

На правах рукописи



**Бучко Инна Владимировна**

**ЭТАПЫ**

**УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВОГО И ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО  
МАГМАТИЗМА ЮГО-ВОСТОЧНОГО ОБРАМЛЕНИЯ  
СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА**

*Специальность 25.00.01 - общая и региональная геология*

**АВТОРЕФЕРАТ**

**диссертации на соискание ученой степени  
доктора геолого-минералогических наук**

**Владивосток, 2010**

Работа выполнена в Институте геологии и природопользования ДВО РАН

**Научный консультант** член корреспондент РАН Глебовицкий Виктор Андреевич

**Официальные оппоненты:**

Доктор геолого-минералогических наук Голозубов Владимир Васильевич

Доктор геолого-минералогических наук Эйриш Леонид Владимирович

Доктор геолого-минералогических наук Киселев Александр Ильич

**Ведущая организация** Институт геологии и минералогии СО РАН г.Новосибирск

Защита состоится 18 ноября 2010 г. в 10 часов на заседании диссертационного совета Д 005.006.01 в конференцзале Дальневосточного геологического института Дальневосточного отделения Российской академии наук по адресу: 690022, Владивосток, пр-т 100-летия Владивостоку, 159

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Дальневосточного геологического института Дальневосточного отделения Российской академии наук

Отзывы на автореферат высылать по адресу: 690022, ДВГИ ДВО РАН, пр-т 100-летия Владивостоку, 159, г.Владивосток, Россия

Факс: (4232)31-78-47

E-mail: [fegi@vlad.ru](mailto:fegi@vlad.ru); [office@fegi.ru](mailto:office@fegi.ru)

Автореферат разослан \_\_\_\_\_

дата

Ученый секретарь

диссертационного совета



Семеняк Борис Иванович

## Введение

**Актуальность исследований.** Изучение ультрамафит-мафитовых и габбро-анортозитовых массивов издавна привлекает внимание исследователей. Являясь производными мантийного или базальтового магматизма, они проявляют себя как чуткие индикаторы геодинамического режима, что вносит неоценимый вклад для реконструкции истории развития геологических структур. Кроме этого они могут быть весьма благоприятными объектами для изучения процессов дифференциации магматических расплавов и условий их кристаллизации. Помимо большого теоретического значения внимание к изучению ультрамафит-мафитового магматизма обусловлено и практическим интересом. Так с интрузивными аналогами базальтовых серий связаны крупнейшие месторождения сульфидных медно-никелевых, хромитовых, титано-магнетитовых и платинометалльных руд, приуроченных к расслоенным перидотит-габбровым массивам.

Юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона является прекрасным полигоном для исследования указанных вопросов. В пределах Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона широко распространены разнообразные по формационной принадлежности и петролого-геохимическим особенностям ультрамафит-мафитовые и габбро-анортозитовые массивы, наиболее крупными из которых являются Кенгурак-Сергачинский, Хорогочинский, Ньюжинский, Лукиндинский, Веселкинский, Чек-Чикан, Ульдегит, Лучинский, Ильдеусский и другие. Согласно существующим представлениям (Геологическая карта..., 1999; Мартынюк и др., 1990), большинство из них, вместе с вмещающими метаморфическими породами и гранитоидами, рассматриваются как неотъемлемая часть докембрийского фундамента. Однако, в последнее время получены многочисленные геохронологические данные, в том числе при участии автора, свидетельствующие о том, что значительная часть геологических комплексов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, традиционно считавшихся докембрийскими, имеют более молодой возраст. Это позволяет по иному рассматривать позицию этих комплексов в истории геологического развития Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Решению вопросов возраста и геодинамических условий формирования пород, слагающих эти массивы и посвящена данная работа.

**Цель и задачи исследований.** Основная цель исследований состоит в установлении основных этапов, минералого-геохимические особенностей и геодинамических обстановок формирования ультрамафит-мафитовых и габбро-анортозитовых ассоциаций Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. В соответствии с указанной целью для «реперных» ультрамафит-мафитовых и габбро-анортозитовых массивов рассматриваемого региона решался следующий комплекс взаимосвязанных задач:

1. Получение данных о возрасте исследуемых массивов Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов.

2. Выявление основных петрографических, минералогических и геохимических особенностей пород, слагающих указанные ассоциации.

3. На основании геохимических и изотопно-геохронологических данных определение наиболее вероятных геодинамических обстановок формирования этих массивов.

4. Корреляция этапов формирования исследуемого магматизма в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

5. Установление металлогенической специализации и потенциальной рудоносности разновозрастных ультрамафит-мафитовых массивов Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов.

**Фактический материал и аналитические методики исследований.** В основе диссертации лежит фактический материал, собранный автором за время работы в Институте геологии и природопользования ДВО РАН 1988-2009 гг. В этот период автор непосредственно принимала участие в полевых исследованиях и занималась обработкой полученных материалов, в процессе которой проанализирована коллекция шлифов около 1000 шт, произведено около 600 микрозондовых анализов состава породообразующих и рудных минералов, выполнено более 2500 оригинальных анализов пород на породообразующие компоненты и элементы-примеси методами РФА и ICP-MS, датированы U-Pb методом по циркону 9 образцов и  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом по плагиоклазу – 1 образец. Несколько образцов для исследований было любезно представлено А.А.Сорокиным и В.А.Гурьяновым.

Исследования химического состава пород проводилось с использованием методов РФА в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск) (основные петрогенные компоненты, а также Sr, Zr, Nb), Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) (основные петрогенные компоненты, Rb, Ba, Sr, Zr, Nb), ICP-MS в Институте геохимии СО РАН, Институте аналитического приборостроения (г. С.-Петербург) (Be, Rb, Sr, Li, Cs, Th, U, Zr, Ta, Nb, Hf, REE, Sc, Ni, Co, Cr, V, Cu, Zn, W, Pb, Bi, Mo). Определение составов породообразующих минералов выполнено в ИГГД РАН (г. С.-Петербург), в ДВГИ ДВО РАН (г. Владивосток), в ИГиМ СО РАН (г. Новосибирск). Анализ Pt, Pd, Os, Ir, Ru, Re выполнен методом изотопного разбавления в ИГиМ СО РАН (г. Новосибирск).

Геохронологические исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН (г. С.-Петербург), Геологическом институте Кольского НЦ РАН (г. Апатиты), Институте геологии и минеральных ресурсов Академии геологических наук КНР (г. Тяньцзинь) (U-Pb метод по цирконам), Институте геологии и минералогии СО РАН (г. Новосибирск) ( $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  метод), изотопно-геохимические (Sm-Nd) исследования выполнены в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН.

**Защищаемые положения**

1. Палеопротерозойский (1.87 млрд. лет) этап габбро-анортозитового магматизма выделен в пределах Селенгино-Станового супертеррейна, где он представлен Кенгурак-Сергачинской ассоциацией, сформированной во внутриплитной обстановке. Породы характеризуются умеренным обогащением LILE, деплетированы в отношении некоторых HFSE и элементов группы железа, что свойственно автономным анортозитам.

2. Пермско-раннетриасовый (285-248 млн. лет) этап ультрамафит-мафитового магматизма установлен как в пределах Селенгино-Станового, так и Джугджуро-Станового супертеррейнов. Он фиксируется внедрением дунит-троктолит-габбровой ассоциации пород, геохимическими особенностями которой являются незначительное обогащение LREE, Sr, Ba, деплетирование в отношении HREE, Th, Nb. Её формирование происходило в обстановке активной континентальной окраины.

3. Позднетриасово-раннеюрский (228-203 млн. лет) этап ультрамафит-мафитового магматизма проявлен в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна габбровой и пироксенит-габброноритовой ассоциациями пород. Позднеюрский (159-154 млн. лет) этап ультрамафит-мафитового магматизма установлен в пределах Селенгино-Станового супертеррейна и представлен перидотит-вебстерит-габбровой и перидотит-габбро-монцодиоритовой ассоциациями. Породам обоих этапов свойственны двойственные геохимические особенности, обусловленные смешением субдукционных и внутриплитных характеристик. Формирование массивов данных ассоциаций происходило в обстановке трансформной континентальной окраины.

4. Габбро-анортозиты неархейских и палеопротерозойских ассоциаций юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона перспективны в отношении выявления платинометалльной минерализации, связанной с апатит-Fe-Ti и Cu-Ni-Co оруденением. С пермо-триасовыми дунит-троктолит-габбровыми интрузиями прогнозируется обнаружение медно-никелевых руд с сопутствующими платиноидами. В позднеюрских перидотит-вебстерит-габбровых массивах, можно ожидать выявление платинометалльного оруденения, связанного с хромитами.

#### *Научная новизна*

1. Получены данные о возрасте ряда «реперных» ультрамафит-мафитовых и габбро-анортозитовых массивов, на основании чего в пределах Селенгино-Станового супертеррейна впервые выделен палеопротерозойский этап габбро-анортозитового магматизма. В пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона установлены пермско-раннетриасовый, позднетриасово-раннеюрский и позднеюрский этапы ультрамафит-мафитового магматизма.

2. Установлены минералогические и геохимические особенности пород изученных массивов, что позволило выявить генетические особенности и наиболее вероятные гео-

динамические обстановки их формирования. Обосновано, что образование палеопротерозойских габбро-анортозитов происходило во внутриплитной обстановке, а становление пермско-раннетриасовых дунит-троктолит-габбровых интрузивов в обстановке активной континентальной окраины, позднетриасово-раннеюрских и позднеюрских ультрамафит-мафитовых массивов в условиях трансформной континентальной окраины.

3. Впервые для изученных массивов при геохимических исследованиях использованы распределения элементов платиновой группы, что позволило выделить два типа распределения платиноидов – платиновый и палладиевый.

4. Проведена оценка металлогенической специализации ультрамафит-мафитовых и габбро-анортозитовых интрузий различного возрастного уровня, что позволило обоснованно подойти к решению вопроса их потенциальной рудоносности и прогнозированию возможных типов оруденения.

***Практическое значение.***

Получены новые данные о возрасте изученных ультрамафит-мафитовых и габбро-анортозитовых массивов, которые значительно уточняют существующие на данный момент представления о геологическом развитии Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов. Эти результаты уже вошли в современную серию региональных легенд нового поколения геологических карт Дальнего Востока. Металлогенический анализ рассматриваемых магматических образований может быть использован для разработки критериев прогнозирования и оценки возможных типов оруденения. Кроме того, полученные данные о возрасте магматических комплексов, в совокупности с результатами исследования их потенциальной рудоносности, могут быть использованы при современных металлогенических построениях.

***Апробация результатов исследований и публикации:***

Основные защищаемые положения диссертации изложены в 66 публикациях, включая коллективную монографию и 25 статей в рецензируемых журналах.

Они также докладывались и обсуждались на научных конференциях «Геология и полезные ископаемые Амурской области – проблемы увязки со смежными регионами», Зея, 1992; «Геология и минеральные ресурсы Амурской области», Благовещенск, 1995, 1996; 1-ом Всероссийском петрографическом совещания «Петрология и рудообразование», Уфа, 1995; Международном научном симпозиуме «Молодежь и проблемы геологии», Томск, 1996; Международном геологическом конгрессе, Beijing, 4-14 August, 1996; Международном совещании «Докембрий Северной Евразии», 15-18 апреля 1997 г, Санкт-Петербург, 1997; конференции «Геология, минералогия, геохимия и проблемы рудообразования Приамурья», Благовещенск, 1997; IV Международной конференции «Новые идеи в науках о Земле», Москва, 1999; Региональной научной конференции «Геологические исследования в Амурской области», Благовещенск, 2000; 31 Международном геологическом конгрессе в Бразилии «31Inter.Geol.Congr.Brasil», 2000; конференциях: «Будущее Амурской науки», Благовещенск, 2002; «Современные проблемы

формационного анализа, петрология и рудоносность магматических образований», Новосибирск, 2003; «Изотопная геохронология в решении проблем геодинамики и рудогенеза», Санкт-Петербург, 2003; «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса», Иркутск, 2005, 2006, 2007; «Проблемы геологии и разведки месторождений полезных ископаемых», Томск, 2005; «Актуальные проблемы рудообразования и металлогении», Новосибирск, 2006; III Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопное датирование процессов рудообразования, магматизма, осадконакопления и метаморфизма», Москва, 2006; «Тектоника и металлогения северной Циркум-Пацифики и восточной Азии», Хабаровск, 2007; I и II Международной конференции «Крупные изверженные провинции Азии, мантийные плюмы и металлогения», Новосибирск, 2007, 2009; VI Косыгинских чтениях «Тектоника и глубинное строение Востока Азии», Хабаровск, 2009; VI Всероссийской Ферсмановской научной сессии, Апатиты, 2009; Гольдшмидской конференции, Давос, 2009; IV Российской конференции по изотопной геохронологии «Изотопные системы и время геологических процессов», Санкт-Петербург, 2009. *Структура и объем диссертации.* Работа состоит из введения, двенадцати глав и заключения. Общий объем 324 стр. 49 таблиц, 168 рисунков

**Благодарности.** Автор выражает глубокую благодарность В.А.Глебовицкому за научное руководство. Автор также признателен д.г.-м.н. А.Б.Котову, д.г.-м.н.А.М.Ларину, д.г.-м.н.С.Д.Великославинскому, д.г.-м.н. А.Э.Изоху, д.г.-м.н. П.А.Балыкину за помощь, критические замечания и советы, Е.Б.Сальниковой, Ю.В.Плоткиной, С.З.Яковлевой, Н.М.Кудряшову за проведение геохронологических исследований, без которых данное исследование было бы невозможным. В разное время автор обсуждал отдельные аспекты работы с д.г.-м.н. С.С.Зиминим, к.г.-м.н. Р.Н.Ахметовым, к.г.-м.н. М.Ю.Подлипским, А.И.Лобовым, к.г.-м.н. М.Ю. Носыревым, В.В.Кошеленко, Н.Н.Петрук, к.г.-м.н. М.А.Гурьяновым, к.г.-м.н. А.И.Готовым. В проведении аналитических исследований содействие оказали Р.А.Октябрьский и М.Д.Толкачев. Особую благодарность за помощь в проведении исследований и конструктивной критике - д.г.-м.н. А.А.Сорокину.

Структура автореферата сформирована согласно защищаемым положениям.

**Основные черты геологического строения и этапы ультрамафит-мафитового  
и габбро-анортозитового магматизма  
юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона**

Объекты исследования расположены в пределах Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона (рис.1). В рамках существующих схем корреляции геологических комплексов (Карсаков, 1990, Геологическая..., 1999) основными типами тектонических структур Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов, являются предположительно мезоархейские гранулитовые комплексы, слагающие Курультинский, Дамбу-

кинский, Ларбинский, Могочинский, Джугджурский и др. блоки, разделенные структурно-формационными зонами, сложенными породами условно неоархейского станового комплекса: Иликанский, Амазаро-Гилуийский (Урканский), Мульмугинский и др. Границей Селенгино-Станового (рис. 1) и Джугджуро-Станового супертеррейна является Джелтулакская «шовная» зона вероятно палеопротерозойского возраста, сложенная интенсивно дислоцированными породами, степень метаморфизма которых соответствует эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациям.

В пределах этих структур, как было упомянуто выше, широко распространены разнообразные по составу ультрамафит-мафитовые и габбро-анортозитовые массивы, большинству из которых приписывался архейский или палеопротерозойский возраст. Однако, в последние годы получены данные которые позволили существенно уточнить их возрастное положение.

Наиболее древним этапом ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона является неоархейский, проявления которого в настоящее время подтверждены только в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна. Типичным его представителем является Каларская группа массивов (2.62 млрд. лет, Сальникова и др., 2004; Ларин, 2006). В последние годы автором в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна получены свидетельства неоархейского возраста еще двух массивов – Хорогочинского (2.63 млрд. лет, рис.2) и Маристого (2.64 млрд. лет, рис.3).

*Каларская группа габбро-анортозитовых массивов* (2.62 млрд лет) принадлежит к анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной (АМСГ) магматической ассоциации, расположенной в зоне сочленения Алданского щита и Джугджуро-Станового супертеррейна (Сальникова и др., 2004, Ларин и др., 2006) (рис.1).

Геохимические особенности рассматриваемых пород, заключаются в преобладании LREE с отношением  $(La/Yb)_n$  от 4.28–4.75 в пироксенитах ( $Eu/Eu^* = 0.56-0.59$ ) до 6.50–19.45 в анортозитах ( $Eu/Eu^* = 2.25-5.47$ ), при низких концентрациях редкоземельных элементов (особенно HREE), что свойственно «архейским мегакристовым анортозитам» (Ashwal, 1993, Ларин и др., 2006).

Графики распределения малых элементов в перидотитах Каларской группы массивов (рис.4) характеризуются слабо выраженными максимумами Rb, Th, U и минимумами P, Zr, Tb. В то же время для анортозитов характерны низкие концентрации несовместимых элементов (за исключением Sr, Ba) даже по сравнению с аналогичными породами других АМСГ-ассоциаций (Ларин и др., 2006).

