

**РОССИЙСКАЯ АКАДЕМИЯ НАУК  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ**

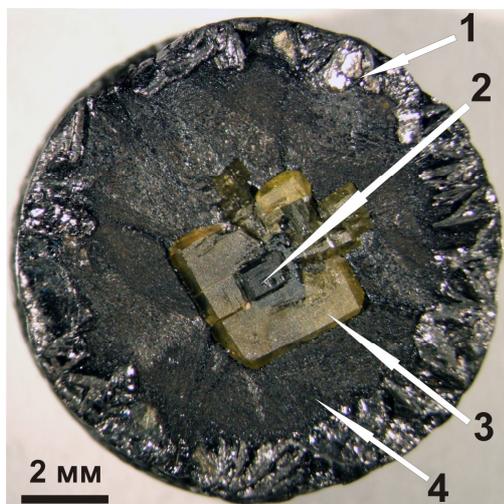
**ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ  
ИМ. В.С.СОБОЛЕВА**

**Основные научные достижения за 2013 год**

**Новосибирск  
2013**

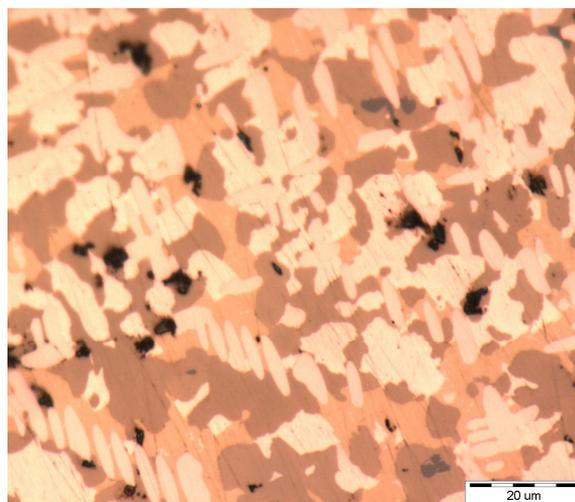
**Проект VII.54.1.1. Экспериментальное изучение петрологических систем и моделирование гидродинамической и тепловой структуры мантийных плюмов в коре и мантии Земли**

Сульфиды достаточно часто встречаются в виде включений в природных алмазах и факт такого присутствия вызвал интерес к сульфидному расплаву как возможной алмазообразующей среде. Выполненные нами эксперименты на многопуансонном аппарате высокого давления типа “разрезная сфера” (БАРС) при 5,5 ГПа и 1300°C в системах Fe-Co-S-C и Fe-Ni-S-C показали следующее. В экспериментах, где содержание серы в расплаве было 14 и менее мас.%, наблюдался синтез алмаза из графита и рост алмаза на затравочный кристалл (Рис. 1). При более высоком содержании серы с системе (16,3 и более масс.%) при этих P-T параметрах синтез алмаза из графита и рост алмаза на затравку не наблюдались, а кристаллизовался только графит. В металле, окружающем синтезированные алмазы были обнаружены следующие сульфиды: в системе Fe-Ni-S-C моносульфидный твердый раствор и высокотемпературный пентландит; в системе Fe-Co-S-C – кобальтовый пентландит  $Co_9S_8$ . Указанные P-T параметры отражают вероятные температуры и давления природного процесса алмазообразования на глубинах около 150 км в верхней мантии Земли. Таким образом, системы Me(Fe, Ni, Co и др.)-C-S (доэвтектические расплавы с содержанием серы до 14 мас.%) являются возможными алмазообразующими системами, а средой кристаллизации природных алмазов перидотитовой ассоциации был металл-углеродный расплав, содержащий серу в присутствии силикатной матрицы в древней восстановленной мантии Земли (д.г.-м.н. А.И. Ченуров, д.г.-м.н. В.М. Сонин, к.г.-м.н. Е.И. Жимулёв, к.г.-м.н. А.А. Ченуров).



**Образец металл-сульфидного сплава с кристаллом алмаза (система Fe-Ni-S-C, опыт № 2-10-09)**

- 1 - перекристаллизованный графит;
- 2 - затравочный кристалл;
- 3 - выросший кристалл алмаза;
- 4 - металл-сульфидная шихта (5.5 вес.% S)



**Характерная микроструктура образцов системы Fe-Ni-S-C (опыт № 2-12-09)**

- Mss – моносульфидный твердый раствор (темно-коричневый)
- hpn – высокотемпературный пентландит (светло-коричневый)

Экспериментальные исследования конфигурации канала теплового плюма, выплавляющегося в парафиновом массиве (рис. 1), позволили определить величину относительной тепловой мощности, при которой модельный плюм выходит на поверхность ( $Ka = 1.12 - 1.17$ ) и при которой возникает грибовидная голова такого плюма ( $Ka > 1.6$ ). Относительная мощность плюма  $Ka = N/N_1$  представляет собой отношение мощности источника плюма к мощности, передаваемой каналом плюма в окружающий массив путем теплопроводности. На основе экспериментальных исследований определена предельная мощность источника плюма, при которой плюм выходит на дневную поверхность ( $N_{пр1} = (1.35 - 1.60) \cdot 10^{10}$  Вт), и мощность, при которой возникает грибовидная голова плюма у подошвы “тугоплавкого” слоя ( $N_{пр2} = (1.78 - 1.90) \cdot 10^{10}$  Вт) в отсутствие горизонтальных мантийных течений. Определена зависимость диаметра подошвы плюма от числа  $Ka$  (рис. 2). Величины критерия  $Ka$  и диаметры подошвы плюмов оценены для Гавайского и Исландского плюмов и для крупнейших магматических провинций. Полученные значения критерия  $Ka$  показывают, что для плюмов, представленных на рисунке, отвод тепла от канала плюма в окружающую мантию происходит в условиях горизонтальных мантийных конвективных течений (д.т.н. А.Г. Кирдяшкин, к.г.-м.н. А.А. Кирдяшкин, н.с. И.Н. Гладков, к.г.-м.н. В.Э. Дистанов).



Рис. 1. Объемная форма канала плюма: гипсовый слепок канала плюма в двух взаимно-перпендикулярных плоскостях: наибольшие размеры канала плюма.

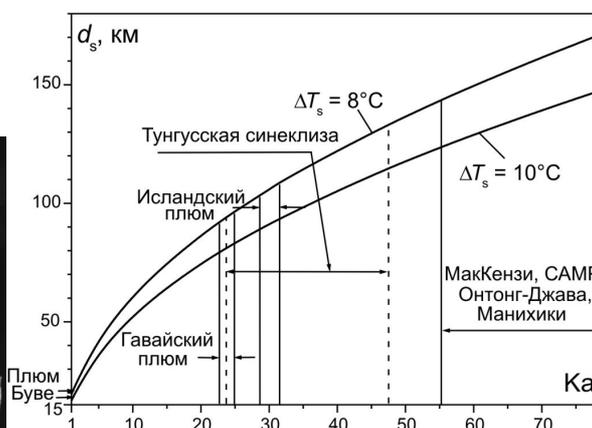


Рис. 2. Зависимость диаметра подошвы плюма от критерия  $Ka$ .

### Проект VII.54.1.3. Геодинамическая эволюция Центрально-Азиатского складчатого пояса и юго-запада Сибирской платформы: роль и взаимосвязи проявления аккреционно-коллизионных процессов и мантийных плюмов (Алтае-Саянская область, Прибайкалье, Казахстан, Кыргызстан)

Выявлено структурное положение ранне-среднекембрийского Кокчетавского метаморфического пояса в форме сложно дислацированного тектонического покрова, надвинутого с юга на Кокчетавский микроконтинент в позднем кембрии-раннем ордовике через зону андалузит-кордиерит-гранат-биотитовых сланцев даулетской свиты (515-465 млн лет,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировка биотитов), и совместно с ним через аккреционно-коллизионную зону надвинутого на север в раннем ордовике на вулканогенно-осадочные породы Степнякской островной дуги (рис. 1). В ее составе выявлены тектонические пластины гранитно-метаморфического фундамента (1) и осадочного чехла (2) Кокчетавского микроконтинента; средне-позднепротерозойских кислых вулканических пород (3) и щучинского офиолитового комплекса (4); аренигских турбидитов, содержащие линзы олистостром (5); высокобарических пород, представленных амфиболизированными эклогитами в очковых

гнейсах и мусковитовых сланцах (6). Ограничения тектонических пластин выполнены гранат-слюдистыми породами, милонитами и бластомилонитами,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки слюд из которых соответствуют интервалу 489-474 млн лет (д.г.-м.н. М.М. Буслов, к.г.-м.н. Ф.И. Жимулев, к.г.-м.н. А.В.Травин).

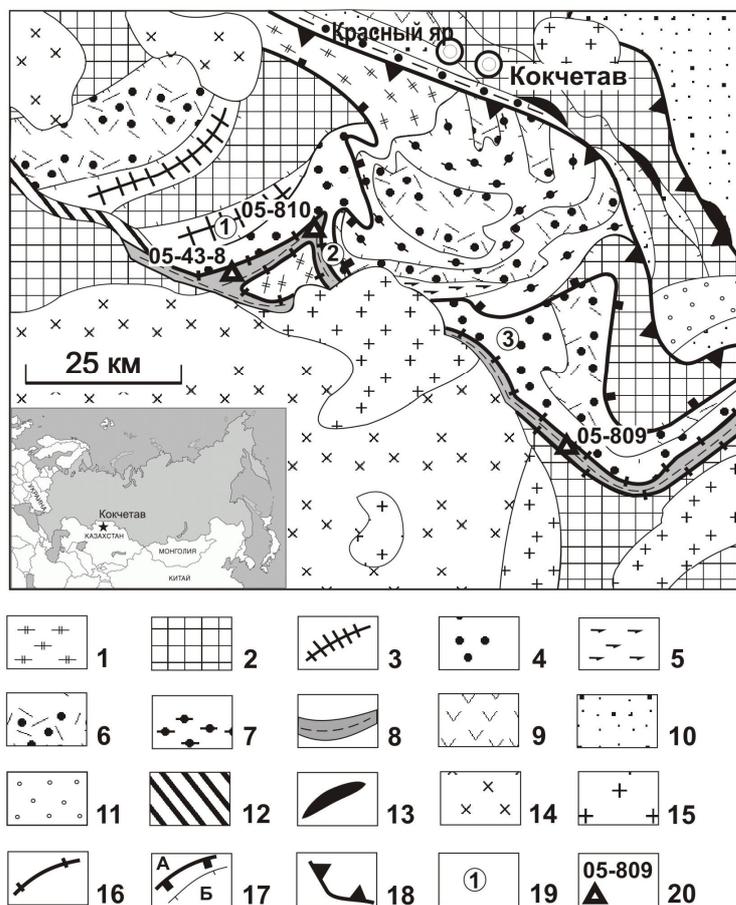


Рис. 1. Геологическая схема Кокчетавского метаморфического пояса и обрамляющих структур.

