

отдельных частей разреза, и глубиной основных границ в земной коре, а также разуплотнение земной коры в центральной части Латвии (Рухну-Лимбажское мегадро) [18], могут указывать на существование источника компенсационных тектонических движений в земной коре и верхней мантии Балтийского региона. Однако, в регионах, удаленных на сотни километров от центра ледниковой нагрузки, причина таких тектонических движений пока еще остается дискуссионным вопросом [17, 19].

ЛИТЕРАТУРА

1. Bogdanova S. Eurobridge: Palaeoproterozoic Accretion of Sarmatia and Fennoscandia. // EUROPROBE News. 2000. №.13. P. 7-9.
2. Ветренников В.В. Латвийский океан – предтеча континента. // Наука и техника. 1988. № 5. С. 10-12.
3. Анкудинов С.А., Брио Х.С., Садов А.С. Глубинное строение земной коры на территории республик Прибалтики по данным сейсморазведочных работ ГСЗ. // Белорусский сейсмологический бюллетень. 1991. N 1. С. 111-117.
4. Kozlovskaya E.G., Karataev G.I., Yliniemi J., 2001. Lithosphere structure along the northern part of EUROBRIDGE in Lithuania; results from integrated interpretation of DSS and gravity data. // Tectonophysics. 2001. V.358. №. 1-4. P. 97-120.
5. EUROBRIDGE'95 seismic working group, Yliniemi J., Tiira T., Luosto U., Komminaho K., Giese R., Motuza G., Nasedkin V., Jacyna J., Seckus R., Grad M., Czuba W., Janik T., Guterch A., Lund C-E., Doody J.J. EUROBRIDGE'95: deep seismic profiling within East European Craton. 2001. V. 339. №.1-2. P. 153-175.
6. Аксаментова Н.В. Тектоника фундамента. Структурно-формационные комплексы кристаллического фундамента. // Тектоника запада Восточно-Европейской платформы. Минск: Наука и техника, 1990. С. 13-16.
7. Апирубите Р.А., Данкевич И.В., Емельянов Г.И., Каратаев Г.И., Пашкевич И.К. Районирование запада Восточно-Европейской платформы по генетическим типам земной коры. // Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Наука и техника, 1993. С. 62-63.
8. Каратаев Г.И., Пашкевич И.К., Гири Р.Е. Геофизические характеристики генетических типов земной коры. // Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Наука и техника, 1993. С. 54-62.
9. Гири Р.Э. Сравнительный анализ генетических типов земной коры, рельефа и тектоники фундамента Белорусско-Прибалтийского региона. // Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Наука и техника, 1993. С. 70-87.
10. Каратаев Г.И., Пашкевич И.К., Гири Р.Е., Русецкая Л.С. Рельеф и глубинность поверхности Мохоровичича в регионе. // Геофизические модели земной коры Белорусско-Прибалтийского региона. Минск: Наука и техника, 1993. С. 37-43.
11. Хотько Ж.П. Глубинное строение территории Беларуси и Прибалтики по данным геофизики. Минск, 1974. 92 с.
12. Garetsky R., Levkov E., Schwab G., Karabanov A., Aizberg R., Garbar D., Kockel F., Ludwig A.O., Lukke-Andersen H., Ostaficzuk S., Palienco V., Sim L., Sliampa A., Sokolowski J., Stackebrandt W. Main Neogeodynamic features of the Baltic Sea depression and adjacent areas. // Technika poszukiwan geologicznych. Geosynoptyka i geotermia. 1999. №.1 (195). P.17-27.
13. Никулин В.Г. Сейсмичность территории стран Балтии. // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Петрозаводск: Карельский НТЦ РАН, 2007, книга 1. С. 364-368.
14. Маловичко А.А., Габсатарова И.П., Чепкунас Л.С., Старовойт О.Е. Инструментальные сейсмологические наблюдения на Восточно-Европейской платформе. // Землетрясения и микросейсмичность в задачах современной геодинамики Восточно-Европейской платформы. Петрозаводск: Карельский НТЦ РАН, 2007, книга 1. С. 14-66.
15. Nikulin V. Preliminary results of isostatic conditions estimation of Earth crust in Latvia // Eurobridge Workshop, LIG, Abstracts, Vilnius. 1997. P. 56-58.
16. Nikulin V. Correlation between isostatic anomalies and neotectonic movements in Latvia. // Tehnika Poszukiwan Geologicznych. Geosynoptyka i Geotermia. Krakow. 1999. № 1 (195). P. 68-76.
17. Husebye E.S., Mantyniemi P. The Kaliningrad, west Russia main shock on the 21st of September 2004 – a discussion about its possible triggering mechanism. // Kaliningrad earthquake September 21, 2004. Abstract. Tartu. 2005. P. 17-19.
18. Любалин В.Д. Глубинная структура Латвии, палеодинамический анализ и оценка современной геодинамической обстановки. // Отечественная геология. 1996. №. 12. С. 27-33.
19. Stewart I.S., Sauber J., Rose J. Glacio-seismotectonics: is sheets, crustal deformation and seismicity. // Quaternary Science Reviews. 2000. V. 19. №. 14-15. P. 1367-1389.

ТИПОМОРФНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ВОЛОШСКОЙ ПЛОЩАДИ АРХАНГЕЛЬСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ

Нуриева Е.М., Лопатин О.Н., Разяпова Д.Р.

Казанский государственный университет, г. Казань, Evgeniya-Nurieva@yandex.ru

Волошская площадь Архангельской алмазоносной провинции с позиции региональных критериев прогнозирования отвечает практически всем признакам нового алмазоносного района. Площадь расположена в западной части Шенкурского кратона (возраст кристаллического основания 2,7-3,5 млрд. лет) в зоне расчленения его мощной зоной глубинных разломов субширотного простирания. В геофизических полях Волошская площадь проявля-

ется специфическим сочетанием значений гравитационного и магнитного полей. В аллювиальных отложениях известны единичные находки минералов-спутников алмаза (преимущественно пиропов и хромдиопсидов), находка алмаза известна примерно в 60 км от восточной границы площади. Восточнее, в пределах Устьянской морфоструктуры, количество пиропов, установленных в аллювиальных отложениях, составляет сотни тысяч. Предлагаемая работа выполнена по материалам шлихового опробования, проведенного в Архангельской области на территории Волошской площади. Целью работы явилось изучение кристаллохимических особенностей гранатов методом адсорбционной оптической спектроскопии.

МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ГРАНАТОВ

Размер зерен гранатов в основном составляет – 2+1 мм, единичные зерна имеют размер – 4+3 мм. Исследуемые зерна гранатов, при визуальном описании, представлены различными цветовыми оттенками: желто-оранжевые, бледно-розовые, розовые, красные, лиловые (фиолетовые) в тонах различной интенсивности (от светлой до темной). Желто-оранжевые гранаты относятся к первой группе, бледно-розовые и розовые – ко второй группе, красные – к третьей группе, лиловые (фиолетовые) – к пятой группе [3, 4]. Визуальное разделение гранатов по различным группам цветности позволяет предварительно разделить гранаты эжлогитового и метаморфического генезиса (1 и 2 группы) и гранаты ультраосновного генезиса (3 и 5 группы). По степени сохранности исследуемые зерна гранатов представлены расколотыми зернами и обломками, с частично сохранившейся первичной поверхностью и осколками зерен, целиком оформленными только сколовыми поверхностями. Данные гранаты относятся ко второй и третьей группе соответственно. При визуальных и микроскопических наблюдениях гранаты по форме зерен представлены округло-овальной и обломками неправильной угловатой и изометричной формы, которые объединены во вторую и третью группу гранатов соответственно. Для зерен розовых и желто-оранжевых гранатов округло-овальной формы характерна блестящая гладкая поверхность. Гранаты с такой поверхностью объединяются в первую группу. Такой тип поверхности позволяет говорить о ксеногенном и, вероятно, метаморфогенном генезисе. Зерна гранатов с ямчато-бугорчатой поверхностью, которая сформирована совокупностью слегка вытянутых округлых или чечевицеобразных впадин, объединены в третью группу. Такой тип поверхности типичен для кимберлитовых гранатов пурпурно-красного и лилового цветов и обусловлен образованием серповидных и округлых выколов в процессе их гидротермального коррозионного растрескивания.

Минералы группы гранатов относятся к островным силикатам с общей кристаллохимической формулой $R_3^{2+}R_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$, где $R^{2+} = \text{Mg, Fe, Mn, Ca}$, $R^{3+} = \text{Al, Fe, Cr, Mn, Ti}$. Структура гранатов составлена тетраэдрами $[\text{SiO}_4]$ и октаэдрами $R^{3+}\text{O}_6$, связанными между собой вершинами в каркас. Двухвалентные катионы R^{2+} располагаются в полостях каркаса и окружены восемью ионами кислорода, занимающими вершины координационного полиэдра, имеющего форму сильно искаженного куба [2, 6].

