.

3. Зайцев А.И., Смелов А.П. Изотопная геохронология пород кимберлитовой формации Якутской провинции. Якутск: Офсет, 2010. 108 с.

4. Саврасов Д.И. О применении палеомагнитного метода для оценки возраста кимберлитов и траппов // Геология алмазных месторождений. Тр. ЯФ СО АН СССР. М., 1963. № 9. С. 162-171.

5. Палеомагнитология. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Л.: Недра, 1982. 312 с.

6. Константинов К.М. Возраст естественной остаточной намагниченности кимберлитов Якутской алмазоносной провинции. //Наука и образование/ 2010/ № 1 (57). С. 47-54.

7 Zhitkov A.N., Savrasov D.I. Paleomagnetism and the ages of kimberlites exemplified by the four pipes of Yakutia //Abstracts Sixth International Kimberlite Conference. Russia. Novosibirsk, 1994. P. 695 - 697.

8. Kravchinsky V.A., Kabin K., Konstantinov K.M. Paleomagnetic dating of kimberlites: Siberian assay. Joint Assembly Suppl., Abstract. 2004. 168 p.

9. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. (2002) № 48. p. 1-33.

10. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.

БАЗИТОВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ НА ВОСТОКЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ И ИХ РОЛЬ В ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКЕ АЛМАЗОНОСНОСТИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ТЕРРИТОРИЙ

И.Г. Коробков[1], А.А. Евстратов[1], Е.А. Захаров[2]

[1]Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный;
e-mail: EvstratovAA@alrosa.ru
[2]Амакинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА» (ОАО), пгт. Айхал

Особенностью геологического строения восточной части Тунгусской синеклизы в пределах алмазоносных районов является широкое развитие вулканических и интрузивных пород, связанных с проявлением пермотриасового траппового магматизма [3, 6]. Поля развития этих пород занимают до 80% алмазоперспективных территорий. Входя в состав перекрывающего комплекса, они, нередко бронируя и интрудируя отложения верхнего и нижнего палеозоя, значительно искажают условия позднепалеозойского осадконакопления, что, в свою очередь, усложняет проведение поисковых работ на алмазы. Все это создает предпосылки для специализированного изучения трапповых образований с целью реконструкции процессов их развития, определения морфологических особенностей и установления взаимосвязи с конкретными структурными и морфоструктурными элементами вмещающих осадочных пород. Одной из главных задач при этом служит оценка роли базитового магматизма в системе палеогеологических прогнозных предпосылок погребенной россыпной и коренной алмазоносности.

В результате проведенного районирования восточной территории Тунгусской синеклизы выявлено более 100 палеовулканических структур (ПВС). Картируемые ПВС имеют довольно сложное строение и морфологию, обусловленные как многофазностью и продолжительностью вулканической деятельности, так и наложением более поздних эрозионных процессов. В строении всех вулканоструктур картируются отдельные вулканические эпицентры, отождествляемые с основными и сателлитными моновулканами, которые нередко имеют в плане цепочечный характер распределения, связанный с линейным внедрением базитового расплава в подводящих зонах. Внешние границы ПВС сильно изрезаны и имеют прихотливые, заливообразные очертания, что обусловлено радиальными и секторальными направлениями движения магматических расплавов от центральных частей структур к их периферии. Центральные части вулканоструктур представлены купологорстами, которые сложены крупными интрузивными массивами, образующими инъективные поднятия прорываемых нижне- и верхнепалеозойских отложений. Поля развития туфогенных образований, обрамляющие купологорсты, содержат прослои продуктов эффузивной деятельности и имеют выраженную зональность, заключающуюся в уменьшении размеров и количества эндогенного материала от эпицентров структур к их краевым частям. Туфогенная толща повсеместно «подстилается» интрузивными долеритами более позднего этапа становления ПВС. Период формирования ПВС занимал значительный промежуток времени, о чём свидетельствует и разная полярность намагничивания их интрузивных фаз.

Анализ характера распределения мощностей интрузивных тел ПВС, проведённый на разбуренных площадях, позволил выявить определённые закономерности, связанные как с их внутренним строением, так и с условиями формирования. В основном эти площади относятся к категории перспективных с установленными находками кимберлитовых минералов, в том числе и алмазов. Ведущую роль при обработке информации на данных площадях играет построение в пределах каждой выделенной ПВС карты изопахит интрузивных массивов. В настоящее время, опираясь на опыт этих построений в пределах многочисленных полигонов (участков) с различной плотностью скважин, можно констатировать, что распределение основных объемов интрузивного комплекса ПВС имеет

четко выраженный, закономерный характер. Так, максимальные мощности интрузивных массивов каждой ПВС всегда приурочены к эпицентральным купологорстам, которые также характеризуются наиболее возвышенными отметками современного рельефа. От этих эпицентров в радиальном, а чаще в секторальном направлении отходят крупные валообразные массивы, характеризующиеся повышенной мощностью, которая плавно уменьшается вдоль их длинной оси от эпицентров вулканоструктур к периферии. В ходе изучения характера площадного распределения мощностей интрузивного комплекса с учётом погребенного рельефа карбонатного цоколя установлено, что практически все оси валообразных интрузивных массивов ориентированы вдоль тальвегов верхнепалеозойской гидросети. При этом отмечено, что векторы движения данных магматических расплавов, овеществленные в этих валообразных массивах, всегда направлены вверх по долинам палеоводотоков [5]. Данное заключение, подтверждённое на многих детально разбуренных полигонах восточного борта Тунгусской синеклизы, является весьма актуальным при определении путей миграции кимберлитовых минералов и прогнозировании погребённых россыпей алмазов, связанных с древними водотоками. Сопоставление карт погребенного рельефа, изопахит интрузивного комплекса, а также структурных планов кимберлитовмещающих образований в пределах Алакит-Мархинского поля показало их весьма устойчивую совместимость. Таким образом было установлено, что практически все палеодолины закладываются и унаследованно развиваются в пределах линейных грабенообразных депрессий, выделяемых в структуре нижнепалеозойских образований. Значение прогностического характера этих грабенов определяется тем, что на территориях кимберлитовых полей Якутской провинции к ним приурочены практически все кимберлитовые трубки [1, 2, 4, 7]. Следовательно, выделение и трассирование подобных грабенов, через формы их отражения в долинах древней гидросети, а соответственно и в осевых линиях валообразных массивов ПВС, которые также характеризуются повышенными значениями гравимагнитных полей, имеют большое значение при прогнозе уже самих коренных месторождений алмазов.

Проведенные исследования, основанные на фациально-формационном анализе базитовых образований, позволили провести районирование и выделить на обширной территории восточного борта Тунгусской синеклизы значительное количество отдельных вулканических структур, а также создать пространственно-объёмные модели их становления и эволюции. Изучение характера поведения базитового расплава при его движении от эпицентров ПВС к их периферии делает возможным установление наиболее значимых форм отражения морфоструктурных и структурных прогнозных предпосылок россыпной и коренной алмазоносности. Рассмотренные формы отражения, овеществлённые в отдельных элементах строения ПВС, таких, как закономерное размещение валообразных интрузивных массивов в пределах палеодолин и кимберлитоконтролирующих грабенов, могут быть широко использованы при прогнозировании новых коренных и россыпных источников алмазов.

Литература

1. Ваганов В.И., Иванкин П.Ф., Кропоткин П.Н. и др. Взрывные кольцевые структуры щитов и платформ.М.: Недра, 1985. 200 с.

2. Варламов В.А. Структуры кимберлитовых полей как разновидность вулканических построек центрального типа // Тр. ЦНИГРИ, вып 237. М.? 1989. С. 16-25.

3. Коробков И.Г. Палеовулканические структуры Ахтарандинской зоны разломов // Всесоюзное совещание «Базитовый магматизм Сибирской платформы и его металлогения»: Тез. доклады Якутск, 1989. С. 22-23.

4. Коробков И.Г. «Геология и фации верхнепалеозойских отложений алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы». Изд-во С-Пб государственного университета, 2006, 164 с.

5. Коробков И.Г., Борис Е.И., Бондарев Н.Г. Использование морфоструктурных особенностей палеорельефа и интрузий базитов при прогнозировании кимберлитов (Западная Якутия) // VI Вост.-Сиб. петрограф. совещание «Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенеза, корреляции, геол. картографии»:Тез.докладов–Иркутск, 1997. С. 91-92.

6. Коробков И.Г., Евстратов А.А. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов на востоке Тунгусской синеклизы // Наука и образование. 2010. №2(58). С. 16-20.

7. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Коробкова А.И. Структурно-тектоническое строение Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) // Вестник С.-Петербургского у-та. Сер. 7. 2010. Вып. 4. С. 47-57.

МОДЕЛИ СТРУКТУР КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ ДАЛДЫНО-АЛАКИТСКОГО АЛМАЗОНОСНОГО РАЙОНА – КАК ПРОГНОЗНЫЙ ФАКТОР ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙНА СЕВЕРО-ВОСТОКЕ ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

И.Г. Коробков[1], Е.А. Захаров[2], Н.К. Шахурдина

[1]Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие (НИГП) АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный; e-mail: ShakhurdinaNK@alrosa.ru
[2]Амакинская геологоразведочная экспедиция АК «АЛРОСА» (ОАО), пгт. Айхал

Структурно-тектонические предпосылки прогноза кимберлитового магматизма, которые используются при алмазопоисковых работах, представляют собой кимберлитовмещающие структуры, благоприятные для проявлений эксплозивного магматизма трубочного типа. Необходимым условием локального прогнозирования с использованием структурно-тектонических факторов является и выражение сущности кимберлитоконтролирующих разломов – относятся ли к ним зоны повышенной трещиноватости, конкретные разрывные нарушения или другие структурные элементы. Частично эти вопросов были решены нами при проведении детальных исследований в пределах Алакит-Мархинского и Далдынского кимберлитовых полей, включающих крупные месторождения алмазов Якутской провинции. Данные исследования были основаны на картировании и изучении структур осадочного чехла в пределах околотрубочных пространств и установлении возможности их использования в качестве локальных и узколокальных структурно-тектонических факторов прогнозирования [3].

Современный структурный план кимберлитовмещающих образований на площадях характеризуемых полей изучался по разным горизонтам осадочного чехла. Их выбор в качестве опорных уровней для структурных построений определялся степенью изученности разрезов на глубину и общей величиной эрозионного среза. В пределах Алакит-Мархинского поля анализируемой структурной поверхностью послужила подошва силурийских отложений, которые были вскрыты бурением и расчленены с помощью геофизических исследований скважин. На открытых площадях Далдынского поля, где отсутствует площадное бурение и где на современной дневной поверхности обнажаются в основном ордовикские и верхнекембрийские отложения, в качестве опорного горизонта была выбрана подошва олдондинской (нижний ордовик) свиты. Абсолютные отметки этих уровней рассчитывались по материалам геологических съёмок масштаба 1:50 000 – 1:200 000. Анализ построенных структурных карт позволил выделить на площадях характеризуемых полей основные тектонические элементы, а также определить их пространственно-генетические связи с кимберлитовыми телами.

Алакит-Мархинское кимберлитовое поле в тектоническом отношении располагается в зоне сочленения Анабарской антеклизы с Тунгусской синеклизой. В этом поле известно более 60 кимберлитовых тел, 6 из которых представляют собой промышленные месторождения. В структурном плане по подошве силурийских отложений территория поля представляет собой моноклиналь, погружающуюся на юго-запад в сторону Тунгусской синеклизы. Моноклинальное залегание нижнепалеозойских осадочных пород осложнено линейными, главным образом отрицательными, структурами [1]. Положительные структуры нередко совпадают с участками развития пород трапповой формации и имеют в основном показывают, что здесь широко распространены грабенообразные линейные депрессии, выделяемые в ранге структурных желобов и находящие своё отображение как на уровне морфоструктурного плана карбонатного плотика, так и по более глубинным (подошва силура) горизонтам. Протяжённость этих желобов на площади поля составляет первые десятки километров при ширине до 2-4 км. В рельефе карбонатного цоколя структурные желоба контролируют положение тальвегов верхнепалеозойской гидросети и

субизометричных воронкообразных западин, многие из которых закартированы в ближайших околотрубочных пространствах известных диатрем. Важно отметить, что в бронирующем комплексе базитовых образований основные объёмы их интрузивных массивов сосредоточены именно в пределах этих эрозионно-структурных линейных депрессий в форме изогнуто-вытянутых валообразных тел [2].

Прогностическое же значение этих линейных депрессий определяется тем, что на участках их выклинивания, а также в пределах их коротких боковых ответвлений расположено практическое большинство известных здесь кимберлитовых трубок.

Далдынское кимберлитовое поле в региональном тектоническом плане располагается на юго-западном склоне Анабарской антеклизы. В пределах этого поля открыты 61 трубка, 6 обособлённых жил и 3 дайки. Среди всей совокупности кимберлитовых тел поля к категории промышленных месторождений относятся только трубки Удачная и Зарница. Анализ выполненных построений показывает, что территория поля располагается в пределах двух структурных ступеней, граница между которыми приурочена к северо-западному отрезку р. Далдын. На площади наиболее возвышенной северной части поля абсолютные отметки нижнеордовикских отложений укладываются в диапазон от 530 до 610 м. Соответственно в южной части поля колебание этих отметок составляют от 300 до 530 м. В целом данная ступенчато-моноклинальная структурная поверхность в значительной мере осложнена грабенообразными депрессиями с различной контрастностью и углубкой. Наименее контрастные линейные структуры этого типа развиты в северной части поля. При ширине до 1,5 км они имеют, как правило, пологие борта, а их углубка по днищу составляет не более 20-30 м и лишь изредка достигает 40-60 м. На юге характеризуемого поля строение грабенов более выразительное, что и подчёркивается их углубкой до 60-100 м при ширине по днищу от 1,2 до 1,8 км, а также более крутыми бортами.

Минерагеническое значение картируемых грабенов на площади Далдынского поля выражается в том, что все известные здесь кимберлитовые тела располагаются только в пределах этих линейных структур.

Выполненные построения свидетельствуют о том, что основными структурными элементами осадочного чехла в пределах изученных кимберлитовых полей являются грабенообразные линейные депрессии. Оценка роли грабенов и структурных желобов как магмопроводящих структур для эксплозивных образований показывает, что они занимают самое крайнее положение в иерархическом ряду рифтогенных структур, входящих в зону динамического влияния древнего Катанго-Котуйского авлакогена. Установленная приуроченность известных кимберлитовых тел к грабенам и участкам их торцевого выклинивания свидетельствует о том, что они являлись теми своеобразными магмаводами, по которым происходила латеральная доставка кимберлитового расплава от главных рифтовых долин этого авлакогена к районам его локализации в виде конкретных кимберлитовых полей.

Таким образом, широкое проявление охарактеризованных структурно-тектонических элементов в пределах кимберлитовых полей требует их обязательного учета при прогнозировании новых коренных источников алмазов на сопредельных территориях северо-востока Тунгусской синеклизы.

Литература

1. Варламов В.А. Структуры кимберлитовых полей как разновидность вулканических построек центрального типа // Тр. ЦНИГРИ, вып 237. – М., 1989 С. 16-25.

2. Коробков И.Г., Борис Е.И., Бондарев Н.Г. Использование морфоструктурных особенностей палеорельефа и интрузий базитов при прогнозировании кимберлитов (Западная Якутия) // VI Вост. – Сиб. Петрографическое совещание «Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири: проблемы петрогенеза, корреляции, геол. картографии»: Тез. докладов – Иркутск, 1997. С. 91 – 92.

3. Коробков И.Г., Вафин Т.Р. Структуры кимберлитовых полей – как фактор локального прогноза коренной алмазоносности.// Сборник трудов «Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики». Магадан, 2003, т.3. С. 213-215.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ МЕГАКРИСТНОЙ АССОЦИАЦИИ МИНЕРАЛОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ

С.И. Костровицкий[1], Л.В. Соловьева[2], Д.А. Яковлев[1], Н.В. Алымова[1]

[1] Учреждение Российской академии наук Институт геохимии им. Виноградова СО РАН, г. Иркутск
e-mail: serkost@igc.irk.ru
[2] Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск

Особое значение для понимания природы кимберлитов имеет мегакристная ассоциация минералов (размер зерен > 1см). Среди мегакристов наибольшим распространением пользуется низко-Cr высоко-Ti парагенезис, к которому относятся относительно железистый оливин (>9% Fa), пикроильменит (Ilm), оранжево-красный гранат (Grt), флогопит (Phl), клинопироксен (Cpx).

Изучены особенности пространственного распределения составов Ilm в пределах отдельных кимберлитовых полей. Показано, что Ilm из разных трубок одного куста кустов трубок демонстрирует одно и то же распределение составов в координатах MgO-Cr_2O_3, а из разных кустов - разные тренды составов [2; 4]. Между тем в координатах других основных минералообразующих оксидов (TiO_2-FeOtot, TiO_2-Fe_2O_3, TiO_2-MgO) графики представлены всегда одним непрерывным трендом, демонстрирующим положительную корреляцию между TiO_2 и MgO и обратную корреляцию этих оксидов со степенью окисленности железа (с Fe_2O_3). Показательны также графики корреляции Al_2O_3 с MgO. Практически во всех приведенных графиках для разных кустов трубок Далдынского поля отмечается одна и та же закономерность. В узком интервале изменения содержания MgO (от 6-7 до 9 вес. %) устанавливается четкая положительная корреляция с Al_2O_3, а в верхнем интервале изменения содержания MgO (от 9 до 12-14 вес. %) содержание Al_2O_3, обычно остается постоянным.