1—докембрийские гранито-гнейсы фундамента Кокчетавского микроконтинента; 2- нерасчлененные докембрийские карбонатно-песчано-сланцевые и песчано-сланцевые породы, соответственно, шарыкской и кокчетавской свит чехла Кокчетавского микроконтинента; 3 - 8 -Кокчетавский УНР- НР метаморфический пояс: 3 - коэсит –алмазсодержащие гнейсы и сланцы, эклогиты , 4 - коэситовые эклогиты, эклогиты и гранатовые амфиболиты в слюдистых сланцах, 5 - гранатовые перидотиты, эклогиты, амфиболиты, 6 - гранито-гнейсы с будинами эклогитов, 7 - гранат-кианитовые сланцы (милониты и бластомилониты) с будинами гранатовых амфиболитов (берлыкская свита); 8 - андалузит-кордиерит-биотитовые сланцы (даулетская свита); 9- докембрийские (?) дациты и риолиты; 10 - ордовикские кремнистые, терригенные и вулканогенные осадочные породы Степнякской палеоостроводужной зоны; 11 – средне-позднеордовикская моласса; 12 – щелочные сиениты, пироксениты, карбонатиты Красномайского щелочно-ультраосновного комплекса; 13 – серпентинизированные гипербазиты Щучинского офиолитового пояса; 14 – ордовикские граниты; 15 – девонские граниты; 16 - кембрийские надвиги, в зоне динамического воздействия которых развиты андалузит-кордиерит-биотитовые сланцы даулетской свиты; 17– а) фронтальный надвиг раннеордовикского тектонического покрова, б) надвиги между тектоническими платинами; 18- ордовикские надвиги, ограничивающие Северо-Кокчетавскую тектоническую зону; 19- местоположение рассматриваемых в работе террейнов Кокчетавского метаморфического пояса: 1- Кумдыкульского, 2- Сулу-Тюбе, 3- Кулетского; 20 – места отбора и номера образцов даулетской свиты, датированных  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом.

**Проект VII.54.2.2. Процессы метаморфизма внутриплитных и субдукционно-коллизионных обстановок: геохимические, термомеханические и кристаллохимические аспекты**

$^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датировки слюд из 4 равномерно удаленных от надвига проб метапелитов коллизионного метаморфизма в районе г. Гаревский Полкан позволили получить оценки возрастов:  $772.9 \pm 8.3$  млн. лет (обр. 284),  $782.6 \pm 8.4$  млн. лет (обр. 252),  $786.8 \pm 8.2$  млн. лет (обр. 250) и  $794.8 \pm 8.8$  млн. лет (обр. 244), соответствующие этапу охлаждения пород до температур ниже  $\sim 360^\circ\text{C}$ . На основании этих данных и результатов геотермобарометрии в рамках построенной тектоно-термальной модели метаморфической эволюции региона (рис. 2а) рассчитана скорость эксгумации пород, равная  $0.368$  мм/год. Возраст

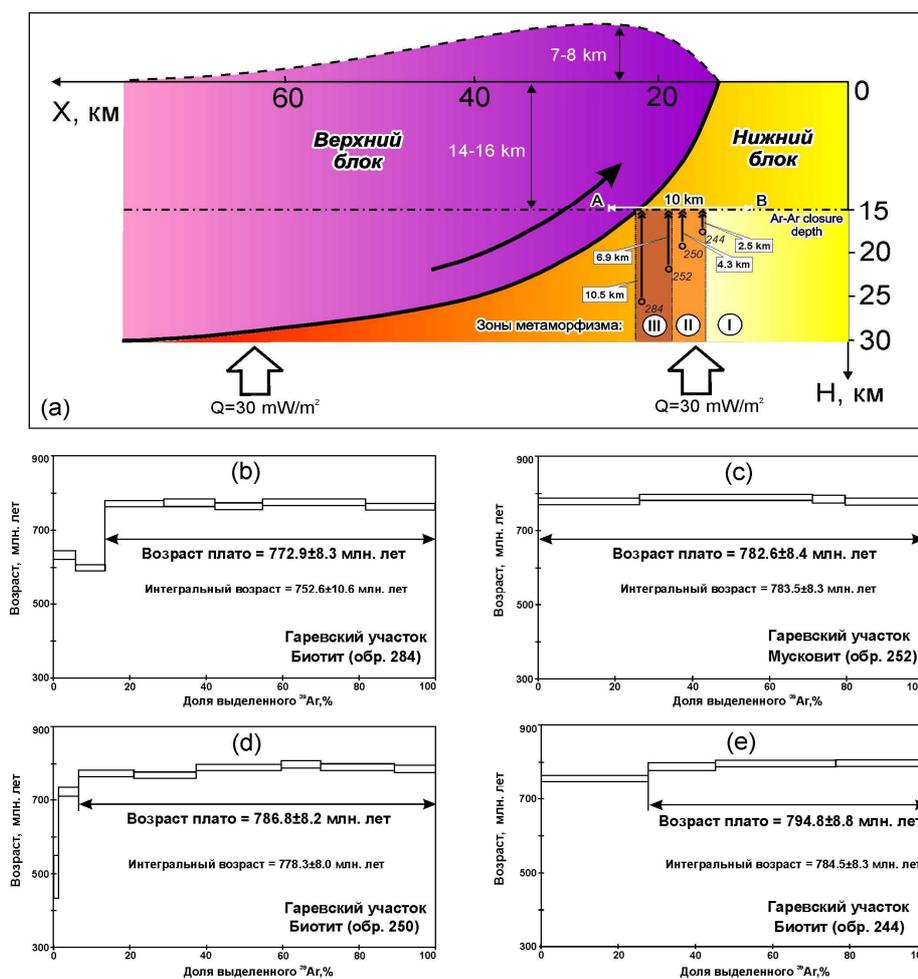
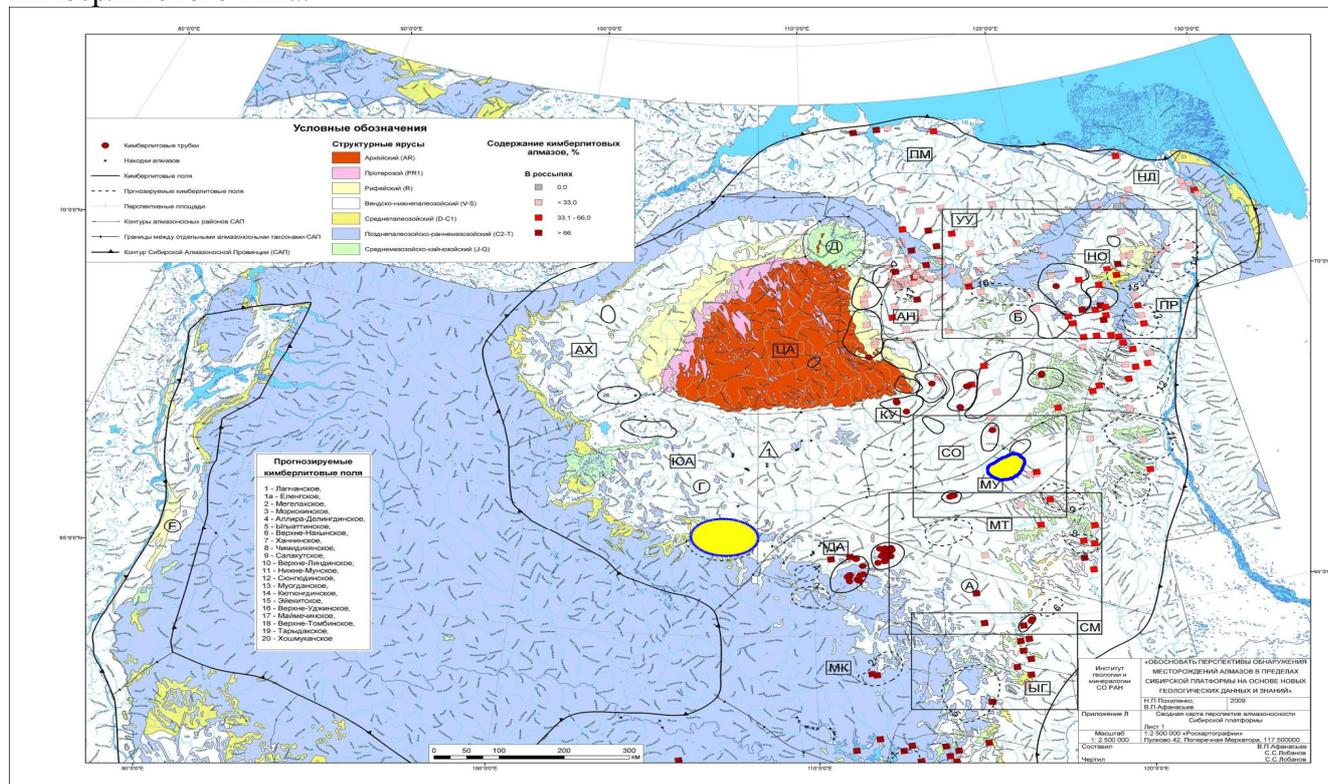


Рис. 2. Схематическая модель тектонического утолщения земной коры вблизи надвига (а) и результаты  $^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$  определений для слюд из пород коллизионного метаморфизма Гаревского участка Енисейского кряжа (b-e).