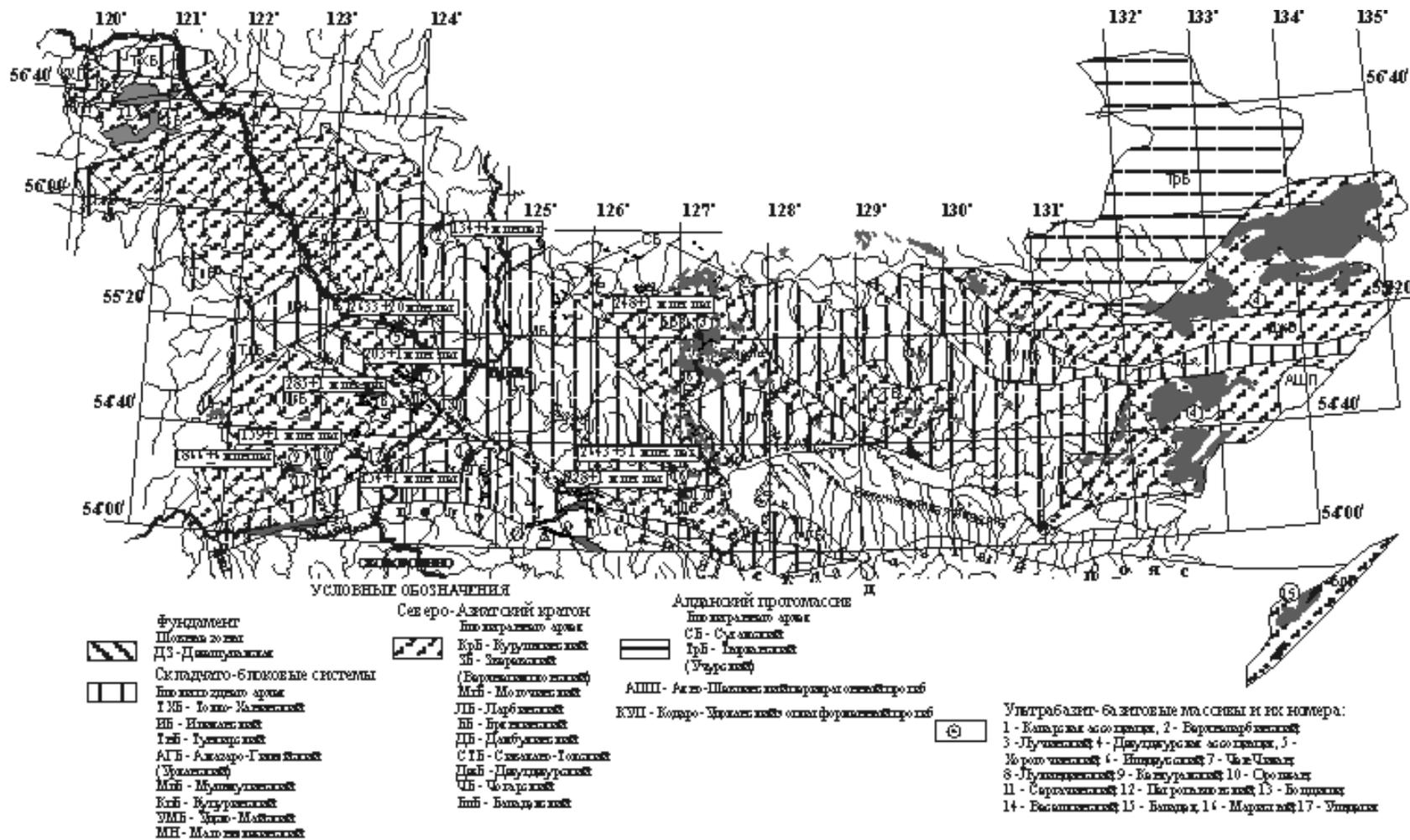


Рис. 1. Схема расположения ультрамафит-мафитовых массивов в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Составлена по (Геологическая..., 1999; Мартынюк, 1990) с использованием материалов автора

Максимальные содержания редких элементов установлены в габброидах, которым свойственны предельно высокие содержания Ba, Zr и слабо проявленные минимумы Nb, Ta, Ti. Анализ распределения высокозарядных элементов Y, Nb, Zr и Ti позволяет предполагать, что источником для неметаморфизованных пород Каларской ассоциации вероятнее всего, была мантийная магма, претерпевшая значительную контаминацию материалом архейской нижней коры (Ларин, 2006).

*Хорогочинский габбро-анортозитовый массив* расположен в пределах Ларбинского блока (рис.1). В его составе объединены разобщенные тела габбро, габбро-анортозитов и анортозитов, в ассоциации с которыми наблюдаются как секущие их, так и согласные sill и дайки пироксенитов и перидотитов. Согласно полученным данным, возраст массива составляет 2.63 млрд. лет (рис. 2)

Характерными геохимическими особенностями являются слабо дифференцированные спектры REE ( $(La/Yb)_n=1.8-3.7$ ) и отрицательная аномалия  $Eu/Eu^* = 0.6-0.8$  в перидотитах и пироксенитах. В то же время для габбро-анортозитов свойственны более дифференцированные спектры REE ( $(La/Yb)_n=10-191$ ), при низких концентрациях редкоземельных элементов (особенно HREE), и отчетливо выраженной положительной европиевой аномалией  $Eu/Eu^*=1.1-4.1$ . Низкие содержания LREE, Ba, Nb, Zr и высокие Rb, HREE отличают их от каларских (рис.5) габбро-анортозитов.

Закономерности распределения редких и рассеянных элементов в породах интрузива, а именно преобладание LREE и относительно высокие содержания Rb, Ba, при низких Nb, Zr и Hf наиболее близки «архейским мегакристовым анортозитам» (Ashwal, 1993). В то же время соотношения  $Y - Nb^*2 - Zr/4$  и  $Nb/Y - Ti/Y$  сопоставимы с таковыми в базальтах вулканических дуг и внутриплитных базальтах. Обоеднение HFSE может происходить и во внутриплитной обстановке и обусловлено составом источника, а именно присутствием в нем окисных Ti содержащих фаз или амфибола. Вероятнее всего, именно с внутриплитной обстановкой связано формирование Хорогочинского массива.

Согласно существующим моделям, адиабатический апвеллинг горячей мантии приводит к выплавлению расплавов толеитового состава и их андерплейтингу (Emslie, 1978; Ashwall, 1993). В результате этих процессов формируются высокоглиноземистые базальтоидные магмы и происходит обособление оливин-ортопироксеновых реститов.

*Массив Маристый оливинит-вебстерит-габбровый* расположен в пределах Иликанского блока неархея (рис. 1). Вмещающими для него являются образования, дамбукинской серии (Геологическая..., 1984). В составе ритмично расслоенного интрузива установлены перидотиты или вебстериты, сменяющиеся вверх по разрезу габброидами или анортозитами. В результате проведенных исследований установлено, что возраст массива составляет 2.64 млрд. лет (рис. 3).

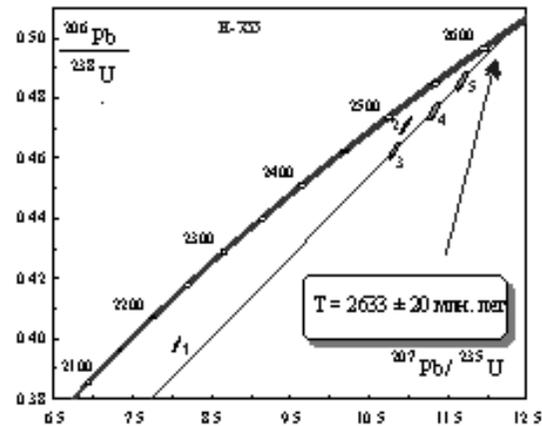


Рис. 2 Диаграмма с конкордией для цирконов из анортозитов Хорогочинского массива

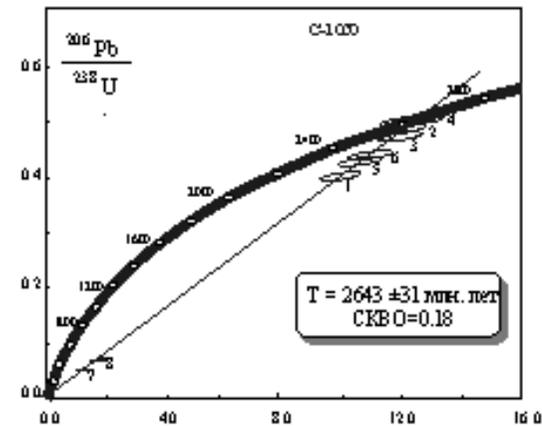


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для цирконов из анортозитов массива Маристый

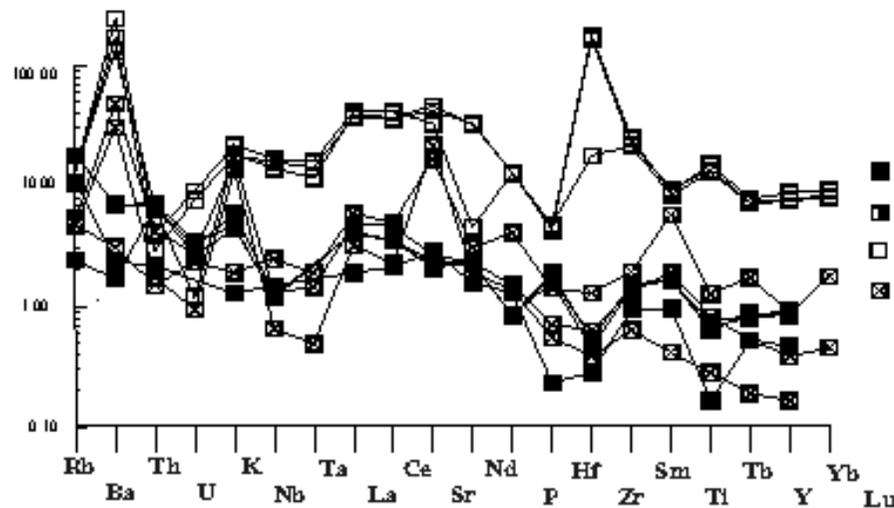


Рис. 4 Нормированные по первичной мантии (Sun, Donogh, 1989) спектры распределения малых элементов в породах Каларской группы массивов. Условные обозначения: 1 - 5 породы Каларской группы массивов: 1 - перидотиты, серпентиниты; 2 - пироксениты; 3 - габброиды; 4 - анортозиты;

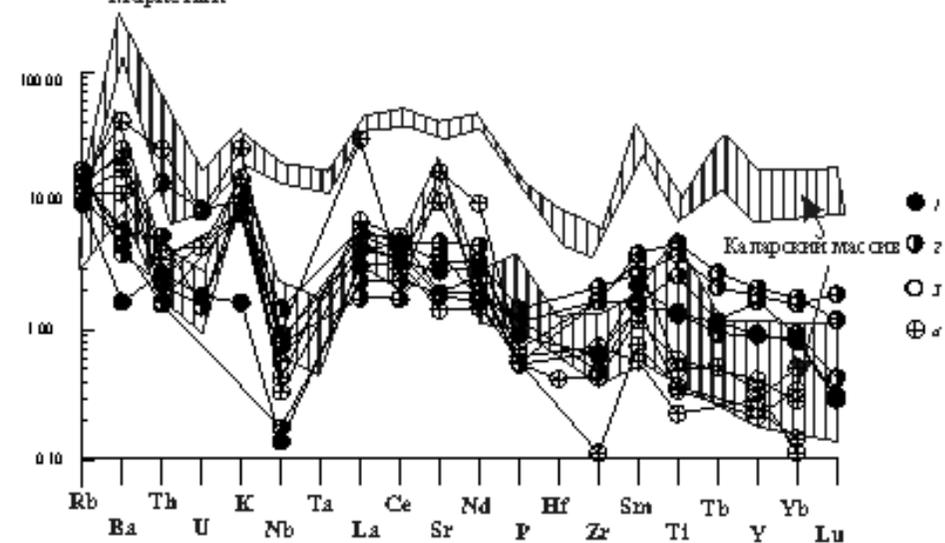


Рис. 5. Нормированные по первичной мантии (Sun, Donogh, 1989) спектры распределения малых элементов в породах Хорогочинского массива. Условные обозначения: 1 - ультрамафиты; 2 - пироксениты; 3 - габброиды; 4 - анортозиты

Общими петрохимическими особенностями оливинитов и гарцбургитов массива Маристый является их высокая магнезиальность и глиноземистость при относительно низких содержаниях  $\text{SiO}_2$  (до 42.68%),  $\text{CaO}$  (до 3.30%) и  $\text{TiO}_2$  (до 0.17%). Следует отметить, что вебстериты массива характеризуются высокой магнезиальностью и глиноземистостью при относительно низких содержаниях  $\text{SiO}_2$  (до 44.41%),  $\text{CaO}$  (до 6.44%) и  $\text{TiO}_2$  (до 0.20%). Для габброидов и анортозитов характерны высокая глиноземистость, низкие значения  $\text{TiO}_2$  (до 0.63%) и  $\text{CaO}$  (до 12.72%).

Распределение REE в породах массива Маристый характеризуется преобладанием LREE над HREE, при величине  $(\text{La/Yb})_n=3.66-7.95$  в ультрамафитах и пироксенитах и  $(\text{La/Yb})_n=2.78-39.15$  в габброидах и анортозитах. Кроме этого для всех разностей установлена положительная аномалия европия ( $\text{Eu/Eu}^*=1.32-4.84$ ), обусловленная фракционированием плагиоклаза.

Распределению малых элементов в породах массива Маристый свойственно обогащение совместимыми элементами Sr, Ba, LREE и деплетирование в отношении Rb, Nb, Zr, Hf и Th (рис. 6). Низкие значения  $(\text{Th/Ta})_n=0.15-0.96$  и  $(\text{La/Yb})_n=3.66-6.48$  могут свидетельствовать об отсутствии коровой контаминации исходного расплава. Также заметно истощены породы рассматриваемого массива такими элементами, как Co (21-140 ppm) и V (обычно 6-11 ppm), относительно которых обогащены Ni (до 1122 ppm) и Cr (до 1535 ppm), что характерно для пикритоидных расплавов, образующихся при плавлении недеплетированного мантийного перидотита.

Анализ содержаний малых элементов в базитах массива Маристый позволяет предполагать, что некоторое обогащение легкими РЗЭ обусловлено дифференциацией первичного расплава, поздние порции которого обогащены легкими элементами, накапливающимися в жидкости, в то время как тяжелые удаляются из расплава вместе с кристаллизующимися оливином и пироксенами. Совпадение соотношений  $\text{Ti/Y-Nb/Y}$  с таковыми в островодужных базальтах, возможно, обусловлено дефицитом Nb, который совместно с Ta может входить в структуру Ti содержащих оксидов, например рутила, или Ti-содержащего амфибола, что и приводит к обеднению Nb, Ta кристаллизующихся пород. В тоже время отношение  $\text{Ti/Y}$  в базитах больше 500, что по данным (Pearse, Gale, 1977) свойственно внутприплитным базальтам. Соотношения в габброидах  $\text{Zr/Y}=0.8-2.1$  и  $\text{Nb/Y}=0.1-0.4$  по (Condie at all., 2002) позволяют предполагать для них плюмовый источник. Анализ отношений  $\text{Ta/Yb-Th/Yb}$  свидетельствует о мантийном источнике исходного расплава, при отсутствии признаков субдукционной составляющей.

Конформность спектров распределения резкоземельных и малых элементов и закономерное увеличение их содержаний с уменьшением степени основности (рис. 6) позволяет предполагать, что ультрабазиты и базиты массива являются дифференциатами единого магматического расплава.

Обобщая вышеприведенные петро- и геохимические особенности пород массива Маристый можно отметить, что его формирование связано с проявлением пикритоидного магматизма.

Касаясь полученной оценки возраста анортозитов массива Маристый необходимо отметить, что она является наиболее древней для ультрамафит-мафитов Джугджуро-Станового супертеррейна. Учитывая специфический стиль тектономагматической активности в неоархее (Слабунов, 2008; Шарков, Богина, 2009) можно предположить, что их формирование связано с проявлением типичного для архея пикритоидного магматизма, генерация которого происходила в головных частях мантийных плюмов первого поколения (архей-первая половина палеопротерозоя) (Шарков, Богина, 2009).

Становление Хорогочинского габбро-анортозитового массива, так же как и формирование массивов анортозитов каларского комплекса, обладающих сходными геохимическими особенностями, близко по возрасту к одному из эпизодов метаморфизма гранулитовой фации (2.63 млрд. лет) (Сальникова и др., 2004). Последний выделяется в пределах Курультинского блока зоны сочленения Алданского щита и Джугджуро-Становой складчатой области, и, скорее всего, обусловлен амальгамацией и последующей коллизией террейнов, ныне представляющих собой неоархейское гранулитовое основание Джугджуро-Станового супертеррейна, с Олекмо-Алданской континентальной микроплитой (Ларин и др., 2006). В этой связи есть все основания полагать, что становление Хорогочинского массива, также как и анортозитов каларского комплекса протекало в обстановке постколлизии литосферного растяжения. Геохронологические данные, а также анализ петролого-геохимических характеристик позволяют предполагать, что формирование Каларской и Хорогочинской габбро-анортозитовых ассоциаций происходило во внутриплитной обстановке. Деплетирование в отношении HFSE, в особенности Nb, Ta можно объяснить составом источника, а обогащение Ba, Sr – фракционированием и накоплением плагиоклаза.

Следующий весьма насыщенный этап проявления габбро-анортозитового магматизма приходится на палеопротерозой. Особенно широко он проявился в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна, где ему соответствует формирование анортозитов Джугджурского (1.74 млрд. лет, Неймарк и др., 1992), вебстеритов Кун-Маньенского (1.70 млрд. лет, Гурьянов и др., 2009) массивов и, возможно, массива Баладек (рис. 1).

Для интрузивов Джугджурской группы характерны конформные пластинчатые формы субширотного простирания. В составе массивов установлены меланократовые нориты, оливиниты, перидотиты, пироксениты, габбро-анортозиты и анортозиты (Бирюков, 1997; Ленников, 1979).

Содержания REE в габброидах и анортозитах Джугджура типичны для их анало-

гов из анортозит-мангерит-чарнокит-гранитных ассоциаций (Суханов и др., 1990). Они характеризуются невысокими содержаниями, с обогащением LREE ( $(La/Yb)_n=3.2-36.4$ ) и положительной Eu аномалией ( $Eu/Eu^*=2.5-8.5$ ). Состав исходных расплавов для габбро-анортозитов Джугджурской ассоциации соответствует высокоглиноземистым базальтам островных дуг (Суханов и др., 1990).