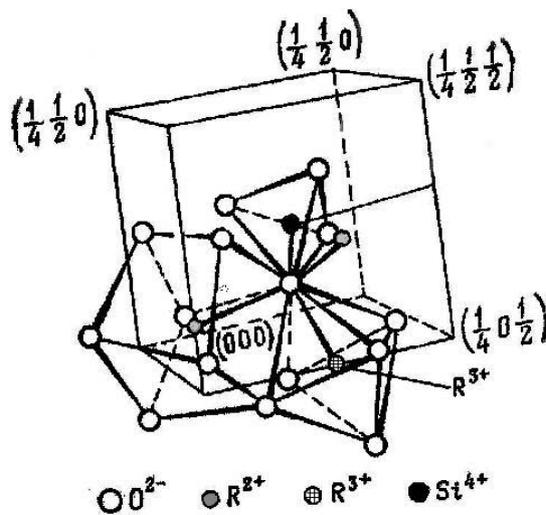


Рис. 1. Фрагмент кристаллической структуры граната, $R_3^{2+}R_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$

ОПТИКО-СПЕКТРОСКОПИЧЕСКОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ГРАНАТОВ

Оптико-спектроскопические исследования проводились в лаборатории оптической спектроскопии Казанского государственного университета. Записывались оптические спектры поглощения в диапазоне длин волн от 400 до 800 нм при комнатной температуре с шагом 2 нм на специализированной оптико-спектроскопической установке на базе микроскопа МИН – 8, монохроматора МДР-2 и управляющего компьютера.

Анализ имеющихся литературных данных [1, 5, 6], посвященных кристаллохимическим особенностям гранатов показал, что природа окраски гранатов обусловлена присутствием в их структуре хромофорных ионов Fe^{2+} , Fe^{3+} , Mn^{2+} и Cr^{3+} .

Оптические спектры поглощения лиловых (фиолетовых) гранатов (рис. 2а) характеризуются широкой полосой поглощения в инфракрасной области, связанной с присутствием $\text{Fe}^{2+}_{\text{VIII}}$, изоморфно замещающего Mg^{2+} в восьмивершинниках структуры граната. В спектрах отмечается широкая полоса поглощения в ультрафиолетовой области, обусловленная присутствием $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$, изоморфно замещающего Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры граната. Кроме того, имеются полосы поглощения, обусловленные присутствием $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ в октаэдрических позициях (476 нм), $\text{Fe}^{2+}_{\text{VIII}}$ в восьмивершинниках структуры граната (490, 512 нм) и $\text{Cr}^{3+}_{\text{VI}}$ в октаэдрической позиции (426, 558 нм) [4, 5].

