

Для них характерен бастнезит-колумбит-цирконовый состав, а также присутствие апатита и монацита. Форма выделения циркона и колумбита весьма своеобразная (см. рисунок).

Генетически подобные руды могут быть связаны с щелочными породами. Возможно с описанными ранее на данной территории небольшими дайками щелочных сиенитов.

### Литература

1. Васильев Н.В., Удоратина О.В., Зарайский Г.П. Фенгиты ниобиевых рудопроявлений Урала./ V Всероссийское совещание Минералогия Урала-2007. Миасс. 2007. (в печати).

2. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье издание). Лист Р-40 (Североуральск). Объяснительная записка. СПб.: Изд-во картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. 332 с.

3. Калиновский А.В., Суханов Н.В. Щелочно-карбонатные редкометалльные метасоматиты на севере Урала //Рудоносные, рудные и нерудные формации Урала: Информ. Материалы. Свердловск, 1985. С. 90–91.

4. Никулова Н.Ю., Удоратина О.В. Литохимическая диагностика метасоматитов в ордовикской толще севера Урала: Турупьинское месторождение / Вестник Института геологии Коми НЦ УрО РАН, 2007 №2. С. 9–14.

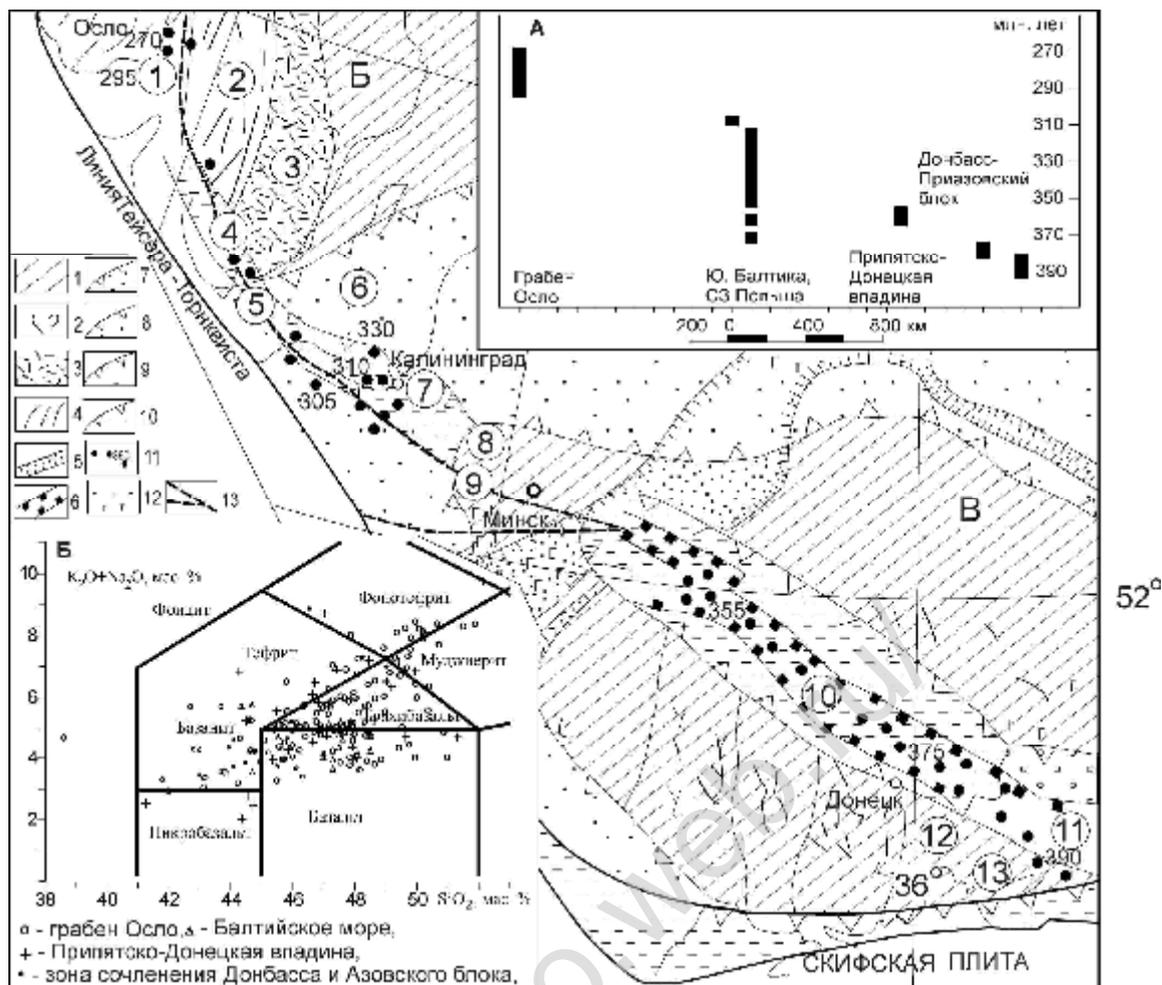
5. Удоратина О.В. Минералы щелочно-карбонатных метасоматитов (рудопроявление Б.Турупья, Северный Урал) / Геохимия, петрология, минералогия и генезис щелочных пород: материалы всероссийского совещания. Научное издание. Миасс: ИМин УрО РАН, 2006. С. 264–267