*Массив Баладек* (рис.1) расположен в одноименном блоке и ранее (Геологическая..., 1999) рассматривался как «выступ» кристаллических пород раннеархейской консолидации. Основной объем интрузива сложен анортозитами, габбро-анортозитами, объединенными в собственно Баладекский комплекс. Кроме этого отмечаются оливиновые габброиды, габбронориты, троктолиты, пироксеновые горнblendиты и оливиновые горнblendиты, выделяемые в качестве Гербиканского комплекса (Карсаков и др., 1987).

Содержания редких земель в пироксенитах и части габброидов изучаемой ассоциации приближаются к таковым в базальтах N-MORB. При этом для данных пород установлена отчетливая отрицательная европиевая аномалия  $Eu/Eu^*=0.6-0.9$  и незначительное обогащение HREE над LREE с отношением  $(La/Yb)_n=0.3-0.8$  в пироксенитах и слабо дифференцированным спектром REE ( $(La/Yb)_n=3-11$ ) в габброидах. В габбро-анортозитах и анортозитах установлены минимальные содержания редкоземельных элементов при максимальной их дифференцированности ( $(La/Yb)_n=8-33$ ) и отчетливой положительной аномалией европия  $Eu/Eu^* = 4.3-5.5$ .

На спайдердиаграммах для пироксенитов массива Баладек отмечаются минимумы для Sr, Nb и Zr, что характерно для магм генерирующихся из обедненной мантии и близких по составу к базальтам N-MORB (рис.7). В то же время в габброидах отмечаются повышенные содержания Rb, Ba, U, Th, Nb, Sr. Обращают на себя внимание очень низкие содержания REE в анортозитах и конформность их спектров распределения с пироксенитами, за исключением Sr.

Исследованные габбро и габбро-анортозиты, расположены в верхнем течении р.Гербикан и по своим геохимическим особенностям отличаются от типичных «автономных» анортозитов. Базиты массива Баладек обнаруживают вполне определенное сходство с породами офиолитовых комплексов. Так часть габбро-анортозитов, характеризующаяся «прогнутым» спектром REE, отчетливой положительной аномалией Eu по своим геохимическим особенностям близки «кумулятивным» габброидам расслоенного комплекса, а часть габброидов с «выпуклой» формой кривой нормированных концентраций REE и отрицательной аномалией Eu хорошо сопоставляются с основными породами «изотропного» горизонта офиолитовых комплексов (Колман, 1979; Магматические..., 1985, 1988).

Такой вариант интерпретации может быть подкреплён тем, что среди ультрамафи-

тов Гербикианского комплекса преобладают апогарцбургитовые серпентиниты, которые практически повсеместно являются составной частью офиолитовых разрезов и рассматриваются в качестве комплекса метаморфизованных перидотитов. Наконец, в состав расчлененного офиолитового комплекса могут входить и силурийские палеоокеанические вулканогенно-кремнистые толщи Галамского сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса. Следует отметить, что среди последних наблюдаются небольшие тела габбро и апогарцбургитовых серпентинитов. Рассматривая возможные тектонические интерпретации, нельзя не отметить, что массив Баладек расположен в пределах глобальной тектонической границы, разделяющей структуры юго-восточной окраины Северо-Азиатского кратона и восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса (Красный, 1960; Роганов, Визгалов, 1972). Из этого следует, что по Улигданской зоне разломов могут быть совмещены геологические структуры с разной историей развития.

В пределах Селенгино-Станового супертеррейна условно палеопротерозойские (также как и условно неоархейские) габбро-анортозитовые ассоциации выделялись на геологических картах разного поколения, однако, без подтверждения из возраста геохронологическими методами. Лишь в последние годы в процессе данного исследования удалось получить геохронологические свидетельства проявления палеопротерозойского габбро-анортозитового магматизма в строении данной структуры. В частности установлено, что возраст габбро-анортозитов Кенгурак-Сергачинского массива составляет  $1866 \pm 6$  млн. лет.

Таким образом, результаты геохронологических исследований последних лет позволили подтвердить участие в структуре юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона неоархейских и палеопротерозойских габбро-анортозитовых комплексов.

Что касается выделения в пределах этой тектонической единицы палеозойских и мезозойских ультрамафит-мафитовых и габбро-анортозитовых ассоциаций, то, вплоть до недавнего времени, этот вопрос вообще не поднимался, поскольку в рамках традиционных схем корреляции геологических комплексов эти образования относились к докембрию. Тем не менее, в процессе данных исследований получены материалы, которые свидетельствуют о том, что значительная их часть имеет палеозойский и мезозойский возраст. В настоящее время можно говорить о пермско-раннетриасовом (285-248 млн. лет), позднепермско-раннеюрском (228-203 млн. лет) и позднеюрском (159-154 млн. лет) этапах ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма. При этом, именно в палеозое и мезозое прошло становление таких известных массивов, как Лучинский, Лукиндинский, Веселкинский и др., однозначно относившихся к раннему докембрию в рамках существующих представлений.

В целом, можно отметить, что в результате целенаправленных исследований уда-

лось получить надежные геохронологические свидетельства многоэтапности проявления ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. Реконструкции этих этапов, установлению наиболее вероятных геодинамических причин их формирования и посвящена данная работа.

В пределах Селенгино-Станового супертеррейна доказательства проявления палеопротерозойского габбро-анортозитового магматизма получены впервые, что позволило сформулировать *первое защищаемое положение*:

**Палеопротерозойский этап габбро-анортозитового магматизма выделен в пределах Селенгино-Станового супертеррейна, где он представлен ассоциацией, сформированной во внутриплитной обстановке. Породы характеризуются умеренным обогащением LILE, деплетированы в отношении некоторых HFSE и элементов группы железа, что свойственно автономным анортозитам.**

Примером палеопротерозойских габбро-анортозитов в пределах Селенгино-Станового супертеррейна является Кенгурак-Сергачинская группа массивов, в которую включаются Кенгуракский, Сергачинский и Орокжанский массивы. Последние расположены в пределах Могочинского блока, где пространственно ассоциируют с метаморфическими комплексами одноименной серии. В строении массивов преобладают габбро-анортозиты, кроме этого, отмечаются габбро, анортозиты и, реже, клинопироксениты. Контакты пород массивов с вмещающими раннедокембрийскими образованиями могочинской серии тектонические (Геологическая карта..., 1999; Козак и др., 2000).

Для габбро-анортозитов Сергачинского массива установлен возраст  $1866 \pm 6$  млн. лет (U-Pb метод по цирконам) (рис.8).

Характерными петрохимическими особенностями пород Кенгурак-Сергачинской ассоциации является феннеровский тренд дифференциации, что характерно для внутриплитных образований. При этом наиболее ранними дифференциатами исходного базальтоидного расплава вероятнее всего являлись пироксеновые кумуляты, что могло приводить к смещению состава первичного Fe-Ti базальтового магматического расплава в сторону высокоглиноземистого базальта, массовому выделению плагиоклаза и образованию анортозитов (Emslie, Hegner, 1993).

Спектры редкоземельных элементов во всех типах пород массивов ассоциации слабо и умеренно дифференцированы ( $(La/Yb)_n = 4-12$ ). Наиболее высокие содержания РЗЭ наблюдаются в пироксенитах и заметно снижаются в габбро и анортозитах, что связано с их накоплением в клинопироксене. В этом же направлении изменяется и характер Eu-аномалии: от отрицательной ( $Eu/Eu^* = 0.76-0.94$ ) в пироксенитах до положительной ( $Eu/Eu^* = 2.0-3.0$ ) в габброидах и анортозитах.

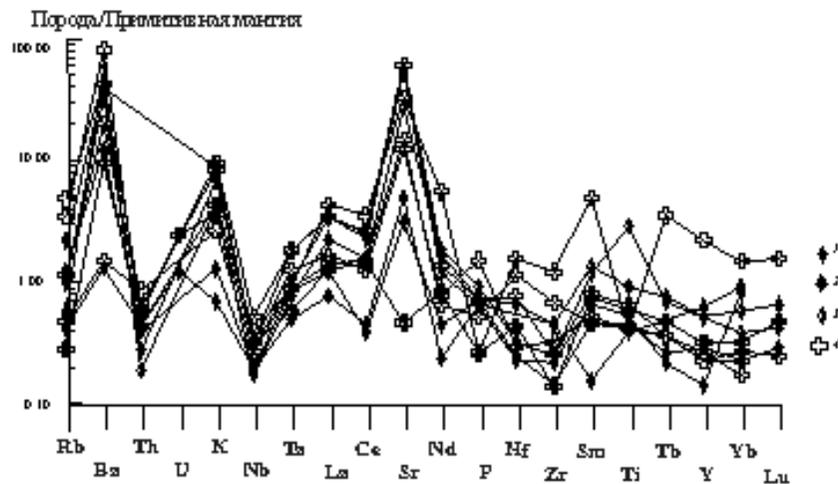


Рис. 6. Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donogh, 1989) спектры распределения малых элементов в породах массива Маристый. Условные обозначения: 1 - ультрамафиты, 2 - пироксениты, 3 - габброиды; 4 - анортозиты

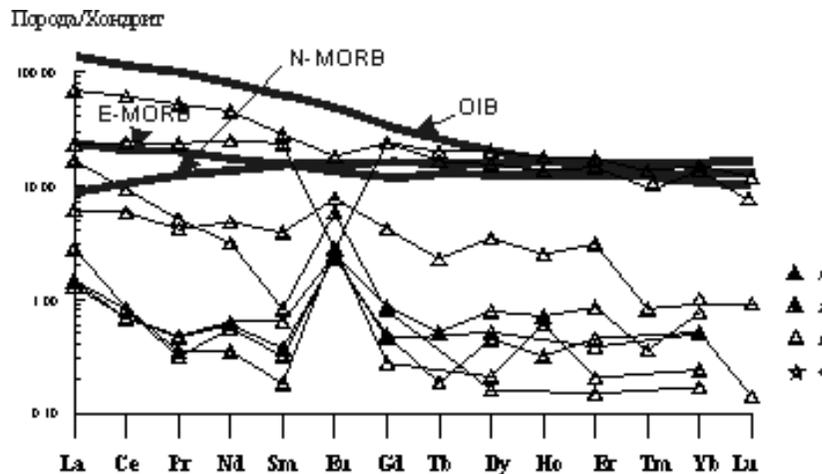


Рис. 7. Нормированные по хондриту C, (Donogh, Sun, 1995) спектры распределения РЗЭ в породах массива Баладек. Состав N-MORB, E-MORB, OIB - по (Sun, Donogh, 1989). Условные обозначения породы: 1 - ультрамафиты; 2 - пироксениты; 3 - габброиды; 4 - анортозиты;

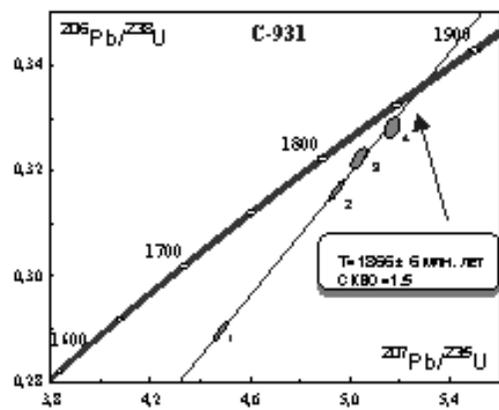


Рис. 8. Диаграмма с конкордией для цирконов из анортозитов Сергачинского массива

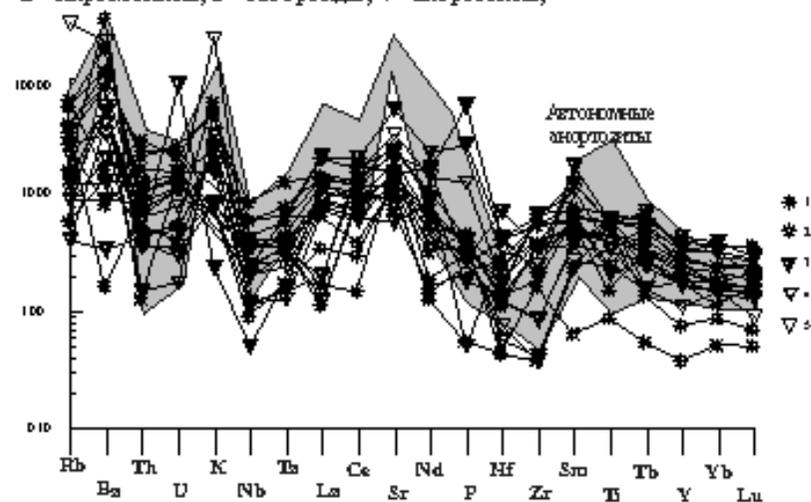


Рис. 9. Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donogh, 1989) спектры распределения малых элементов в породах массивов Орогжан и Сергачинский. Поле автономных анортозитов по материалам Н.В Бердникова. Условные обозначения массивов Орогжан - 1-2, Сергачинского - 3-5: 1 - габбро, 2 - габбро-анортозиты, 3 - пироксениты, 4 - габброиды, 5 - анортозиты

Пироксениты, габброиды и анортозиты деплетированы по большинству некогерентных элементов (рис.9) и, особенно, по HFSE: Zr (4-38 ppm), Nb (1-3 ppm), Hf (0.1-2.4 ppm), Ta (0.01-1.16 ppm). Исключение составляют только Ba и Sr, содержания которых возрастают от пироксенитов к габбро-анортозитам: Ba от 25-98 до 450 ppm, и Sr от 132-517 до 1260 ppm. Низкие содержания установлены и для совместимых элементов: Ni (18-55 ppm), Co (12-60 ppm), Cr (6-70 ppm). Относительное обогащение наблюдается только для V (до 445 ppm). Характерной особенностью габбро-анортозитов являются отрицательные Zr-Hf и Nb-Ta аномалии (рис.9), что позволяет предполагать присутствие в источнике Ti содержащих минералов. По соотношению в базитах Ta/Yb-Th/Yb и Ti/Y-Zr/Y они наиболее близки к внутриплитным образованиям.

Геохимические особенности пород массивов Сергачинского и Орогжан не оставляют сомнений в том, что они являются членами единой габбро-анортозитовой ассоциации. По содержанию REE породы Кенгурак-Сергачинской ассоциации с одной стороны близки к своим аналогам из Геранского массива, с другой - к анортозитам и габброидам каларского комплекса, принадлежащего к анортозит-мангерит-чарнокит-гранитной магматической ассоциации (АМСГ) (Ларин и др., 2006). Но отсутствие в них высокожелезистых и обогащенных калием фельзитических пород с геохимическими характеристиками «восстановленных гранитов типа рапакиви» по (Frost, Frost, 1997) с высокими содержаниями HFSE и F не позволяют относить рассматриваемые массивы к данной ассоциации.

Касаясь оценки возраста, полученной для Сергачинского массива, необходимо отметить следующее. Результаты геохронологических исследований габбро-анортозитов являются четкими свидетельствами проявления палеопротерозойского внутриплитного базитового магматизма в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. При этом, между проявлением гранулитового метаморфизма этого супертеррейна (1873±8 млн. лет) (Гаврикова и др., 1991) и внедрением изученного массива (1866±6 млн. лет), не затронутого метаморфизмом гранулитовой фации, существовал незначительный разрыв во времени, что позволяет сделать предположение о его постколлизийной природе. На это указывает также и то, что возраст Кенгурак-Сергачинской ассоциации соответствует возрасту гигантского Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (1.88-1.84 млрд. лет), прослеживающегося по юго-западному обрамлению Сибирского кратона от Енисейского кряжа до Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита (Эволюция..., 2006; Ларин и др., 2006).

Таким образом, палеопротерозойский этап габбро-анортозитового магматизма в пределах Селенгино-Станового супертеррейна представлен Кенгурак-Сергачинской ассоциацией массивов, сформированной во внутриплитной обстановке. Данные образова-

ния характеризуются феннеровским трендом дифференциации, умеренным обогащением LILE относительно хондрита  $C_1$  и примитивной мантии и, напротив, деплетированы в отношении некоторых HFSE и элементов группы железа, что свойственно автономным анортозитам (Богатиков, 1979; Богатиков и др., 1984) или «massif type anorthosite» (Ashwal, 1993).

Следующий выделяемый этап проявления ультрабазит-базитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона приходится на пермь-триас, что позволило сформулировать *второе защищаемое положение*:

**Пермско-раннетриасовый (285-248 млн. лет) этап ультрамафит-мафитового магматизма установлен как в пределах Селенгино-Станового, так и Джугджуро-Станового супертеррейнов. Он фиксируется дунит-троктолит-габбровой ассоциацией пород, геохимическими особенностями которой являются незначительное обогащение LREE, Sr, Ba, деплетирование в отношении HREE, Th, Nb. Её формирование происходило в обстановке активной континентальной окраины.**

Пермскому уровню ультрамафит-мафитового магматизма Селенгино-Станового супертеррейна соответствует становление Лукиндинского дунит-троктолит-габбрового массива. В его составе выделены нижняя (анортозит-дунит-троктолитовая) и верхняя (клинопироксенит-габбронорит-габбровая) расслоенные серии.

Возраст габброанортозита (обр. С-3-84) верхней расслоенной серии Лукиндинского массива, установленный изотопным  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датированием по плагиоклазу, составил:  $285 \pm 7.5$  млн. лет при расчете по плато (69 % выделенного  $^{39}\text{Ar}$ ) (рис.10).

Исходя из анализа петрографических особенностей пород Лукиндинского массива, можно наметить следующий порядок выделения минеральных парагенезисов в процессе кристаллизации: оливин + шпинель  $\pm$  плагиоклаз, клинопироксен, ильменит  $\rightarrow$  оливин+клинопироксен $\pm$ плагиоклаз, шпинель, ильменит  $\rightarrow$  оливин+ плагиоклаз  $\pm$  клинопироксен, ортопироксен, шпинель, ильменит  $\rightarrow$  плагиоклаз + клинопироксен  $\pm$  оливин, ортопироксен, магнетит, ильменит  $\rightarrow$  плагиоклаз + клинопироксен + ортопироксен  $\pm$  оливин, амфибол, магнетит, ильменит.