кульминационной стадии коллизионного метаморфизма, определенный с учетом скорости эксгумации пород, составляет  $798-802$  млн. лет (рис. 2b-e). В отличие от более древних продуктов коллизионного метаморфизма, сформированных в процессе надвигания на Енисейский кряж блоков пород со стороны Сибирского кратона в зоне Татарского глубинного разлома, эти породы образовались в результате встречных движений в зоне оперяющих разломов более высокого порядка, подтвержденных геофизическими данными. В региональном плане, это может быть связано с аккрецией и коллизией микроконтинента, отколовшегося от кратона на рубеже раннего-среднего рифея, к Центрально-Ангарскому террейну ( $\sim 800$  млн. лет назад) с последующим надвигом Центрально-Ангарского террейна на Сибирский кратон ( $760$  млн. лет назад), что не противоречит модели формирования аккреционно-коллизионных комплексов Енисейского кряжа в неопротерозое. Дополнительным аргументом в пользу надвига восточного направления в эту эпоху является положение Рыбинско-Панимбинских офиолитов в структуре Центрально-Ангарского террейна, пластины и чешуи которых были обдуцированы и вошли в состав этого террейна значительно раньше его коллизии с Сибирским кратоном (д.г.-м.н. И.И. Лиханов, акад. В.В. Реввердатто, к.г.-м.н. А.Е. Вершинин; Н.В. Попов, ИНГГ СО РАН).

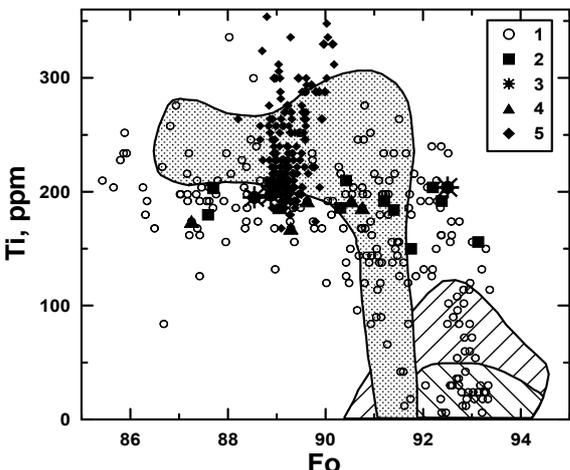
**Проект VII.58.1.1. Эволюция процессов минералообразования при P-T параметрах коэзитовой и алмаз-пироповой фаций в континентальной литосфере; критерии локализации алмазных месторождений на основе анализа условий их образования и экзогенной эволюции**

В рамках программы полевых исследований сезона 2010 года проведены оценки перспектив на коренную алмазность ряда участков ЯАП. Установлены признаки наличия алмазных кимберлитовых полей в арктической части Западной Якутии, где обнаружено большое количество неизмененных индикаторных минералов кимберлитов, а также алмазов кимберлитового типа.



В уникально неизмененном кимберлите трубки Удачная-Восточная, Якутия впервые во вкрапленниках оливина из кимберлитов с повышенной примесью Ti (> 200 г/т) установлена высокобарическая ассоциация пироба, содержащего от 1,41 до 6,67 мас.% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и хромдиопсида (Ca# 43,3 – 46,2) с содержанием 0,05 – 0,1 мас.% K<sub>2</sub>O. Указанная ассоциация отличается от всех известных парагенезисов ксенолитов перидотитов и включений в алмазах (рис. 1) и представляет собой убедительное доказательство ранней высокобарической стадии образования кимберлитов и принадлежности абсолютного большинства вкрапленников оливина с частично сохранившейся каймой к продуктам кристаллизации кимберлитов, а не к фрагментам дезинтегрированных ксенолитов перидотитов (акад. Н.В. Соболев, д.г.-м.н. А.А. Томиленко).

Рис. 1. Соотношение содержания примеси Ti и форстерита (Fo) в оливинах из кимберлитов, ксенолитов трубки Удачная и алмазов разных месторождений мира. Примечание: центральные зоны вкрапленников оливина II (1); то же с включениями хромдиопсида (2); пироба (3); типичные незональные микрофенокристаллы оливина (4); кайма вкрапленников оливина (5). Область состава оливина из деформированных лерцолитов (сплошная штриховка); из зернистых перидотитов (нижняя область, левая штриховка); из алмазов (промежуточная область).



## **Проект VII.58.1.2. Физико-химические параметры кристаллизации щелочно-ультраосновных, кимберлитовых и гранитоидных магм и эволюция мантийно-коровых флюидно-магматических систем континентальной литосферы по данным изучения флюидных и расплавных включений в минералах**

На основании комплексного изучения с помощью оптической и сканирующей микроскопии, микротермометрии, КР- и ИК- спектроскопии, электронного и ионного микрозондовых анализов, ICP MS и LA ICP MS первичных расплавных и флюидных включений и минералов из кимберлитов тр. Удачная-Восточная, Якутия, сделан вывод о том, что составы первичных силикатно-карбонатно-солевых(хлоридных) включений (Рис. 1) в регенерированных кристаллах оливина и новообразованных фенокристаллах оливина и флогопита, скорее всего, отражают состав «производного» кимберлитового расплава, который в той или иной степени был «засорен» материалом дезинтеграции мантийных ксенолитов, в том числе и ксенокристаллами оливина, которые могли быть из зернистых пироповых лерцолитов с повышенным содержанием примеси титана, не имеющих аналогов среди ксенолитов, известных в кимберлитах.

Присутствие этих оливинов и включений в них клинопироксена и пироба свидетельствуют в пользу участия высокobarической генерации оливина, кристаллизовавшейся, частично, совместно с пироксенами и пиропом в ранние стадии становления кимберлитов. На первых этапах подъема сначала происходило частичное растворение кристаллов оливина в кимберлитовом расплаве, а, впоследствии, в условиях верхней мантии или нижней коры при температуре 1100°C и выше и давлении около 10 кбар регенерация мегакристаллов оливина - «оливина первой генерации» и кристаллизация новообразованных фенокристаллов оливина – «оливинов второй генерации».

Одновременно с регенерацией мегакристаллов оливина и кристаллизацией фенокристаллов оливина происходит так же кристаллизация флогопита, перовскита, хромистой шпинели, апатита, монтичеллита и некоторых сульфидов. Причем, согласно результатам ионного микрозондового анализа содержания редких и редкоземельных элементов и воды в дочерних флогопитах из расплавных включений в новообразованных фенокристаллах оливина и в фенокристаллах флогопита из кимберлитов достаточно близки (Рис. 2). На заключительной (позднемагматической) стадии формирования трубки Удачная-Восточная при температуре 880-900°C происходила кристаллизация карбонатов и магнетита из «остаточных» кимберлитовых расплавов преимущественно карбонатно-хлоридного состава. Состав расплавных включений представлен в основном хлоридами натрия и калия (отношения Na/K меняется от 1.3 до 0.3) и интерстициальной флюидной фазой (Рис. 3). Исключив оливин и другой ксеногенный материал, можно предположить, что состав исходного («примитивного») кимберлитового расплава был, скорее всего, близок карбонатитовому (д.г.-м.н. А.А. Томиленко, н.с. С.В. Ковязин, к.г.-м.н. Л.Н. Похиленко, к.ф.-м.н. А.П. Шебанин).

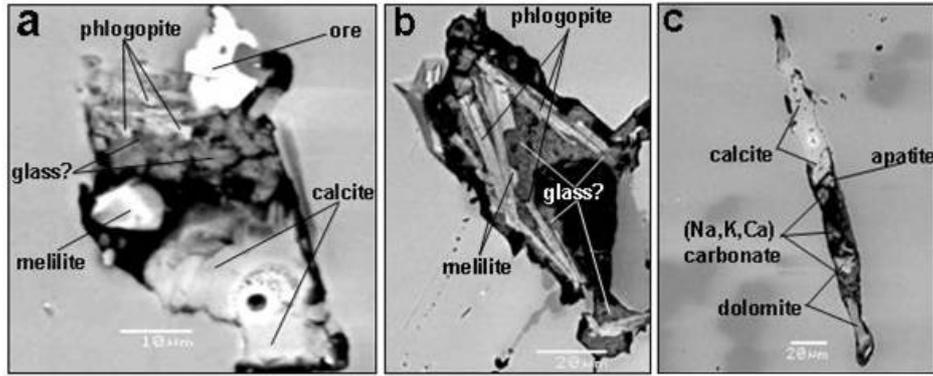


Рис. 1. Первичные расплавные включения в новообразованных фенокристаллах оливина и регенерированных мегакристаллах оливина из кимберлитов тр. Удачная-Восточная, Якутия. а – силикатно-карбонатно-солевое(хлоридное); б – силикатное; с – карбонатно-солевое(хлоридное).