Показано сходство распределений химического и микроэлементного состава Grt из мегакристной ассоциации и крупнозернистых деформированных лерцолитов. Также, как и для Ilm, особенно информативным оказалось распределение Cr. Рост содержания Cr в Grt как из мегакристов, так и деформированных лерцолитов ведет к изменению кривой спайдердиаграмм распределения REE от плавно восходящей (от легких к тяжелым REE) до синусоидальной формы. Если восходящая кривая распределения REE отвечает равновесному магматическому процессу кристаллизации, изменение формы в сторону синусоидальности отражает процесс контаминации расплавом относительно высокохромистых пород литосферной мантии.

Изученная нами Sr-Nd изотопная систематика для мегакристных минералов Phl, Grt и Cpx оказалась близкой к изученной для неизмененных кимберлитов и отвечает слабо-, среднеистощенному мантийному источнику в пересчете на возраст внедрения трубок. Проведено определение возраста кристаллизации мегакристов Phl, Grt и Cpx из трубки Удачная-восточная методом построения Rb-Sr изохрон. Изохронные возраста Phl и Grt практически совпали и составили соответственно 401,5±3.3 и 400,8±5.5 млн. лет. Данная оценка не противоречит изохронному Sm-Nd возрасту мегакристов Grt из трубки Удачная, который составил 383±67 млн. лет [1]. В соответствии с возрастом образования трубки Удачная-восточная - 367 млн. лет [3], сделан общий вывод, что **кристаллизация основной части мегакристной ассоциации происходила в предкимберлитовый период из астеносферной жидкости**, явившейся одной из основных компонент для кимберлитового расплава-флюида. Определения возраста кристаллизации Phl Ar-Ar методом носят несколько разноречивый характер, но в целом они подтвердили общий вывод, сделанный выше на основе изучения Rb-Sr систематики. Так, для разных кристаллов Phl из кимберлитов Дюкенского поля оценка возраста колеблется от 210 до 307,9 млн лет, что соответствует известному до PZ_2 возрасту внедрения кимберлитов Прианабарья. Определение возраста кристаллизации мегакриста Phl из трубки Юбилейная дало цифру 362,4±4,3 млн. лет, совпадающую с возрастом формирования трубки.

Изучен изотопный состав кислорода для мегакристов оливина, граната и пикроильменита, в основном на материале из блока кимберлитовой трубки Удачная-восточная (Далдынское поле). Для мегакристов Ol и Grt, а также для Ol из основной массы кимберлита трубки Удачная изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$=<5‰) является облегченным по сравнению с минералами из ксенолитов литосферной мантии ($\delta^{18}O$=>5‰). Эта особенность указывает на более глубокий, чем литосферный, скорее всего, астеносферный источник образования кимберлитов и мегакристных минералов.

Предполагается, что кристаллизация мегакристной ассоциации происходила непосредственно из астеносферного расплава, который по мере восхождения, с одной стороны, оказывал метасоматическое воздействие на породы литосферной мантии, а с другой, сам эволюционировал в сторону повышения магнезиальности и хромистости за счет контаминации литосферным веществом. Метасоматизирующее воздействие эволюционирующего расплава нашло отражение в формировании зональности Grt деформированных лерцолитов, выраженной [5] в обогащении хромом краевых зон и в заметном снижении в них концентрации HREE. Кристаллизация большей части мегакристов началась в предкимберлитовый период и завершилась в момент внедрения кимберлитов.

Исследование выполнено при поддержке гранта РФФИ № 06-05-64981, а также интеграционных грантов № 24.1 и 72.

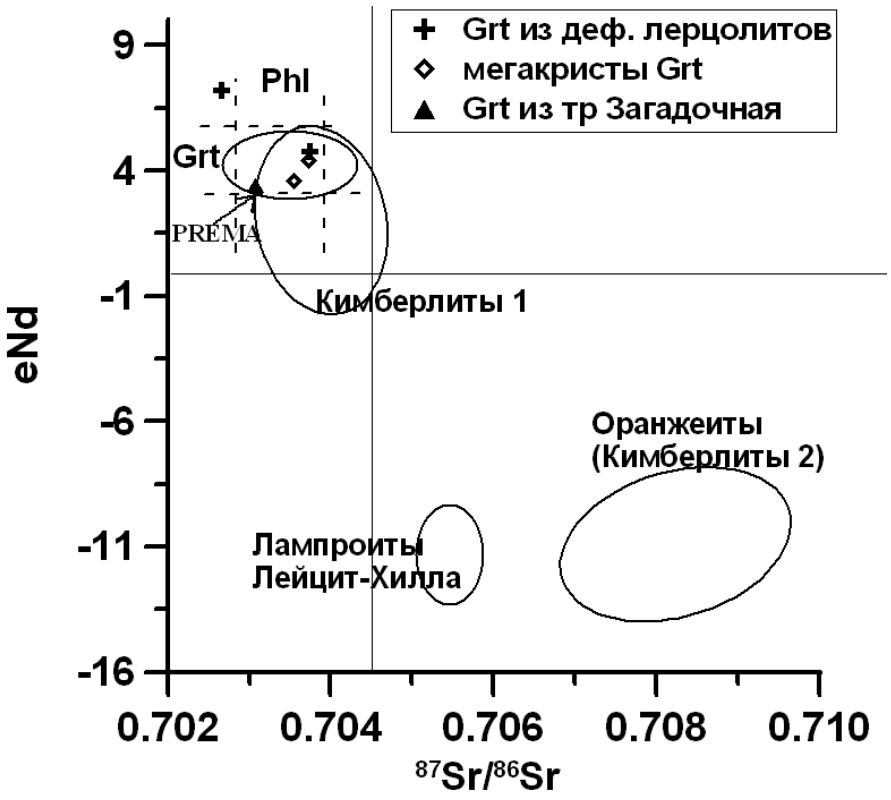


Рис.1 Изотопные составы Sr и Nd для мегакристов Grt и Phl, а также для Grt из деформированного лерцолита. Для 9 зерен Phl измерено только $^{87}Sr/^{86}Sr$ отношение, поле значений показано вертикальными пунктирными линиями; для 8 зерен Grt определено только значение εNd, поле значений показано горизонтальными пунктирными линиями.

Литература

1. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Мальковец В.Г. и др. Sm-Nd-изотопная система в мегакристаллах граната из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) и проблема петрогенезиса кимберлитов. Доклады РАН. 2006. Т. 407, № 6. С. 806–809.

2. Алымова Н.В., С.И. Костровицкий, Иванов А.С., Серов В.П., Суворова Л. Ф. Пикроильменит из кимберлитов Далдынского поля (Якутия) //Доклады РАН. 2004. Т. 395, № 6. С. 799-802.

3. Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М., Брахфогель Ф.Ф., Специус З.В. Определение U-Pb возрастов перовскитов из якутских кимберлитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом //Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 1. С. 91-99.

4. Костровицкий С.И., Алымова Н.В., Яковлев Д.А., Серов И.В., Иванов А.С., Серов В.П. Особенности типохимизма пикроильменита из алмазоносных полей Якутской провинции //Доклады РАН. 2006. Т. 406. №3. С. 350-354.

5. Соболев В.Н., Тэйлор Л.А., Снайдер Г.А., Соболев Н.В., Похиленко Н.П., Харькив А.Д. Уникальный метасоматизированный перидотит из кимберлитовой трубки Мир (Якутия) //Геология и геофизика. 1997. Т. 38, №1. С. 206-215.

КАРБОНАТНАЯ КОМПОНЕНТА КИМБЕРЛИТОВ И КАРБОНАТИТОВ ЯКУТСКОЙ ПРОВИНЦИИ

С.И. Костровицкий

Учреждение Российской академии наук Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, e-mail: serkost@igc.irk.ru

Существуют разные мнения о генезисе карбонатов в кимберлите: 1) только за счет вторичных процессов [1, 2, 8]; 2) только эндогенное происхождение [9], имеются карбонаты и магматического, и гидротермально-метасоматического происхождения [5, 6, 10]. Выяснение вопроса, какое количество летучих возникло в результате эндогенных процессов, а какое - за счет наложенных, является ключевым моментом в познании петрогенезиса кимберлитов. В докладе рассматривается также и вопрос генетического родства кимберлитов и карбонатитов.

Высокая обогащенность трубочных кимберлитов Якутской провинции карбонатной компонентой (кальцитом, реже доломитом) обусловлена воздействием гидротермально-метасоматических процессов, специфику которых предопределил существенно карбонатный состав вмещающих пород. Кимберлиты других провинций мира (Архангельская, Лесото, Гвинейско-Либерийская, Индийская и др.), которые размещены среди базальтов или кристаллических пород фундамента по сравнению с якутскими кимберлитами заметно обеднены CO_2. Выделяется три типа кальцита, существенно различающиеся по содержанию Sr, Ba и REE: 1) собственно кимберлитовый, 2) осадочный и 3) гидротермального происхождения [3]. Для карбонатной составляющей магматического происхождения фиксируются высокие концентрации данных элементов. В случае же поздней карбонатизации происходит значительное их разубоживание. Соотношение карбонатов глубинного и поверхностного происхождения в кимберлитах Якутии широко варьирует. Чаще карбонат мантийного источника преобладает в порфировых массивных разновидностях кимберлита, в которых общее количество карбонатной составляющей не превышает 10-15 мас. %. Реже встречаются кимберлиты, в которых карбонатная составляющая мантийного происхождения достигает 50 мас. % и более. Как правило, это внутритрубочные жильные образования и тела силлов, возникшие в результате поздней магматической дифференциации. В кимберлитовых брекчиях удельный вес карбонатов из поверхностных источников значительно возрастает. Карбонатная компонента экзогенного происхождения в кимберлитах южных алмазоносных полей доминирует. В кимберлитах северных полей роль эндогенного происхождения карбонатов заметно возрастает.

Комплексные изотопные исследования указывают на наличие прямой корреляционной связи между Sr и O_2 (рисунок 1). Закономерное изменение изотопного состава - отражение единого процесса, смещающего изотопные значения Sr и O_2 в одну сторону. Таковым являлся процесс смещения, происходившего, в основном, не за счет простой ассимиляции карбоната вмещающих пород, а в результате гидротермально-метасоматического замещения. Карбонатизация кимберлита изменяла изотопный состав O_2 в сторону его утяжеления. Привнос с карбонатизирующим раствором седиментогенного Sr одновременно приводит к возрастанию отношения $^{87}Sr/^{86}Sr$. Наиболее низкие мантийные значения изотопного состава Sr характерны для порфировых разновидностей кимберлита массивной текстуры.

В связи с признанием магматической природы части карбонатов в литературе начал широко дискутироваться вопрос о генетической связи кимберлитов с карбонатитами [4, 12, 14]. В пределах ряда северных кимберлитовых полей Якутской провинции (Староречинское, Орто-Ыаргинское, Дюкенское, Западно-Укукитское) наряду с кимберлитовыми трубками обнаруживаются трубочные и даечные тела, сложенные породами существенно карбонатитового состава [7]. Наряду с кальцитом и доломитом в карбонатитах содержится бадделеит, пирохлор, циркон, апатит, флогопит и другие минералы. Пространственная сопряженность кимберлитовых и карбонатитовых трубок с одной стороны, обломочная форма минералов, типичных для карбонатитов с другой стороны позволила исследователям

[11] сделать вывод, что так называемые карбонатитовые трубки произошли в результате прорыва кимберлитовыми трубками карбонатитового массива, залегающего на глубине вблизи поверхности Земли. Особенности распределения некогерентных элементов в кимберлитах и карбонатитах существенным образом отличаются друг от друга (рисунок 2) как по уровню концентраций (в карбонатитах он значительно выше), так и по форме кривых спайдерграмм. Ранее было показано [14], что ни геологическая позиция, ни минералогические особенности не позволяют усматривать генетическую связь между карбонатитами и кимберлитами.

Исследование выполнено при поддержке интеграционных грантов № 24.1 и 72.

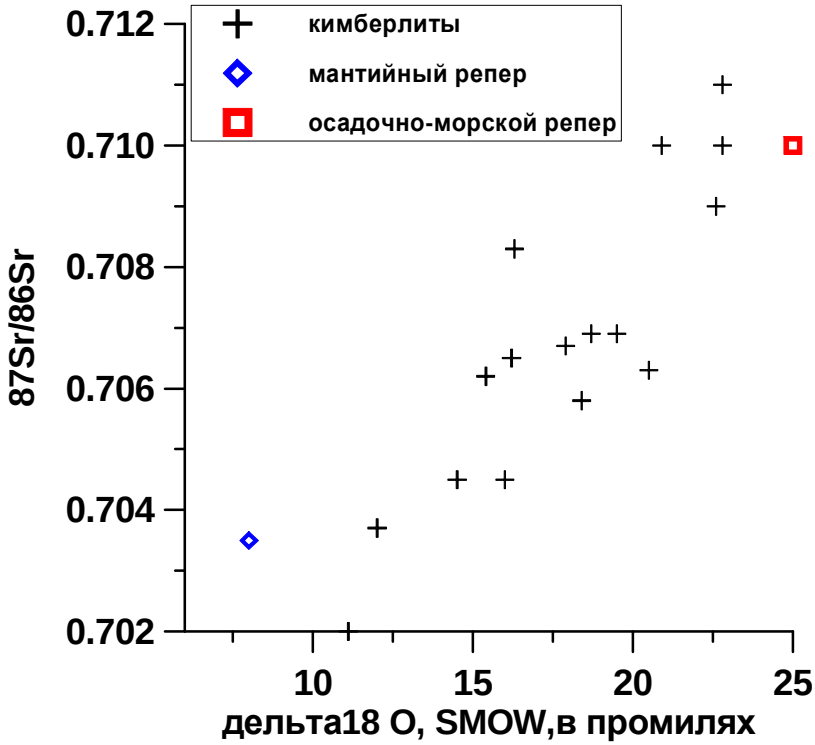


Рис. 1 Корреляционная зависимость изотопных составов Sr и O_2 из карбонатов в кимберлитах Якутии.

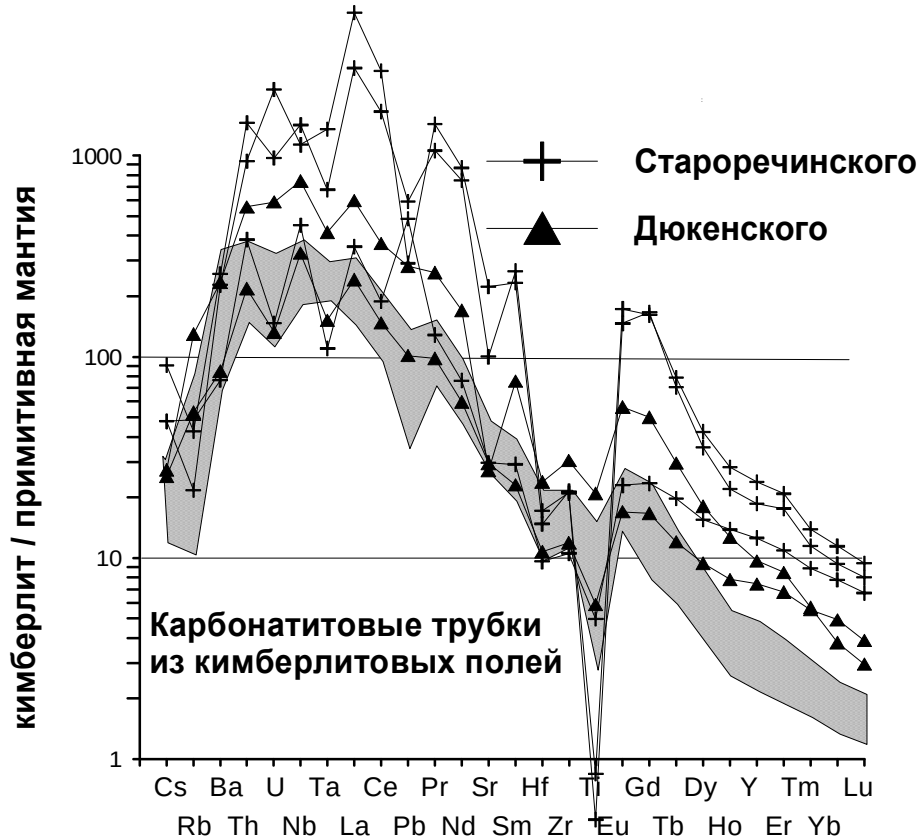


Рис. 2 Спайдерграммы распределения редких элементов, нормированных по примитивной мантии [13] для карбонатитов из полей Прианабарья – Староречинского (участок Номохтоох) и Дюкенского.

Литература

1. Бобриевич А.П., Илупин И.П., Козлов И.Т. и др. Петрография и минералогия кимберлитовых пород Якутии. М.: Недра. 1964. 192 с.

2. Ковальский В.В. Кимберлитовые породы Якутии и основные принципы их петрогенетической классификации. М.: Изд-во АН СССР. 1963. 184 с.

3. Костровицкий С.И. Геохимические особенности минералов из кимберлитов. Новосибирск: Наука. 1986. 263 с.

4. Мальков Б.А. Карбонатитовые кимберлиты - новый тип алмазоносных пород. ДАН СССР. 1975. Т. 221. № 5. С. 1170-1173.

5. Мальков Б.А. Геология и петрология кимберлитов. Санкт-Петербург: Наука. 1997. 131с.