Для анортозит-дунит-троктолитовой серии свойственны широкие вариации количественных соотношений оливина и плагиоклаза. Оливин представлен хризолитом ( $f_{\text{ol}}=10.8-18.0\%$ ), плагиоклаз – битовнитом ( $\text{An}_{65-83}$ ) при преобладании ( $\text{An}_{72-77}$ ). В небольших количествах отмечается клинопироксен - авгит ( $f_{\text{срх}}=8.7-15.5\%$ ). В породах серии в качестве аксессуарных минералов постоянно присутствуют хромшпинелиды, характеризующиеся повышенной глиноземистостью и хромистостью.

Породы клинопироксенит-габбронорит-габбровой серии обладают меньшей изменчивостью количественных соотношений слагающих их минералов, но относительно более широкими вариациями составов. В оливинах и пироксенах из этих пород уста-

новлена более высокая железистость по сравнению с минералами из пород нижней расслоенной серии ( $f_{ol}=21.0-28.6\%$ ,  $f_{срх}=18.1-33.1\%$ ,  $f_{орх}=27.5\%$ ), в то же время плагиоклаз представлен преимущественно лабрадором ( $An_{45-60}$ ). Хромшпинелиды в них отсутствуют, сменяясь низкотитанистым магнетитом и ильменитом. Все породы верхней расслоенной серии характеризуются близким идиоморфизмом плагиоклаза, пироксенов и оливина.

Основными петрохимическими особенностями пород интрузива являются увеличение содержаний  $SiO_2$ ,  $CaO$  и уменьшение  $FeO^*$  в процессе кристаллизации (при уменьшении  $Mg\#$ ) при практически постоянных  $TiO_2$ . Это выражается в отчетливом троктолитовом (Ol-Pl) уклоне и может свидетельствовать об их принадлежности к единой магматической серии. При этом к наиболее характерным особенностям следует отнести общую недосыщенность кремнеземом ( $SiO_2 < 53.56\%$ ), высокую магнезиальность ультрабазитов и их плагиоклазовых разновидностей ( $MgO > 28\%$ ,  $FeO^*/MgO < 0.61$ ), высокую глиноземистость анортозитов ( $Al_2O_3$  до 28-30%) при низких содержаниях оксидов титана ( $TiO_2 < 0.64\%$ ), фосфора ( $P_2O_5 < 0.30\%$ ) и щелочей ( $Na_2O + K_2O < 0.99\%$ ).

Одной из основных геохимических особенностей пород Лукиндинского массива является их обедненность редкоземельными элементами. Содержания REE не превышают 10-ти кратных хондритовых норм, при этом, максимальные их концентрации отмечаются в породах нижней расслоенной серии. Для дунитов и плагиодунитов характерно слабо дифференцированное распределение лантаноидов ( $(La/Yb)_n = 0.98-3.14$ ). В габбро-анортозитах нижней серии резко снижаются содержания LREE ( $(La/Yb)_n = 6.9-7.8$ ) и проявляется положительная европиевая аномалия ( $Eu/Eu^* = 2.4-3.0$ ). Практически идентичный характер распределения лантаноидов установлен так же для габбро и габбро-анортозитов верхней расслоенной серии ( $(La/Yb)_n = 3.4-7.1$ ,  $Eu/Eu^* = 2.9-4.0$ ), однако, общий уровень нормированных содержаний лантаноидов в этих породах ниже.

Кроме отмеченного выше обеднения редкоземельными элементами основными геохимическими особенностями ультрамафит-мафитов являются их деплетированность в отношении большинства крупноионных литофилов (за исключением Sr и Ba) и высокозарядных элементов. Эти особенности характерны для базальтов островных дуг, от которых исследуемые базиты отличаются более низкими значениями всех элементов, за исключением Sr (рис.11).

Близость спектров распределения REE и малых элементов в породах Лукиндинского массива позволяет рассматривать их как дифференциаты единого магматического расплава, близкого по составу к недифференцированной мантии, при незначительном участии коровой составляющей.

Некоторое обогащение пород LREE может быть объяснено метасоматозом мантийного клина водными высококальциевыми флюидами с высокими содержаниями LILE и

низкими HFSE, отделенными при дегидратации субдуцирующей океанической литосферы. В пользу данного предположения свидетельствует и сходство распределения малых элементов в породах описываемого интрузива и массива Сейнав, образовавшегося в обстановке активной континентальной окраины (Леднева и др., 2000), от которого изучаемые базиты отличаются более высокими содержаниями Sr и низкими HFSE (рис.11).

Состав первичного расплава Лукиндинского массива отвечал меланотроктолиту, кристаллизация которого происходила при температурах 1520-1180°C, давлении около 6 кбар и активности кислорода, отвечающего буферу QFM (Балыкин, 2002).

К *триасовому* уровню ультрабазит-базитового магматизма в пределах Джугджу-ро-Станового супертеррейна относится становление Лучинского массива, а также Ильдеусского массива.

Возраст габброноритов Лучинского массива установлен в результате датирования U-Pb методом (по цирконам) и он составляет (248±1 млн. лет, рис.12).

Расслоенная серия *Лучинского* дунит-троктолит-габбрового интрузива разделена на три зоны: 1) нижнюю, сложенную дунитами, перидотитами и плагиодунитами; 2) среднюю - троктолитами, чередующимися с оливиновыми габбро, габбро, анортозитами и пироксенитами; 3) верхнюю - оливиновыми габбро с редкими горизонтами троктолитов и габброноритов. Разделение нижней и средней зон проведено по появлению в породах массива кумулятивного плагиоклаза. Верхняя зона отличается от средней повышенной железистостью и титанистостью пород и более железистым составом породообразующих минералов. Жильный комплекс интрузива представлен крупнозернистыми троктолитами, пироксенитами и габброноритами.

По соотношениям  $P_2O_5$ ,  $TiO_2$ ,  $MnO$  и  $K_2O$  габброиды Лучинского массива близки к базитам островных дуг. Одной из основных геохимических особенностей пород Лучинского массива являются низкие содержания в них редкоземельных элементов. Так для плагиодунитов нижней зоны характерны минимальные содержания REE и слабо дифференцированное их распределение ( $(La/Yb)_n=1.65-3.8$ ). Наличие Eu-аномалии ( $Eu/Eu^*=1.91-1.97$ ), обусловлено накоплением плагиоклаза в процессе фракционирования родоначального расплава. Для габброидов средней и верхней зон установлены более высокие содержания REE с отношением  $(La/Yb)_n=2.8-9.07$ , при отчетливом максимуме Eu ( $Eu/Eu^*=1.71-2.87$ ), что сближает их с базальтами островных дуг. Пироксенитам дайкового комплекса свойственен экстремально высокий уровень содержаний REE, при слабо дифференцированном их распределении ( $(La/Yb)_n=3.1$ ) и отрицательной Eu-аномалии ( $Eu/Eu^*=0.34$ ).

На спайдердиаграмме для пород Лучинского массива отмечаются максимумы для Ba, Sr и Eu и минимумы для Ta, Nb, Zr и Hf (рис.13), что характерно для магм генери-

рующихся из надсубдукционной мантии, от которых они отличаются пониженными содержаниями Rb, U, Th.

Отчетливое преобладание LREE ( $(La/Yb)_n=2.8-74.3$ ), а также конформность спектров распределения малых элементов и закономерное увеличение их содержаний с уменьшением степени основности позволяет полагать, что ультрамафиты и мафиты нижней, средней и верхней серий Лучинского массива являются дифференциатами единого пикробазальтового расплава.

По содержанию в базитах малых элементов они близки к аналогам субдукционных обстановок отличаясь от последних существенно более высокими содержаниями REE. Не исключено также, что обеднение тяжелыми лантаноидами было вызвано присутствием граната в мантийном источнике при генерации родоначального расплава, о чем могут также свидетельствовать высокие значения  $Ti/Y = 694-1330$ .

Касаясь изотопного состава Nd и Sr в рассматриваемых породах, можно отметить, что им свойственны достаточно древние значения модельных возрастов  $T_{Nd}(DM)=2.0$  млрд. лет ( $T_{Nd}(DM-2st)=1.8$  млрд. лет), отрицательное значение параметра  $\epsilon_{Nd}(T)=-9.6$  и сравнительно низкое начальное отношение  $I_{Sr}=0.70453$ . Такая величина  $\epsilon_{Nd}$  не может быть обусловлена значительной коровой контаминацией выплавов из астеносферной или плюмовой мантии. Эти изотопные данные также согласуются с выплавлением родоначального расплава из надсубдукционной деплетированной мантии.

К этому же этапу ультрамафит-мафитового магматизма вероятнее всего относится и формирование *Ильдеусского* верлит-габбрового массива (рис.1). В его составе преобладают верлиты, плагиоверлиты, перидотиты и их плагиоклазовые разновидности, в подчиненном количестве отмечаются габброиды. Вмещающими интрузив являются неоархейские (?) и условно мезоархейские (?) амфиболиты и гнейсы. В породах массива незначительно проявлены элементы расслоенности, выраженные чередованием пород, отличающихся по содержанию темноцветных минералов.

Ультрамафиты Ильдеусского массива характеризуются слабо дифференцированным распределением REE ( $(La/Yb)_n=0.87-1.69$ ,  $Eu/Eu^*=0.95-1.04$ ) при их общем содержании на уровне 2-4 хондритовых норм. В плагиоклазовых разновидностях появляется отчетливый европиевый максимум ( $Eu/Eu^*=3.27$ ), деплетирование  $Rb=1-3$  ppm,  $Sr=19-261$  ppm,  $Th=0.01-0.02$  ppm,  $Ta=0.01-0.05$  ppm,  $Hf=0.1-0.3$  ppm и незначительное обогащение  $Ba=10-71$  ppm (рис.14).

Габброидам интрузива свойственно преобладание LREE над HREE ( $(La/Yb)_n=7.41$ ) и слабо выраженный европиевый минимум ( $Eu/Eu^*=0.71$ ). Кроме этого им присуще деплетирование в отношении  $Th=0.06$  ppm,  $Rb=1$  ppm,  $Ba=95$  ppm,  $Sr=426$  ppm и HFSE:  $Nb=0.41$  ppm,  $Ta=0.14$  ppm и  $Hf=0.2$  ppm.

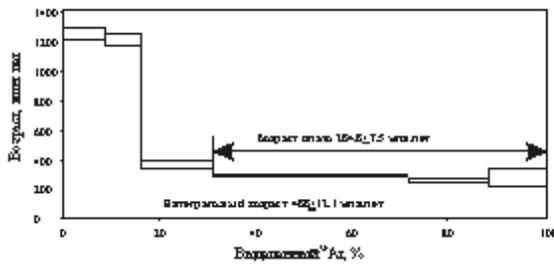


Рис. 10. Диаграмма изотопного  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  датирования по плагиоклазу (обр. С-3-84) при расчете по шпато

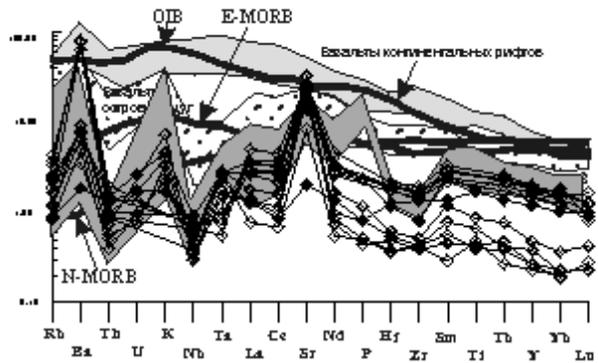


Рис. 11. Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donough, 1989) спектры распределения малых элементов в породах массива Лучинский. Поля типичных составов базальтов островных дуг, базальтов континентальных рифтов по (Великославинский, Глебовицкий, 2005). Состав N-MORB, E-MORB, OIB - по (Sun, Donough, 1989). Условные обозначения: 1 - ультрабазиты, 2 - пироксениты, 3 - габброиды; 4 - анортозиты

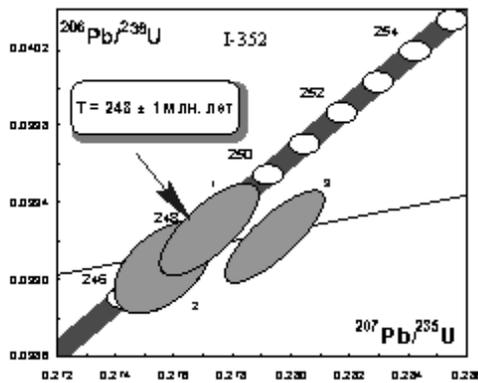


Рис. 12. Диаграмма с конкордией для цирконов из габброанорита Лучинского массива

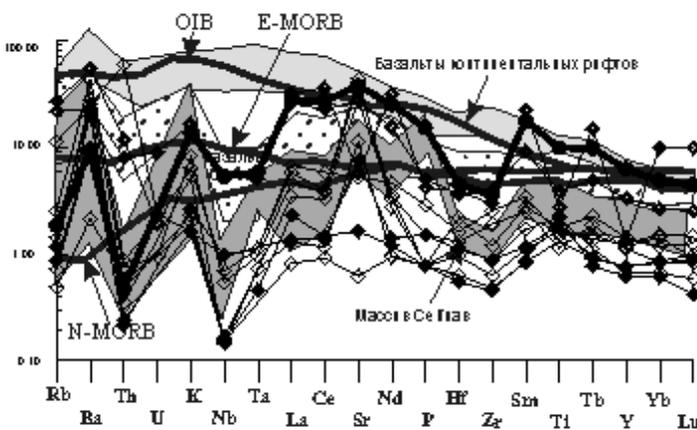


Рис. 13. Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donough, 1989) спектры распределения малых элементов в породах Лучинского массива. Условные обозначения см. рис.11: 1 - дуниты, плагиодуниты нижней расчлененной серии; 2 - пироксениты; 3 - габброиды средней и верхней расчлененных серий; 4- биотит-амфиболовый гнейс угутейской свиты

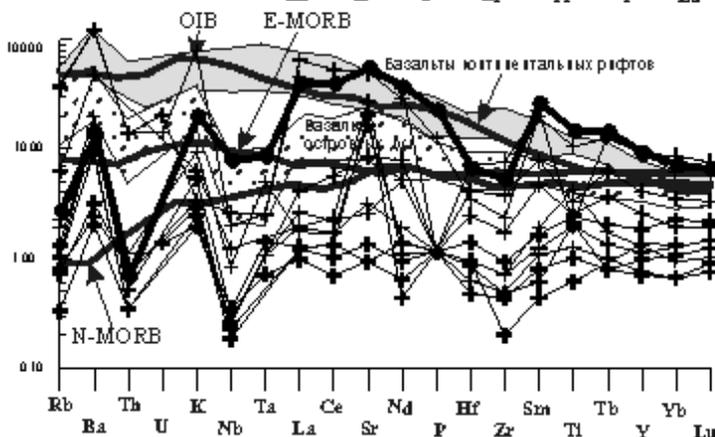


Рис.14 Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donough, 1989) спектры распределения малых элементов в породах Ильдеуского массива. Условные обозначения см. рис.11: 1 - вериты, плагиовериты, 2 - пироксениты, 3-габброиды

Максимальные содержания  $\Sigma\text{REE}=153\text{-}641$  ppm и их дифференцированное распределение REE ( $(\text{La}/\text{Yb})_n=1.31\text{-}8.16$ ) свойственно пироксенитам. Незначительный Eu минимум ( $\text{Eu}/\text{Eu}^*=0.71\text{-}0.92$ ), обусловлен участием плагиоклаза в процессе фракционирования родоначального расплава. Обогащение в отношении крупноионных литофилов и HFSE: Th до 0.8ppm, Rb=15 ppm, Ba=579 ppm, Sr=711 ppm, Nb=7.69 ppm, Ta=0.44 ppm, Hf=1.5 сближает их с базальтами N-MORB, от которых они отличаются более низкими значениями редкоземельных элементов.

Конформность спектров распределения малых элементов и закономерное увеличение содержаний большинства элементов с уменьшением степени основности позволяет полагать, что ультрабазиты, пироксениты и габброиды Ильдеусского массива являются дифференциатами единого магматического расплава. В то же время они характеризуются близким распределением REE и малых элементов с условно мезоархейскими (?) образованиями, от которых отличаются более низким уровнем содержаний.

Обобщая геохимические особенности ультрамафит-мафитов пермско-раннетриасового этапа, следует отметить, что их общими геохимическими особенностями являются слабое обогащение LREE, Sr, Ba, и деплетирование в отношении HREE, Th, Nb. По отношениям  $\text{Ti}/\text{Y} - \text{Nb}/\text{Y}$ ,  $\text{Nb}^*2\text{-Y-Zr}/4$ ,  $\text{Ti}/\text{Y-Zr}/\text{Y}$  базиты Лукиндинского, Лучинского и Ильдеусского массивов близки к базальтам островных дуг.

Формирование интрузивов происходило в обстановке активной континентальной окраины при субдукции океанической коры Монголо-Охотского палеоокеана под юго-восточную окраину Северо-Азиатского кратона, с которой также связано внедрение субдукционных диоритов токсско-алгоминского комплекса ( $238\pm 2$  млн. лет) (Сальникова и др., 2006).

Важно отметить, что возрасты формирования Лукиндинского и Лучинского массивов (285-248 млн. лет) близки возрасту формирования Селенгинского вулканоплутонического пояса, который по существующим геодинамическим построениям (Парфенов и др., 2003) в начале своего развития сопровождался субдукцией под окраину континента. Учитывая, что рассматриваемые массивы, также как и Селенгинский вулканоплутонический пояс, расположены вдоль южной и юго-восточной окраин Северо-Азиатского кратона имеются основания связывать их формирование с едиными процессами, происходившими в то время на окраине кратона.