## БАЗАЛЬТОИДЫ БАЛТИКИ – ВОЗМОЖНОЕ СВЯЗУЮЩЕЕ ЗВЕНО МЕЖДУ МАГМАТИЗМОМ ГРАБЕНА ОСЛО И ПРИПЯТСКО-ДОНЕЦКОГО АВЛАКОГЕНА (ГЕОХИМИЯ, ГЕНЕЗИС, ЭВОЛЮЦИЯ)

*Харин Г.С., Ерошенко Д.В.*

*Атлантическое отделение института океанологии им. П.П.Ширшова РАН, Калининград  
[ioran@atlas.baltnet.ru](mailto:ioran@atlas.baltnet.ru)*

При поисках нефти в ЮВ Балтике и на территории Прибалтики скважинами были вскрыты силлы, дайки и покровы щелочных и субщелочных базальтоидных пород [1, 8, 10]. Первоначально сейсморазведчики приняли их за рифовые массивы, поэтому тела базальтоидов были детально оконтурены на дне Балтики. Залегают они среди терригенных отложений силура, ордовика и кембрия. В СВ Польше отмечены покровы базальтовых лав на эродированной поверхности силурийских осадков, которые перекрываются пермскими отложениями. В СЗ Польше дайки секут отложения карбона. Мощность силлов, перебуренных скважинами на дне Балтики, до 25 м. Глубины залегания от 1672 до 2539 м. Площадь распространения около 5500 км<sup>2</sup>. Возраст базальтоидов по данным К-Аг метода варьирует от 305 до 335 млн. лет. Из керна скважин Д1-1, С7-1, С8-1 отобраны образцы и проведены петрографические, химические и геохимические анализы. Выполнено около 20 силикатных анализов, 4 анализа редких и РЗЭ методом ICP-MS, определение возраста 3-х образцов К-Аг методом. На диаграмме  $K_2O+Na_2O/SiO_2$  базальтоиды Балтийского моря довольно компактно расположились на полях базанитов, тефритов, трахибазальтов и базальтов, с существенным преобладанием последних (Рис.1). Базальтоиды большей частью афировые и редкопорфиоровые. Фенокристы представлены плагиоклазом (An 60-75), таблитчатой, короткопризматической и овальной формы, иногда корродированные и замещенные по краям ортоклазом. Основная масса офитовая, тонкозернистая, стекловатая с лейстами плагиоклаза, реликтами мелких кристаллов оливина, ортопироксена, клинопироксена и акцессорий (апатита, циркона, сфена). Обильны (до 15%) скелетные зерна ильменита и титаномагнетита. Вторичные преобразования проявились в замещении оливина