6. Маршинцев В.К. О первично-магматической природе микролитов карбоната в кимберлитах Якутии. В кн.: Магматические породы и эндогенные месторождения Якутии. Якутск: изд. Института геологии ЯФ СО АН СССР. 1967.

7. Маршинцев В.К. Карбонатитовые образования восточного склона Анабарского сводового поднятия. Якутск: Якутское книжное издательство. 1974. 120 с.

8. Милашев В.А. Кимберлитовые провинции. Л.: Недра. 1974. 238 с.

9. Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Природа кимберлитов Якутии. В кн.: Проблема петрологии земной коры и верхней мантии. М.: изд. ИГиГ СО АН СССР. 1978. С. 27-48.

10. Харькив А.Д., Зуенко В.В., Зинчук Н.Н., Крючков А.И., Уханов В.А., Богатых М.М. Петрохимия кимберлитов. М.: Недра. 1991. 304 с.

11. Чернышева Е.А., Костровицкий С.И. О природе карбонатитовых брекчий восточного склона Анабарской антеклизы // ДАН СССР, т. 257, 1981, № 5, с. 1211-1213.

12. Dawson J.B., Hawthorne J.B. Magmatic sedimentation and carbonatic differentiation in kimberlite sills at Benfontein, South Africa. J. Geol. Soc. Lond. 1973. V. 129. P. 61-85.

13. McDonough W.F., Sun S.S., 1995. The composition of the Earth. Chemical Geology. V. 120. P. 223-253.

14. Mitchell R.H. The alleged kimberlite-carbonatite relationship: additional contrary mineralogical evidence. Amer. J. Sci. 1979. V. 279. P. 570-589.

СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПИРОПОНОСНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ МУРСКОЙ ТОЛЩИ НИЖНЕГО КАРБОНА

Д.А. Кошкарев

Институт земной коры СО РАН, e-mail: Koshckar@crust.irk.ru

Пиропоносные отложения верховьев р. Муры с момента их обнаружения [1] и по настоящее время являются предметом острых дискуссий, касающихся происхождения этих своеобразных пород и их потенциальной алмазоносности. Эти вопросы по своей значимости являются ключевыми в оценке перспектив региона на алмазы и в определении направлений алмазопоисковых работ.

Для всех выходов мурской толщи общим признаком является повышенная карбонатность пород (карбонатные породы составляют не менее 70-80% от объема толщи) и постоянное присутствие мясо-красных кремней. Отмечается также, что с увеличением в разрезе доли конгломератов увеличивается крупность и уменьшается степень окатанности обломочного материала. В конгломератах среди обломков наряду с карбонатными породами присутствуют кварц-полевошпатовые и кварц-карбонатные песчаники, алевролиты, аргиллиты и обломки яшм. Среди обломочного материала, представленного песчаниками, алевролитами, аргиллитами, установлены аналоги среди пород ближайшего окружения мурской толщи, в частности, ярской и кежемской свит нижнего силура. Небольшая часть обломочного материала (кварцитовидные и мелкозернистые зеленоватые песчаники) поступали из отложений братской свиты ордовика. Особую группу составляет обломочный материал, не имеющий аналогов в ближайшем геологическом окружении мурской толщи.

Обобщая данные по строению мурской толщи, можно с некоторой долей условности выделить три регрессивных цикла, начинающихся с тонко-, мелкозернистых глинистых песчаников (алевропесчаников) и заканчивающихся грубообломочными, валунными отложениями. Первый цикл (по скважинам колонкового бурения) – 5-35 м, второй – 35-45 м, третий – 46-58 м. Тонкозернистые песчаники и алевролиты практически всегда залегают с размывом на подстилающих конгломератах или конглобрекчиях. При этом количество обломочного, угловатового материала в скважине заметно уменьшается сверху вниз, количество окатанного и полуокатанного материала, представленного красными, сургучными, серыми кремнями и окремненными породами, напротив, возрастает. В самом нижнем цикле содержание угловатых и угловато-окатанных обломков не превышает первые десять процентов. Исключение составляет базальный горизонт мурской толщи, где количество обломочного материала резко возрастает.

Изучение литологического строения нижнекарбоновых отложений мурской толщи на участках Конякич и Артельный показало крайне слабую стратифицированность осадков и сортировку обломочного материала, что свидетельствует о вероятном склоновом, коллювиально-пролювиальном типе отложений. При этом отметим, что в случае типичных склоновых осыпей, самые крупные обломки пород сгружаются у подножья, тогда как в изученных геологических разрезах мурской толщи наблюдается совершенно иная картина. Крупные обломки (до 1 м в диаметре) чаще находятся в верхних частях разреза, а более мелкие и хорошо окатанные гальки пород располагаются в нижних частях мурской толщи.

На отдельных участках геологических разрезов породы нижнего силура и мурской толщи имеют отчетливые следы дробления (в т.ч. флюиднотермального), залеченные кальцит-цеолит-баритовой, кварц-кальцитовой (с гидроокислами железа) минерализацией.

Среди обломочного материала из пиропоносных отложений выявлены туфобрекчии, туффиты, широкий ряд вулканогенно-осадочных пород: конглобрекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники и пелитоморфные карбонатные породы, содержащие вулканокластический материал (обломки эффузивов, кристаллов стекла) в переменных количествах [2]. Указанные выше разновидности пород могли представлять собой единую

стратификационную толщу. Кроме того, в мурских отложениях наряду с вулканогенно-осадочными породами установлены интенсивно преобразованные гидротермально-метасоматическими процессами генетически различные (осадочные, осадочно-вулканогенные, реже вулканогенные) типы пород.

По мнению авторов, все вышеперечисленные петрографические разновидности пород образуют парагенетическую породную ассоциацию, имеющую единую пространственно-временную связь. Туфобрекчии, туффиты слагают, как правило, приповерхностные части жерла трубочных тел. Вулканогенно-осадочные породы представляют собой кратерные осадки слабоэродированных вулканических аппаратов. Гидротермально-метасоматические породы, с одной стороны, являются непосредственно измененными вулканическими породами, с другой – слагают околотрубочные эпигенетические зоны или апикальные части слепых трубочных тел.

Другими словами, источниками для части обломочного материала мурских отложений являлись слабоэродированные трубочные (?) вулканические тела, предположительно, основного, ультраосновного состава.

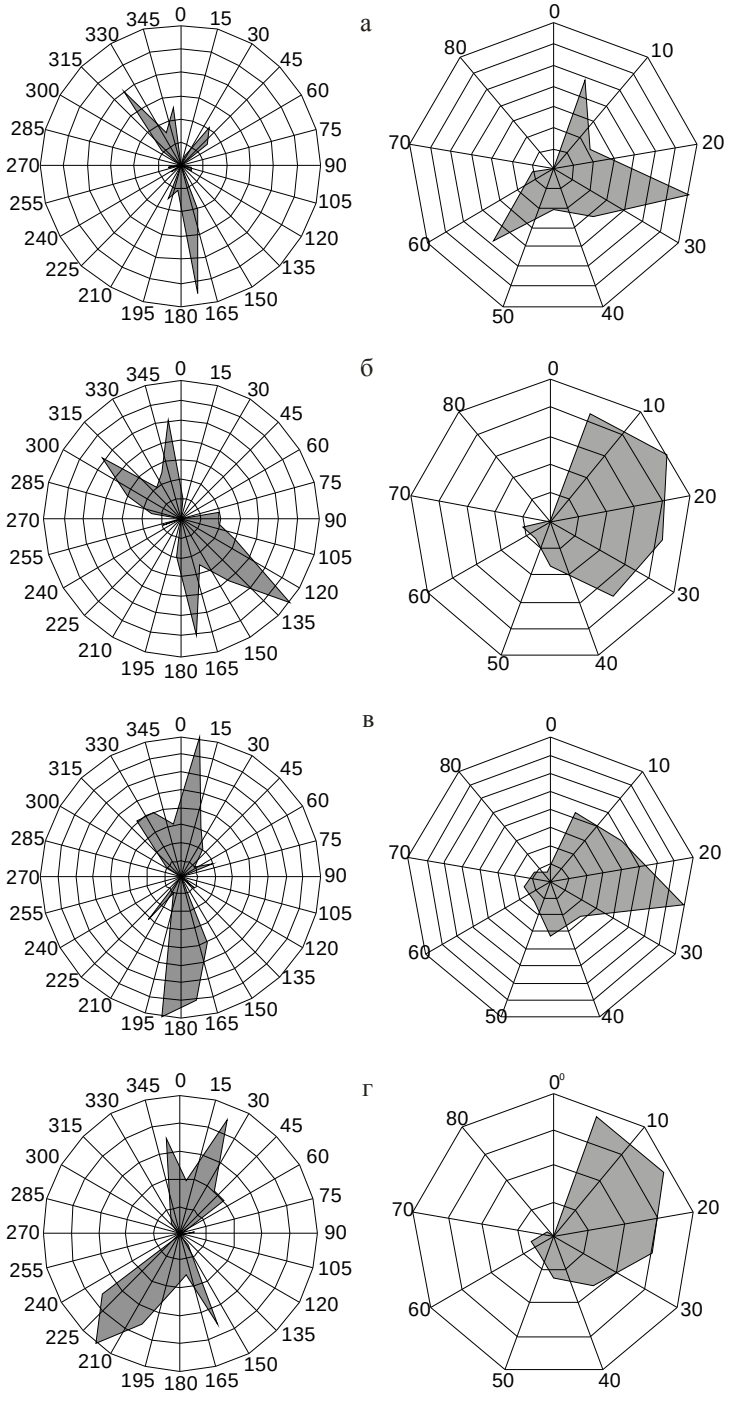


Рис.1 Азимуты и углы падения обломочно-галечного материала в различных литологических разновидностях мурской толщи на участке Конякич

а – базальный горизонт, мелкообломочные конглобрекчии; б – средняя часть разреза, крупно-, среднегалечные конгломераты с редкими валунами; в – верхняя часть разреза, крупнообломочные конглобрекчии с включением крупноглыбового материала; г – верхняя часть разреза, мелкообломочные, мелкогалечные конглобрекчии.

Литература

1. Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М. и др. Структура, вулканизм и алмазоносность Иркутского амфитеатра. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 180 с.

2. Егоров К.Н., Мишенин С.Г., Секерин А.П., Серов В.П., Денисенко Е.П., Шипицина Л.В., Меньшагин Ю.В., Кошкарев Д.А. Оценка перспектив коренной алмазоносности юга Сибирской платформы (Муро - Ковинский алмазоносный район). // Проблемы прогнозирования, поисков и изучения месторождений полезных ископаемых на пороге XXI века. - Воронеж: Изд-во ВГУ, 2003. С. 524-530.

СОСТАВЫ НЕИЗМЕНЕННЫХ И ИЗМЕНЕННЫХ КИМБЕРЛИТОВ АЛМАЗОНОСНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЯКУТИИ

Л.Г. Кузнецова[1], В.Б. Василенко[1], А.В. Толстов[2]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, e-mail: vasilenko@igm.nsc.ru,
[2]АК «АЛРОСА», Ботуобинская ГРЭ, г. Мирный, e-mail: TolstovAV@alrosa.ru

Вторичным изменениям кимберлитов посвящены работы многих исследователей. Кимберлиты Якутии в этом отношении изучены, главным образом, в корах выветривания, сосредоточенных в приповерхностных частях кимберлитовых тел. Эти исследования обычно посвящались описанию минералогических ассоциаций во вторичных образованиях. Здесь следует отметить работы Н.Н. Зинчука с соавторами [1] и Э.А. Шамшиной [2]. Изучению процессов серпентинизации кимберлитов посвящены работы В.К. Миршинцева [3]. По нашим представлениям [4] изменения кимберлитов в корах выветривания и аналогичные образования в глубинных частях кимберлитовых тел связаны между собой и являются следствием масштабного постмагматического гидротермально-метасоматического изменения пород, начиная с выноса из кимберлитов щелочей, последующей серпентинизацией пород, заканчивающейся окварцеванием кимберлитов.

Значительная часть предыдущих исследователей склонялась к мнению, что вторичные изменения кимберлитов не меняют их валовый состав или если меняют, то в незначительной степени. Так, например, В.А. Милашевым [5] сделан вывод, что содержания некоторых элементов при вторичных преобразованиях существенно не меняются. Такие элементы (железо, титан и другие) В.А. Милашев предложил называть «показательными». Соглашаясь с точкой зрения В.А.Милашева для слабоизмененных пород, следует заметить, что при интенсивно проявленных процессах вторичного изменения выносятся все компоненты, включая и алмазы.

Из общего ряда исследований вторичных процессов в кимберлитах выделяются работы Э.А. Шамшиной, давшие изложения эволюции процессов вторичного минералообразования [2], в которых она показала, что вторичные изменения пород сопровождаются образованием вторичного кремнезема, количество которого пропорционально глубине преобразования кимберлитов.

Поскольку количество породообразующих минералов кимберлитов исчерпывается ассоциацией кальцита, оливина и флогопита, то оказалось возможным использовать конкретный химический анализ пород для вычисления нормативных количеств вторичного кварца (Q, %). Уравнение для таких расчетов приведено в работе [6]. Знание значений Q для базы данных химических составов пород алмазных месторождений Якутии позволяет сравнить эти месторождения по содержаниям вторично доломитизированных (карбонатизированных) с Q< -1%, неизмененных (-1<Q<4%) и окварцованных пород (Q>4%).

Поставленная задача решалась на основе химических составов пород известных месторождений Якутии. В их число вошли трубки Ботуобинская, Нюрбинская, Интернациональная, Мир, Айхал, Юбилейная, Сытыканская, Удачная-западная и Удачная-восточная. Химические анализы кимберлитов были получены рентгенофлюоресцентным методом в Петрохимической группе Института геологии и минералогии СО РАН. Аналитик Л.Д. Холодова. Суммарная база данных насчитывает 7083 анализа содержаний породообразующих оксидов. Образцы кимберлитов отбирались из керна 98 разведочных скважин, представляющих породы исследованных месторождений по всему их объему.

Содержания породообразующих оксидов в выделенных по значениям Q группах пород показаны в таблице 1. Изучение корреляционных связей в генеральных совокупностях составов трех групп пород показало, что главными корреляционными комплексами оксидов являются положительно связанные содержания SiO_2 и MgO и отрицательно связанные содержания MgO и CaO (рисунок, таблица 2)

Таблица 1. Средние составы доломитизированных, неизмененных и окварцованных кимберлитов алмазоносных месторождений Якутии

Группа кимберлита	Доломитизированный (карбонатизированный)		Неизмененный		Окварцованный	
Кол-во анализов	422		2205		4456	
Статистики*	X	s	x	s	x	s
SiO_2	20.92	6.36	26.24	3.32	31.47	6.64
TiO_2	0.79	0.56	0.92	0.37	0.88	0.44
Al_2O_3	2.41	1.20	2.25	0.47	3.30	1.13
ΣFe_2O_3	5.78	2.48	6.48	1.97	6.68	2.01
MnO	0.14	0.03	0.12	0.02	0.13	0.05
MgO	26.18	7.45	27.34	4.41	24.31	6.19
CaO	15.74	8.32	12.54	4.94	12.09	6.97
Na_2O	0.33	0.98	0.32	0.44	0.14	0.43
K_2O	0.97	0.64	0.67	0.34	0.76	0.51
P_2O_5	0.48	0.19	0.39	0.15	0.37	0.15
Ппп	26.13	8.36	22.71	4.10	20.92	4.87

** Статистики: x – среднее содержание компонентна; s – стандартное отклонение.*

Таблица 2. Средние содержания SiO_2. MgO и CaO в группах кимберлитов разных алмазоносных трубкок (N=7083)

Оксиды	SiO_2			MgO			CaO		
Группа кимберлита*	1	2	3	1	2	3	1	2	3
Ботуобинская	14.85	26.63	30.86	17.73	25.68	23.46	22.92	13.87	13.82
Нюрбинская	15.64	22.68	34.80	18.83	21.40	20.88	22.13	17.69	11.08
Интернациональная	23.74	29.14	27.63	30.61	30.64	24.35	8.69	6.44	8.98
Мир	26.43	27.65	33.64	30.83	28.61	27.17	9.23	10.34	8.13
Айхал	18.08	23.53	26.75	23.91	24.37	21.37	18.97	16.34	17.27
Юбилейная	26.60	28.11	31.25	33.91	31.31	24.94	5.69	9.10	12.40
Сытыканская	28.06	28.38	28.96	36.24	31.55	26.41	1.99	7.11	12.17
Удачная-западная	19.74	25.18	26.78	23.97	25.98	23.15	19.56	15.23	16.16
Удачная-восточная	24.18	25.69	27.92	29.61	28.11	23.69	13.79	13.45	15.09

** 1 – доломитизированный (карбонатизированный), 2 – неизмененный, 3 – окварцованный кимберлит.*

Анализ полученных результатов позволяет заключить следующее:
1) доломитизированные и окварцованные породы характерны для всех изученных месторождений; 2) составы неизмененных кимберлитов изученных месторождений в 80% случаев не совпадают по содержаниям SiO_2 и MgO; 3) последовательность доломитизированных кимберлитов в целом повторяет последовательность неизмененных пород; 4) окварцованные кимберлиты по содержаниям SiO2 и MgO хотя и различаются, но образуют упорядоченной последовательности; 5) по содержаниям CaO и MgO неизмененные и окварцованные кимберлиты образуют единую последовательность составов. Составы выделенных групп пород отчетливо различаются по размаху содержаний CaO – наибольший размах значений содержаний характерен для доломитизированных кимберлитов и наименьший – для окварцованных.