Следующие два сближенных этапа ультрамафит-мафитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона приходятся на поздний триас-раннюю юру и позднюю юру. Изучение геохимических особенностей массивов этих этапов позволило сформулировать *третье защищаемое положение*:

**Позднетриасово-раннеюрский (228-203 млн. лет) этап ультрамафит-мафитового магматизма проявлен в пределах Джугджуро-Станового супертеррей-на габбровой и пироксенит-габброноритовой ассоциациями пород. Позднеюрский (159-154 млн. лет) этап ультрамафит-мафитового магматизма установлен в преде-**

лах Селенгино-Станового супертеррейна и представлен перидотит-вебстерит-габбровой и перидотит-габбро-монцодиоритовой ассоциациями. Породам обоих этапов свойственны двойственные геохимические особенности, обусловленные смешением субдукционных и внутриплитных характеристик. Формирование массивов данных ассоциаций происходило в обстановке трансформной континентальной окраины.

Позднетриасовому – раннеюрскому периоду магматической активности юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона соответствуют возраста формирования габброидов массивов Ульдегит и Чек-Чикан, установленные U-Pb методом по циркону и составляющие соответственно  $228 \pm 1$  млн. лет (рис.15) и  $203 \pm 1$  млн. лет (рис.16), расположенных в пределах Джугджуро-Станового супертеррейна.

Массив *Ульдегит*, расположен в Джугджуро-Становом супертеррейне. Его контакты с вмещающими породами дамбукинской серии и гранитами древнестанового комплекса тектонические (Геологическая..., 1999). В составе интрузива преобладают габбро, претерпевшие метаморфизм амфиболитовой фации.

Анализируя петрохимические особенности габброидов, следует отметить их очевидную двойственность. Определенная обогащенность пород  $K_2O$ ,  $TiO_2$ ,  $P_2O_5$ , при относительном дефиците  $Al_2O_3$  и феннеровский тренд дифференциации сближает их с базитами рифтовых зон или магматическими породами, сформировавшимися под воздействием плюмов (о-ва Гавайи, Исландия, Реюньон и др.) (Грачев, 1987). В то же время, низкие содержания в них MgO свойственны наиболее распространенному типу базальтов в островных дугах.

Распределение редкоземельных элементов в габброидах массива Ульдегит носит умеренно фракционированный характер  $(La/Yb)_n = 5.8-7.4$ , при отсутствии европиевой аномалии  $Eu/Eu^* = 0.96-1.12$ , что сближает их с базальтами океанических островов. В то же время в них отмечаются повышенные концентрации Rb (до 17 ppm), Ba (до 778 ppm), Sr (774 ppm) и относительное деплетирование Th (0.29-0.79 ppm), U (до 0.46 ppm), Ta (0.14-0.26 ppm), Nb (2-4 ppm) и Hf (до 0.88ppm), (рис.17).

Геохимические особенности габброидов, в частности соотношение в них Y, Nb, Zr и Ti свидетельствует о двойственности их характеристик. Так соотношения  $Y-Nb \cdot 2-Zr/4$  свидетельствуют об участии внутриплитного источника, а Nb/Y-Ti/Y близки к таковым в базальтах вулканических дуг.

Массив *Чек-Чикан* расположен в западной части Ларбинского блока. Вмещающими для массива являются метаморфические комплексы курультинской серии.

Преобладающими породами в составе массива Чек-Чикан являются габбронориты, амфиболовые габбро, габбро-анортозиты и анортозиты, в подчиненном количестве отмечены ортопироксениты и роговообманковые пироксениты. Следует отметить, что между вышеперечисленными разновидностями отмечаются плавные переходы, что по-

зволяет объединить их в единую серию. Породы интрузива в незначительной степени подверглись метаморфическим преобразованиям, максимальная степень которых проявлена в габброидах.

Габброидам массива Чек-Чикан свойственен достаточно высокий уровень содержания  $TiO_2 = 1.83-4.51\%$ ,  $K_2O = 0.35-1.05\%$ ,  $P_2O_5 = 0.30-1.36\%$ , что отличает их островодужных ультрамафит-мафитовых интрузивов Центрально-Азиатского складчатого пояса и сближает с базитами, связанных с пермтриасовым суперплюмом. При этом общее увеличение  $TiO_2$  и  $FeO^*$  при снижении  $Mg\#$  в процессе кристаллизации характеризует феннеровский тип дифференциации. Соотношение  $TiO_2$ ,  $MnO$ ,  $P_2O_5$  и  $K_2O$  в базитах с одной стороны близко к толеитам островных дуг, с другой – к обогащенным базальтам.

Распределение REE в пироксенитах характеризуется близхондритовыми нормированными отношениями  $((La/Yb)_n=0.54-1.13)$ , при незначительном дефиците европия  $Eu/Eu^*=0.77-1.00$ , что сближает данные образования с базальтами N-MORB. В то же время концентрации редкоземельных элементов в габброноритах находятся на уровне таковых в базальтах E-MORB, при незначительном преобладании LREE над HREE  $(La/Yb)_n=3.3-4.6$  и некотором избытке европия -  $Eu/Eu^*=1.42-1.75$ . В амфиболовых габбро и габбро-анортозитах содержания LREE увеличиваются практически до уровня базальтов океанических островов  $(La/Yb)_n$  до 12.9, при этом, европиевая аномалия практически нивелируется  $Eu/Eu^*=0.90-1.18$ . В целом, для амфиболовых габбро, габбро-анортозитов массива Чек-Чикан характерно обогащение такими элементами, как Rb (11-16 ppm), Ba (250-754 ppm), Sr (420-726 ppm, в наиболее глиноземистых разностях - до 1290), HREE, при относительном дефиците Th (0.08-1.14 ppm), U (0.05-0.36 ppm), Hf (0.6-1.1 ppm), Nb (6-17 ppm), Ta (0.18-0.88 ppm) и умеренных Zr (28-145 ppm), (рис.18). Приведенные выше результаты геохимических и петрохимических особенностей пород массива Чек-Чикан позволяют предполагать генетическое родство пироксенитов, габброноритов, амфиболовых габбро и габбро-анортозитов.

Основываясь на геохимических особенностях мафитов позднепермтриасово-раннеюрского этапа, а именно повышенных концентрациях LREE, Rb, Ba, Sr и низких - Th, Nb, Ta можно предположить, что их формирование связано с прекращением субдукции и последующем разрывом субдуцируемой пластины. В этом случае в образовавшуюся брешь поступило астеносферное вещество, что и привело к возникновению магм, по своим геохимическим характеристикам, несущим признаки как субдукционного происхождения, так и участия внутриплитных источников. Об участии обогащенного источника могут свидетельствовать отношения  $Y-Nb^*2-Zr/4$  и  $Ta/Yb-Th/Yb$ . В то же время соотношения  $Sr/Y-Y$  и  $Ybn - La/Ybn$ , аналогичные таковым в

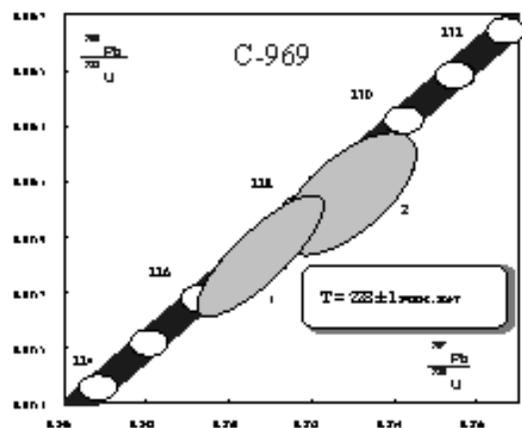


Рис.15. Диаграмма с конкордией для цирконов из габбро массива Ульдегит

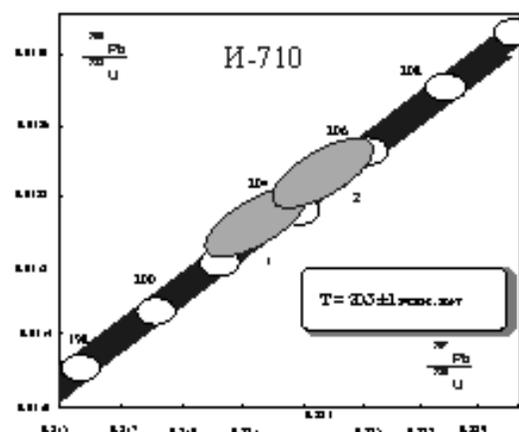


Рис.16. Диаграмма с конкордией для цирконов из габбронорита массива Чек-Чикан

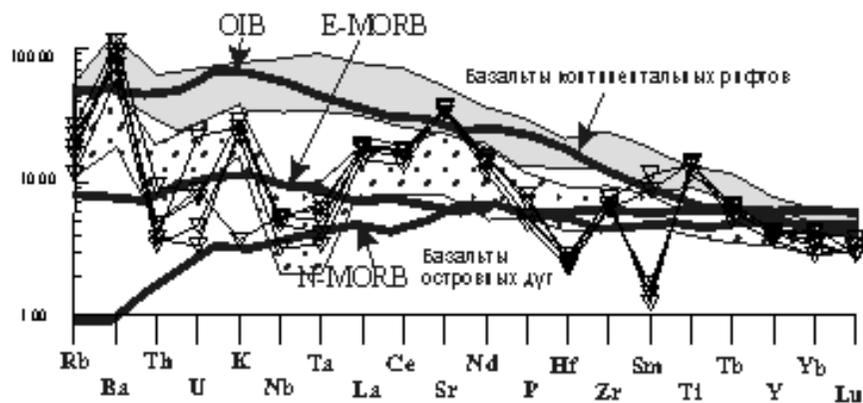


Рис. 17. Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donogh, 1989) спектры распределения малых элементов в габброидах массива Ульдегит. Поля типичных составов базальтов островных дуг, базальтов континентальных рифтов по (Великославинский, Глебовицкий, 2005). Состав N-MORB, E-MORB, OIB - по (Sun, Donogh, 1989).

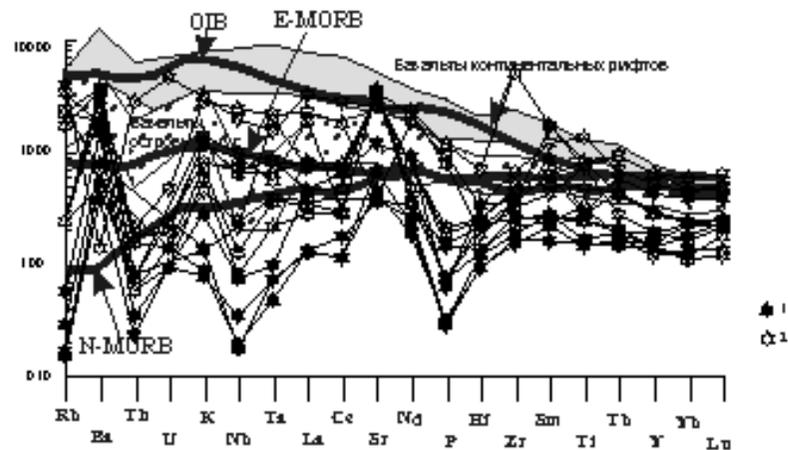


Рис. 18. Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donogh, 1989) спектры распределения малых элементов в породах массива Чек-Чикан. Условные обозначения см. рис. 11: 1 - пироксениты, 2 - габброиды;

адакитах. Образование последних, по мнению исследователей (Calmus at all., 2003; Polat, Kerrich, 2001) обусловлено: 1 - открытием астеносферного окна, связанного либо с субдукцией либо с разрывом субдуцируемой пластины в условиях аномально высокого температурного градиента; 2 – плавлением океанической коры в астеносферном окне; 3 – взаимодействием продуктов частичного плавления мантийных перидотитов с метасоматизированными амфиболсодержащими растворами.

Вышеперечисленные особенности, а именно смешение субдукционных и внутриплитных характеристик, позволяют предполагать, что формирование позднеэриасово-раннеюрских массивов Ульдегит и Чек-Чикан происходило в обстановке трансформной континентальной окраины.

Полученные геохронологические данные позволяют рассмотреть вопрос соотношения возраста формирования рассматриваемых массивов и иных магматических образований юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона. В частности, полученные данные, в первом приближении соответствуют раннемезозойскому этапу гранитоидного магматизма, проявленному в пределах этой структуры. Однако, рассматриваемые мафитовые массивы существенно моложе пермь – раннеэриасовых мафитовых интрузий, описанных выше, и они также моложе диоритов токско-алгоминского комплекса ( $238 \pm 2$  млн. лет) (Сальникова и др., 2006), для которых предполагается надсубдукционное происхождение. Кроме того, они обрадают весьма специфическими геохимическими особенностями, что может свидетельствовать о смене характера взаимодействия плит.

Следующий позднеюрский этап ультрамафит-мафитового магматизма проявлен в пределах Селенгино-Станового супертеррейна и представлен перидотит-вебстерит-габбровой и перидотит-габбро-монцодиоритовой ассоциациями, слагающими соответственно Веселкинский и Петропавловский массивы.

Возраста массивов, установленные U-Pb методом по циркону, составляют для кварцевого монцодиорита Петропавловского массива -  $159 \pm 1$  млн. лет (рис.19), а для роговообманкового габбро верхней расслоенной серии Веселкинского массива -  $154 \pm 1$  млн. лет (рис.20).

Позднеюрский Петропавловский массив расположен в Могочинском блоке (рис.1) и сложен верлитами, пироксенитами и их плагиоклазовыми разностями, габбро, щелочными габбро, габбро-диоритами и монцодиоритами. Вмещающими для интрузива являются позднеэриасовые гранитоиды тукурингского комплекса (Ларин и др., 2005).

Характерными петрохимическими особенностями верлитов, пироксенитов и габброидов являются их низкая магнезиальность и умеренная глиноземистость при относительно высоких содержаниях  $\text{SiO}_2$  (до 52.72%) и  $\text{TiO}_2$  (до 2.01%). Анализ поведения

петрогенных компонентов в габброидах Петропавловского массива показывает двойственность их характеристик. С одной стороны они близки к базальтам срединно-океанических хребтов, с другой – к обогащенному источнику.

Распределение REE в ультрабазитах и пироксенитах носит слабо дифференцированный характер ( $(La/Yb)_n = 1.2-4.3$ ) при слабой положительной аномалии Eu ( $Eu/Eu^*$  до 1.22). Следует отметить, что верлиты характеризуются минимальными содержаниями REE ( $\Sigma REE=12.28$ ), тогда как в габбро и монцодиоритах уровень концентраций лантаноидов значительно возрастает ( $\Sigma REE=104-133$ ).

Общими геохимическими особенностями пород массива являются обогащение LIL элементами: Rb (10-38 ppm), Ba (309-765 ppm), Sr (571-1341 ppm) и LREE, при умеренных содержаниях HFSE: Zr (до 205 ppm), Nb (3.48-7.48 ppm), Hf (0.78-1.76 ppm) и Ta (0.19-0.54 ppm) (рис. 21), что сближает их с базальтами вулканических дуг. В то же время высокие содержания в габброидах Sr, а также отношения Sr/Y и  $Y_{bn} - La/Y_{bn}$  позволяют предполагать участие обогащенного источника.

Близость распределения REE и малых элементов и повышение их общего количества от верлитов до кварцевых диоритов позволяет рассматривать породы, слагающие Петропавловский массив, как дифференциаты единого магматического расплава.

Основными петрохимическими особенностями пород Петропавловского массива является «совмещение» пород нормальной и субщелочной серий, при этом определяющими их геохимическими свойствами является существенное обогащение LREE, по сравнению с HREE, что приближает их к составам OIB и может быть обусловлено мантийным литосферным обогащенным источником. В целом породам рассматриваемого массива свойственны высокие содержания Rb, Ba, Sr, LREE, при существенном деплетировании Nb, Ta, Hf, Zr.

Позднеюрский Веселкинский массив расположен в Урканском (Амазаро-Гилуйском) блоке Селенгино-Станового супертеррейна, вблизи с Желтулакской шовной зоной (рис.1). Он представляет собой вытянутое в субширотном направлении тело и слагает обособленный блок среди условно неогарейских (?) образований гилуйского и гранитоидов тукурингского (?) комплексов. Ведущая роль в строении массива принадлежит перидотит-вебстерит-габброноритовой ассоциации пород.

Анализ разрезов массива позволяет выделить нижнюю и верхнюю расслоенные серии, разделенные сендвичевым горизонтом амфиболовых габбро. Большое количество петрографических разновидностей пород обусловлено различными соотношениями породообразующих минералов – оливина, орто- и клинопироксена, плагиоклаза.

Нижняя расслоенная серия сложена дунитами, лерцолитами, роговообманковыми перидотитами и их плагиоклазовыми разностями, пироксенитами (ортопироксенитами, оливиновыми клинопироксенитами, клинопироксенитами, вебстеритами), габброноритами, оливиновыми габбро, габбро. В основании ритмов наблюдаются ультрабазиты,

иногда с хромититовыми горизонтами, сменяющиеся вверх по разрезу амфиболовыми габбро, оливиновыми габбро и габброноритами.

Верхняя расслоенная серия представлена оливинитами, верлитами, габброноритами и плагиоклазовыми горнблендитами. В основании ритмов наблюдаются ультрабазиты или меланогаббро, сменяющиеся вверх по разрезу лейкократовыми монцогаббро, монцодиоритами и кварцевыми монцодиоритами.

Отличительной минералогической особенностью интрузива является присутствие трех пироксенов – ортопироксена, диопсид-авгита и пижонита. Подобные трехпироксеновые образования описаны в различных районах Алтае-Саянской складчатой области: массивах Демир-Тайга, Заоблачный в Восточном Саяне, (Изох, 1999) др. Присутствие трехпироксеновых парагенезисов характерно для высокожелезистых кумулятов расслоенной серии, формирование которых происходило при высокой  $f_{O_2}$ . Необходимо отметить, что для монцодиоритов также характерно присутствие трех пироксенов, что позволяет увязывать породы расслоенной серии с монцодиоритами в единую ассоциацию.