**Рис.1. Тектоническая схема юго-запада Восточно-Европейской платформы и положение проявлений щелочно-базальтоидного магматизма. По [3] с изменениями и дополнениями.**

1 – щиты и раннедокембрийские массивы, перекрытые маломощным чехлом осадков, 2 – раннедокембрийские комплексы зеленокаменных поясов, 3 – вулканоплутонические пояса, 1600-1700 млн. лет, 4 – Дальсландский складчатый пояс, 800-1000 млн. лет (Свеконорвежская зона), 5 – рифейские авлакогены, 6 – девонские авлакогены, 7 – рифейский осадочный чехол, 8 – венд-палеозойский осадочный чехол, 9 – верхнепалеозойский осадочный чехол, 10 – мезо-кайнозойский осадочный чехол, 11 – средне- и верхнепалеозойские щелочные базальтоиды, ультраосновные-щелочные интрузии, кимберлиты, карбонатиты. 12 – докембрийские траппы, 13 - предполагаемые продолжения линии Карпинского. Б – Балтийский щит, У – Украинский щит, В – Воронежский массив. Цифры в кружочках: 1 – грабен Осло, 2 – Свеконорвежский блок, 3 – Готский вулканический пояс, 4 – базальтовые поля и дайки Южной Швеции, 5 – Приборнхольмский грабен, 6 – Балтийская синеклиза, 7 – Прегольский и Айсмарский грабены, 8 – Центрально-Белорусская седловина, 9 – Валожинский грабен, 10 – Припятско-Донецкая впадина, 11 – Донбасс, 12 – Орехово-Павлоградская зона, 13 – Приазовский блок. Вставки: А – изменение возраста базальтоидов по линии Карпинского от Донбасса и Приазовского блока до грабена Осло, Б – диаграмма  $(K_2O+Na_2O)-SiO_2$  для базальтоидов Балтики, грабена Осло, Припятско-Донецкой впадины и зоны сочленения Донбасса с Приазовским блоком.

и клинопироксена тонкозернистыми агрегатами серпентина, актинолита, талька, биотита и хлорита. Плагноклаз серицитизирован и пелитизирован. Титаномагнетит замещен гидрогетитом. Отмечаются реликты биотита, замещенного мусковитом. Минералогические данные свидетельствуют о щелочном составе базальтоидов, по данным пересчета химических анализов в них содержится нормативный нефелин. По соотношению легких и тяжелых РЗЭ, La/Sm, Ce/Y базальтовые магмы Балтики выплавлялись из гранатовых

перидотитов на глубине 120-150 км. По тектоническим признакам они связываются с незавершенным окраинно-континентальным рифтогенезом [10].

В размещении базальтоидных полей Балтики и Прибалтики присутствует закономерность – их возраст омолаживается с ЮВ на СЗ провинции. Если в СВ Польше и на Ю Литвы отмечаются дайки диабазов с возрастом до  $370 \pm 12$  млн. лет, то в СЗ Польше их возраст 308-310 млн. лет, а на юге Швеции  $316 \pm 7$  млн. лет [1]. Большой разброс значений абсолютного возраста, видимо, надо объяснять не только вторичными преобразованиями базальтоидов, но и естественной разновременностью их становления. В этой связи возникает вопрос о соотношении базальтоидного магматизма Балтики и Прибалтики с магматическими провинциями Припятско-Донецкой впадины (ПДВ) и грабена Осло (Рис. 1). Если магматизм ПДВ более древний (верхнедевонский), то магматизм грабена Осло более молодой (верхнекарбоновый-нижнепермский). Базальтоиды Балтики и Прибалтики являются как-бы звеном, соединяющим 2 названные магматические провинции, которые изучены несравненно лучше, чем Балтийская провинция.