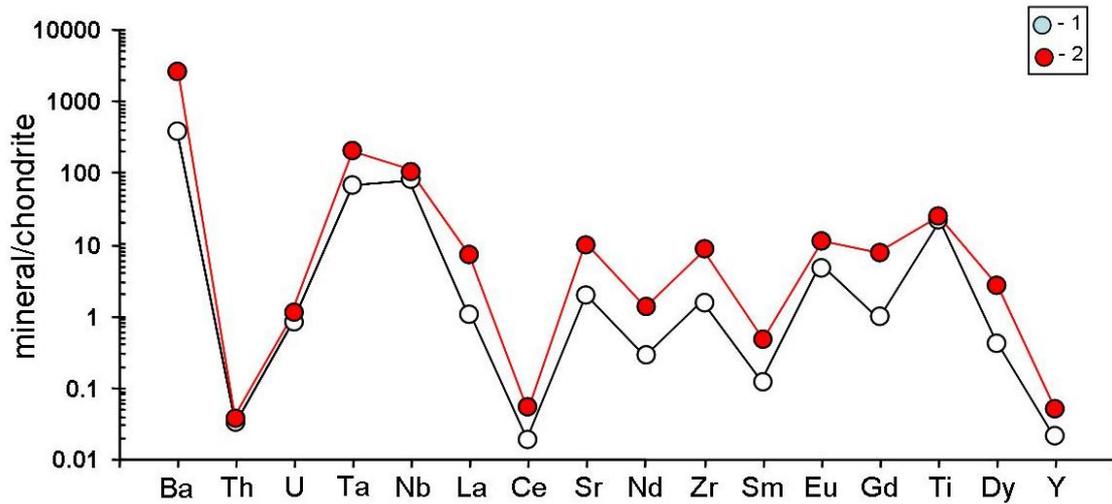
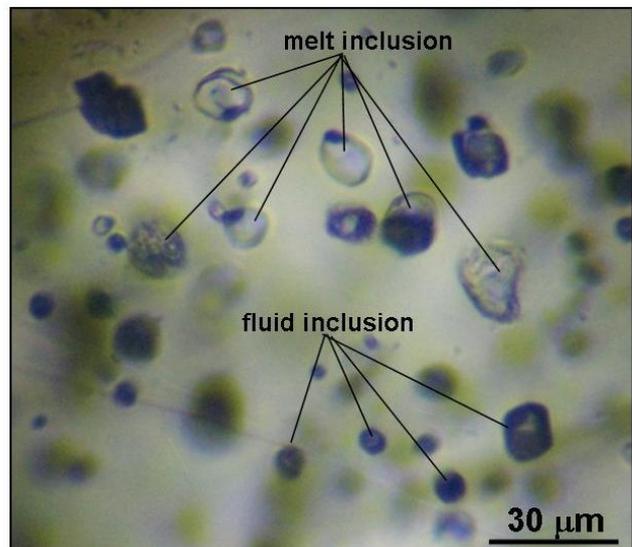


Рис. 2. Распределение редких и редкоземельных элементов, нормированных на примитивную мантию, в дочернем флогопите из первичного силикатно-карбонатно-солевого(хлоридного) расплавного включения в новообразованном фенокристалле оливина (1) и фенокристалле флогопита (2) из кимберлита тр. Удачная-Восточная.

Рис. 3. Первичные расплавные и сингенетичные им флюидные включения в кальците из кимберлитов трубки Удачная - Восточная.



**Проект VII.58.2.1. Магматогенные флюиды мантийно-корových рудно-магматических систем (Sn-Ag, Cu-Mo-Au, Ni-Co-Ag, TR редкоземельные), условия их генерации и факторы металлоносности**

Получены новые данные о составе и металлоносности окисленных магматогенных сульфатных флюидов Инаглинского и Мурунского щелочных массивов (Якутия). Методами LA-ICP-MS анализа, КР-спектроскопии, термо-, криометрии исследованы кристаллофлюидные и флюидные включения в хромдиопсиде Инаглинского массива и в кварце из кварц-анатаз-брукитовых жил Мурунского массива (рис. 1, 2). Исследование методом КР-спектроскопии показывает, что основными солевыми компонентами растворов многофазных включений являются  $\text{Na}_2\text{SO}_4$  и  $\text{NaHCO}_3$ , а хлориды Na и K содержатся в незначительном количестве. По данным LA-ICP-MS анализа в многофазных флюидных включениях обнаружены в качестве главных элементов Na, K, в качестве микрокомпонентов Rb, Sr, Sb, Cs, W, Th и U. Кристалло-флюидные включения по данным LA-ICP-MS содержат в качестве главных элементов K, Na, в качестве микроэлементов присутствуют Rb, Cs, W, U, As, Mo, Sn, Sb, Th (рис. 3). Магматогенные флюиды Инаглинского и Мурунского массивов имели высокий окислительно-восстановительный потенциал, близкий сульфат-сульфидному равновесию, о чем говорит присутствие сульфатов и сульфидов в качестве дочерних фаз, а также анионов  $\text{SO}_4^{-2}$ ,  $\text{HS}^-$  в растворах включений и наличие  $\text{H}_2\text{S}$  в их газовой фазе и характеризовались повышенными концентрациями рудных элементов, в частности Th и U (д.г.-м.н. А.С. Борисенко, к.г.-м.н. А.А. Боровиков, Е.А. Васюкова, к.г.-м.н. Г.Г. Павлова, А.Л. Рогозин, И.Р. Прокопьев, к.г.-м.н. Н.В. Владыкин).

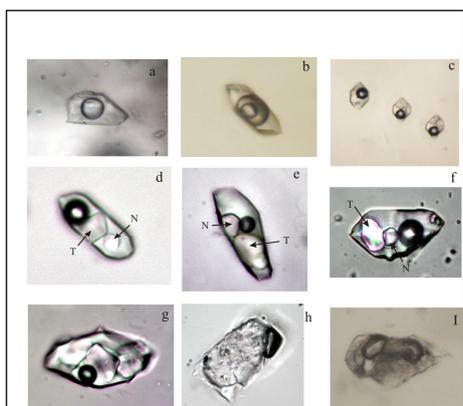


Рис 1. Флюидные включения в кварце кварц-брукитовых жил Мурунского массива. Двухфазное включение раствор+газ (а), и двухфазное с жидкой  $\text{CO}_2$  (b). Многофазные включения (с, d, e, f, g), содержат тенардит (Т) и нахколит (N). Кристалло-флюидные включения (h, I).

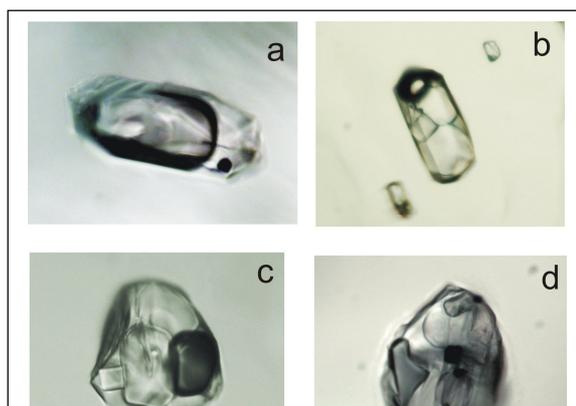


Рис. 2. Флюидные и кристалло-флюидные Включения в хромдиопсиде Инаглинского массива. Существенно газовое включение, содержащее мелкие твердые фазы (а), многофазные включения, содержащие четыре и более твердых фаз (b, c), кристалло-флюидное включение (d).

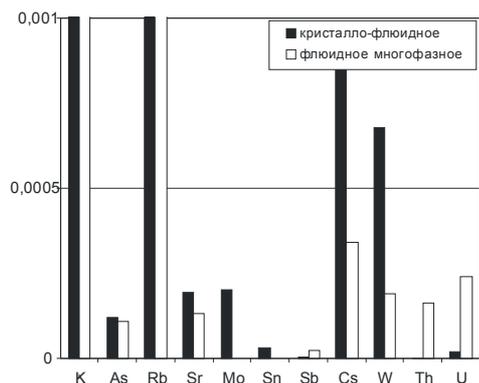
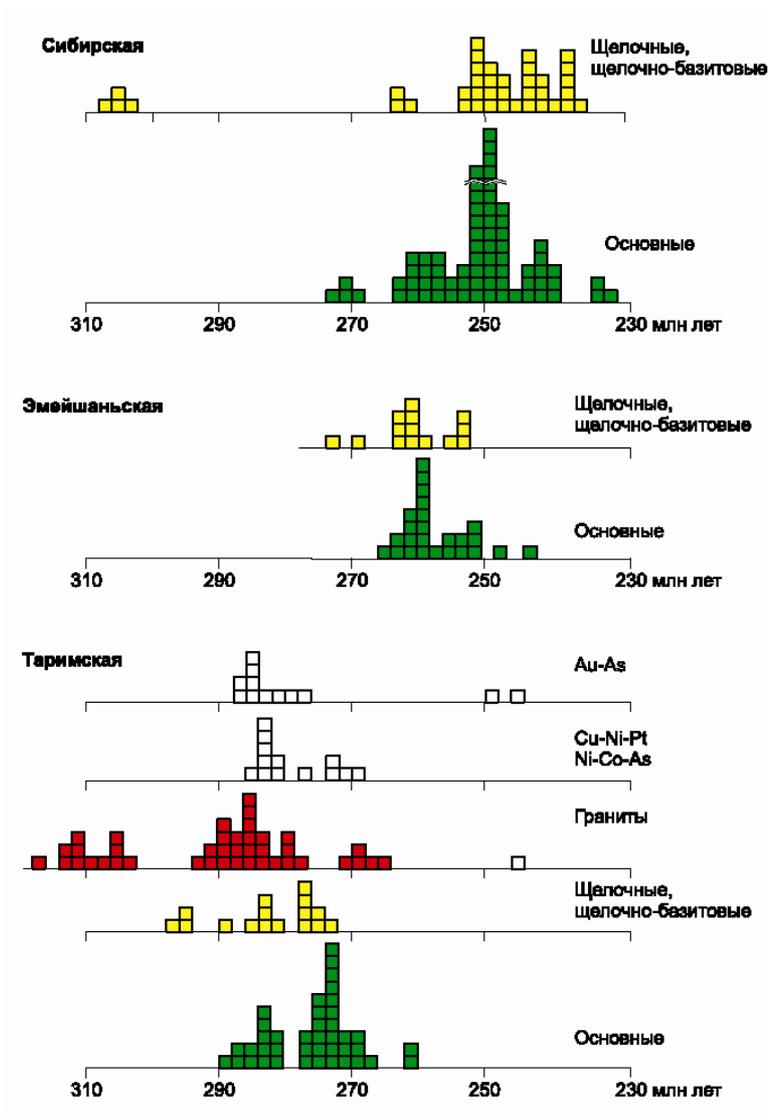


Рис. 3. Соотношение количеств элементов нормированных по Na в многофазном и кристалло-флюидном включениях (Мурунский массив).