Содержания в кимберлитах SiO_2 и MgO, а также CaO и MgO могут использоваться для выделения неизмененных пород.

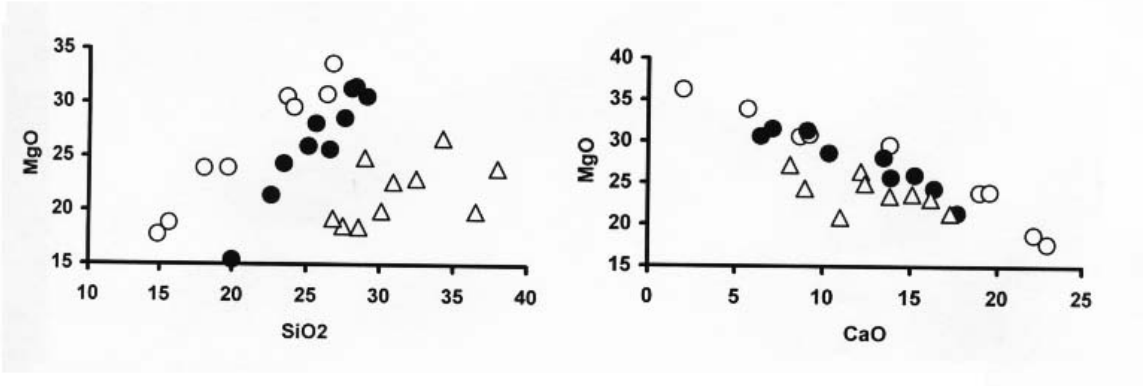


Рис. 1 Фигуративные точки составов групп пород разных трубок.
o - доломитизированный, ● – неизмененный, Δ - окварцованный кимберлит.

Литература

1. Зинчук Н.Н., Котельников Д.Д., Борис Е.И. Древние коры выветривания и поиски алмазных месторождений. М.: Недра,1983.196 с.

2. Шамшина Э.А. Коры выветривания кимберлитовых пород Якутии – Новосибирск: Наука. 1979. 150

3. Маршинцев В.К. Вертикальная неоднородность кимберлитовых тел Якутии. Новосибирск: Изд. СО АН СССР. 1986. 239 с.

4. Василенко В.Б. Зинчук Н.Н., Ротман А.Я., Кузнецова Л.Г. Изменение вещественного состава кимберлитов на стадии постмагматического кислотного выщелачивания. – Труды Воронежского Государственного университета и АК «АЛРОСА», 2001. 65-78 с.

5. Милашев В.А. Петрохимия кимберлитов Якутии и факторы их алмазоносности. Л.: Недра. 1965. 160 с.

6. Василенко В.Б., Толстов А.В., Минин В.А., Кузнецова Л.Г. Нормативный кварц как критерий интенсивности массопереноса при постмагматическом изменении кимберлитов трубки Ботуобинская // Геология и геофизика. 2008. Т.49. №12. С.1189-1204.

ВЗАИМОСВЯЗЬ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА И ПРОДУКТИВНОСТИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ТРАППОВ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.П. Мазуров, Ю.Р. Васильев

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, e-mail: mik@igm.nsc.ru

Становление пермотриасовых траппов в чехле Сибирской платформы сопровождалось функционированием крупномасштабных рудно-магматических систем, приводящим к образованию месторождений черных, цветных, благородных металлов, оптического и камнесамоцветного сырья. В настоящее время активно разрабатываются гигантские месторождения Pt-Cu-Ni руд норильского района на севере и Fe руд ангаро-илимского района на юге платформы. В качестве потенциально перспективной на открытие крупных месторождений рассматривается Средне - Енисейская провинция магнезиальных базитов, где в процессе нефтепоискового бурения и геолого-съемочных работ обнаружены многочисленные проявления магматической и гидротермальной сульфидной минерализации в интрузивных траппах и оксидной минерализации в их экзоконтактах. По ряду признаков отдельные объекты близки месторождениям медно-никелевых руд с платиноидами норильского типа, скарново-магнетитовых руд ангаро-илимского типа, а также гидротермальных медных руд с цинком, свинцом, серебром, мышьяком и другими металлами [1]/

Всестороннее исследование процессов магматизма, метасоматизма, рудообразования и строения рудных полей и месторождений разного размера, применение более совершенных методов изучения состава и микроструктуры рудных минералов, изотопно-геохимических определений разными группами исследователей позволило существенно уточнить генетические схемы и роль эндогенных и экзогенных факторов в создании формационных видов и их продуктивности. Наряду с различиями геодинамической позиции рудно-магматических систем (сосредоточенного рифтогенеза или рассеянного спрединга), состава первичных расплавов, процессов их смешения и дифференциации в разноглубинных очагах, определяющее влияние имеет взаимодействие в разной степени контаминированных магм с вмещающими толщами в области рудоотложения. Именно реакция внедряющихся расплавов с химически активными карбонатно-эвапоритовыми и соленосными отложениями нижних горизонтов платформенного чехла, особенно содержащих рассеянные скопления твердых, жидких и газовых углеводородов, солевых рассолов, создает рудообразующий флюид, эволюцией которого предопределяются явления извлечения, переноса и отложения рудных компонентов.

Одним из факторов, определяющих особенности размещения и форму рудных залежей, является строение проницаемых предрудных структур. Следует заметить, что большинство сульфидных рудных залежей норильского типа подчиняется структуре главных интрузивов и его ветвей, локализуясь внутри интрузивных масс или подчиняясь их прототектонике. Рудоносные интрузивы находятся под многокилометровой покрышкой эффузивных свит. Это важное обстоятельство обусловило концентрацию отликвированных на начальном этапе рудных масс и препятствовало их рассеянию в последующие стадии. Как отмечается [2], водород-углеводородные флюиды высокотемпературного раннего этапа дифференциации магмы выступали в качестве фактора стабилизации несмесимого сульфидного расплава. На следующем этапе флюиды были водно-углекислотными с галоидно-водородной и сероводородной составляющими. Благороднометалльность руд определялась как первичным составом расплавов, так и многостадийным взаимодействием эволюционирующих флюидов с их силикатной и оксидно-сульфидными составляющими. Образованные в позднемагматический этап твердые растворы систем Fe-Ni-Cu-S и Fe-Ti-O с примесями элементов платиновой группы и других металлов при послемагматических флюидных

преобразованиях давали начало новым минеральным парагенезисам широкого спектра элементов в пределах и в окрестностях залежей.

В долеритах, вскрытых скважинами нефтепоискового бурения, часто наблюдаются следы взаимодействия восстановленных газов с долеритами. Они представлены вюстит-троилитовыми гнездами и прожилками с самородным железом и графитом. В более крупном масштабе такие процессы могли привести к формированию рудопроявлений самородного железа с медью и платиноидами. Фактическим доказательством этого служит строение контактов гнезд железа с вмещающими долеритами. Округлые и уплощенные гнезда самородного железа внутри содержат включения графита, выделения когенита, одиночные зерна шрейберзита, цепочки микрозерен самородной меди, а на контакте – более крупные агрегаты графита и когенита. Интересно зональное строение контакта железа с ильменитом. Ильменит "срезается" агрегатом железа, разбит на отдельные подплавленные субзерна, которые окаймлены смесью вюстита и ульвита, а промежутки их выполнены фаялитом. В переходной зоне от подплавленного ильменита к более крупному скоплению самородного железа распространены срастания железа с графит-вюститовыми и железо-вюститовыми симплектитами. Первичные моносульфидные и промежуточные сульфидные твердые растворы замещены самородным железом и медью, аваруитом, вюститом и троилитом.

В палеорифтовых областях юга Сибирской платформы, развивавшихся в геодинамической обстановке внутриплитного рассеянного спрединга, с трапповым магматизмом связано происхождение скарново-магнетитовых железорудных месторождений. Начальный этап развития рудно-магматических систем представлял собой взаимодействие магматогенных флюидов с карбонатно-соленосными отложениями и заключенными в их поровом пространстве захороненными растворами, рассолами и нефтесодержащими флюидами. Образованные при этом магнезиальные скарны и магнетитовые руды магматической стадии слагают конформные залежи в окрестностях лакколитов. Физико-химическое моделирование с помощью программного комплекса Селектор показало, что обычные толеит-базальтовые расплавы при кристаллизации выделяют флюидную фазу, состав которой отвечает диапазону варьирования 1,0 >C/H>0,1, а весовая доля флюида не превышала 2,0 % [3]

Главная стадия рудообразования связывается с метамагматическими преобразованиями долеритов. Внедрение магматических масс сопровождалось глобулированием расплава, фрагментацией и смешением его с соленосными породами, которые подвергались растворению и плавлению. Образованный при этом солевой раствор-расплав, насыщенный восстановленными газами, служил главным агентом метасоматических процессов. Его общая соленость составляла не менее 60 %. Исследование стеклянно-прозрачного форстерита из галит-магнетитовых руд позволило обнаружить многофазные флюидные включения, состоящие из тонкокристаллического полупрозрачного агрегата (10-20 %), галита (50-80 %), прозрачной анизотропной солевой фазы (5-10%) и газового пузырька. По данным хроматографического анализа его состав (мг/кг): CO_2 2200; H_2O 1800-3200; H_2 5; N_2 5; CO 10-120; CH_4 3-4; C_3H_8 0,6; C_4H_{10} 0,6. При нагревании прослежено ступенчатое растворение дочерних фаз. Плавлением галита происходило при 670-720 єС. Солевой рассол-расплав с газом и ксеногенными твердыми фазами гомогенизируется в солевой расплав при 740-820 єС. Твердые ксеногенные фазы (главным образом магнетит и шпинель) исчезают при 950-1010 єС. Прослежено обычное уменьшение концентрации флюидов при понижении температуры.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 09-05-00602.

Литература.

1. Васильев Ю.Р., Мазуров М.П., Цимбалист В.Г., Шихова А.В. Парагенезисы рудных минералов в интрузивных траппах западного сектора Сибирской платформы // Доклады РАН. 2011. Т. 439, № 3. С. 504-507.

2. Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж., Криволуцкая Н.А., Туровцев Д.М., Голованова Т.А., Мохов А.И., Кнауф В.В., Олешкевич О.И. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 241-265.

3. Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск: Издательство СО РАН, 2009. 409 с.

ОСОБЕННОСТИ ВНУТРЕННЕГО СТРОЕНИЯ АНАБАРСКОГО ЩИТА

А.И. Мельников

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: mel@crust.irk.ru

Внутренняя структура Анабарского щита до сих пор изучена относительно слабо. В разные годы отдельные аспекты морфологии, строения складчатых форм и разрывных нарушений этого региона рассматривались во многих работах [1; 2; 3; 4, 5 и др.]. При этом большинство исследователей в расшифровке структурных форм Анабарского щита базировались на результатах анализа аэро - и космоснимков данной территории. Это вполне оправдано, поскольку дезинтегрированные и растресканные в результате морозного выветривания глыбы пород бывших коренных обнажений практически не перемещены в пространстве, а остались на месте, позволяя, таким образом, реконструировать общий структурный рисунок щита дистанционными методами [4, 5]. Наши исследования структуры Анабарского щита основаны, прежде всего, на материалах средне –, крупномасштабного геологического картирования, полевых наблюдений с использованием и аэрофотоснимков рассматриваемой территории. Для этих целей впервые была составлена сводная структурно-геологическая карта Анабарского щита масштаба 1: 200 000 с учетом всех результатов среднемасштабного и частично крупномасштабного геологического картирования, выполненного производственными организациями Мингео СССР, дополненных данными личных полевых наблюдений автора [6]. На полученной карте основные структурные формы отображаются маркирующими горизонтами меланократовых кристаллических сланцев, гранатсодержащих гнейсов, кварцитов, карбонатных пород, а иногда и линзами ультрабазитов.

Внутренняя структура кристаллических комплексов Анабарского щита, несмотря на хорошую дешифрируемость структурных форм, до сих пор остается недостаточно расшифрованной. Коллективом авторов под руководством О.М. Розена была составлена карта структурных элементов Анабарского щита по данным дешифрирования аэтофотоснимков масштаба 1:40 000 – 1:60 000 [5]. Как отмечают авторы этой карты, она отражает обобщенный и характерный «анабарский» структурный рисунок, представляющий собой сочетание ряда морфологических элементов. Внимательный ее анализ показывает, что дешифрируется на аэрофотоснимках структурный рисунок после этапа D_5, а так называемые элементы «анабарского» структурного рисунка приведенные этими авторами, демонстрируют различные варианты переработки ранее созданной структуры в процессе этапа D_5. При этом авторы совершенно правильно интерпретируют механизм образования таких структур как результат сдвигового течения горных пород, и что ведущим фактором такого течения были активные сдвиговые смещения пород Анабарского щита. К сожалению, в этих работах практически нет никаких сведений ни о последовательности образования структурных форм, ни об их взаимоотношениях друг с другом.

Нами при расшифровке структурного рисунка Анабарского щита были использованы несколько другие принципы. Как уже отмечалось ранее, автором настоящей работы была составлена структурно-геологическая карта масштаба 1:200 000 на всю территорию щита. На основе результатов геологического картирования (в том числе и частично крупномасштабного) с использованием материалов полевых исследований диссертанта и данных дешифрирования аэрофотоснимков нами была составлена карта структурных элементов Анабарского щита масштаба 1:200 000, которая отражает главные картируемые структуры, созданные в течение тектонических циклов D_4 и D_5 [6]. Из анализа карты прекрасно видно, что в полях развития далдынской серии и прилегающих к ним блоках явно преобладают нелинейные структурные формы, и что интенсивность складчатости, в целом, существенно возрастает с З на В и с С на Ю. Линейные структуры преимущественно

тяготеют к границам крупных шеар-зон, а также к крыльям протяженных разрывных нарушений первого порядка. В блоках, сложенных верхнеанабарской и хапчанской сериями пород, соотношение линейных и нелинейных складчатых структур примерно одинаковое, при этом их размеры практически во всех блоках варьируют в широких пределах. Западнее Маганской шеар-зоны выделяются несколько небольших изоклиналей с погружением шарниров на СВ и размахом крыльев от 0.5 до 2 км. Восточнее, в верховьях р. Б. Куонамка расположен изометричный Верхнекуонамский мигматитовый купол, удлиненный в СЗ направлении с соотношением осей 1:2. Он сложен эндербитами и сильно мигматизированными (до теневых структур) гиперстеновыми гнейсами, в которых часто наблюдаются обрывки замков мелких складок течения, будины и ксенолиты амфиболитов и кристаллосланцев. Князевский (Верхнеанабарский антиклинорий по Б.Г. Лутцу) гнейсово-мигматитовый вал расположен между Маганской и Ламуйской шеар-зонами. По морфологии это довольно простая структура в виде антиформного поднятия, сильно удлиненного в СЗ направлении, с длинным СВ и более коротким ЮЗ крыльями. Размах его крыльев составляет около 40 км. Ядерная часть вала сложена преимущественно однородными эндербитами и эндербитовыми гнейсами верхнеанабарской серии. Ближе к крыльям, в бассейне рр. Князева и Балаганах на восточном крыле и в бассейне р. Маган на западном крыле этой структуры выделяются две симметричные полосы, содержащие линзы и будины кальцифиров. На периферии гнейсово-мигматитового вала наблюдаются мощные прослои основных чарнокитов, чарнокито-гнейсов и мигматитов. Ориентировка гнейсовидности, полосчатости пород варьирует, вероятно, из-за осложняющих крылья структуры мелких складок течения. В интервале между Ламуйской и Котуйкан-Монхоолинской шеар-зонами широко распространены как линейные, так и нелинейные складчатые формы, причем линейные структуры развиты только в центральной и южной частях этого блока и четко приурочены к разломным ограничениям шеар-зон и к крыльям крупных, протяженных разрывных нарушений. В северной части этого интервала, в бассейнах рр. Котуйкан, Лабастах и Вюрбюр, нами закартированы Лабастахский и Верхневюрбюрский гранитогнейсовые купола, имеющие сходное внутреннее строение. Оба они сильно вытянуты в СЗ направлении в соответствии с простиранием блока при соотношении осей 1:3. Купола сложены гиперстен-амфиболовыми гнейсами, мигматитами и эндербитами с редкими прослоями гранатсодержащих мигматизированных гнейсов, амфиболитов и кристаллических сланцев. Их ядерная часть сложена сильно мигматизированными и гранитизированными породами. Здесь встречаются мигматиты практически всех типов: от послойных до агматитов и теневых разновидностей. Ориентировка гнейсовидности четко разворачивается по дуге большого круга от восточного до западного крыла. В центральной и южной частях этого блока также наблюдаются цепочки подобного типа куполов и межкупольных синформ, часто очерченных на крыльях разорванными пластами гранатсодержащих гнейсов и мигматитов. Наиболее крупной из них здесь является Левокуонамская синформа. Она очерчивается прерывистыми горизонтами гранатсодержащих гнейсов, а ее западное крыло оборвано крупным внутриблоковым разломом. Центральная часть синформы сложена послойными мигматитами и полосчатыми гиперстеновыми гнейсами верхнеанабарской серии. На крыльях гранитизация усиливается и в разрезе появляются теневые мигматиты. Падение гнейсовидности, полосчатости варьирует в широких пределах. Преобладает СВ ориентировка, но нередки ЮВ и СЗ падения. В породах часто наблюдаются разнообразные мелкие складки течения преимущественно деформационного цикла F_4^2. Погружение их шарниров рассеивается по дуге малого круга, а амплитуда складок варьирует от первых сантиметров до нескольких метров. Изоклинали широко развиты в южной части рассматриваемого блока и обычно приурочены к ограничениям шеар-зон или к зонам крупных разрывных нарушений. Все они вытянуты в СЗ направлении, в соответствии с общим простиранием анабарского комплекса. Наиболее крупными их них являются Приразломная, Алыы-Юрэхская, Правонемэсская, Верхнеламуйканская и Этиебинская изоклинали. Шарниры их погружаются на ЮВ, значительно реже на СЗ. Сами изоклинали