В грабене Осло выделено несколько стадий развития грабена и эволюции магматизма [7]. 1 - стадия погружения (до 300 млн. лет); 2 – (300-295 млн. лет), массовые трещинные излияния базальтоидов, сформировалось лавовое поле толщиной до трех километров. На Ю-В грабена изливались щелочные пикриты, оливинные нефелиниты, мелилититы, тефриты. На С-З они замещаются субщелочными оливинными базальтами, гавайитами, муджиеритами, трахибазальтами; 3 - (295-275 млн. лет), излияния латитов и трахиандезитов (ромбен-порфиры); 4 - (275-240 млн. лет), вулканизм центрального типа с лавами смешанного состава, причем вулканы с течением времени смещались на север. Сформировались кальдеры и батолиты промежуточного состава, вплоть до гранитного; 5 - (<240 млн. лет), внедрение магматических даек разного состава. Литосфера под грабеном утонена по сравнению с окружающими докембрийскими блоками Балтийского щита. На глубине от 20 до 32 км вдоль оси грабена сейсмикой и гравикой зафиксировано мощное (12 км) высокоскоростное и высокоплотное ( $3.12 \text{ г/см}^3$ ) тело, которое уходит под восточный и западный борты грабена. Оценки [7] показывают, что это крупное тело с массой  $3.75 \times 10^{20}$  г длительное время охлаждавшееся, сложено ультраосновными и габброидными кумулятивными породами, образовавшимися при дифференциации базальтоидного расплава.

Припятско-Донецкая впадина является одной из наиболее примечательных тектонических структур Восточно-Европейской платформы, входящей в «знаменитые линии Карпинского» [5, с. 42]. Примечательность этой структуры (длина около 1500 км, ширина до 250 км) подчеркивается многочисленными проявлениями позднедевонского магматизма, в том числе и трубок взрыва, не только в самом авлакогене, но и на соседних блоках Украинского щита и Воронежского массива. Магматическая деятельность началась на востоке и в зоне сочленения Донбасса с Приазовским блоком. Здесь выявлены проявления щелочно-ультраосновного, щелочно-базальтоидного магматизма и кимберлитовые трубки с возрастом от 370 до 390 млн. лет [6]. Вулканомагматические образования аналогичного состава, но более молодого возраста (354-365 млн. лет) встречены во многих скважинах ПДВ [2, 4, 12]. В Припятской впадине выявлены трубки взрыва с эксплозивными породами щелочно-ультраосновного состава со щелочными пикритами, мелилититами и ультраосновными фойдитами, разнообразными щелочными базальтоидами. Наиболее активный магматизм наблюдался в С-З части Днепровско-Донецкой впадины. Здесь образовались толщи вулканитов мощностью до 2.7 км и выявлено более 20 вулканических центров. Проявились 2 главные фазы вулканизма: позднефранская и позднефаменская. Характерно омоложение магматических процессов вдоль ПДВ с юго-востока на северо-запад. В пределах ПДВ выделены 4 магматические формации: 1 – базальт-долеритовая, 2 – щелочных базальтоидов и фонолитов, 3 – трахибазальт-трахиандезит-трахилипаритовая, 4 – меланефелинитов, щелочных ультрамафитов, фельдшпатоидных габброидов и карбонатитов. Наиболее древняя из них базальт-долеритовая, преимущественно развита в низах франкского яруса. В верхах этого яруса и в фаменском ярусе она последовательно сменяется

трахиандезитами и трахилипаритами. Таким образом в ПДВ как и в грабене Осло намечается временное и пространственное замещение толеитового магматизма щелочным. Это, очевидно, было связано с кристаллизационной дифференциацией в достаточно больших магматических камерах базальтоидного расплава и с периодической подпиткой глубинными расплавами.