**Проект VII.58.2.2.** Ультрабазит-базитовые и гранитоидные ассоциации крупных изверженных провинций Азии и связанные с ними магматогенные месторождения (Cu-Ni, ЭПГ, Mo-W, Li-Rb-Cs) как производные мантийно-коровых магмо- и рудообразующих процессов

В эволюции мантийного магматизма LIP, связанных с Сибирским, Таримским и Эмейшаньским суперплюмами (рис. 1), выявлена закономерная последовательность мантийного магматизма. 1. Воздымание земной коры при подходе головы глубинного плюма к границе литосферы, что сопровождается формированием рифтовых зон с



щелочнобазитовым и карбонатитовым магматизмом. 2. Растекание плюма вдоль границы литосферы, излияние траппов и формирование структур с бимодальным щелочнобазальт-риолитовым магматизмом по периферии LIP. На этом этапе широко развиты платиноносные ультрамафит-мафитовые интрузивы. 3. Прогрев коры, который сопровождается активным мантийно-коровым взаимодействием с формированием габбро-гранитных серий, габбро-монцодиоритовых и габбро-сиенитовых ассоциаций, гранитоидных батолитов, синплутонических базитовых даек и минглинг даек. 4. Регрессивный этап остывания плюма, фиксирующийся дайковыми поясами высококалийных лампрофиров. Общая длительность развития процессов магматизма в LIP составляет около 30 млн. лет, а разрыв между вторым и третьим этапами достигает 10 млн. лет (д.г.-м.н. А.Э. Изох, акад. Н.Л. Добрецов, чл.-кор. РАН Г.В. Поляков, д.г.-м.н. А.С. Борисенко).

Рис. 1. Эволюция ультрабазит-базитового магматизма крупных изверженных провинций Азии.

**Проект VII.58.2.3. Динамика возникновения, развития и продуктивности мантийно-коровых рудно-магматических систем на континентах и на их активных окраинах**

Численное 2D моделирование динамики тепло-массообмена при взаимодействии потоков астеносферных флюидов с породами литосферной мантии показало, что главным фактором, регулирующим параметры состояния системы и зональность метасоматического преобразования литосферных толщ, является проницаемость нижних горизонтов литосферы, при этом основные вещественные изменения в ней происходят в нестационарную стадию формирования поля T и P над астенолинзами (д.г.-м.н. В.Н. Шаранов, к.г.-м.н. Е.П. Бессонова).

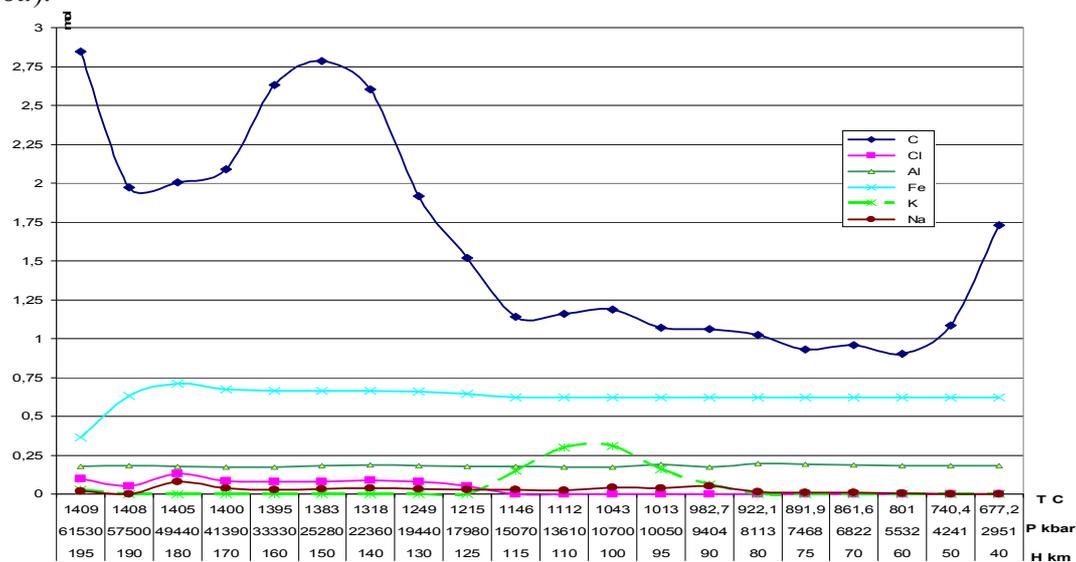


Рис. 1. Распределение петрогенных компонентов в разрезе литосферной мантии

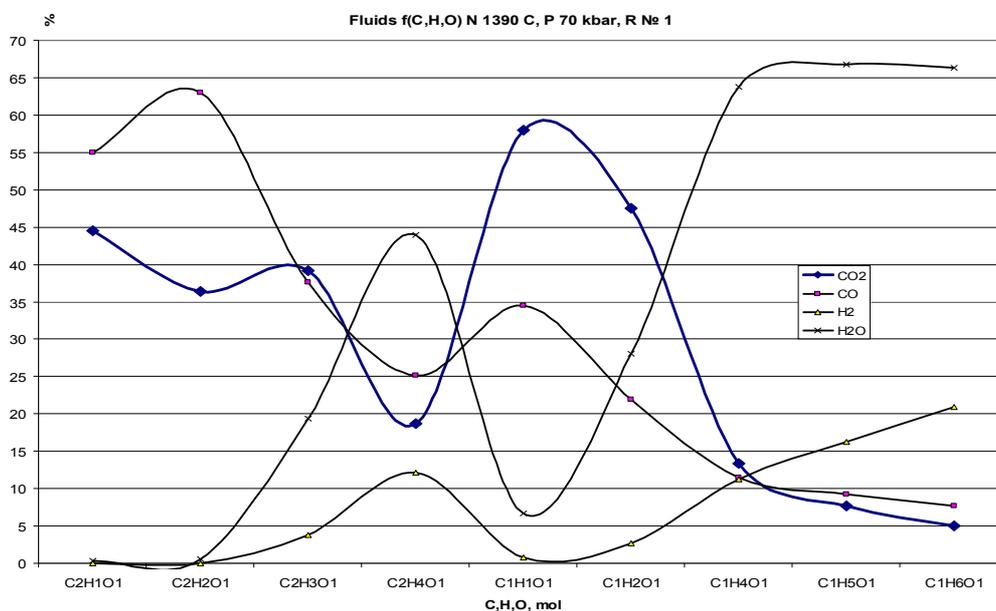


Рис. 2. Вариации возможных составов астеносферных флюидов

## Проект VII.58.2.4. Геохимия благородных, редких и радиоактивных элементов в углеродосодержащих рудоформирующих системах

Исследовано накопление элементов в термофильных циано-бактериальных сообществах, развивающихся на выходе гидротерм Байкальской рифтовой зоны (на рис. 1 приведены коэффициенты биологического накопления для Гаргинского источника). К элементам, не накапливающимся в микробном сообществе, относятся щелочные – Li, Na, K, Rb, Cs, щелочноземельный Sr и анионогенный Mo. Содержание Mo, Li и Na которых в сыром веществе микробного сообщества ниже, чем в растворе. Относительно слабо накапливаются щелочноземельные элементы - Mg, Ca, Ba. В значительной степени накапливаются в микробных термофильных сообществах Cu, Zn, Cd, Ni, Pb, Mn, Ga и Ge. Накопление германия – рассеянного элемента и токсичного для живых организмов является неожиданным и сенсационным, составляет в среднем в сообществах Гаргинского и Уринского источников 270 и 350 г/т в сухом веществе, превышая местами 1000 г/т. Ge в значительных количествах концентрируется в сообществах, развивающихся в бессульфидных источниках с повышенным содержанием радионуклидов ( $^{222}\text{Rn}$ ,  $^{226}\text{Ra}$ ,  $^{228}\text{Ra}$ ( $^{228}\text{Ac}$ ),  $^{210}\text{Pb}$ ,  $^{212}\text{Pb}$ ). Заметных различий в составе и структуре сообществ не наблюдается. Сильно концентрирующийся элемент – V (к.г.-м.н. Е.В. Лазарева, д.г.-м.н. С.М. Жмодик, Ю.П. Колмогоров, к.г.-м.н. М.С. Мельгунов).

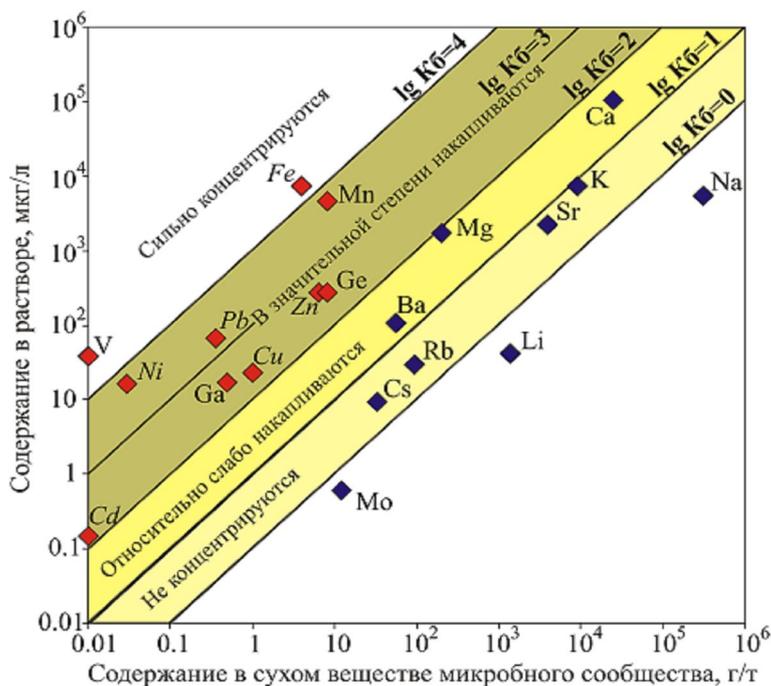
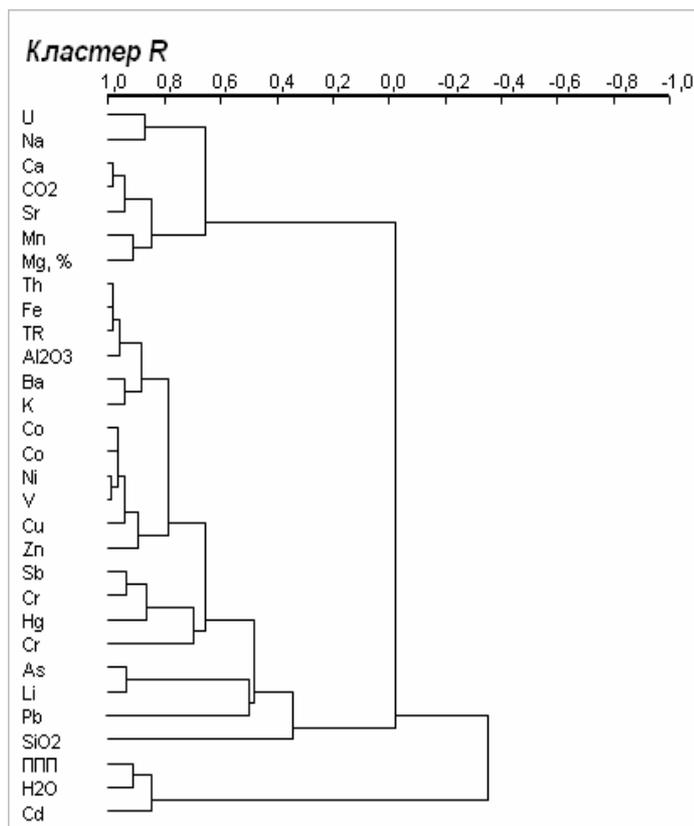