Петрохимическими особенностями пород изучаемого интрузива является их низкая магнезиальность и глиноземистость при относительно высоких содержаниях  $TiO_2$  (до 3.58%) и  $CaO$  (до 18.42%). По соотношению  $Mg\#-Al_2O_3$  они формируют оливин-плагиоклазовый тренд, обусловленный фракционированием оливина. В то же время по соотношению  $Mg\#-CaO$  для образований массива установлено два тренда кристаллизации – первый свойственен для дунитов и пироксенитов нижней расслоенной серии и выражается в закономерном увеличении содержаний  $CaO$  при снижении  $MgO$ . Второй образуют габброиды верхней расслоенной серии, для которых отмечается снижение содержаний  $CaO$  при уменьшении  $MgO$ .

Общими геохимическими особенностями пород нижней расслоенной серии являются относительно низкие содержания  $TiO_2=0.5-0.8\%$ ,  $Sr$  (74-130 ppm) (за исключением разностей с кумулятивным плагиоклазом),  $Ba$  (обычно <50 ppm),  $Nb$  (<0.7 ppm),  $Zr$  (<30 ppm), обеднение  $Co$  и  $Ni$  относительно примитивной мантии, но обогащение этими элементами относительно базальтов MORB, с отношением  $Ni/Co$  от 10-12 в пироксенитах, до 8-9 в габброидах.

Распределение REE в пироксенитах, вебстеритах и габброноритах характеризуется умеренной дифференцированностью при величине отношения  $(La/Yb)_n=3.9 - 4.7$ , которое достигает 7.4 в лейкократовых габброидах. В плагиоклазовых разновидностях отмечается слабая положительная европиевая аномалия  $Eu/Eu^*=1.25$ , тогда как составы других пород характеризуются слабым его дефицитом  $Eu/Eu^*=0.85-0.97$ .

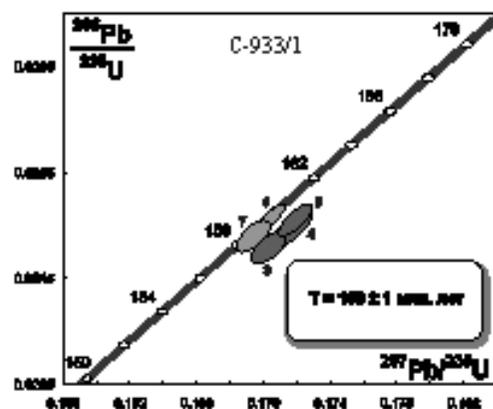


Рис.19. Диаграмма с конкордией для цирконов из кварцевого моноклиорита Петропавловского массива

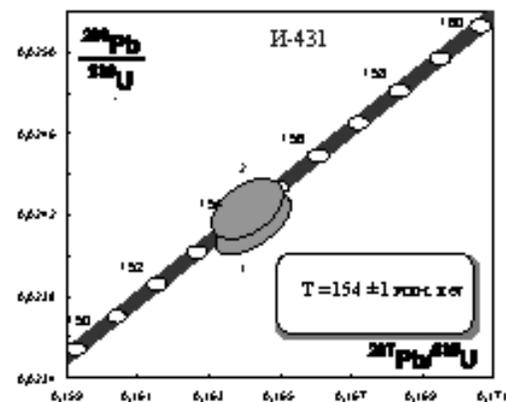


Рис. 20. Диаграмма с конкордией для цирконов из роговообманкового габбро Веселкинского массива

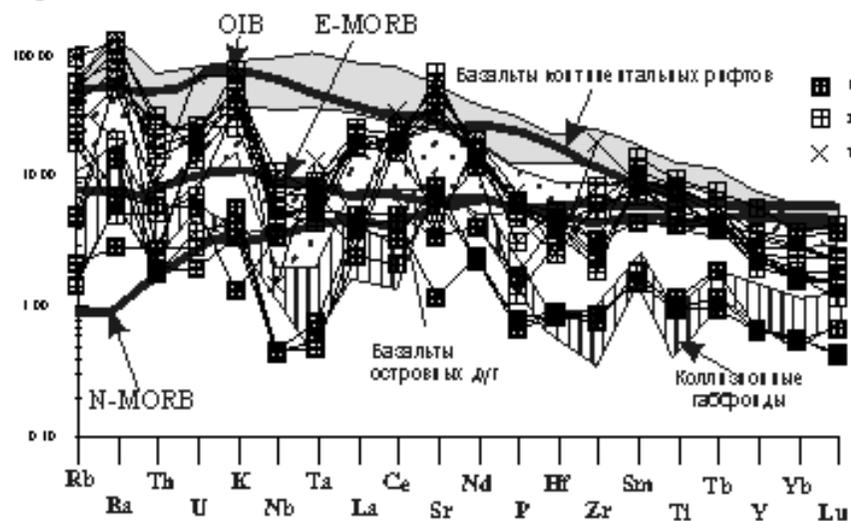


Рис.21. Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donogh, 1989) спектры распределения малых элементов в породах массива Петропавловский. Поля типичных составов базальтов островных дуг, базальтов континентальных рифтов по (Великославинский, Глебовицкий, 2005). Состав N-MORB, E-MORB, OIB - по (Sun, Donogh, 1989). Условные обозначения: 1 - пироксениты; 2 - габброиды; 3 - диориты.

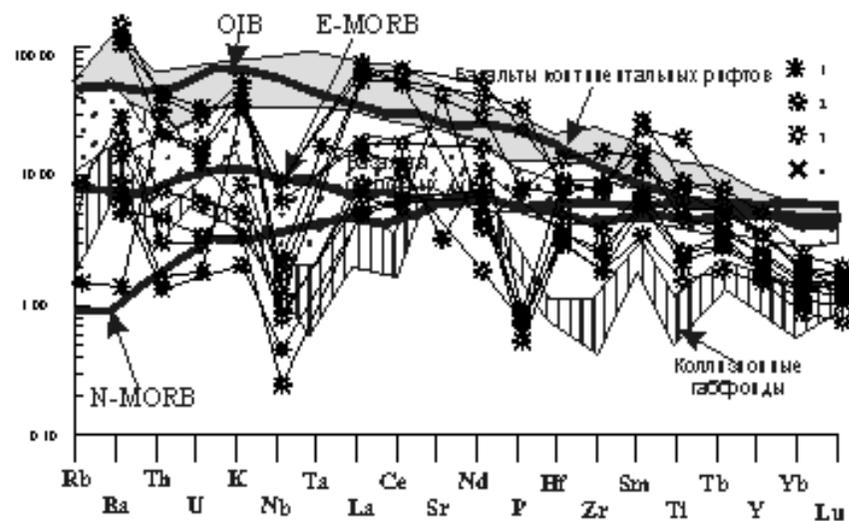


Рис. 22. Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donogh, 1989) спектры распределения малых элементов в породах массива Веселкинский. Условные обозначения: 1 - ультрабазиты; 2 - пироксениты; 3 - габброиды; 4 - диориты

Амфиболовым габбро верхней серии свойственна умеренная титанистость ( $\text{TiO}_2 = 1.1-2.1\%$ ), повышенная щелочность ( $\text{K}_2\text{O}+\text{Na}_2\text{O}=4.4-5.0$ ) вплоть до появления субщелочных габбро. Этим породам характерны высокие содержания Sr (780-1690 ppm), Ba (634-1170 ppm), LREE, умеренные концентрации Sc (30.17- 30.59 ppm), V (116-149 ppm), Cu (40-62 ppm), Nb (5.0-7.7 ppm), Zr (94-190 ppm), Hf (2.9-4.6 ppm). Для распределения REE установлена высокая степень дифференцированности ( $(\text{La}/\text{Yb})_n = 9.9-43.7$ ), что может свидетельствовать о высокой степени фракционирования исходного расплава.

Спектры распределения малых элементов в породах Веселкинского массива характеризуются отчетливыми максимумами Ba, Sr, LREE, при минимумах Nb, Ta, Hf, Zr (рис.22). В целом их график распределения подобен таковым в островодужных базальтах, за исключением ярко выраженных минимумов P и Sr.

Состав исходного расплава Веселкинского массива, рассчитанный методами средневзвешенного и геохимической термометрии отвечает субщелочному пикритоиду.

Возвращаясь к геохимическим особенностям пород Веселкинского массива нельзя не отметить их существенное обогащение LREE, по сравнению с HREE, что приближает их к составам OIB. В тоже время относительная истощенность в отношении таких элементов, как Nb, Ta, Zr, Hf сближает их с породами зон субдукции.

Обобщая геохимические особенности Петропавловского и Веселкинского массива, следует отметить, что соотношения  $\text{Y}-\text{Nb}^*2-\text{Zr}/4$ ,  $\text{Nb}/\text{Y}-\text{Ti}/\text{Y}$ ,  $\text{Y}-\text{Sr}/\text{Y}$  и  $\text{Ybn}-\text{La}/\text{Ybn}$  указывают на возможное участие обогащенного источника в формировании исследуемых пород.

Схожесть петрохимических и геохимических особенностей пород, слагающих Веселкинский и Петропавловский массивы, а также близкие значения возрастов этих массивов позволяет относить их к единому перидотит-габбро-монцодиоритовому комплексу, сформированному в обстановке трансформной континентальной окраины. При этом сходство петролого-геохимических характеристик ультрамафит-мафитовых массивов с субдукционными образованиями может быть обусловлено образованием их родоначальных расплавов частичным плавлением деплетированного надсубдукционного мантийного источника.

Касаясь полученных возрастов формирования Веселкинского и Петропавловского массивов, следует отметить, что данный этап ультрамафит-мафитового магматизма предшествовал внедрению гранитов позднестанового комплекса, для которого получены значения возраста  $138 \pm 4.8$  млн. лет (Ларин и др., 2001). Последние фиксируют завершающий этап регионального метаморфизма амфиболитовой фации (Ларин и др., 2006), природа которого еще не находит однозначной интерпретации.

Наиболее молодой этап ультрабазит-базитового магматизма реконструируется по формированию раннемеловых габброидов Верхнеларбинского массива, расположенного в Иликанском блоке Джугджуро-Станового супертеррейна. В его строении участвуют высококалиевые габброиды и кварцевые диориты, без признаков метаморфических преобразований, что позволяет сопоставлять их с породами габбро-монцодиоритовой формации. Вмещающими для массива являются образования джигдалинской свиты условно мезоархейского (?) возраста и гранитоиды тукурингрского комплекса. Для габброидов Верхнеларбинского массива, возраст габброидов которого, установлен U-Pb методом по циркону и составляет  $134 \pm 4$  млн. лет (рис.23).

Габброиды массива относятся к субщелочной калиевой серии ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5.91-7.47\%$ ;  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.2-0.4$ ) с низкими содержаниями титана ( $\text{TiO}_2 = 1.28-1.34\%$ ), магния ( $\text{MgO} = 3.20-4.71\%$ ,  $\#Mg = 31.1-36.1$ ) при высоких содержаниях  $\text{P}_2\text{O}_5$  (до 1.51%). На диаграмме  $\text{K}_2\text{O}-\text{SiO}_2$  их фигуративные точки попадают в поле пород шошонитовой серии. В процессе кристаллизации, в породах Верхнеларбинского массива с уменьшением магнезиальности увеличивались содержания  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , FeO и снижались  $\text{SiO}_2$ , MgO, CaO, что соответствует «феннеровскому» или толеитовому тренду дифференциации, при низком парциальном давлении кислорода (Грачев, 1987). Это сближает их с породами рифтовых зон (о-ва Гавайи, Исландия, Реюньон и др.) (Roger et al., 2000). В то же время по содержаниям  $\text{TiO}_2$ , MnO,  $\text{P}_2\text{O}_5$  и  $\text{K}_2\text{O}$  базиты соответствуют известково-щелочным базальтам задуговых бассейнов или щелочным базальтам островных дуг.

Распределению редкоземельных элементов свойственно значительное обогащение LREE, при отношении  $(\text{La}/\text{Yb})_n$  до 110-123 в габброидах, с отчетливо проявленной отрицательной европиевой аномалией  $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.65-0.80$ . Это сближает изучаемые породы с базальтами океанических островов (OIB) и базальтами континентальных рифтов, хотя уровень концентраций REE несколько ниже в кварцевых диоритах и значительно выше в габброидах. Кроме описанного выше обогащения LREE типичным для этих пород является сильное обогащение рядом некогерентных элементов: Rb (до 101 ppm), Ba (до 6519 ppm), Sr (1428 ppm), Zr (до 510 ppm). На спайдерграмме, нормированной к примитивной мантии, фиксируются положительные аномалии Ba, K, LREE, P, Zr и отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti, Sr. По своим геохимическим характеристикам породы массива обнаруживают сходство с базитами шошонитовой серии.

Следует отметить, что в габброидах наблюдается отчетливый минимум Sr, в то время как в кварцевых диоритах отмечается его максимум. Это может быть обусловлено комплементарностью пород массива и участием плагиоклаза в процессе фракционирования родоначального расплава.

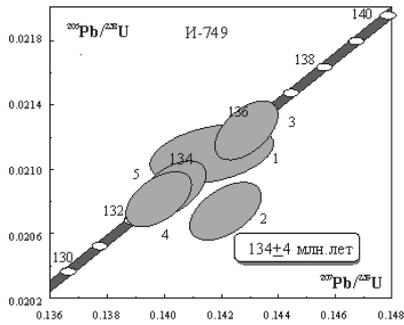


Рис. 23. Диаграмма с конкордией для цирконов из габбро Верхнеларбинского массива

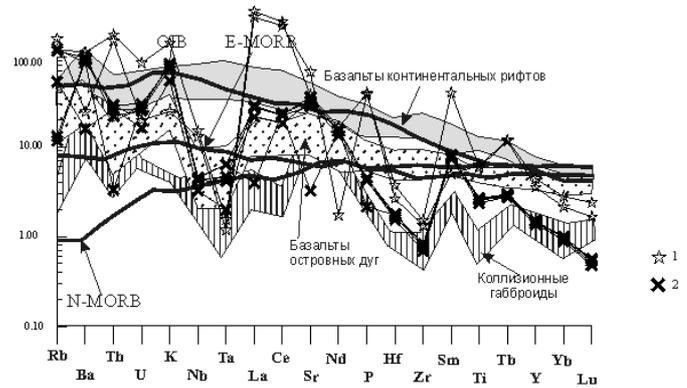


Рис. 24. Нормированные по примитивной мантии (Sun, Donough, 1989) спектры распределения малых элементов в породах массива Верхнеларбинский. Поля типичных составов базальтов островных дуг, базальтов континентальных рифтов по (Великославинский, Глебовицкий, 2005). Состав N-MORB, E-MORB, OIB - по (Sun, Donough, 1989). Условные обозначения: 1 - габброиды, 2 - кварцевые диориты.

Проанализировав основные геохимические характеристики габброидов и кварцевых диоритов нельзя не отметить их двойственность. Так, обогащение LREE, Sr, Ba и деплетирование в отношении Y, соотношения La/Ybn – Ybn, Sr/Y – Y близкие к таковым в адакитах, свойственны для образований активных континентальных окраин. В то же время на фоне общего высокого содержания REE и малых элементов, отмечается их умеренное деплетирование в отношении HFSE (рис.24), что наблюдается в зонах субдукции.

Согласно полученным геохронологическим данным возраст массива существенно моложе, чем возраст заключительного этапа регионального метаморфизма, проявленного в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, о котором упоминалось выше. Он также моложе гранитоидов тукурингского комплекса (142-138 млн. лет (Ларин и др., 2000, 2001, 2006)). С другой стороны, становление Верхнеларбинского массива древнее, чем внедрение эпизональных гранитоидных батолитов удско-зейского (тындынско-бакаранского) комплекса (127 млн. лет (Ларин и др., 2003))

### **Закономерности формирования оруденения, связанного с ультрамафит-мафитовыми и габбро-анортозитовыми интрузиями**

С ультрабазит-базитовыми и габбро-анортозитовыми массивами связаны крупнейшие месторождения медно-никелевых, железо-титан-апатитовых, платинометаллических и платиносодержащих хромитовых и титаномагнетитовых руд (Конников, 1978, Додин и др., 2003; Naldrett at all, 1990 и др.) Балтийского и Канадского щитов, Сибирской платформы, Австралии и др. (Медно-никелевые..., 1985; Кривенко и др., 1990; Маракушев, 2001). При этом определяющими факторами металлогенической специализации при образовании того или иного возможного типа магматического оруденения являются степень обогащения источника рудными элементами и процессы дифференциации, приводящие к их накоплению. В пределах Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона, на

основании установленных выше этапов ультрамафит-мафитового магматизма и оруденения, связанного с изученными массивами ультрабазит-базитов, можно выделить четыре основных металлогенических этапа: неoarхейский, палеопротерозойский, пермотриасовый и позднеюрский, изучение которых позволило сформулировать *четвертое защищаемое положение*:

**Габбро-анортозиты неoarхейских и палеопротерозойских ассоциаций юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона перспективны в отношении выявления платинометалльной минерализации, связанной с апатит-Fe-Ti и Cu-Ni-Co оруденением. С пермо-триасовыми дунит-троктолит-габбровыми интрузиями прогнозируется обнаружение медно-никелевых руд с сопутствующими платиноидами. В позднеюрских перидотит-вебстерит-габбро-монцонитовых массивах, можно ожидать выявление платинометалльного оруденения, связанного с хромитами.**

*Неoarхейский металлогенический этап* связан со становлением габбро-анортозитов Каларской ассоциации. В их пределах известны месторождения и многочисленные проявления титано-магнетитовых руд и апатита в габбро-анортозитах, проявления медно-никелевых руд в ультрабазитах или пироксенитах.

В пределах Куранахского массива выявлено несколько месторождений Fe-Ti-apatитовых руд наиболее крупными из которых являются Куранах и Большой Сэйим. В пределах Имангакитского массива установлены проявления медно-никелевых руд, одним из которых является проявление Баякит.

В пределах развития как Fe-Ti так и Cu-Ni минерализации установлены участки благоприятные для выявления сопутствующего платинометалльного оруденения. При этом потенциально благоприятные обстановки формирования платинометалльных месторождений определены наличием значительных по размерам габбро-анортозитовых массивов (площадью не менее 50-70 км<sup>2</sup>), что является необходимым (Платиноносность..., 1995; Додин и др., 2003) условием для создания практически значимых концентраций при дифференциации вещества в магматической камере.