Отмечается связь магматизма рассмотренных выше провинций с континентальным рифтогенезом [3, 8, 10]. Не исключено, что «знаменитые линии Каршинского» не ограничены примыканием к линеаменту Тейсера-Торквинста, а продолжают параллельно ему до грабена Осло, являясь одним из крупнейших линеаментов, соединяющих разновозрастные магматические провинции. Наиболее полный рифтогенез происходил в грабене Осло и ПДВ, где сформировались крупные магматические тела и дифференцированные серии магматических пород. На дне Балтийского моря рифтогенез проявился не полностью. Здесь отмечается лишь первая стадия и довольно широко развитые поля диабазовых силлов и трещинных (подводящих) интрузий. Юго-восточнее, в Калининградской области, Северной Польше и Южной Литве, имеются небольшие грабены с дайками базальтоидов, а в пределах С-3 и Ц. Белоруссии – ряд сводообразных поднятий грабенов (Рис.1)

Сравнивая геохимические характеристики базальтоидов Балтики, грабена Осло и ПДВ следует отметить, что как по петрогенным компонентам, так и по редким элементам и РЗЭ они представляют собой довольно компактную группу (Рис. 1). Индекс контаминации [6] наиболее высокий у базальтоидов Балтийского моря. В грабене Осло, ПДВ и Донбасс-Приазовском блоке он почти одинаков. По отношению  $K_2O/TiO_2$  различия незначительные. Наиболее низкое (0,4-0,6) – в базальтоидах Балтики, немного выше в грабене Осло (0,4-0,7) и более дифференцированное и высокое в ПДВ (0,1-0,73) и Приазовском блоке (0,33-1,1). Отношение  $P/Nd$  равномерное и низкое (3,5-7,5) в грабене Осло, в базальтоидах Балтики и ПДВ оно варьирует в пределах (4,3-15,6). Равномерно отношение  $Zr/Nb$ . В Балтике 7-9, грабене Осло 4-6, ПДВ – 2-4. На спайдиаграммах видно нестабильное распределение  $Pb$ , концентрации которого варьируют в пределах от 3,41 (тефриты Балтики) до 22 ppm (базаниты ПДВ). Отмечаются минимумы  $U$ ,  $Nb$ ,  $Nd$  в Балтике и ПДВ,  $U$  в грабене Осло. Для всех регионов характерны высокие концентрации  $Zr$  от 158-255 ppm (Балтика и грабен Осло) до 565-574 ppm (ПДВ и Приазовский блок). Распределение РЗЭ довольно устойчиво. Характерно существенное преобладание легких лантаноидов над тяжелыми. Индикаторные отношения  $(La/Yb)_N$ ,  $(La/Sm)_N$  и др. изменяется незначительно.

**Заключение.** Магматизм линеамента Карпинского относится к плюмовому типу. Возраст магматических проявлений вдоль этого линеамента закономерно изменяется. С Ю-В, от Донбасса и Приазовского блока, на С-3, до грабена Осло, выявляется почти линейное уменьшение их возраста. Некоторые отклонения от этой линейности и довольно значительный диапазон колебаний возраста объясняются, с одной стороны, вторичной преобразованностью пород, а с другой – существованием длительно остывающих интрузий (грабен Осло), давших дифференцированные серии разновозрастных пород, в том числе и щелочных. Закономерное изменение возраста магматизма и, очевидно, процессов рифтогенеза вдоль линеамента Карпинского можно объяснить двумя путями: 1 – движением Лавруссии над мантийным плюмом с северо-запада на юго-восток, 2 – продвижением с юго-востока на северо-запад фронта магматизма и рифтогенеза вдоль постепенно развивающихся литосферных разломов, дренирующих плюмовую горячую линию. Возможно, что оба они работали совместно.

*Работа поддержана РФФИ, проект 06-05-64169.*

### Литература

1. Геология и геоморфология Балтийского моря. Л.: Недра, 1991. 420 с.
2. Гладких В.С. К петрологии верхнедевонских вулканогенных пород Припятского и Днепровского грабенов // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1972. Т. XLVII. В. 6. С. 73-85.