Рис. 1. Содержание элемента в растворе источника и сухом веществе микробного сообщества Гаргинского источника, коэффициенты биологического накопления.

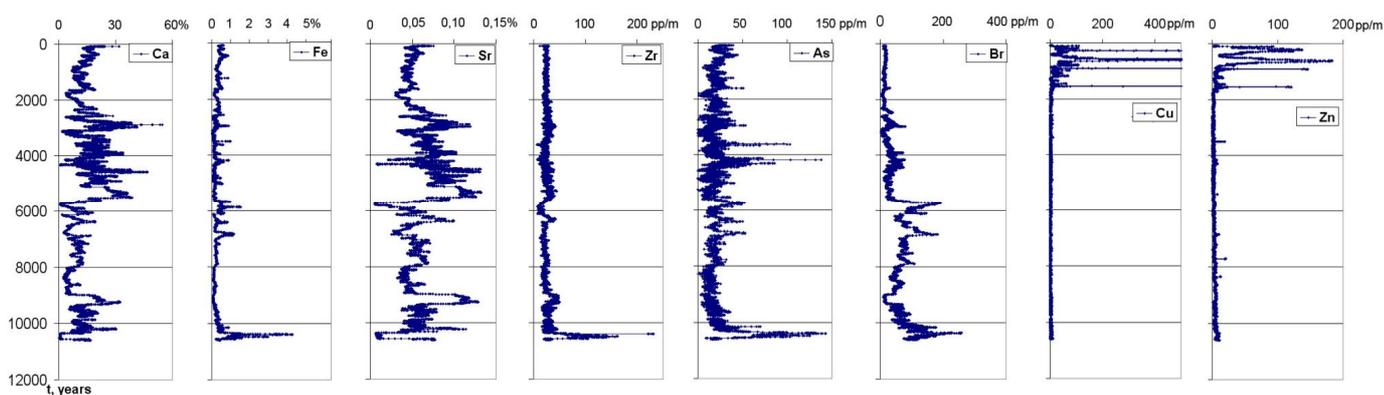
**Проект VII.65.1.4. Экзогенные циклы редких элементов и радионуклидов в голоцене (изменение геохимического фона поверхностных систем)**



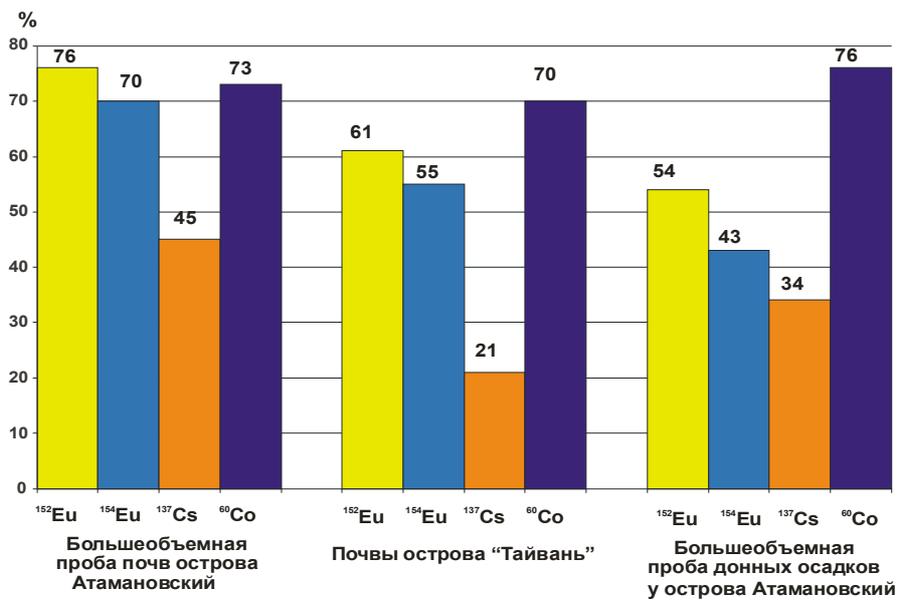
В различных ландшафтных зонах Сибири изучены экосистемы 117 малых континентальных озер. В водах озер преобладают два аниона (гидрокарбонат  $\text{HCO}_3^-$ , сульфат  $\text{SO}_4^{2-}$ ) и три катиона (кальций  $\text{Ca}^{2+}$ , магний  $\text{Mg}^{2+}$ , натрий  $\text{Na}^+$ ), в подчиненном количестве присутствуют (хлор  $\text{Cl}^-$  и калий  $\text{K}^+$ ). Выявлены три основные группы осадков: терригенные, карбонатные и органогенные. Основными минералами терригенных осадков являются кварц, калиевый полевой шпат и плагиоклазы. В карбонатных осадках преобладают низко- и высоко-Mg кальцит, кальцит, доломит. Органогенные осадки представлены рентгеноаморфным веществом с различным элементным составом. Применение кластерного метода R-типа ко всей выборке

позволило разделить макро- и микроэлементы на три группы с отрицательными коэффициентами корреляции между ними. Из макрокомпонентов к первой группе относятся  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{SiO}_2$  и  $\text{FeO}$ , определяющие терригенную часть отложений. Ко второй -  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{CO}_2$  и  $\text{Na}_2\text{O}$ , представляющие их карбонатную часть, к третьей -  $\text{H}_2\text{O}$  и ППП, характеризующие органогенную составляющую осадка. Из микроэлементов U, Sr и Mn обнаруживают связь с карбонатной, Cd - с органогенной, все остальные, в том числе и РЗЭ, с терригенной составляющими осадков. Корреляция большей части микроэлементов с терригенными макрокомпонентами указывает на их общий источник - взвешенные частицы почв водораздельных площадей. Это подтверждается геохимическими данными, показывающими унаследованный характер содержаний и соотношений практически всех изучаемых микроэлементов и радионуклидов в донных отложениях озер от почв водосборных площадей (линейная зависимость), за исключением, в отдельных случаях, урана и кадмия (к.г.-м.н. В.Д. Страховенко, к.г.-м.н. И.Н. Маликова, асп. Ю.С. Восель).

Изучен микроэлементный состав 6,2-метрового керна сапропеля (центральная часть оз. Кирек, юг Томской области). Методом РФА-сканирования (станции элементного анализа ВЭПП-3, ИЯФ СО РАН) проведено предварительное сплошное опробование разреза сапропеля с временным шагом 1-3 года и определены концентрации 8-ми химических элементов (Ca, Sr, Fe, Cu, Zn, As, Br, Zr) в каждом из 9300 микрогоризонтов керна (рис.1). Использование методов РФА-СИ, ААС и ИНАА позволило определить геохимическую специфику сапропеля по средним содержаниям 30-ти элементов. Высокие значения величин отношения Ca/Fe (более 100 отн. ед.) и повышенные содержания Ca (Sr) в микрогоризонтах указывают на широкую распространенность известковистого сапропеля (до 90%) в изученном разрезе. Концентрации литогенных элементов (Ti, Rb, Zr, Ga) в слоях невелики, что указывает на незначительный привнос Ca с терригенным материалом, а низкие концентрации Fe исключают хемогенный вариант обогащения кальцием. Таким образом, подтверждается биогенная природа карбоната кальция в сапропеле. Определены средние скорости накопления осадка в основные климатические периоды голоцена, которые менялись от 0.108 см/год в пребореальный период до 0.23 см/год в атлантический период, оставались довольно высокими в суббореальный период – 0.090 см/год и снижалась в субатлантический до 0.038 см/год (к.г.-м.н. В.А. Бобров, к.ф.-м.н. М.А. Федорин (ИНГГ СО РАН), д.г.-м.н. Г.А. Леонова, к.г.-м.н. С.К. Кривоногов, к.г.-м.н. А.А. Богуш).