сложены гнейсами и мигматитами верхнеанабарской серии, а контуры их очерчиваются прерывистыми маркирующими горизонтами меланократовых кристаллических сланцев, амфиболитов, гранатсодержащих гнейсов и, редко - гранитоидов. Размах крыльев варьирует от 0.5 до 6-8 км при соотношении осей от 4:1 до 8:1. По простиранию толщи изоклинали часто располагаются кулисообразно. Для них характерны частые виргации и ундуляции шарниров. Угол погружения шарниров, как правило, непостоянен и изменяется от 5 до 60°, а падения крыльев крутые и составляют от 40 до 75°. В полосе верхнеанабарской серии между восточной границей Котуйкан-Монхоолинской зоны и выходами пород далдынской серии также наблюдается цепочка небольших, изометричных, нелинейных складок самыми крупными из которых являются Левокотуйканский и Верхнекотуйканский мигматитовые купола. Некоторые купола полностью очерчиваются горизонтами биотит-гранатовых и биотит-гранат-гиперстеновых гнейсов, а в части других эти горизонты разорваны и прерывистые. Все они запрокинуты в сторону Котуйкан-Монхоолинской шеар-зоны. Оба крыла наклонены на СВ, при этом восточное крыло более длинное и положе, чем западное, более крутое и короткое. Падение гнейсовидности, полосчатости на обоих крыльях - СВ. Центральная часть куполов сложена сильно мигматизированными (до агматитов и теневых мигматитов) биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами, в которых часто наблюдаются шлиры, линзы и будины амфибол-пироксеновых плагиокристаллических сланцев, обрывки мелких, сильно сжатых изоклинальных складок течения. Изоклинали в рассматриваемом блоке развиты преимущественно в его центральной части. Самыми крупными из них являются Верхнемонхолонская**,** Вершинная и Верхнедалдынская структуры. Они сложены преимущественно биотит-гиперстеновыми плагиогнейсами, послойными мигматитами верхнеанабарской серии и интенсивно рассланцованы по простиранию мигматитовой полосчатости. Шарниры их круто погружаются в субмеридиональном направлении, а контуры по периферии очерчиваются пластами меланократовых кристаллосланцев и амфиболитов, реже гранатсодержащих гнейсов. В полосе, сложенной породами далдынской серии, выделяются две крупных нелинейных структуры: Котуйканская синформа и Нижнедалдынский гнейсово-мигматитовый купол, а линейные изоклинали встречаются только на ее северном и южном окончаниях. Контуры их на СЗ подчеркиваются горизонтами биотит-двупироксеновых кристаллических сланцев, а на ЮВ – горизонтами биотит-гранатовых гнейсов. Внутреннее строение ничем не отличается от уже рассмотренных выше структур этого типа. Следующая полоса непосредственно примыкает к Главному Анабарскому разлому и сложена породами верхнеанабарской и, в меньшей степени, далдынской серий. В части полосы, сложенной породами верхнеанабарской серии, линейные и нелинейные структуры распространены примерно одинаково, причем линейные изоклинали явно приурочены к разломным ограничениям самой полосы, либо к крупным зонам разломов, внутри нее. Существенным отличием этой полосы от других, уже рассмотренных выше блоков является наличие здесь смятых в складки пластовых тел биотитовых, аляскитовых и биотит-роговообманковых гранитоидов, а также горизонтов кварцитов. Среди нелинейных структур к наиболее крупным и типичным для этого участка Анабарского щита нами отнесены Ченегелех-Рассохинский мигматитовый купол и Водораздельная синформа. Линейные изоклинали распространены примерно равномерно по всей рассматриваемой полосе. Их контуры подчеркиваются часто сложно деформированными маркирующими горизонтами биотит-гранатовых гнейсов, кварцитов, двупироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и пластовых тел гранитоидов. Следует отметить, что среди маркирующих горизонтов в северной части полосы преобладают кристаллические сланцы и пластовые тела гранитоидов, в центральной – кварциты и кристаллические сланцы, а в южной части наиболее распространены гранатсодержащие гнейсы. В полосе выходов пород далдынской серии восточнее Главного Анабарского разлома преимущественно развиты линейные структуры. Северная часть этой полосы изогнута в гигантскую приразломную изоклиналь с амплитудой более 100 км, названной нами Главной Анабарской изоклиналью. Крылья ее сложены породами

верхнеанабарской серии, а центральная часть – далдынской. Замыкание этой структуры подчеркивается изогнутыми маркирующими горизонтами меланократовых, двупироксеновых кристаллических сланцев, кварцитов, гранатсодержащих гнейсов и, реже, пластовых тел гранитоидов и метаультрабазитов. Ее западное крыло срезано зоной Главного Анабарского разлома. Судя по морфологии изоклинали, она образовалась при интенсивных левосторонних смещениях тектонического цикла D_5 по этой зоне разрывных нарушений. Следующая полоса расположена между разломным ограничением выходов далдынской серии и Харапской шеар-зоной и сложена породами верхнеанабарской серии. Здесь повсеместно распространены нелинейные складчатые структуры разных размеров, но близких по генезису и морфологии. Все они вытянуты в СЗ направлении в соответствии с общим простиранием пород Анабарского щита. Контуры их часто очерчиваются прерывистыми, редко сплошными горизонтами биотит-амфибол-гранатовыми гнейсами, основными, двупироксеновыми кристаллическими сланцами, амфиболитами, пластовыми телами гранитоидов и, иногда метаультрабазитов. Самыми типичными из них, отражающими общие характерные черты этих структур в рассматриваемой полосе являются Леводжелиндинский, Нижнеджелиндинский купола и Праводжелиндинская синформа. В полосе между Харапской и Билляхской шеар-зонами, в поле развития пород верхнеанабарской серии также преобладают нелинейные структуры. Линейные структуры картируются только в северной и южной частях рассматриваемой полосы. В центре ее сосредоточены преимущественно мелкие нелинейные структурные формы, а к северному и южному окончаниям их размеры возрастают. Наиболее типичными из них являются Налим-Рассохинский, Хаардахский купола и Верхнехохойская синформа. В полосах, сложенных хапчанской серией пород, примыкающих к Билляхской шеар-зоне и Попигайской структуре, преимущественно распространены линейные изоклинали. В северной части рассматриваемой полосы их контуры на крыльях очерчиваются прерывистыми маркирующими горизонтами карбонатных пород, двупироксеновых кристаллических сланцев, амфиболитов и, значительно реже, пластовых тел гранитоидов. Контакты последних сильно рассланцованы, иногда наблюдаются жильные или линзовидные обособления кварца (1.5-2 см), а также струйчатые структуры. Сланцеватость, метаморфическая полосчатость падают на восток. Южнее расположены наиболее крупные в этой зоне изоклинали (Верхнепопигайская, Улаханская, Ары-Мастахская и Атыр-Хатыспытахская**),** внутреннее строение которых типично для подобных структур.

Литература

1. Рабкин М.И. Геология и петрология Анабарского кристаллического щита. М.: Госгеолтехиздат, 1959. – 164 с.
2. Каденский А.А. Геология и петрология южной части Анабарского щита. – М.: Изд-во АН СССР, 1961. – 198 с.
3. Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. – М.: Наука, 1964. – 124 с.
4. Розен О.М., Вишневский А.Н., Глуховский М.З. и др. Строение земной коры Анабарского щита. – М.: Наука, 1986. – 198 с.
5. Розен О.М., Андреев В.П., Белов А.Н. и др. Архей Анабарского щита и проблемы ранней эволюции Земли. – М.: Наука, 1988. – 253 с.
6. Мельников А.И. Структурная эволюция метаморфических комплексов древних щитов //Автореферат дисс. на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. – Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. – 40 с.

СПЕЦИФИКА ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В СВЕТЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ М.М. ОДИНЦОВА О ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ФОРМЕ ДВИЖЕНИЯ МАТЕРИИ

В.В. Параев[1], Э.А. Еганов[2]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, e-mail: paraev@igm.nsc.ru
[2]Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, Новосибирск

1. Определяющим стимулом для познания Природы (кроме обычной любознательности) всегда служил бытовой прагматизм. Не стала исключением в этом плане и ориентация геологии. Её цели и задачи замыкаются преимущественно на разведку и добычу минерального сырья, необходимого для всех отраслей промышленности и сельского хозяйства. Решение прагматических задач – конкретно прогноз и поиск полезных ископаемых – опирается обычно на сонахождение с ними некоторого набора индикаторов – основных поисковых признаков. К геологическим индикаторам первостепенной важности относится, например, приуроченность полезных ископаемых к осадочным толщам определённого возраста и генезиса. Осадочное рудообразование надёжно коррелируется (методами геологии) с конкретными типами литогенеза, которые увязываются с формированием тектонических структур и палеогеографических обстановок.

Выяснение *закономерностей размещения глобальных геологических событий в пространстве и времени* задачи прикладного значения автоматически переводит в разряд общенаучной проблематики. Названный ряд процессов и явлений, в понимании М.М. Одинцова [1], отображает многие стороны истории планеты и служит базой комплексного развития всех геологических наук. «*Геологические науки начинают широко осваивать достижения других отраслей естествознания и точных наук, прежде всего физики и химии, а также астрономии*» [1, с. 187]. Особо пристального внимания здесь, по его убеждениям, требуют вопросы *причинно-следственных связей*, обеспечивающие многогранность характера эволюции Земли.

2. М.М. Одинцов, будучи одновременно геологом-производственником и талантливым учёным в области региональной и общей геологии, считал, что в сфере геологических наук фундаментальные исследования должны опираться на свой фактический материал и на базис общефилософских и научных достижений. Вся сложность теоретических основ геологии, по его мнению, кроется, прежде всего, в особенностях положения самого объекта исследования. Во-первых, Земля – это обособленное космическое тело – планета, одновременно играющая роль составного элемента Солнечной системы. Их образование (Солнечной системы и Земли), развитие и дальнейшее существование (в масштабе самостоятельного космического объекта) является предметом космогонии и космологии. Во-вторых, познание процессов формирования планеты, т.е. эволюции земного вещества от газопылевого сгущения до стадий вычленения геосфер, является уже прерогативой наук о Земле. Каждая из геосфер (включая биосферу), различающихся по составу и набору физико-химических свойств, представляют собой вполне самостоятельные термодинамические системы. Одновременно они теснейшим образом взаимодействуют между собой и сами совместно функционируют в качестве составных (структурных) элементов также единой термодинамической системы, но более высокого порядка – уже в масштабе планеты.

3. По современным представлениям [2] космическое вещество находится в постоянном движении, образуя ряд: *газ космической среды → звёзды → новые звёзды с планетами + межзвёздная газопылевая среда*. В результате такой дифференциации и перераспределения космического вещества появилась принципиально новая форма его организации – ***планетная***, которую можно проследить как геологическую историю Земли. Изучая её строение, состав слагающих пород, полезных ископаемых, закономерности их распределения в пространстве и времени, последовательность развития органической жизни, теоретическая

геология (в рамках фундаментальных проблем естествознания) в конце концов, упирается в вопросы происхождения и эволюции планеты. Исследования такого рода событийных ситуаций требуют обязательного учёта специфики «чисто» геологических (геохимических) процессов, которые, в конечном счете, и позволили М.М. Одинцову говорить об особой – ***геологической*** *– форме движения материи* [3]. Геологическая форма движения материи (по М.М. Одинцову) представляет собой синтез более «простых» физических и химических закономерностей, создающих внутри системы новые структуры, которые и придают геологическим процессам определённые специфические черты. Суммарно под этими критериями «*следует понимать исторические процессы становления Земли как одной из частиц космоса*» [3, с. 195]. Основные положения о выделении стадий преобразования космического вещества (особых форм развития материи) отражены в работах [4, 5].

4. Специфика геологических процессов выражается в виде структурирования и упорядочения вещества Земли и представляет собой материальный обмен между геобиологическими системами различного масштаба - от минералов и организмов до геосфер. Такие обменные процессы могут характеризоваться с помощью понятий классической механики об энергии, массе, материальной точке, элементарном теле, которые в совокупности с постулатом об однородности и изотропности пространства и времени позволяют анализировать геологические построения, в том числе и на уровне взаимодействия геосфер [6].

Действенные силы, непосредственно влияющие на геодинамическое развитие и преобразование вещества Земли, – это резонансный эффект гравитационного воздействия Солнца, Луны и других планет. Наиболее результативно он сказывается на эндогенных процессах, протекающих в ядре и мантии, где сосредоточена основная масса планеты. Вместе с тем, с позиций единства Мира и всеобщей связи явлений Природы рождение Солнечной системы и формирование Земли – это следствие и продукт *единого космического механизма* как важнейшего свойства и способа существования Вселенной.

Несомненно, на условия существования Солнечной системы в целом (и динамику развития Земли в частности) оказывают влияние такие факторы, как галактические неоднородности (звёздные скопления, туманности, спиралевидные рукава и т.д.), встречающиеся на орбите Млечного Пути. От их воздействия будет функционально зависеть не только степень изменения динамики Солнца, но также условия и типы преобразований земного вещества: климатические, тектонические, биосферные.

5. Приведённые рассуждения позволяют констатировать: Земля (в составе Солнечной системы) – один из элементов множества космических объектов, слагающих единый пространственно-временной механизм Галактики, которые объединены совместным ритмом взаимообусловленных пертурбаций. В свою очередь Галактика – это непрерывно и динамично развивающаяся мегасистема, режим существования которой (в частности строение) есть *функция Времени*. Его физическая сущность по отношению к Млечному Пути проявляется в том, что не события фиксируют течение времени, не скорости и виды галактических изменений отсчитываются по какой-то мерной шкале, а *само Время порождает* и *вычленяет события*, обозначая смену космических явлений. Следовательно, все геологические события планетарного масштаба – это результат *последовательного взаимодействия* планеты и Солнечной системы в целом с галактическими неоднородностями каждый раз меняющейся (относительно наблюдателя) структуры Млечного Пути.

Литература

1. Одинцов М.М. Избранные труды. Новосибирск, изд-во //Наука// Сибирское отделение. 1986. 240 с.
2. Шкловский И.С. Вселенная, жизнь, разум. М.: Наука, 1987. 320 с.
3. Одинцов М.М. Геологическая форма движения материи (о специфике геологических процессов). //Проблемы геологии и природные ресурсы Восточной Сибири. Новосибирск: Наука, 1986, С. 194-199.
4. Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А. Космогенные факторы развития земного вещества на стадии обособления геосфер // Избранные труды VI Сибирской конференции по математическим проблемам физики пространства-времени сложных систем. Новосибирск: Академич. Изд-во «ГЕО», 2008. с. 226–248.
5. Молчанов В.И., Параев В.В., Еганов Э.А. Эволюция земного вещества на ранней стадии формирования планеты // Уральский геологический журнал. 2009. № 2 (68) С. 3–15.

6. Параев В.В., Еганов Э.А. Фундаментальные задачи геологии в свете общефилософских проблем единства мира// Философия науки. 2010. № 3 (46), с. 113 – 138. Новосибирск: Институт философии и права. Электронный ресурс: http://www.philosophy.nsc.ru/journals/philscience/3_46/09_paraev.pdf

КИМБЕРЛИТЫ – ПРОДУКТ ФЛЮИДИЗАЦИИ ВТОРИЧНОГО ПЛЮМАНА РАЗДЕЛЕ 410-670 КМ

О.М. Розен

[1] *Учреждение Российской Академии Наук Геологический институт РАН, Москва,*
e-mail: roseno@ilran.ru

Роль флюидов в петрогенезисе чрезвычайно велика [3], и характерным примером являются кимберлиты, появление которых непосредственно обусловлено флюидизацией отдельных участков верхней мантии. На Сибирской платформе вулканическая активность включает ряд мантийных эпизодов, случившихся 1278, 360-344, 250, 245-135 млн. лет назад. Среди них преобладают кимберлиты, но также присутствуют лампроиты (Ингаши, 1278 млн. лет) и платобазальты (тунгусские траппы), сопровождаемые щелочными ультрамафитами и карбонатитами (Маймеча) — 250 млн. лет. Эти многочисленные проявления распределены по всей длине кратона с юго-запада к северо-востоку (~2000 км) и демонстрируют последовательное омоложение в этом направлении (обзор проблемы в работе [5]). Вместе с тем очевидно, что кимберлиты, как проявления почти мгновенного перемещения вещества из глубин мантии на поверхность, обусловлены термальной конвекцией внутри силикатной мантии, то есть, по-существу, обусловлены плюмовым процессом. Существующие обзоры петрологических аспектов проявления плюмов [1], а также морфоструктурных соотношений воздымания плюмов и движения литосферных плит [2; 4]), позволяют не повторять различных геодинамических и петрологических представлений, бытующих в геологическом сообществе по поводу «плюмовой гипотезы». С. Маруяма с коллегами [8] и другие исследователи показали, что одной из причин возникновения и последующего поднятия плюма, вероятно, является нарушение петрологического равновесия в слое D'', на границе ядро – мантия (CMB). Оно может быть вызвано плавлением погрузившегося при субдукции мегалита эклогитизированной океанической литосферы. Такой процесс предположительно вызвал появление лампроитов Ингаши 1278 млн. лет назад при субдукции коры Палеоазиатского океана под Сибирский кратон с юга [5]. Другой причиной может быть спонтанная, самопроизвольная экзотермическая реакция перехода перовскита из нижней мантии в постперовскит, характерный для слоя D''[7]. По-видимому, именно эта реакция мигрировала по поверхности слоя D'' и создавала разновозрастные плюмы, обеспечившие внедрения кимберлитов и платобазальтов, наблюдаемые на Сибирской платформе в течение палеозоя и мезозоя [5].