3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. М.: Недра, 1990. Кн.1. 328 с.
4. Первов В.А., Никитин Е.А., Левский Л.К. Ультраосновные щелочные вулканы Жлобинского поля: источники и эволюция магм // Петрология. 2004. Т. 12. № 4, С. 354-373.
5. Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа. М.: Недра, 1977. 360 с.
6. Юткина Е.В., Кононова В.А., Богатилов О.А. и др. Кимберлиты Восточ. Приазовья (Украина) и геохимические характеристики их источников // Петрология. 2004. № 2. С. 159-175.
7. Neumann E.-R., Tilton R., Tuen E. Sr, Nd and Pb isotope geochemistry of the Oslo rift igneous province // Geochim. Cosmochim. Acta. 1988. V. 52. N 8. P 1997-2008.
8. Kopezinskas K. Evolution of the magmatic rocks in the SE Baltic Region. Vilnius. 2001. 154 p.
9. Kharin G.S., Khubldikov A.K., Efimov A.N. Geology of crystalline basement and preQuaternary cover // Geology of the Gdansk Basin (Baltic Sea). Kaliningrad: Yanterny skaz. 2002. P. 31-41.
10. Motuza G., Kopezinskas P., Slaupa S. Diabases from drilling D-1 in the Baltic Sea // Geologia. 1994. N 16. P. 16-20.
11. Wilson M., Lyashkevich Z.M. Magmatism and geodynamics of the rifting of the Pripyat-Dnieper-Donets rift, East European Platform // Tectonophysics. 1996. V. 268. N 1-4. P. 65-81.
12. Hofman A.W. Mantle geochemistry // Nature. 1997. v. 385. P. 219-229.

## ПОЛОЖЕНИЕ ПЕРВОМАЙСКОГО И АННОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ СКАНДИЙ-ВАНАДИЙ-ЖЕЛЕЗНЫХ РУД КРИВОРОЖСКОГО БАСЕЙНА В ГЕНЕТИЧЕСКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

*Харитонов В.Н.*

*Криворожский технический университет, Кривой Рог, [wdnh@mail.ru](mailto:wdnh@mail.ru)*

В общегосударственной программе развития минерально-сырьевой базы Украины на период до 2010 г. (от 22 февраля 2006 г. № 3458-IV) касательно скандия, одним из основных заданий указано доизучение узких зон щелочного метасоматоза на железорудных месторождениях [7]. В связи с этим Первомайское и Анновское месторождения северного железорудного района Криворожского бассейна являются интересными объектами.

Комплексные скандий-ванадий-железные руды в пределах месторождений были выявлены в конце 80-х годов двадцатого столетия. Среднее содержание скандия в них на Первомайском месторождении составляет 83,0 г/т, ванадия – 742,0 г/т [3], железа – 40,1 масс.% [13]. Для Анновского месторождения эти показатели равны 79,0 г/т, 701,0 г/т и 37,8 масс.%, соответственно. На протяжении последующего времени руды явились предметом исследований ряда авторов, результаты которых отражены в публикациях [4, 5, 17]. В работах содержатся сведения о генезисе руд, топоминералогии и типоморфизме минералов-концентраторов скандия и ванадия. Однако до сегодняшнего момента не определена позиция указанных руд в генетической классификации месторождений полезных ископаемых (МПИ). Попытке ответить на этот вопрос, и посвящена статья.

Пространственно и генетически скандий-ванадий-железные руды связаны с зональными телами натриевых метасоматитов. В их центральных частях первичные бедные железные руды (магнетитовые и гематит-магнетитовые кварциты) под воздействием углекисло-натриевых метасоматизирующих растворов были преобразованы в магнетит-, гематит-магнетит-эгириновые и магнетит-, гематит-магнетит-рибекитовые метасоматиты. В периферийных частях тел железистые кварциты были подвержены окварцеванию и карбонатизации [2]. Еще одним проявлением метасоматоза на месторождениях явились ограниченно распространенные альбититы. Их тела в форме отдельных линз и жил сформировались путем замещения высокоглиноземистых (биотитовых, мусковит-биотитовых) сланцев. Содержания скандия и ванадия в них не превышают кларковых значений этих металлов.