Платинометалльная минерализация, связанная с Fe-Ti оруденением установлена в пределах участков Балтылах и Сайболах (Pt+Pd до 0.14 г/т). При этом для неё характерно преобладание Pt над Pd и высокий коэффициент корреляции между Pt и Ti (0.89). Следует отметить, что максимальные количества ЭПГ установлены в образцах с повышенными содержаниями S, Cu и Ni. Это может свидетельствовать о платиноносности сульфидсодержащей титано-магнетитовой минерализации. При этом по содержанию Pt и Cu изучаемое титано-магнетитовое оруденение сопоставимо с аналогичной минерализацией Пудожгорского массива, от которого отличается отчетливым минимумом Pd, нормированным по хондриту C<sub>1</sub> (Donough, Sun, 1995) при величине Pt/Pt\* = 7-18 (рис.25).

Платинометалльная минерализация, приуроченная к Cu-Ni оруденению участка Байкит, связана с перидотитами и пироксенитами, в которых установлена сингенетическая неравномерно вкрапленная, шлировая и гнездовая (до 20%) сульфидная минерализация с содержанием (Pt+Pd до 0.2 г/т). В большинстве образцов отмечается преобладание палладия над платиной ( $Pt/Pt^*=0.24-0.42$ ). Характер распределения ЭПГ сходен с установленным в известных платинометалльных месторождениях, таких как риф Меренского (Бушвельд) (Maier, Barnes, 1999) и др. от которых он существенно отличается по абсолютным значениям (рис.25).

Кроме вышеперечисленных типов платинометалльной минерализации в пределах Каларской группы массивов возможно выявление малосульфидных горизонтов в габбро-анортозитах и хромитсодержащих в ультрамафитах.

Наиболее интересным в отношении малосульфидного платинометалльного оруденения является участок Арбагасс, в габбро-анортозитах которого установлены образцы с содержаниями Pt+Pd до 0.23 г/т. Для данной минерализации характерно отчетливое преобладание Pd над Pt, Ir и Ru, что отражено «возрастающим» графиком нормированных по хондриту  $C_1$  содержаний этих элементов при величине  $Pt/Pt^*=0.07-0.89$ , где  $Pt^*=(Rh_n+Pd_n)/2$ .

Максимальные содержания палладия отмечаются в пробах с максимальными содержаниями меди при явном ее преобладании над никелем. Следует отметить, что спектр распределения Pt и Pd, нормированных по хондриту  $C_1$  (Donough, Sun, 1995) очень близок к спектрам массивов Стиллиутер (Додин и др., 2003) и Пудожгорский (Додин и др., 2003), от которых отличается более низкими значениями.

Для хромитсодержащих серпентинизированных дунитов участка Илин-Сала характерно преобладание Pt над Ru, Pd и Ir. В целом графики, нормированных содержаний ЭПГ (рис.25) имеют корытообразный облик и близки к офиолитам Омана. От типичных хромититов они существенно отличаются численными значениями и «восстающим» трендом в области Rh-Cu. Обращают на себя внимание отчетливо проявленные максимумы Pt ( $Pt/Pt^*=3.43-9.62$ ) и Cu ( $Cu/Cu^*=8.01-13.90$ , где  $Cu^*=(Au_n+Re_n)/2$ ).

По теории экстремальных состояний химических элементов ближайшими аналогами платины являются палладий и никель, которым характерны минимумы ионных радиусов и максимумы электросродства. Это отражает сильную индефферентность металлов к кислороду и максимальное сродство к сере (Маракушев, Безмен, 1992). Следует отметить, что особенности распределения ЭПГ в ультрамафит-мафитах, определяются сродством к сульфидной сере нарастающим в последовательностях Cr-Mn-Fe-Co-Ni, Mo-Te-Ru-Rh-Pd и W-Re-Os-In-Pt (Маракушев, 1979). В связи с этими свойствами элементов в расслоенных хромит или железо(титан) содержащих прослоях концентрируется преимущественно Pt (Os, Re), а Pd (Rh-Ru) свойственен более поздним никель-

содержащим сульфидам. Эти выводы наглядно подтверждены на примере образований Каларского массива с различной металлогенической специализацией.

Таким образом, в пределах Каларской габбро-анортозитовой ассоциации массивов установлено два типа оруденения Ti-Fe-apatитовое в габбро-анортозитах и Cu-Ni в перидотитах и пироксенитах. С вышеперечисленным оруденением возможно обнаружение платинометальной минерализации соответственно платиносодержащего титаномагнетитового и малосульфидного типов. При этом для Ti-Fe-apatитового оруденения установлен платиновый тип распределения ЭПГ, а для Cu-Ni – палладиевый. Не исключено выявление в пределах изучаемых массивов и малосульфидного платинометалльного оруденения.

*Палеопротерозойский металлогенический этап* представлен многочисленными Fe-Ti рудопроявлениями в габбро-анортозитах Джугджурской ассоциации и Cu-Ni-Pt рудопроявлениями Няндомы, Авланджинское и Одоринское, приуроченные к породам краевой перидотит-пироксенит-габбро-норитовой ассоциации (Соляник, 1999) лантарских анортозитов.

Рудопроявление Cu-Ni-Pt руд Няндомы представлено рудными телами массивной и брекчиевидной форм, в которых обнаружены минеральные фазы платиноидов (мончеитов, сперрилитов, платино-палладиевого теллурида) и золота. Отчетливое преобладание палладия над платиной в рудах рудопроявления Няндомы свойственно палладиевому типу распределения ЭПГ, что свойственно для сульфидного типа платинометалльного оруденения. Рудопроявление медно-никелевых платинометалльных руд Маймакан (Кэндэкэ) представлено пирротин-халькопирит-пиритсодержащими апатитильменит-титаномагнетитовыми оливиновыми габброидами с повышенным содержанием платиноидов (до 149 мг/т) (Лазаренков, 2001), Ni до 0.97%, Cu до 1.57%, Co до 0.24% (Приходько и др., 2009).

Рудопроявление Cu-Ni руд Богидэ представлено массивными и брекчиевыми пирротин-халькопирит-пирит-пентландитовыми рудами, с содержаниями Ni - 0.58-0.77%, Cu – 0.29-0.68% и Co – 0.095-0.14% (Приходько и др., 2009).

Массивные платиносодержащие сульфидные руды выявлены и в массиве *Кун-Манье*. Анализ закономерностей распределения содержаний Ni, Cu, Co, Pt+Pd указывает на повышение их содержаний с глубиной эрозионного среза интрузий ультрамафитов.

В пределах палеопротерозойской *Кенгурак-Сергачинской* ассоциации габбро-анортозитовых массивов установлено несколько рудопроявлений титано-магнетитовых руд (Скарновое и др). Кроме этого, по аналогии с Джугджурскими и Каларскими габбро-анортозитами здесь прогнозируется платиносодержащее титано-магнетитовое ору-

денение, учитывая повышенные содержание ЭПГ в пироксенитах, габброидах и анортозитах участков Виденовский, Колокतिकан и Орогжан.

Повышенные содержания ЭПГ в пределах участка Виденовский свойственны для титано-магнетитовых габбро (Pd до 0.29 г/т и Pt до 0.68 г/т при сумме Pd+Pt до 0.858 г/т) и сульфидных прожилков (Pt до 1.512 г/т, Pd до 0.24 г/т, Au до 0.1 г/т). Аналогичные Ti-Mt габбро с сульфидной вкрапленностью и повышенными содержаниями платиноидов (Pt+Pd=до 0.48 г/т), высокими фосфора, кобальта и никеля установлены на участках Колокतिकан и Орогжан (Pt+Pd=0.53 г/т).

Обобщая вышеприведенные данные по платиносодержащему оруденению Кенгурак-Сергачинской габбро-анортозитовой ассоциации можно сделать вывод об его приуроченности к сульфидсодержащим титано-магнетитовым габброидам и пироксенитам, для которых характерны также повышенные содержания Cu и Ni.

Как видно из рис. 26 пироксенитам и габброидам свойственны однотипные спектры распределения нормированных содержаний ЭПГ с хорошо проявленным минимумом Au ( $Au/Au^*=0.01-0.60$ , где  $Au^*=(Pd+Cu)/2$ ), за исключением сульфидного прожилка) и максимумом Pt ( $Pt/Pt^*=1.3-4.0$ ), что свойственно платиновому типу распределения ЭПГ. Отчетливый «восходящий» характер распределения ЭПГ в области Ni-Pt отличает оруденение Кенгурак-Сергачинской ассоциации от аналогов Каларской ассоциации и других известных массивов. Следует отметить, что содержания Pt и Pd в породах изучаемых массивов сопоставимы с таковыми в хромититах Австралии и рудных образованиях Пудожгорского массива.

Таким образом, обобщая вышеприведенные данные о рудоносности Каларской, Джугджурской и Кенгурак-Сергачинской габбро-анортозитовых ассоциаций можно выделить два основных типа минерализации – железо-титан-апатитовое и медно-никелевое. Выявленные типы оруденения по механизмам своего образования резко отличаются друг от друга, но чаще всего связаны с единым мантийным источником.

В пределах развития как Fe-Ti-апатитовой так и Cu-Ni минерализации Каларской, Джугджурской и Кенгурак-Сергачинской ассоциаций установлены участки с повышенными содержаниями ЭПГ. При этом поведение платиноидов на различных геохимических уровнях различно. Так для апатит-Fe-Ti оруденения характерно преобладание Pt над Pd, что свойственно платиновому типу распределения ЭПГ. В то же время для сульфидных Cu-Ni-Co руд установлено преобладание Pd над Pt, что свойственно палладиевому типу распределения ЭПГ.

Учитывая огромные масштабы проявления габбро-анортозитовых ассоциаций в пределах как Джугджуро-Станового, так и Селенгино-Станового супертеррейнов, здесь возможно выявление месторождений металлов платиновой группы связанных с апатит-Fe-Ti и Cu-Ni-Co оруденением.

*Пермско-раннетриасовый металлогенический этап* ультрамафит-мафитового магматизма в пределах юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона по времени совпадает с магматизмом, обусловленным субдукционными процессами и влиянием Сибирского суперплюма. Следует отметить, что при участии плюмов происходят сложные процессы, обусловленные взаимодействием глубинного мантийного магматизма с корой и литосферной мантией, что приводит к образованию значимых скоплений медно-никелевых руд и платиноидов. К триасовому металлогеническому этапу, обусловленному влиянием Сибирского суперплюма относятся образование платиноносных базальтов Норильского района (Додин и др., 1999), Cu-Ni – руд с ЭПГ в Южном Китае (Song at all, 2003), Монголии (Изох и др., 2006) и Вьетнаме (Glotov at all., 2004).

В пределах Джугджуро-Станового супертеррейна к этому этапу относится становление Лучинского, Ульдегит, Чек-Чикан, Ильдеусского, Утанакского и др. более мелких массивов, а в пределах Селенгино-Станового – Лукиндинского массива.

Следует отметить, что в пределах Лучинского и Ильдеусского массивов установлена Cu-Ni минерализация, формирование которой, вероятнее всего происходило одновременно или несколько позднее, чем становление вмещающих её ультрамафит-мафитов.

Анализ распределения сульфидной минерализации в породах *Лучинского интрузива* позволил разделить её три типа: 1) сингенетическую в дунитах, пироксенитах, оливиновых габбро и меланогаббро; 2) гнездово-прожилковую и шлировую в вебстеритах и габброноритах; 3) прожилковую в габброидах и вмещающих породах.

Исследование изотопного состава серы показало его обогащение легкими изотопами ( $^{32}\text{S}$ ). Из этого можно сделать вывод, что образование данного типа минерализации происходило при низких значениях фугитивности кислорода ( $f\text{O}_2$ ) и температуры, на завершающих стадиях дифференциации интрузива. В то же время по особенностям химического состава сульфидных минералов Лучинского массива, а именно: пирротинам, высокосернистым с относительно высокими содержаниями Ni до 1.64%; пентландитам с низкими значениями Fe, высокими Ni, Cu и S и очень высокими Co (до 8.48%) и халькопиритам с большими концентрациями железа и меди и относительно низкими серы, описываемые минералы наиболее близки к аналогам из верхних метагаббро и габбро-норитов Мончетундровского интрузива и верхних горизонтов дифференцированных интрузий.

В сульфидизированных вебстеритах *Ильдеусского интрузива* изотопный состав серы показывает её обогащение  $^{34}\text{S}$ . Этот факт свидетельствует либо о возможной сульфуризации пород, либо об образовании данной минерализации при высокой фугитивности кислорода ( $f\text{O}_2$ ). В любом случае это положительный фактор для возможной локализации сульфидных руд. Особенности распространения и химического состава

сульфидных минералов в породах Ильдеусского массива, в том числе высокие содержания Ni (до 6.73%) в пирротинах, относительно высокие концентрации Fe и низкие - Ni - в пентландитах, низкие значения Fe и Cu, но более высокие – Ni в халькопиритах позволяет предполагать более высокие температуры их образования относительно их аналогов из образований Лучинского массива, а следовательно принадлежность их к более глубоким горизонтам дифференцированной интрузии.

На основании геолого-геофизического и минералого-геохимического моделирования рудоносности Ильдеусского массива, установлены положительные критерии локализации в его пределах сульфидного Cu-Ni оруденения: залегание интрузива среди серу содержащих неоархейских (?) образований; геофизические аномалии минимальных значений электрического сопротивления; приуроченность массива к крупным региональным разломам – возможным концентраторам оруденения; выявление никельсодержащей сульфидной фазы в ультрабазитах с содержаниями Ni до 0.5%; обогащение изотопного состава сульфидной серы тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$ .

Проблема платиноносности сульфидной минерализации Лучинского и Ильдеусского массивов практически не изучена. Обобщение результатов анализов изученных образцов с повышенными содержаниями ЭПГ свидетельствует о преобладании Pd над Pt, при максимальных содержаниях Pd (0.101 г/т) в габброидах жильной серии Лучинского массива.

Анализ вышеприведенного материала позволяет предполагать, что перспективы платиноносности Лучинского и Ильдеусского массивов могут определяться возможным выявлением медно-никелевых руд с сопутствующими платиноидами.

Одним из наиболее ярких массивов, традиционно считающимся перспективным в отношении не только медно-никелевого, но большей частью платинометалльного оруденения малосульфидного и медно-никелевого типов является *Лукиндинский*, расположенный в пределах Селенгино-Станового супертеррейна.

Проведенными в разные годы исследованиями в массиве установлены многочисленные проявления сульфидной медно-никелевой, хромитовой, титано-магнетитовой и др. минерализаций, а также геохимические аномалии Au и Pt. Обращают на себя внимание низкие содержания никеля – 0.1-0.3%, кобальта и меди в сульфидном оруденении. Наибольшее среднее содержание Ni (до 1%) и Co (до 0.08%) установлено в зоне вкрапленных сульфидных руд - Сульфидной.

Изучение изотопного состава серы из разных сульфидных рудопроявлений Лукиндинского массива показало близость его к метеоритному стандарту ( $\delta\text{S}^{34} - 0.9-0.7\text{‰}$ ), поэтому образование значительного по масштабам сульфидной минерализации маловероятно, тем не менее в ассоциации с ней возможно выявление платинометалльного оруденения.

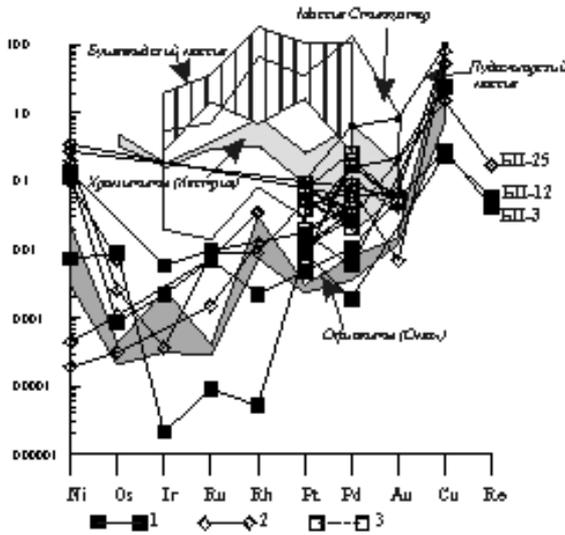


Рис. 25. Распределение ЭПГ в ультрабазитах Каларской ассоциации, нормализованные по хондриту С, (Donough, Sun, 1995), в сравнении с эталонными объектами.

Породы Каларского массива: 1 – хромитовые дуниты участка Илин-Сала (платиновый тип); 2 – сульфидно-вкрапленные минерализованные зоны участка Балкит (палладиевый тип); 3 – малосульфидная и титано-магнетитовая минерализация участка Арбагасс (палладиевый тип)

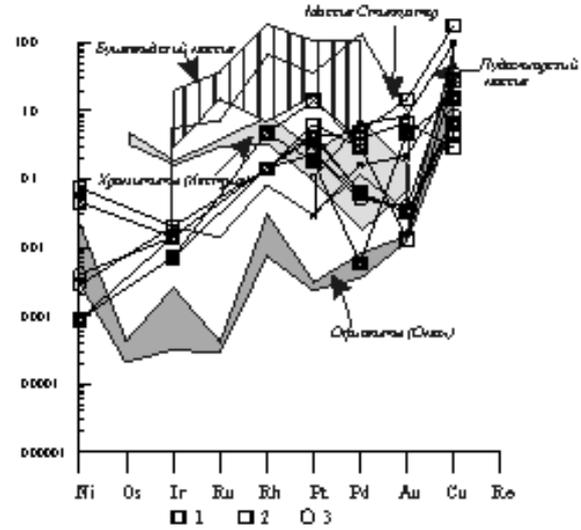


Рис. 26. Распределение ЭПГ в породах Кентурак-Сергачинской ассоциации, нормализованные по хондриту С, (Donough, Sun, 1995), в сравнении с эталонными объектами.