Последовательность процессов от зарождения плюма и до поступления магмы на поверхность представляется в следующем виде. Разогрев определенного участка на поверхности слоя D'', появление расплава с положительной плавучестью и его подъем, что является началом плюмового процесса (этап 1). Подъем плюма в течение 1-5 млн. лет до некоторого тугоплавкого горизонта и формирование здесь вторичного плюма [6] (этап 2). Вторичный плюм, по существу, представляет собой канал, при открытии которого давление резко падает и выделяется адиабатический расплав. Выплавленное вещество свободно поднимается вверх по этому каналу, возможно до земной поверхности. В частности, если в качестве тугоплавкого слоя выступает подошва литосферного киля (глубина 200-260 км), тогда из мантийного вещества плюма адиабатически выплавляется базальт, а вторичный плюм обеспечивает излияние неограниченного объема расплава на поверхность с образованием платобазальтовых (трапповых) провинций [6].

Генерация кимберлитового расплава, очевидно, связана с другим, более глубоким, уровнем отделения вторичного плюма. В этом случае главный плюм, вероятно, останавливался у первой тугоплавкой поверхности – в подошве зоны перехода, на разделе 410-670 км. На этом разделе формируются, например, кимберлиты Канады [10]. Прохождение кимберлитовой магмы через этот раздел устанавливается по присутствию

высокоплотного мейджоритового граната, выявленного в кимберлитах Сибирского кратона [9]. Однако раскрытие свободного (зияющего) канала при таких давлениях, очевидно, не представляется возможном. Поэтому плюм, вероятно, останавливается под этим тугоплавким слоем. Внутри плюма начинается дифференциация с миграцией вверх наиболее подвижных компонентов (CO_2 и других газообразных веществ). В первую очередь это летучие, флюидные компоненты. Именно они протискиваются вверх и, вместе с обломками (мегакристами) мантийного вещества, формируют кимберлитовую магму, захватывающую мейджорит. Так, предположительно, образуется вторичный флюидонасыщенный кимберлитовый плюм. Поднимаясь выше, эта магма достигает подошвы литосферы (тугоплавкого литосферного киля) и внедряется в литосферный киль уже как быстро двигающийся жидкий расплав. Двигаясь далее кверху, этот расплав по мере падения давления высвобождает газовую фазу и со взрывом внедряется в кору уже в форме кимберлитовой диатремы. Представляется очевидным, что кимберлиты возникают в результате флюидизации поднимающегося мантийного вещества.

Финансовая поддержка получена от РФФИ, грант 06-05-64332.

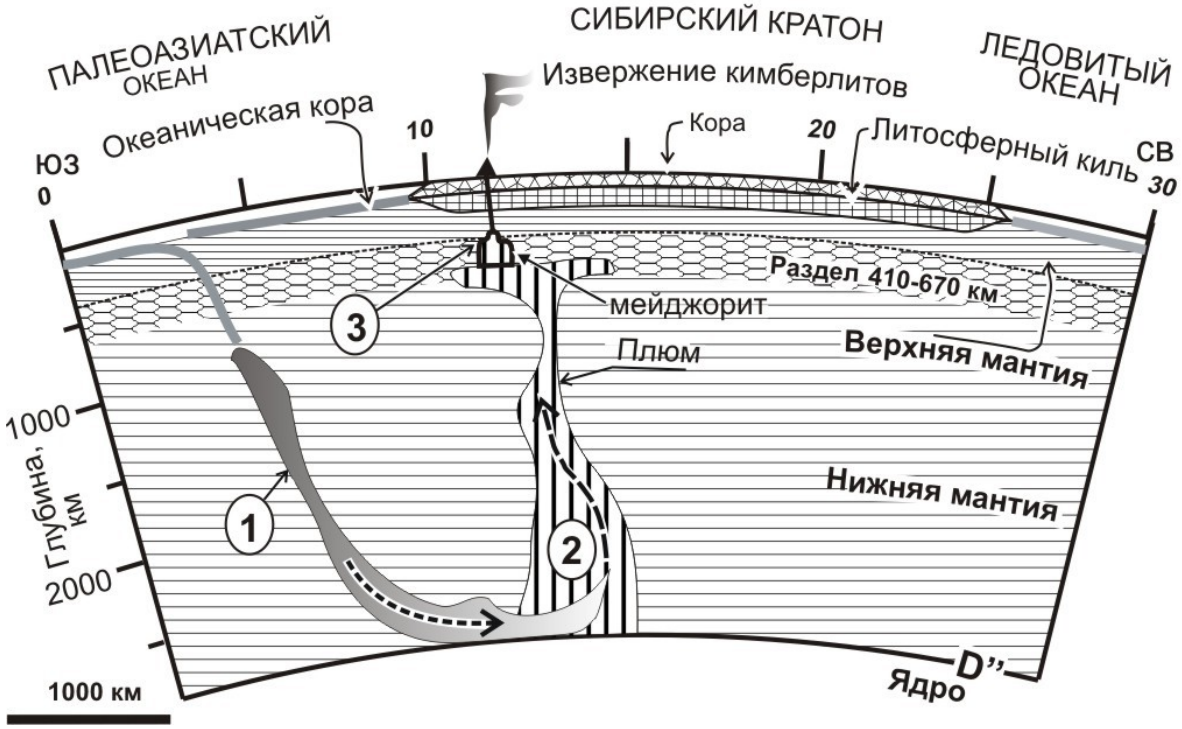


Рис. 1 Положение процесса флюидизации при образования кимберлита в связи с подъемом плюма на Сибирском кратоне [5] на основе модели [8]. 1.Слэб эклогитизированной океанической литосферы (мегалит) погружается по зоне субдукции до горизонта D'', где плавится. 2. Возникающий расплав поднимается и образуется первичный плюм. 3. Вторичный плюм (где кимберлит захватывает мейджорит) возникает при остановке подъема на тугоплавком разделе 450-670 км. В его составе далее вверх прорываются только легкоподвижные летучие компоненты в сопровождении захваченного в процессе флюидизации мантийного материала, определяющие состав кимберлитовой магмы.

Литература

1. Грачев А.Ф. Идентификация мантийных плюмов на основе изучения вещественного состава вулканитов и их изотопно-геохимических характеристик // Петрология, 2003, т. 11, № 6, с. 618-654.

2. Иванов А.В. Обойдет ли Россию «великий спор о плюмах»? // Геол. Геоф., 2006, т. 47, № 3, с. 417-420.

3. Летников Ф.А., Жатнуев Н.С., Лашкевич В.В. Флюидный режим термоградиентных систем. Новосибирск: Наука, 1985. 116 с.

4. Пучков В. Н."Великая дискуссия" о плюмах: так кто же все-таки прав? // Геотектоника, 2009, № 1, с. 3-22.

5. Розен О.М., Манаков А.В., Горев Н.И., Зинчук Н.Н. Сибирский суперплюм во времени и пространстве: уточнение региональных перспектив поисков алмазоносных кимберлитов // В кн. Фундаментальные проблемы геологии месторождений полезных ископаемых и металлогении. Москва, МГУ, 2010, Том 2, стр.424-432.

6. Dobretsov N.L., Kirdyashkin A. A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos, 2008, v. 100, p. 66–92.

7. Hirose, K. Postperovskite phase transition and its geophysical implications // Rev. Geophys., 2006, v. 44, RG3001, doi:10.1029/2005RG000186.

8. Maruyama S., Santosh M., Zhao D. Superplume, supercontinent, and post-perovskite: Mantle dynamics and anti-plate tectonics on the core–mantle boundary. // Gondwana Research, 2007, v. 11, p. 7–37

9. Sobolev, N,V., Taylor, L.A., Logvinova, A.M. et al. First report of majoritic garnet diamond inclusions from Yakutian kimberlites // AGU Fall Meeting, San Francisco, 2002., F1403.

10. Zurevinski, S. E., L. M. Heaman, and R. A. Creaser (2011), The origin of Triassic/Jurassic kimberlite magmatism, Canada: Two mantle sources revealed from the Sr-Nd isotopic composition of groundmass perovskite, Geochem. Geophys. Geosyst., 12, Q09005, doi:10.1029/2011GC003659

ПЕРСПЕКТИВЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПЕРОВСКИТА ПРИ ИЗУЧЕНИИ КИМБЕРЛИТОВ

О.М. Розен

[1]*Геологический институт РАН, г. Москва, e-mail: roseno@ilran.ru*

На протяжении многих лет изотопное датирование кимберлитов Якутии по валовому составу и разным минералам давало неприемлемо большие разбросы значений (анализ в работах [1; 4; 8]), что было обусловлено непригодностью некоторых методов для датирования расплава (например Rb-Sr по флогопитам [3]), равно как и низкими температурами закрытия изотопных систем, вторичными изменениями, а также захватом более древнего материала из мантии. Анализ полученных ранее датировок показал, что удовлетворительная сходимость и воспроизводимость значений достигается только для перовскита и циркона полученным U-Pb (SHRIMP) методом, что позволяет рассматривать их как достоверные значения возраста [2; 6]. Было отмечено при датировании особое значение **перовскита**, поскольку он, являясь нередко породообразующим минералом основной массы, не имеет зональности и кристаллизуется непосредственно на солидусе кимберлитового расплава, но раньше карбонатных фаз. Он содержит ряд миналов [7; 11], среди которых 90 мол.% обычно составляет собственно перовскитовый минал $CaTiO_3$, а из малых миналов превалируют люешит ($NaNbO_3$) и лопарит ($Na_{0.5}Ce_{0.5}TiO_3$), $CeFeO_3$, а также радиоактивный минал $Th_{0.5}TiO_3$, обеспечивающий датирование U-Pb-методом. Перовскит не обнаруживает значительных изменений состава в зернах и каймах одной трубки, а также между различными трубками [10; 11]. Именно ранняя и быстрая кристаллизация перовскита обусловливает концентрацию в нем большей части U, Th, Sr вмещающего кимберлита [9], а иногда и всей массы несовместимых элементов [12; 13]. Исследование перовскита из связующей массы позволило достоверно датировать и представить изотопную характеристику кимберлитов Северной Америки [13] (рисунок). Подтверждено омоложение кимберлитов островов Северных территорий Канады к юго-востоку в соответствии с перемещением горячей точки Грейт-Метеор вплоть до шельфа Атлантики [подробнее в работе 5]. Выявлено два типа мантийных источников кимберлитов: примитивные из зоны перехода 410-670км (iSr=0.7032–0.7036) и обогащенные (iSr= 0.7040–0.7042) из астеносферы с глубин 300-400км. Таким образом, устанавливается, что перовскит позволяет успешно изучать геохимию, геохронологию и изотопные особенности кимберлитов в полном объеме.

Исследование было поддержано РФФИ, грант 06-05-64332

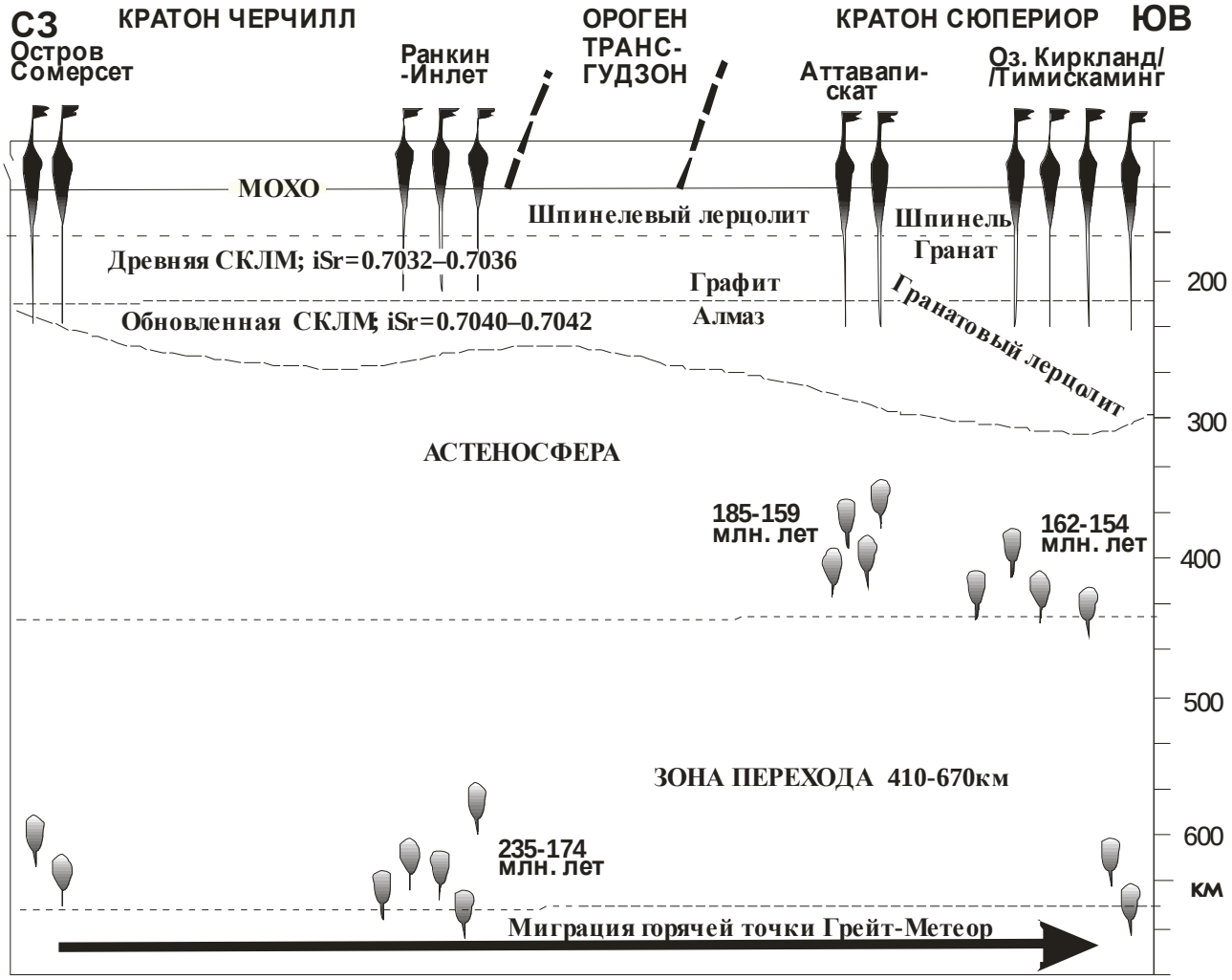


Рис. 1 Возраст и источники формирования кимберлитов Канады [13]. СКЛМ - субконтинентальная литосферная мантия.

Литература

1. Кинни П.Д., Гриффин Б.Дж., Хеамэн Л.М. и др. Определение U-Pb возрастов перовскитов ионно-ионным масс-спектрометрическим (SHRIMP) методом. Геология и геофизика., 1997, т.38, № 1, с.91-99.

2. Лепехина Е. Н., Ротман А. Я., Антонов А. В., Сергеев С. А SIMS SHRIMP U-Pb датирование перовскитов из кимберлитов Верхнемунского поля Сибирской платформы. Геохимия магматических пород. Мат. Всеросс. семинара. СПб, ВСЕГЕИ, 2008, с. 92-94; alkaline2008.narod.ru/abs

3. Пирсон Д.Г., Келли С.П., Похиленко Н.П., Бойд Ф.Р. Определение возрастов флогопитов из Южно-Африканских и Сибирских кимберлитов и их ксенолитов лазерным ^{40}Ar-^{39}Ar методом. - Геол. и геоф., 1997. Т.38, №1. с 100-111

4. Розен О.М. Мантийный магматизм в фанерозое Сибирской платформы: некоторые ограничения на модели мантийной конвекции. Доклады АН, 2000, т. 370, № 6, с. 785-789.

5. Розен О.М., Манаков А.В. Горев Н.И., Зинчук Н.Н. Кимберлиты, ультраосновные щелочные комплексы с карбонатитами и траппы - разные формы плюмового магматизма на Сибирском кратоне. Проблемы прогнозирования и поисков месторождений алмазов на закрытых территориях. Якутск: Изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008.

6. Розен О.М., Ротман А.Я. . Изотопное датирование якутских кимберлитов: выбор наиболее результативного пути. Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона. Якутск, 2011.

7. Chakhmouradian A.R., Mitchell R.H. Occurrence, alteration patterns and compositional variation of perovskite in kimberlite. Canad. Miner., 2000, v. 38, p. 975-994.

8. Griffin W.L., Ryan C.G., Kaminsky F.V., O'Reilly S.Y., Natapov L.M., Win T.T., Kinny P.D., Ilupin I.P. The Siberian lithosphere traverse: mantle terranes and the assembly of the Siberian Craton. Tectonophysics, 1999, v. 310, p. 1–35.