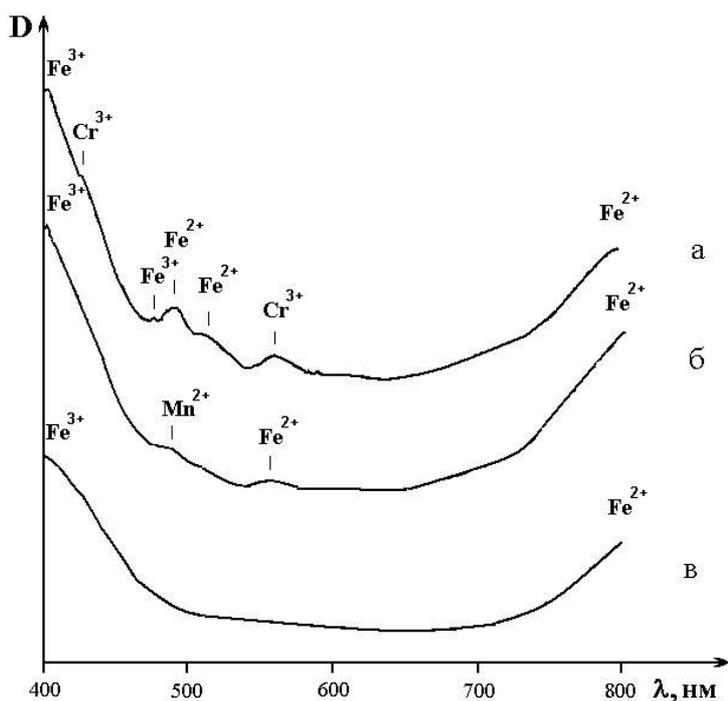


Рис. 2. Оптические спектры поглощения гранатов

Оптические спектры поглощения желтовато-красных гранатов (рис. 2.б) характеризуются аналогичными, как и у лиловых (фиолетовых) гранатов широкой полосой поглощения в инфракрасной области, связанной с присутствием $\text{Fe}^{2+}_{\text{VIII}}$, изоморфно замещающего Mg^{2+} в восьмивершинниках структуры граната, а также широкой полосой поглощения в ультрафиолетовой области, связанной с присутствием $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$, изоморфно замещающего Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры граната. Кроме того, имеются полосы поглощения, обусловленные присутствием $\text{Mn}^{2+}_{\text{VIII}}$ в восьмивершинниках структуры граната (488 нм) и $\text{Fe}^{2+}_{\text{VIII}}$ в восьмивершинниках структуры граната (556 нм) [4, 5].

Спектры розовых гранатов (рис. 2в) характеризуются широкой полосой поглощения в инфракрасной области, связанной с присутствием $\text{Fe}^{2+}_{\text{VIII}}$ изоморфно замещающего Mg^{2+} в восьмивершинниках структуры граната, а также широкой полосой поглощения в ультрафиолетовой области, связанной с присутствием $\text{Fe}^{3+}_{\text{VI}}$ изоморфно замещающего Al^{3+} в октаэдрических позициях структуры граната.

Результаты оптико-спектроскопического исследования гранатов Волошской площади Архангельской алмазоносной провинции позволяют разделить оптические спектры поглощения на три группы. Первая группа – лиловых (фиолетовых) и красных гранатов, природа окраски которых обусловлена входением в структуру хромофорных ионов Fe^{2+} , Fe^{3+} и Cr^{3+} ; вторая группа – желтовато-красных и желтых гранатов, природа окраски которых обусловлена входением в структуру хромофорных ионов Fe^{2+} , Fe^{3+} и Mn^{2+} ; третья группа – розовых гранатов, окраска которых обусловлена входением в структуру хромофорных ионов Fe^{2+} и Fe^{3+} . Наличие тех или иных хромофорных ионов позволяет сделать вывод о том, что первая группа гранатов относится к гранатам ультраосновного (предположительно, кимберлитового) генезиса, а вторая и третья группы – к гранатам эцлогитового (ультраметаморфического) генезиса.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бахтин А.И., Горобец Б.С. Оптическая спектроскопия минералов и руд и ее применение в геологоразведочных работах. – Казань, Изд-во Казанского Университета, 1992. – 233 с.
2. Брэгг У. Л., Кларингбулл Г. Ф. Кристаллическая структура минералов – М.: МИР, 1967. – Т. 1. – 390 с.
3. Захарова Е.М. Атлас минералов россыпей. – М.: ГЕОС, 2006. – 276 с.
4. Кудрявцева Г. П., Посухова Т. В., Вержак В. В., Веричев Е. М., Гаранин В. К., Головин Н. Н., Зуев В. В. Атлас Морфогенез алмаза и минералов-спутников в кимберлитах и родственных породах Архангельской кимберлитовой провинции. – 1-е изд. – М.: Полярный круг, 2005. – 624 с.
5. Мацюк С. С., Зинчук Н. Н. Оптическая спектроскопия минералов верхней мантии. – М.: ООО «Недра-Бизнес-центр», 2001. – 428 с.
6. Платонов А. М., Таран М. Н., Балицкий В. С. Природа окраски самоцветов. – М.: Недра, 1984. – 196 с.

ШАЛКАРСКОЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЕ 26 АПРЕЛЯ 2008 ГОДА

Огаджанов В.А., Чепкунас Л.С., Габсатарова И.П.

Геофизическая служба РАН, г. Обнинск, ozhva@mail.ru, luba@gstras.ru, ira@gstras.ru

Землетрясение 26 апреля 2008 г. в 13^h 14^m произошло вблизи оз. Шалкар Западно-Казахстанской области Республики Казахстан, в нескольких километрах от населенных пунктов Шалкар и Рыбцех, примерно в 100-150 км от границ Самарской, Саратовской и Оренбургской областей Российской Федерации. Наиболее крупный населенный пункт республики Казахстан – г. Уральск находится примерно в 70 км к северу.