По самым максимальным оценкам вклад «горячих» частиц в общее загрязнение почв и донных осадков ближней зоны влияния Красноярского ГХК техногенными радионуклидами не превышает 10% для  $^{137}\text{Cs}$ , 1-2% для  $^{154}\text{Eu}$ ,  $^{239,240}\text{Pu}$ ,  $^{238}\text{Pu}$ , 0,1% для  $^{155}\text{Eu}$  и  $^{60}\text{Co}$ ,  $^{152}\text{Eu}$  в таких частицах отсутствует. Доля «активных» частиц здесь же составляет: для  $^{137}\text{Cs}$  – 20-45%,  $^{152}\text{Eu}$  и  $^{154}\text{Eu}$  – 40-70%,  $^{155}\text{Eu}$  и  $^{60}\text{Co}$  – более 70%,  $^{241}\text{Am}$  – близко к 100% (Рис. 1). Лабораторные эксперименты по химическому фракционированию и выщелачиванию «горячих» частиц показали, что значительная часть радионуклидов, входящих в их состав, находится в подвижных формах и, соответственно, могут вовлекаться в повторную миграцию. Так, подвижными являются от 10 до 20 %  $^{137}\text{Cs}$  и изотопов европия, до 30%  $^{239,240}\text{Pu}$  и 45%  $^{238}\text{Pu}$ . Кроме того, при взаимодействии с водным раствором в условиях залегания в типичных почвах наблюдается единовременный переход до 1%  $^{137}\text{Cs}$ , накопленного в частицах, в раствор с последующей его сорбцией на частицах почвы. Это явно указывает на процессы постепенного растворения «горячих» частиц в естественных условиях залегания (к.г.-м.н. Ф.В. Сухоруков, к.г.-м.н. М.С. Мельгунов, мнс А.В. Чугуевский).



## Проект П.7.5.8. Условия кристаллизации и реальная структура фаз высокого давления

Впервые в алмазах из россыпей северо-востока Сибирской платформы установлены включения мэйджоритовых гранатов. Мэйджоритовый гранат в алмазе НН-38 характеризуется высоким содержанием хрома и низким кальция и относится к гарцбургитовому парагенезису. В алмазе НН-11 in situ установлены два включения мэйджоритового граната эклогитового парагенезиса (рис. 1). Оба включения гранатов расположены в пределах одной слабо люминесцирующей ростовой зоны алмаза. Гранаты имеют одинаковое содержание мэйджоритового компонента (3,24 ф.е. Si). В то же время содержания grossularового компонента у них значительно отличается. Также наблюдаются вариации в содержании примеси натрия и титана. Величина давления при котором образовался мэйджоритовый гранат из алмаза НН-38 должна составлять более 8 ГПа, в то время как для образования мэйджоритовых гранатов

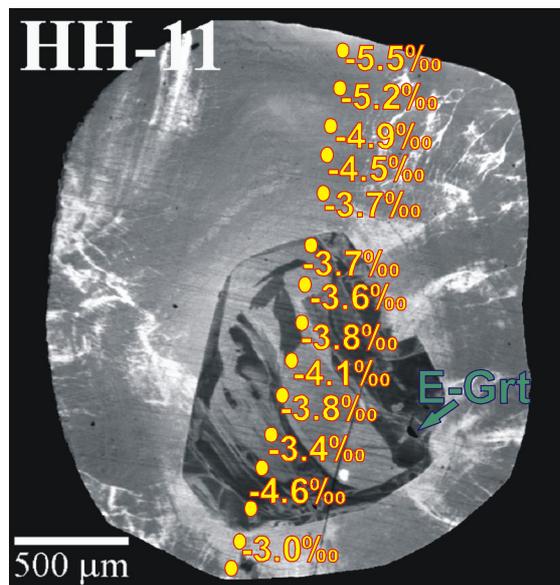
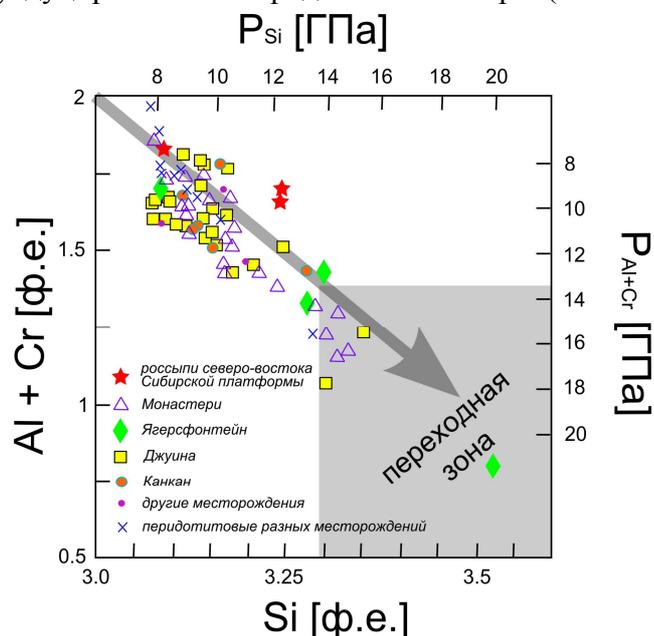


Рис. 1. КЛ топограмма алмаза с включениями мэйджоритового граната эклогитового парагенезиса. На топограмме также показаны вариации изотопного состава углерода ( $\delta^{13}\text{C}$ ).

эклогитового парагенезисов из алмаза НН-11 требуется давление больше 12 ГПа (рис. 2). Изотопный состав исследованных алмазов содержащих мэйджоритовые гранаты предполагает мантийный источник углерода. В то же время особенности состава гранатов могут свидетельствовать о кристаллизации алмазов в субдуцированных породах земной коры (чл.-кор. РАН В.С. Шацкий, к.г.-м.н. Д.А. Зедгенизов, к.г.-м.н. А.Л. Рагозин).

Рис. 2. Составы мэйджоритовых гранатов на диаграмме Al+Cr – Si (на 24 кислорода) (Stachel et al., 2005)



При  $P=6,3$  ГПа и  $T-fO_2$  параметрах субкратонной литосферной мантии впервые установлено закономерное изменение агрегатного состояния  $Mg_2SiO_4$ -C-O-H системы, концентрации воды в форстерите и условий нуклеации алмаза от фугитивности кислорода (Sokol et al., 2010). При  $fO_2$  вблизи «водного максимума» (FMQ-2,5) система плавится ниже  $1200^\circ\text{C}$ . С увеличением температуры степень плавления увеличивается, а активность воды в расплаве снижается, что обуславливает снижение концентрации воды в ликвидусном форстерите (Рис. 1). В более восстановленной области (FMQ-3,5), концентрация водорода и метана в  $Mg_2SiO_4$ -C-O-H системе увеличивается, что приводит к росту температуры ее солидуса до  $1400^\circ\text{C}$ . Поэтому при  $1400^\circ\text{C}$  концентрация в воды форстерите достигает максимального значения - 1850 ppm, а после начала плавления системы снижается. В еще более восстановленных условиях (FMQ-5) система не плавится. Активность воды в субсолидусном флюиде с ростом температуры увеличивается, что приводит к увеличению концентрации воды в форстерите. Нуклеация и рост алмаза зафиксированы только в существенно водных расплавах. Таким образом, в субкратонной литосферной мантии концентрация воды в оливине может варьировать от 900 до 1600 ppm. Впервые экспериментально показано, что окисление восстановленных пород с водосодержащим оливином должно приводить к генерации водного флюида, и создавать условия для ее частичного плавления. Вода в неизмененных сингенетичных алмазу оливинах может обеспечивать информацию о составе среды его кристаллизации (д.г.-м.н. А.Г. Сокол; д.г.-м.н. Ю.Н. Пальянов; И.Н. Курпrianов; к.г.-м.н. К.Д. Литасов; М.П. Половинка).

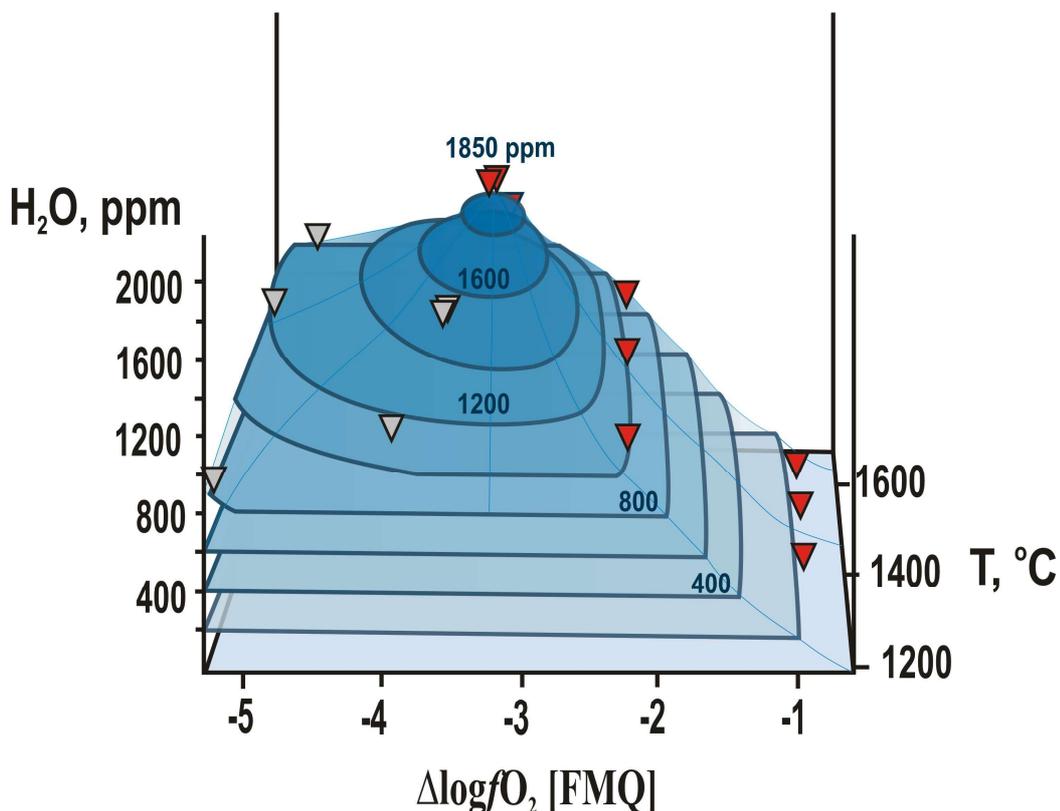


Рис. 1. Содержание воды в форстерите, синтезированном при 6,3 ГПа в  $Mg_2SiO_4$ -C-O-H системе как функция  $fO_2$  и температуры. Треугольниками показаны параметры экспериментов по синтезу форстерита. Красным цветом отмечены эксперименты, в которых были зафиксированы спонтанная нуклеация и рост алмаза на затравочные кристаллы, а серым – нуклеация метастабильного графита.