9. Heaman, L.M., 1989. The nature of the subcontinental mantle from Sr –Nd –Pb isotopic studies on kimberlitic perovskite. Earth and Planetary Science Letters 92, 323– 334.

10. Li, Qiu-Li; Li, Xian-Hua; Liu, Yu; Wu, Fu-Yuan; Yang, Jin-Hui; Mitchell R.H. Precise U-Pb and Th-Pb age determination of kimberlitic perovskites by secondary ion mass spectrometry. Chem. Geol., 2010, v. 269, p. 396-405

11 Mitchell R.H. Composition of perovskite in kimberlite. American Mineralogist, 1972, v. 57, p. 1745-1753.

12. Maas R., Kamenetsky M. B., Sobolev A. V., Kamenetsky V.S., Sobolev N.V. Sr, Nd, and Pb isotope evidence for a mantle origin of alkali chlorides and carbonates in the Udachnaya kimberlite, Siberia. Geology; 2005; v. 33; no. 7; p. 549–552; doi: 10.1130/G21257.1;

13. Zurevinski, S. E., L. M. Heaman, and R. A. Creaser The origin of Triassic/Jurassic kimberlite magmatism, Canada: Two mantle sources revealed from the Sr-Nd isotopic composition of groundmass perovskite, Geochem. Geophys. Geosyst., 2011, 12, Q09005, doi:10.1029/2011GC003659

ТРАНСПОРТ ФЛЮИДОВ И РАСПЛАВОВ В ВЕРХНЕЙ МАНТИИ СИБИРСКОГО КРАТОНА И ИХ ВЛИЯНИЕ НА ЕЕ ГЕОХИМИЧЕСКУЮ ЭВОЛЮЦИЮ

Л.В. Соловьева[1], С.И. Костровицкий[2], Т.В. Калашникова[2], А.Г. Гончаров[3]

[1]Институт Земной коры СО РАН, г. Иркутск, e-mail: Solv777@crust.irk.ru
[2] Институт геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН г. Иркутск, e-mail: Kalashnikova@igc.irk.ru
[3]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. С.-Петербург

Исследование процессов мантийного метасоматизма в веществе глубинных ксенолитов из кимберлитов среднепалеозойского возраста на Сибирском кратоне позволяет выделить два крупных этапа флюидо–магма–переноса. Они проявлены в существенной минералогической и химической модификации первичного вещества. Древний модальный процесс метасоматического преобразования проявлен в развитии равновесных метасоматитов (Phl + Di ± Ilm ± Ap ± Sulf ± Graph) и в обогащении пород и минералов несовместимыми редкими элементами. Этот процесс был связан с кристаллизацией графита и алмаза при соответствующих P - T параметрах. По-видимому, он проявился близко-одновременно с процессами метаморфизма и кратонизации мантийной литосферы. Источником углерода мог быть углерод, высвобождавшийся из твердого раствора в первичных силикатах. Предполагается, что метасоматизирующие агенты представляли собой сверхкритические силикат-карбонатные флюиды-расплавы, происхождение которых связано с реакциями окисления углерода и водорода, растворенных в решетках силикатов. Силикат-карбонатные флюиды-расплавы экстрагировали наиболее растворимые главные и редкие элементы и производили интенсивный метасоматизм на геохимических барьерах.

Следующий интенсивный процесс переноса флюидов и расплавов в верхней мантии Сибирского кратона проявился в период среднепалеозойского кимберлитового цикла, наиболее перспективного на алмазы. Согласно [1] этот кимберлитовый цикл был прямым следствием подъема якутского термохимического плюма. Мощный привнос тепла к подошве литосферы приводил к развитию очагов астеносферных расплавов, родительских сериям низкохромистых мегакристов. Привнесенное плюмом вещество в существенной мере вытесняет предшествующее холодное вещество, частично смешиваясь с ним. Реализуется процесс магматического замещения вследствие просачивания магматических жидкостей через твердую матрицу пород с одновременной кристаллизацией минералов мегакристовой ассоциации [2, 3]. После застывания гибридной твердо-жидкой смеси вещество астеносферной линзы подвергается интенсивной деформационной перестройке под влиянием пластического растяжения при растекании. Все эти процессы на структурно-петрографическом и геохимическом уровнях можно видеть в деформированных перидотитах крупно-порфирокластового и мелко-порфирокластового типов [3]. На рисунке показано изменение характера распределения несовместимых редких элементов в зерне граната (~ 400 × 400 мкм) из деформированного мелко-порфирокластового гранатового лерцолита. В центральной части зерна граната линии распределения редких элементов имеют характер, типичный для граната из зернистых перидотитов, представляющих мантийную литосферу. По направлению к краю зерна они изменяются и приобретают вид, свойственный распределениям редких элементов при кристаллизации из расплавов или при диффузии из расплавов. Вероятно, данная порода была отделена от подошвы литосферы и испытала влияние астеносферного расплава, причем минералы не успели полностью переуравновеситься. Расчеты по формулам диффузии через твердое вещество при температурах от 1200 до 700°C показывают значения от 500 до 90 млн. лет, что в свою очередь указывает на прохождение этих процессов в пределах среднепалеозойского кимберлитового цикла.

В литосферной плите над зоной действия астеносферных расплавов в период среднепалеозойского кимберлитового цикла также происходят минеральные и геохимические преобразования. К ним, прежде всего, относится развитие реакционных метасоматитов со специфическим набором минералов (низко-Ti Phl, Cr-Di, Chr, Sulf, Graph) [4]. Температуры, рассчитанные для метасоматических минералов на 100 – 250°С выше стационарной геотермы, что указывает на горячий характер метасоматизирующих агентов. В породах литосферной мантии, не имеющих наложенных метасоматических минералов, отмечается широкий разброс содержаний несовместимых редких элементов, связанный с различной степенью проработки восстановленными флюидами, поступающими из астеносферных расплавов [5]. Восстановленный характер флюидов подтверждается изменением окраски оливина с оранжево-желтой на бледно-зеленую и бесцветную, а также расчетами fO_2 по измерению количества Fe^{3+} в гранатах. Алмаз и графит образуются за счет реакций восстановленных флюидов на окислительных барьерах.

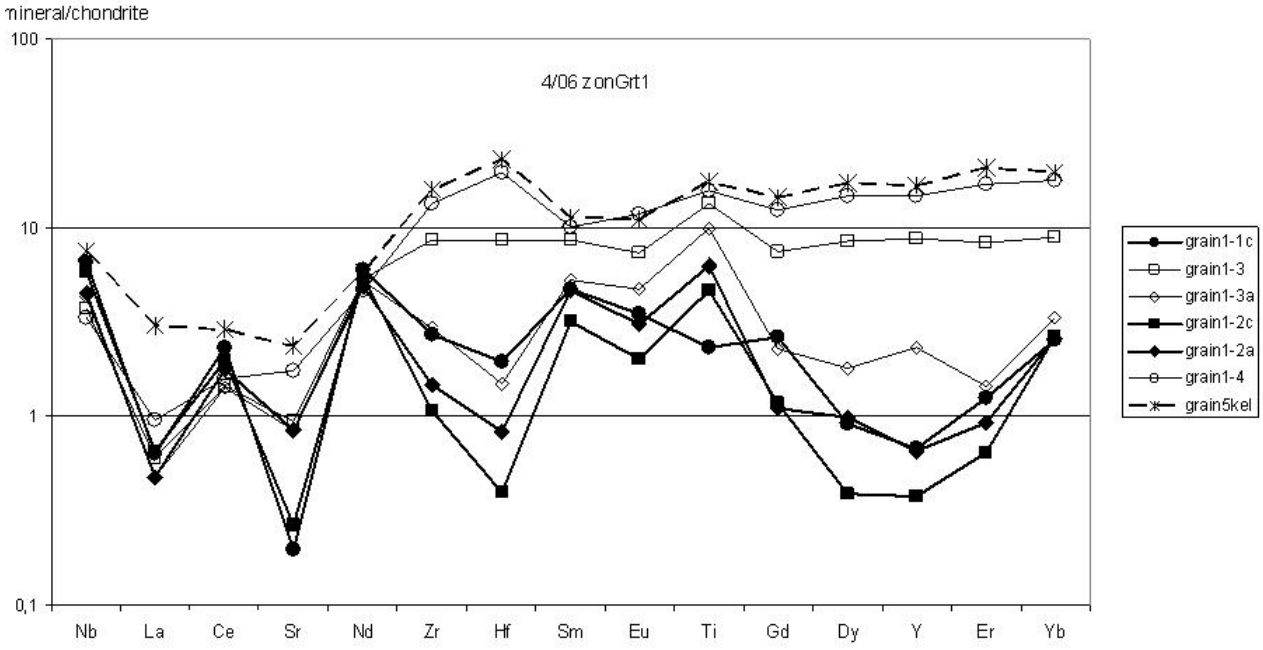


Рис.1 Концентрации несовместимых редких элементов, нормированные по хондриту [6], в зонах зерна граната из мелко-порфиробластового гранатового лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная. Точки 1с, 2с, 2а – в центре зерна, точки 3 и 3а – в 30 мкм и 50 мкм от келифита, точка 4 - на границе с келифитом, точка 5 – в келифитовой зоне.

Литература

1. Ernst R.E., Buchan K.L. Giant radiating dyke swarms: Their use in indetifying pre-Mesozoic large igneous provinces andmantle plumes // Large igneous provinces: continental, oceanic and planetary volcanism. - Am. Geophys. Union. Monogr. - 100. - 1997. - P. 297 – 333.
2. Harte, B., Hunter, R.H., Kinny, P.D. (1993). Melt geometry, movement and crystallization, in relation to mantle dykes, veins and metasomatism. Philosophical Transaction of the Royal Society of London. Series A 342. 1 – 21.
3. Соловьева Л.В., Лаврентьев Ю.Г., Егоров К.Н., Костровицкий С.И., Королюк В.Н., Суворова Л.Ф. Генетическая связь деформированных перидотитов и мегакристов граната из кимберлитов с астеносферными расплавами // Геология и геофизика. - 2008. - 49, № 4. - С. 281 – 301.
4. Л.В. Соловьева, Т.А. Ясныгина, В.Н. Королюк, К.Н. Егоров. Геохимическая эволюция глубинных флюидов в мантийной литосфере Сибирского кратона в период среднепалеозойского кимберлитового цикла // ДАН. - 2010. - 434, № 4. -С. 527 – 533.
5. Соловьева Л.В. Проработка мантийной литосферы Сибирского кратона восстановлении флюидами в среднепалеозойском кимберлитовом цикле – геохимические следствия // Доклады Академии Наук. 2007. Т. 412, № 6. С. 804–809.
6. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. - 1995. – V. 120. - P. 223-253.

Пролетарии всех стран, соединяйтесь!

С. С. С. Р.

НАРОДНЫЙ КОМИССАРИАТ ТЯЖЕЛОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

УЧЕБНЫЙ КОМБИНАТ
ВОСТОЧНО-СИБИРСКОГО ГЕОЛОГО-РАЗВЕДОЧНОГО ТРЕСТА

Удостоверение.

Пред'явитель сего тов. Одинцов Михаил Михайлович рождения 1911 г. — дня поступил на пяти месячные курсы в 1930 году — дня и окончил их 1932 г. апреля 30 дня.

За время нахождения на курсах прослушал следующие предметы:

1. Политдисциплина
2. Физика
3. Аналитическая геометр.
4. Структурная геология
5. Петрография
6. Геология Сибири
7. Топография
8. Электрометрия
9. Кристаллография
10. Доб. Стахан по Минер.
11. Петрография
12. Горное искусство
13. Разведочное дело
14. Полезные ископаемые
15. Горное законодательство
16. Первая помощь
17. —
18. —

при выпуске признан соответствующим квалификации Производительные работы на правах начальника партии.

Управляющий В.С. Геол. Раз. Трестом

Зав. курсами

Зав. учебной частью

тип. „Иртечатник" 288—900—32









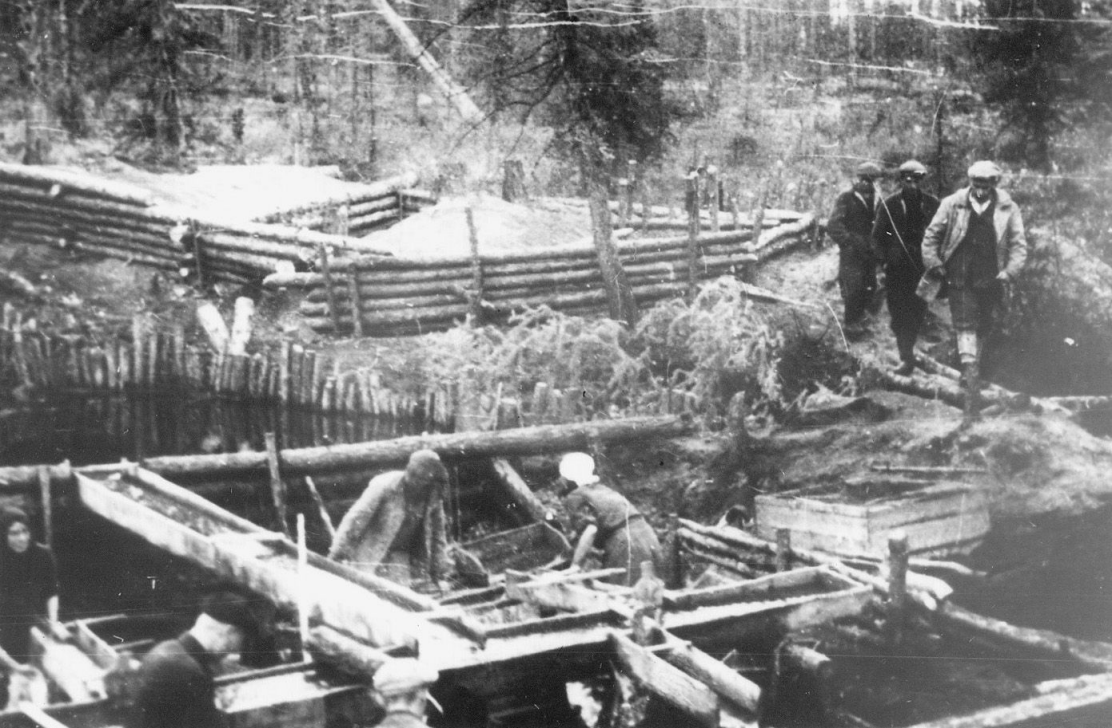





3 д. Бадай
22 с. Нукуты.
39










































АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ












IGC


geo
68
XXIII MEZINÁRODNÍ
GEOLOGICKÝ KONGRES -
ČESKOSLOVENSKO 68
Mezinárodní výstava
geologických přístrojů
a publikací
PKOJF - Bruselský pavilon
otevřeno:
19. - 27. VIII. 1968
9,00 - 18,00
25. SRPEN 1968
DEN ČESKO-SLOVENSKÉ
VZÁJEMNOSTI









ЗДЕСЬ В 1941–1952
РАБОТАЛ ОРГАНИЗАТОР
НАУКИ, ЗЕМЛЯК МОРЯ
ОО АН СССР, ЧЛЕН-
КОРРЕСПОНДЕНТ АН СССР
МИХАИЛ МИХАЙЛОВИЧ
СПИЦЫН

