Условные обозначения: 1 – 2 породы Сергачинского массива: 1 - пироксениты; 2 - габброиды (платиновый тип); 3 - габброиды массива Орогжан (платиновый тип)

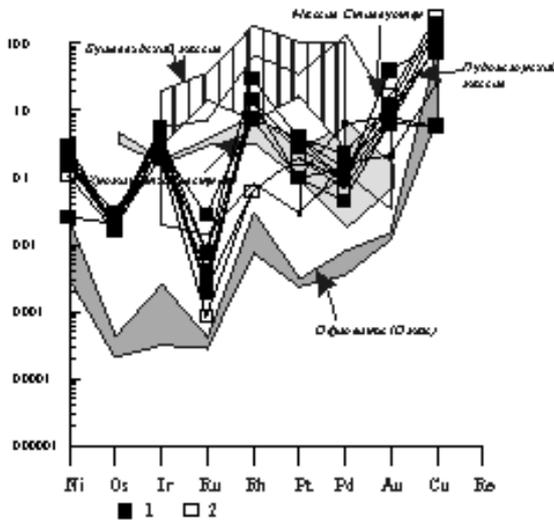


Рис. 27. Распределение ЭПГ в породах Лукинского массива, нормализованные по хондриту С, (Donough, Sun, 1995), в сравнении с эталонными объектами.

Породы Лукинского массива: 1 – дуниты, анортозиты (родневый тип); 2 – габброиды (платиновый тип)

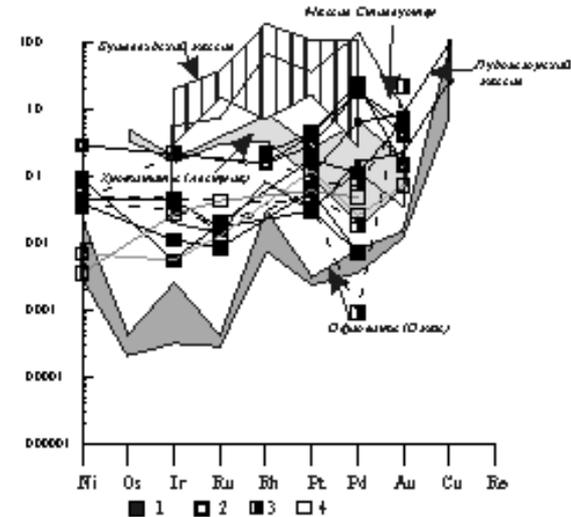


Рис. 28. Распределение ЭПГ в породах Веселинского массива, нормализованные по хондриту С, (Donough, Sun, 1995), в сравнении с эталонными объектами.

Породы Веселинского массива: 1 – дуниты, оливиниты, перцолиты (платиновый тип); 2 – ортопироксен-хромитовые кумулаты (палладиевый тип); 3 – пироксениты; 4 – габброиды

Так, повышенные содержания  $\Sigma$ ЭПГ установлены в сульфидизированных ультрамафитах и габброидах соответственно до 1.015 г/т и 0.858 г/т. Следует отметить, что в хромитсодержащих дунитах с сульфидной вкрапленностью преобладающим элементом платиновой группы является родий. При этом содержания Rh превышают количества Pt и Pd, с отношением  $Rh/Rh^*=3.7-28.9$  ( $Rh^*=(Ru+Pt)/2$ ). В то же время в габброидах количества Pt преобладают над остальными ЭПГ ( $Pt/Pt^*=2.6-5.6$ ).

Спектр распределения платиноидов, нормированных по хондриту  $C_1$  (рис.27), практически идентичен таковым в офиолитах Омана, от которых отличается значительно более высокими значениями.

Один из наиболее интересных участков, перспективных в отношении платинометалльного оруденения, связанного с Cu-Ni минерализацией, расположен в верхней части разреза интрузива, вскрытого в скважине С3. Здесь установлены оливиновые габбро с повышенными содержаниями платиноидов ( $\Sigma$ ЭПГ=0.708-0.858 г/т). Проанализировав данные по залеганию пород с отмеченными аномальными содержаниями ЭПГ автором был составлен вариант предполагаемого разреза интрузива с выделением участков благоприятных для локализации платинометалльного оруденения. Следует отметить, что его перспективы массива могут быть связаны и с выявлением малосульфидного типа, аналогичного платиноносному «риффу» Йоко-Довыренского массива. При этом основными ЭПГ могут быть родий и платина.

Интерес в отношении платинометалльной минерализации в настоящее время представляет *позднеюрский Веселкинский массив*. В его пределах установлены и подтверждены последующими исследованиями аномальные содержания платиновых металлов. Причем речь идет о двух типах платинометалльного оруденения: первый связан с хромититами с преобладанием платины над палладием, второй – сопутствующий медно-никелевой минерализации с преобладанием палладия над платиной.

Сингенетическая сульфидная минерализация характерна для пород нижней части разреза интрузива (дуниты, пироксениты, оливиновые клинопироксениты), где она представлена пирротинном, пентландитом, халькопиритом, миллеритом и кубанитом. По составу сульфидные минералы резко обеднены никелем, и обогащены медью относительно сульфидной минерализации Талнахского и Норильского интрузивов и наиболее близки по минеральному и химическому составу эпигенетическому оруденению Йоко-Довыренского массива. Отсутствие в составе пирротиннов никеля и присутствие в них меди позволяют предполагать, что в пределах обнаженной части Веселкинского интрузива, мы наблюдаем верхние горизонты сульфидного оруденения.

В пределах изучаемого массива, кроме медно-никелевой установлена и хромитовая минерализация, приуроченная к нижней части разреза. По составу хромшпинелидов ультрабазиты мало перспективны на обнаружение промышленного хромитового оруденения, но возможно нахождение, связанного с ними, платинометалльного оруденения.

Именно в хромитсодержащих дунитах установлены наибольшие содержания ЭПГ (до 5.73 г/т). Совместное нахождение хромитового и медно-никелевого оруденения наблюдается и в других известных расслоенных массивах и связывается с глубокой дифференциацией расплавов (Naldrett, 1989).

Анализ распределения содержаний ЭПГ, нормированных по хондриту  $C_1$ , позволил выделить два типа: палладиевый (А) и платиновый (Б) (рис.28). При этом график нормированных по хондриту содержаний ЭПГ, свойственный палладиевому типу распределения, характеризуется отчетливым обогащением тяжелыми платиноидами, по сравнению с легкими. Этот тип является преобладающим для клинопироксенитов, дунитов-оливинитов и габброидов Веселкинского массива.

Платиновый тип распределения характеризуется преобладанием Pt в отношении Pd и Rh, что выражено отчетливым максимумом на диаграмме. Он характерен для ортопироксен-хромитовых кумулатов изучаемого массива.

Таким образом в пределах Веселкинского массива можно ожидать выявление платинометального оруденения, связанного с хромитами в орто- и клинопироксенитах.

Анализ приведенного выше материала по металлогенической специализации пермотриасовых и позднеюрских ультрамафит-мафитов позволяет связать приуроченные к ним типы оруденения с обстановками континентальной окраины Северо-Азиатского кратона либо активной либо трансформной.

Обобщая вышеприведенные данные по рудоносности пермо-триасовых дунит-троктолит-габбровых и позднеюрских перидотит-вебстерит-габбро-монцонитовых интрузий можно прогнозировать связанные с ними соответственно медно-никелевые руды с сопутствующими платиноидами и платинометальное оруденение, связанное с хромитами.

### **Заключение**

Проведенные исследования геологического строения, минералогических, петрохимических и изотопно-геохимических особенностей ультрамафит-мафитовых массивов Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов позволили выделить в пределах указанных геологических структур несколько этапов ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма.

В рамках данного исследования существенно расширен перечень объектов, характеризующих неоархейский этап габбро-анортозитового магматизма. В частности получены данные о возрасте и геохимических особенностях пород, слагающих Хорогочинский и Маристый массивы.

Получены надежные геохронологические данные, позволившие обоснованно выделить в пределах восточной части Селенгино-Станового супертеррейна палеопротерозойский габбро-анортозитовый комплекс, представленный Кенгурак-Сергачинской группой массивов.

В результате целенаправленных геологических, геохронологических, минералого-

геохимических исследований показано, что многие "реперные" ультрамафит-мафитовые и габбро-анортозитовые массивы, традиционно считавшиеся докембрийскими, имеют палеозойский и мезозойский возраст. Эти данные позволили выделить несколько фанерозойских этапов ультрамафит-мафитового и габбро-анортозитового магматизма Джугджуро-Станового и Селенгино-Станового супертеррейнов, обусловленных различными процессами, происходившими вдоль континентальной окраины. В этой связи, полученные в результате данного исследования материалы, существенно уточняют существующие представления о геодинамической эволюции юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона.

Наконец, использованный в данной работе металлогенический анализ рассматриваемых магматических образований по "временным срезам" в сочетании с геодинамическим анализом может быть применен для разработки критериев прогнозирования и оценки возможных типов оруденения. Кроме того, полученные данные о возрасте магматических комплексов в совокупности с результатами исследования их потенциальной рудоносности, могут быть использованы при современных металлогенических построениях.

#### **Участие в монографии**

Платиноносность ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири. Богнибов В.И., Кривенко А.П., Изох А.Э. и др. – Новосибирск, 1995. – 151 с.

#### **Список основных работ, опубликованных по теме диссертации**

1. Ахметов Р.Н., **Бучко И.В.** Геологическое строение и платиноносность массива базитов кл.Веселого (Верхнее Приамурье) // **Тихоокеанская геология.**- 1995.- Т.14.- №3.- С.-53-59.
2. **Бучко И.В.** Распределение элементов платиновой группы в расслоенных ультрабазит-базитовых интрузиях Становой складчатой системы (на примере Веселкинского массива) // **Тихоокеанская геология.**- 2000.- Т. 19.-№2.-С.94-100.
3. **Бучко И.В.**, Зимин С.С., Октябрьский Р.А. Эволюция состава рудных минералов в процессе становления Веселкинского ультрабазит-базитового массива Среднего Приамурья // **Записки Всесоюзного минералогического общества.**-2000.-Ч.СХХIX.-№4.- С.29-36.
4. **Бучко И.В.** Медно-никелевое оруденение в ультрабазит-базитах Станового мегаблока южного обрамления Северо-Азиатского кратона. В кн. Поиски и разведка месторождений полезных ископаемых Сибири. Томск, 2000. С.25-35.
5. **Бучко И.В.**, Изох А.Э., Носырев М.Ю. Сульфидная минерализация ультрабазит-базитов Станового мегаблока // **Тихоокеанская геология.** 2002.-Т. 21.- №4.- С. 56-68.
6. **Бучко И.В.** Состав исходного расплава и магматического субстрата Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива (Приамурье) // **Тихоокеанская геология.** 2005.- Т.1.- С. 85-92.

7. **Бучко И.В.**, Сорокин А.А. Позднепалеозойская магматическая дуга северной окраины Аргунского террейна и связанное с ней золотое оруденение (Верхнее Приамурье) // **Геология и геофизика**. 2005. –Т. 46.- №6.-С.617-624.
8. **Бучко И.В.**, Кудряшов Н.М. Геохимические особенности расслоенных массивов восточной части Западно-Станового террейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // **Тихоокеанская геология**. 2005. -Т.24.- №2.- С.95-109.
9. **Бучко И.В.**, Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Яковлева С.З. Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона // **Доклады Академии Наук**. 2005.- Т.- 405.- №4. - С. 514-518.
10. **Бучко И.В.**, Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б., Сорокин А.А., Великославинский С.Д. Возрастные рубежи формирования мафитовых и ультрамафит-мафитовых комплексов Селенгино-Станового и Джугджуро-Станового супертеррейнов юго-восточного обрамления Сибирского кратона // «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Материалы научного совещания. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. –Т.1.-С. 38-40.
11. **Бучко И.В.**, Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Яковлева С.З. Палеопротерозойские габбро-анортозиты Селенгино-Станового супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона // **Доклады Академии Наук**. 2006. –Т. 407.- № 4. -С.502-505.
12. **Бучко И.В.** Платиноносность Каларского габбро-анортозитового массива // «Актуальные проблемы рудообразования и металлогении». Новосибирск, 2006. С.42-43.
13. **Бучко И. В.**, Сальникова Е. Б. Геохимические особенности ультрабазит-базитовых комплексов позднеюрского возраста Селенгино-Станового супертеррейна // **Известия ВУЗов Сибири**. Серия наук о Земле, 2006. -В. 9-10. -С. 50-52.
14. **Бучко И.В.**, Изох А.Э. Петролого-геохимические особенности Лучинского плагиодунит-троктолит-габбрового массива Джугджуро-Станового супертеррейна // **Известия ВУЗов Сибири**. Серия наук о Земле, 2006.- В. 9-10. -С. 52-55.
15. **Бучко И.В.**, Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ларин А.М., Яковлева С.З. Первые данные о возрасте и геохимии пород Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // **Тихоокеанская геология**. 2006.- Т. 25. -№ 2. -С.15-23.
16. **Бучко И.В.**, Изох А.Э., Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Котов А.Б., Яковлева С.З. Петрология позднеюрского ультрамафит-мафитового Веселкинского массива, юго-восточное обрамление Сибирского кратона // **Петрология**. 2007. -Т.15.- №3.- С.283-294.
17. **Бучко И.В.**, Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ларин А.М., Изох А.Э., Яковлева С.З. Возраст и геохимические особенности позднеюрских ультрамафит-

- мафитовых массивов Селенгино-Станового террейна южного обрамления Северо-Азиатского кратона // **Геология и геофизика**. 2007. -№12.- С.1321-1333.
18. **Бучко И.В.**, Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Сорокин А.П., Котов А.Б., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и геохимические особенности ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // **Доклады Академии Наук**. 2007. -Т.413. -№ 5.- С.651-654.
19. **Бучко И.В.**, Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Плоткина Ю.В. Высокотитанистые габброиды западной части Джугджуро-Станового супертеррейна: возраст и тектоническая позиция // «Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту)». Иркутск: ИЗК СО РАН, 2008. -Т.1. –В.6.- С. 49-50.
20. **Бучко И.В.**, Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Возраст и тектоническая позиция Кенгурак-Сергачинского габбро-анортозитового массива (Селенгино-Становой супертеррейна южного обрамления Сибирского кратона) // **Стратиграфия. Геологическая корреляция**. 2008.- Т.16.- №4.-С.3-13.
21. **Бучко И.В.**, Сорокин А.А., Изох А.Э., Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Возраст и происхождение раннемезозойского ультрамафит-мафитового Лучинского массива (юго-восточное обрамление Сибирского кратона) // **Геология и геофизика**. 2008. -№8.- С.754-768.
22. **Бучко И.В.** Минералогические и петрологические особенности ультрабазит-базитовых массивов Брянтинского блока (юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона) // **Записки Российского Минералогического общества**. 2008. - №4. -С.1-19.
23. **Бучко И.В.**, Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Сорокин А.П., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З., Плоткина Ю.В. Возраст и тектоническое положение Хорогочинского габбро-анортозитового массива (Джугджуро-Становой супертеррейн) // **Доклады Академии Наук**. 2008. -Т.423. -№ 2. -С.238-242.
24. **Бучко И.В.**, Сорокин А.А. Петрохимические, геохимические особенности и вопросы генезиса габброноритового массива Чек-Чикан, юго-восточное обрамление Северо-Азиатского кратона // **Тихоокеанская геология**. 2009.-Т 28.- №6. -С.55-64.
25. **Бучко И.В.**, Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Триасовый этап ультрамафит-мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // Тектоника и глубинное строение Востока Азии. VI Косыгинские чтения. Доклады всероссийской конференции 20-23 января 2009 г. Хабаровск. Хабаровск: Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, 2009. С. 160-163.

26. **Buchko I.V.**, Sal'nikova E.B., Larin A.M., Kotov A.B., Sorokin A.A., Velikoslavinsky S.D. Timing of Pre-cambrian gabbro-anorthosites in the Stanovoy mobile belt (Eastern Siberia) // **Geochim. et Cosmochim. Acta**. 2009. -V.73. -Iss.13. -Suppl.1.-P.A170.
27. **Бучко И.В.**, Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Сорокин А.А., Котов А.Б., Великославинский С.Д. Этапы проявления ультрабазит-базитового магматизма юго-восточного обрамления Северо-Азиатского кратона // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии, 2-4 июня, 2009 г., Санкт-Петербург. Т. 1. СПб: ЧП Каталкина, 2009. С. 90-92.
28. **Buchko I.V.**, Sorokin A.A., Palesky S.V. Distribution of the platinum group elements in the Mesozoic ultramafic-mafic massifs of the Dzhugdzhur-Stanovoy superterrane ((southern rim of the North Asian craton) // International Symposium «Large Igneous Provinces of Asia, mantle plums and metallogeny». Novosibirsk, Russia, 6-9 august 2009. Novosibirsk, 2009. – P. 54-57.
29. **Бучко И.В.**, Сорокин А.А., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Кудряшов Н.М. Позднемезозойские постколлизийные высококальциевые габброиды Джугджуро-Станового супертеррейна // **Доклады Академии Наук**. 2010. -Т.431. -№ 3. -С.238-242.
30. **Бучко И.В.**, Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Великославинский С.Д., Сорокин А.П., Плоткина Ю.В. Высокотитанистые габброиды западной части Джугджуро-Станового супертеррейна: возраст и тектоническая позиция // **Геохимия**. - 2010. №6.-С.1-4.
31. **Бучко И.В.**, Сорокин А.А., Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Ларин А.М., Изох А.Э., Великославинский С.Д., Яковлева С.З. Триасовый этап ультрамафит-мафитового магматизма Джугджуро-Станового супертеррейна (южное обрамление Северо-Азиатского кратона) // **Геология и геофизика**. - 2010 (в печати).
32. **Бучко И.В.**, Сорокин А.А. Первые данные по благороднометалльной геохимии Карларского габбро-анортозитового массива // **Тихоокеанская геология**. 2010. № 6.