## Проект П.7.5.7. Перспективные монокристаллы для фотоники и детектирования ионизирующего излучения

Основные растворители, используемые для роста кристаллов низкотемпературной модификации бората бария (ВВО) - составы в тройной оксидной системе  $BaO-B_2O_3-Na_2O$ ,  $NaF$ ,  $BaF_2$ , смешанные оксидно-фторидные растворители - могут быть объединены в единую четверную взаимную систему  $Ba, B, Na // O, F$ , представляющую собой призму с соответствующими оксидными и фторидными треугольниками в основаниях (рис.1). На разрезе  $BaB_2O_4-NaF$  обнаружена область первичной кристаллизации нового соединения  $Ba_2Na_3[B_3O_6]_2F$  ( $P6_3/m$ ,  $a = 7.346(1)$ ,  $c = 12.636(2)$  Å), принадлежащего к тройной взаимной системе  $Na, Ba // BO_2, F$  ( $BaB_2O_4 - (NaBO_2)_2 - (NaF)_2 - BaF_2$ ). Изучаемая тройная взаимная система представляет собой редкий случай, когда не образуется ни одного соединения в бинарных системах, но есть тройное соединение (число тройных соединений, как правило, меньше, чем двойных). Также отметим, что система не подпадает под существующую предложенную А.Г. Бергманом классификацию, так как в данной системе оба диагональных разреза являются метастабильными, и не имеет описанных в литературе аналогов. Проведено комплексное исследование трех триангулирующих разрезов  $Ba_2Na_3[B_3O_6]_2F - BaF_2$ ,  $Ba_2Na_3[B_3O_6]_2F - (NaF)_2$ ,  $Ba_2Na_3[B_3O_6]_2F - BaB_2O_4$ , построены фазовые диаграммы. Уточнена фазовая диаграмма ограниченного разреза  $BaB_2O_4 - BaF_2$ , выявлены особенности кристаллизации объемных кристаллов ВВО в данной системе (к.г.-м.н. Т.Б. Беккер, к.ф.-м.н. В.П. Солнцев, м.н.с. А.В. Давыдов, студент С.Ю. Стонога).

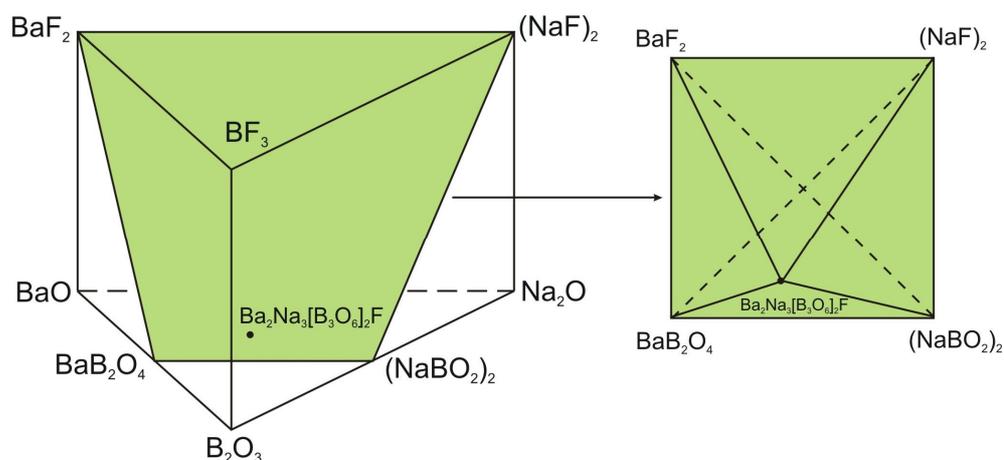


Рис.1. Четверная  $Ba, B, Na // O, F$  и тройная  $Na, Ba // BO_2, F$  взаимные системы.

Открыты новые соединения тугоплавких сложных боратов  $\text{ScBaNa}(\text{BO}_3)_2$  и  $\text{YBaNa}(\text{BO}_3)_2$ , расшифрована структура новых сложных ортоборатов. Проведено сравнительное исследование влияния «незагрязняющей» механической активации на синтез и свойства шихты для выращивания объемных кристаллов. Показано, что применение высокотвердых мелющих тел механохимических реакторов для синтеза данных соединений позволяет значительно сократить время последующего отжига (с 3 сут до 4 ч) и снизить его температуру (с  $1000^\circ\text{C}$  до  $700^\circ\text{C}$ ) в сравнении с методом двустадийного твердофазного синтеза. Методом раствор-расплавной кристаллизации получены кристаллы новых соединений (Рис. 2). Дальнейшие исследования показали, что открытые соединения являются изоструктурными и относятся к новому классу субслоистых островных ортоборатов (д.х.н. Ф.Х. Уракаев, к.х.н. В.С. Шевченко, к.г.-м.н. К.А.Кох, к.х.н. Ю.П. Савинцев, вед. технолог Н.Г. Кононова, асп. Т.Н. Светлякова).

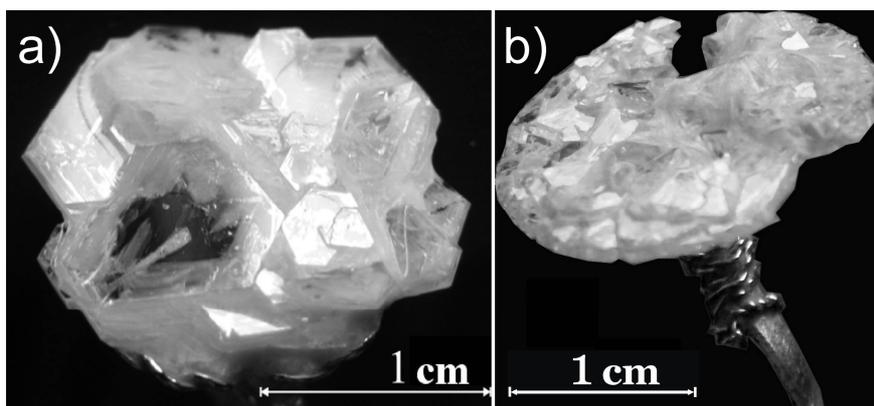


Рис. 2. Фотографии выращенных кристаллов новых соединений  $\text{ScBaNa}(\text{BO}_3)_2$  (a) и  $\text{YBaNa}(\text{BO}_3)_2$  (b)

**Проект IV.31.2.8. Геоинформационное моделирование и пространственный анализ систем окружающей среды и их компонентов.**

Разработана комплексная технология картографирования ландшафтов и мониторинга ключевых показателей обстановок природной среды средствами ГИС и ДЗ. Обработка технологии проводилась на полигонах юга Западной Сибири с различной ландшафтной обстановкой. В частности выбирались полигоны в пределах как лесных (Академгородок, Новосибирск), так и безлесных (Кулунда) территорий региона (к.г.-м.н. И.Д. Зольников, к.г.-м.н. В.А. Лямина, к.т.н. Н.В. Глушкова).

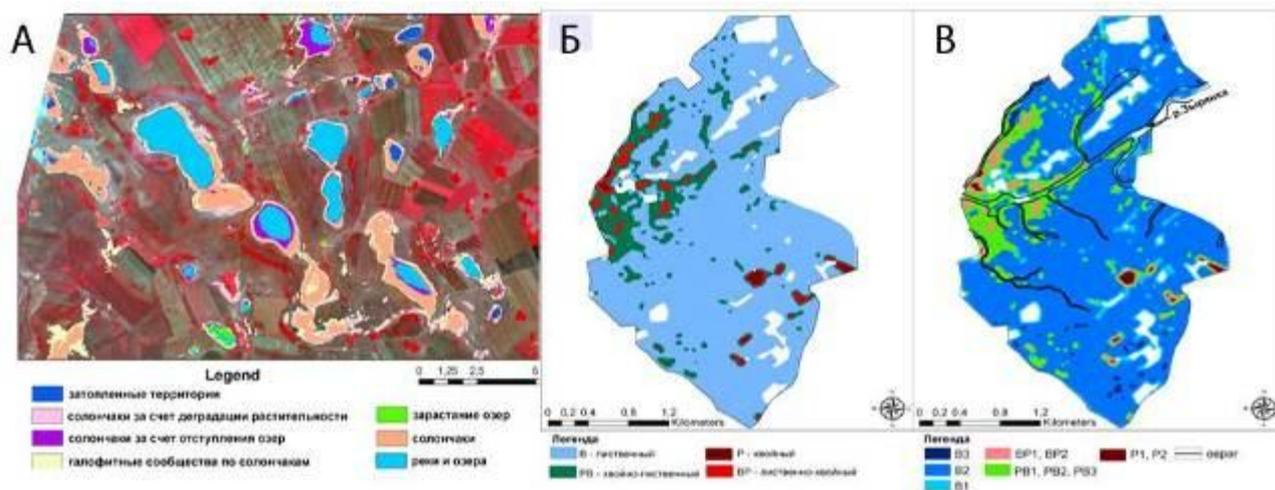


Рис.1. А - Снимок SPOT участка озера Баган с наложением вектора разницы между SPOT от 2008г и Landsat TM от 1989 г.; Б - Плотностная сетка кроны летнего леса по соотношению хвойных и лиственных пород; В - Интегральная схема густоты и породного соотношения леса с объединенными классами лиственного, лиственно-хвойного и хвойно-лиственного лесов (по летнему снимку). В — лиственный лес, ВР — хвойно-лиственный лес, ВР — лиственно-хвойный, Р — хвойный. 1-3 — густота леса (1 — от 20 до 40%, 2 — от 40 до 70%, 3 — от 70 до 100%).