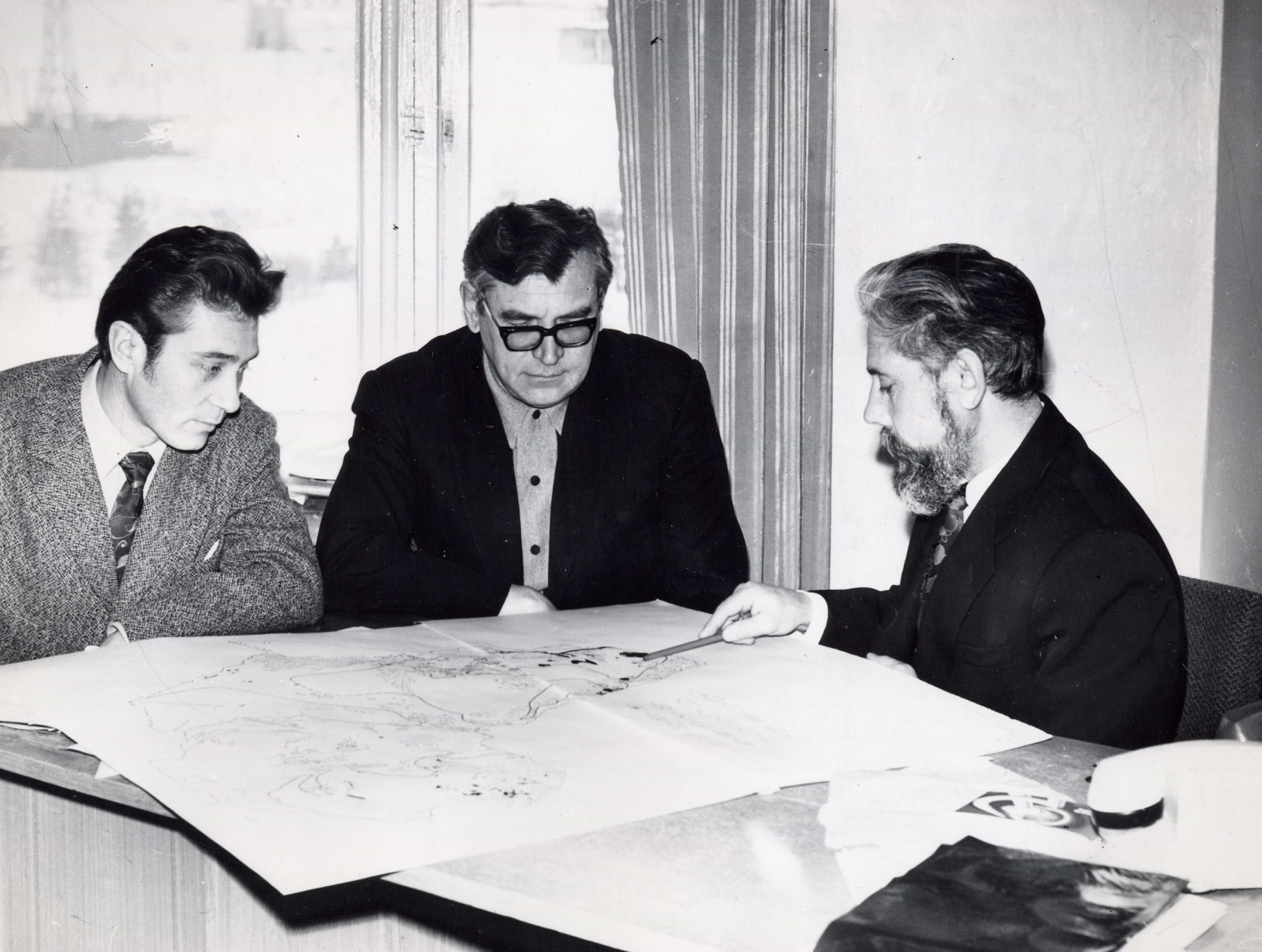


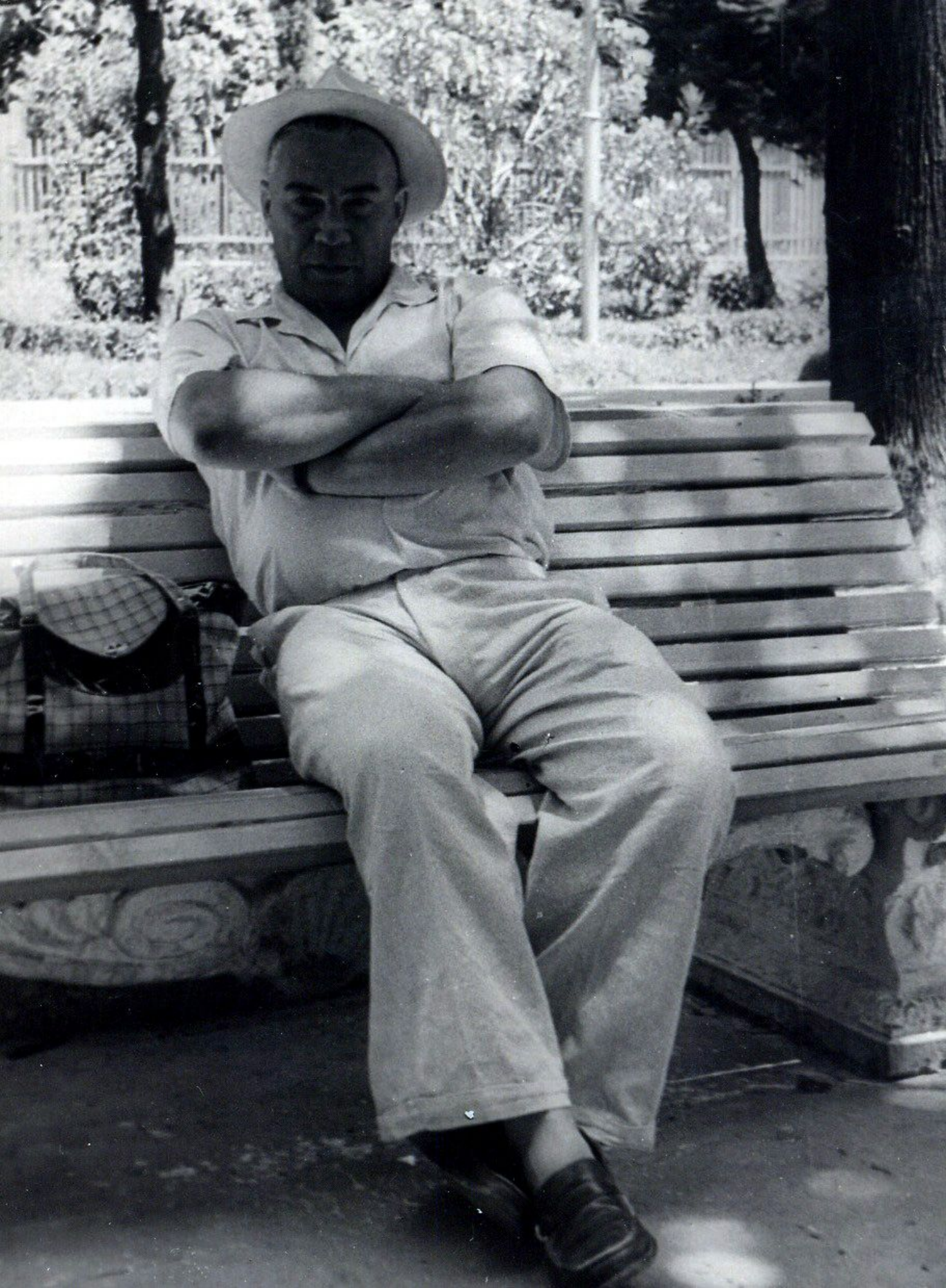













КОММУ





Копия

СВИДЕТЕЛЬСТВО О РОЖДЕНИИ № 278

Иркутский ОКРЗАГС
"10" У 1928 г.
г.Иркутск ул.К.Маркса
(штамп)

Выдано в том, что гражданин
фамилия ОДИНЦОВ
имя МИХАИЛ
отчество МИХАЙЛОВИЧ

родился в 1911 году 5 числа ноября н/ст. месяца за 1911 год 20 числа ноября ноября м-ца произведена соответствующая запись.

			Фамилия	имя	отчество
От оплаты гербовым сбором освобождено	Родители	мать	Одинцова	Мария	Константиновна
		отец	Одинцов	Михаил	Васильевич
	Место рождения		город словесному указанию, родился в гор. Иркутске		
	Особые отметки				

М.П. Заведующий Делопроизводитель

Верно О. Одинцова.

дело № 174. 2

Заведующему естественным отделением
пед фака И.Г.У.

студента естеств.
отделения био-цикла
М. Одинцова.

Заявление

Прошу перевести меня с био-цикла на химический цикл, т.к. я интересуюсь химическими науками, и на био-цикл попал без моего ведома и желания.

г. Иркутск
4/IX 30 г.

М. Одинцов.

В приемную комиссию Иркутского Государственного Университета

окончившего 5-ую сов-школу II ступени
г. Иркутска Михаила Михайловича
Одинцова

ЗАЯВЛЕНИЕ.

Прошу допустить меня к приемным испытаниям для поступления на естественное отделение педагогического факультета Иркутского Государственного Университета. При сем прилагаю:

1) Свидетельство о рождении выданное Иркутским Окрздравом за №268;
2) Удостоверение об окончании 5 сов-школы II ст. за №77/268;
3) Удостоверение школьной амбулатории о состоянии здоровья;
4) Удостоверение об освидетельствовании выданное Иркутским Окрздравом;
5) Две фотографические карточки;
6) Анкету + 2 экземпляра;
7) Справку от школы за №342
8) Отзыв ученического самоуправления об общественной работе.

21/VII 28 г. М. Одинцов

копия.

43

25

А В Т О Б И О Г Р А Ф И Я.

Родился 5-го Ноября 1911 года в гор.Иркутске.Мои родители в это время и после того работали преподавателями в средних школах гор.Иркутска.

В 1928 г. я окончил 5-ю Сов.школу 9-ти летку в г.Иркутске и поступил на I-й курс Педагогического факультета Иркутского Гос.Университета на естественное отделение.За время пребывания в Унтвеситете заинтересовался геологическим циклом наук,поступил в в Геологический отдел Краевого музея /хранителем отдела/ в 1931 г. ушел из Пед.факультета ИГУ с III-го курса,поступив в Вост.Сиб. Геол.Разв.Трест на должность старшего коллектора Верхне-Илимской партии.По прибытии с полевых работ,осенью 1932 г. был командирован в учебный комбинат повышения квалификации при В.С.Геолог.треста на курс прорабов /III курс/ и окончил его I/У-32 г. получив квалификацию прораба на правах начальника партии /техник на правах инженера/.

Затем работал в Вост.Сиб.Геол.тресте в должностях прораба Кондаковской геол.разв.партии и прораба Ангаро-Илимской научной тематической партии. В 1933 г. поступил на III курс Геолого-почвенного-географического факультета Вост.Сиб.Пос.Университета для окончания образования.

Обучаясь в Университете,продолжал работать в Вост.Сиб.Геол тресте в дрлдности начальника Тайшетского геологической партии,а за затем Начальника Ладунской комплексной партии.

В 1936 году окончил В.С.Гос.Университет защитив дипломную работу.В Вост.Сиб.Геол.тресте был назначен геологом Музея по подготовке к XVII Международному Геол.конгрессу ии руководителем и исполнителем научно-исследовательской темы по составлению геологической карты Вост.Сиб.Области.

В апреле 1937 г. перешел в Горно-Технический трест,в должность Начальника Восточно-Забайкальской Геол.разв.партии,а в Июне 1937 г

был принят в Ирк.Гос.Пединститут на должность ассистента при кафедре географии и Зав.кабинетом геологии.

В 1936 году женился на студентке В.С.Гос.Университета, сейчас преподавательницей химии в средней школе, О.В.Мишариной.

За время работы на производстве в 1935 и 1936 г.г. отмеча благодарностью в приказах дирекции Геолтреста, в 1937 г. премиро месячным окладом.

Преподаванием дисциплин геологического цикла начал занима в 1935 году, когда прочел на курсах коллекторов, при В.С.Геолтрес курс общей геологии. В 1936-37 г. выполнял различные поручения при кафедре исторической геологии Сиб.Горного Института /руко- водство практическими работами и вечерняя консультация по курс истор.геологии и палеонталогии на IУ курсе Горного Института /

В Пединституте с I/IX-37 г. веду курс "Минералогия с осн вами кристаллографии и петрографии" на I курсе естественно-гео фического факультета Учительского Института, на I курсе геогр.ф тета Пединститута и I курсе Вечернего Института.

Летом 1937 года О-вом Изучения Вост.Сибири был делигирова на XVII Международный Геологический конгресс, на котором и прис ствовал.

Имею ряд печатных научных работ.

14/XII-37 г. асс.М.ОДИНЦЕВ.

Верно.


65-69 ИРС


274

Иркутский научный центр
Институт земной коры
(ИЗК)
Научно-экспериментальное спортивное
охотничье хозяйство «Илгинское»
(НЭСОХИ)



Коллектив авторов.

Быт и нравы охотников ИЗК

Фотоальбом с комментариями

Рассмотрена, утверждена
и подписана к печати
«Большим Хуралом»
29.X.1976 г.

Ахины - Московское
1976

П О Л О Ж Е Н И Е О М Е Д А Л Е
" М А З И Л А I-й СТЕПЕНИ "

1. Медаль "Мазила I-й степени" отлита из нержавеющего металла марки ИЗК-I9/75 и представляет собой бляху, укрепленную на мягком тросике (веревке).

2. Медаль в присутствии всей команды торжественно, посредством лёгкого удара по жопе награждаемого, вручается капитаном(или лицом, его заменяющим) стрелку, сделавшему промах по козе.

3. Промахом считается любой выстрел на дистанции до 60 шагов, в результате которого коза ушла из гона без крови.

4. Одетая на шею поверх одежды, медаль в период охоты носится награждённым до момента передачи её следующему лауреату. Самоличное снятие медали - недопустимо.

5. Лауреаты медали "Мазила I-й степени" вносятся навечно в альбом команды.

6. Лица, нарушившие настоящее положение, лишаются права очередного выезда на охоту.

ПОЛОЖЕНИЕ УТВЕРЖДЕНО КОМАНДОЙ :

П О Л О Ж Е Н И Е О М Е Д А Л И

"З А Н А Р У Ш Е Н И Е З А К О Н А И Э Т И К Е Т А"

1. Медаль "За нарушение закона и этикета" отлита из золоченого металла марки ИОХ-I9/75 и представляет собой диск диаметров 86,7 мм, укреплённый на плексиглазовой планке.

2. Носится медаль на левой стороне груди выше патронташа, ножа, компаса и других охотничьих регалий.

3. Медалью награждаются члены команды, действия которых повлекли за собой: I/ нарушение охотничьего этикета; 2/ непосредственную порчу гона; 3/ вызвали последствия,отрицательно сказавшиеся на моральном духе команды. К таковым относятся :

   а/ Непослушание капитану

   б/ Отказ от работы по табору

   в/ Базар после окончания гона

   г/ Пропуск козы через цепь стрелков /включая её завороты выстрелами/

   д/ Стрельба вдоль цепи / менее 30 /

   е/ Стрельба в цепи по второстепенной дичи

   ж/ Подход к месту сбора с заряженным ружьём

   з/ Нарушение на номере / кашель, чих, сон, справление большой нужды, топтание и переход с места,указанного разводящим /

   и/ Неправильное ведение гона /потеря чувства локтя товарища/

   к/ Потеря чувства юмора

   и т.д. и т.п. по усмотрению "Большого хурала".

4. Награждение медалью производится капитаном. Основанием для награждения является ОТВЕТСТВЕННОЕ заявление любого из членов команды о нарушении каждого из вышеперечисленных пунктов.Награждение происходит на месте преступления. Протесты рассматриваются на "Большом хурале"

5. Решение "Большого хурала - окончательное и обжалованию не подлежит.

6. Среди нескольких соискателей медалью награждается первый, преступивший пункты настоящего положения.

ПОЛОЖЕНИЕ УТВЕРЖДЕНО КОМАНДОЙ :






20-74 ИРЭ


99-07 ИРЩ

Х А Р А К Т Е Р И С Т И К А.

12

М.М.ОДИНЦОВ в 1936 году окончил Иркутский Государств. Университет с дипломом I степени и получил квалификацию специалиста-геолога. В сентябре 1937 года М.М.Одинцов был принят на работу в Педагогический Институт в качестве ассистента по кафедре естествознания и был допущен к самостоятельному ведению курса по минералогии с основами Петрографии на географическом факультете дневного института и вечернего отделения.

В самостоятельном ведении курса обнаружил достаточное знание материала и умение организовать его.

М.М.Одинцов также много работает в области научно-исследовательской деятельности.

В последнее время М.М.Одинцов избран членом местного комитета профсоюза Пединститута.-

Директор
Пединститута /А.Зотов/

Секретарь
Парткома /Большаков/

28 февраля 1938 г.
г.Иркутск.



Делегаты V с'езда Всесоюзного Об-ва „Знание"
Москва июнь 1968 г.



АКАДЕМИЯ НАУК

Союза Советских
Социалистических Республик
на основании Устава Академии Наук СССР

ИЗБРАЛА

Михаила Михайловича
ОДИНЦОВА

ЧЛЕНОМ-КОРРЕСПОНДЕНТОМ
АКАДЕМИИ НАУК СССР

по Отделению наук о Земле
на вакансию для Сибирского отделения
26 июня 1964 г.

Президент
Академии Наук
СССР
М. Келдыш

Главный ученый секретарь
Президиума Академии Наук
СССР

№ 596

АТТЕСТАТ
ДОЦЕНТА

МДЦ № 00315

Москва 13 октября 1947 г.

Решением
Высшей Аттестационной Комиссии
от 17 мая 1961 г (протокол N 18)

гражданин
Одинцов Михаил Михайлович
УТВЕРЖДЕН В УЧЕНОМ ЗВАНИИ
ДОЦЕНТА
по кафедре
геологии

Председатель
Высшей Аттестационной
Комиссии

Ученый Секретарь
Высшей Аттестационной
Комиссии

ДИПЛОМ
ДОКТОРА НАУК

МГМ № 00147

Москва 31 декабря 1949 г.

Решением
Высшей Аттестационной Комиссии
от 17 сентября 1949 г (протокол N 17)

гражданину
Одинцову Михаилу Михайловичу
ПРИСУЖДЕНА УЧЕНАЯ СТЕПЕНЬ ДОКТОРА
ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК

Председатель
Высшей Аттестационной
Комиссии

Ученый Секретарь
Высшей Аттестационной
Комиссии

ДИПЛОМ
КАНДИДАТА НАУК

МГМ № 00238

Москва 9 декабря 1948 г.

Решением

Совета Томского Гос. Университета им. В. В. Куйбышева

от 15 июня 1940 г (протокол № 21/34)

гражданину

Одинцову Михаилу Михайловичу

 присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук

Председатель Совета

Ученый Секретарь Совета

АТТЕСТАТ
ПРОФЕССОРА

МПР № 11264

Москва 24 марта 1950 г.

Решением
Высшей Аттестационной Комиссии
от 29 октября 1949 г (протокол № 20)
гражданин
Одинцов Михаил Михайлович
УТВЕРЖДЕН В УЧЕНОМ ЗВАНИИ
ПРОФЕССОРА
по кафедре
„исторической геологии"

Председатель
Высшей Аттестационной
Комиссии

Ученый Секретарь
Высшей Аттестационной
Комиссии













