

ступенчатой шкале и объединены в группы максимального, оптимального и минимального разнообразия. Территориальное распределение интегрального показателя выявило ряд особенностей. Наиболее высокие степени ландшафтного разнообразия характерны для рекреационных систем Полесья. В этом регионе одна половина ПТК, используемых для рекреации, имеет максимальную степень разнообразия, вторая – оптимальную. В Поозерье представлены все три степени ландшафтного разнообразия. Каждая из них занимает около 33 % площади РС. В Предполесье, Западно-Белорусской и Восточно-Белорусской провинциях доминируют комплексы минимального разнообразия, занимающие соответственно 62, 70 и 83 % территории рекреационных систем. В Предполесье и на востоке страны также присутствуют комплексы максимального, а в Западно-Белорусской провинции – оптимального ландшафтного разнообразия.

Интегральная оценка ландшафтного разнообразия показала, что при выборе территорий для рекреационного использования большое значение имеют степени разнообразия как природных, так и рекреационных комплексов. Только оптимальное их соотношение позволит выбранному пространству сохранить привлекательность для отдыхающих на долгий период. В Предполесье, Полесской и Восточно-Белорусской провинциях есть необходимость расширения рекреационных территорий для длительного отдыха, имеются и ПТК с хорошим рекреационным потенциалом, но такое расширение рационально лишь в случае использования ландшафтов максимальной и оптимальной степени разнообразия. В Предполесье – это разумное сочетание типичных моренно-зандровых с редкими аллювиальными террасированными и уникальными пойменными комплексами; в Восточно-Белорусской провинции – типичных водно-ледниковых и вторично-моренных с пойменными ПТК; в Полесье – органичное использование в сложившейся пропорции всего набора типичных и редких ландшафтов.

1. Рекреационные системы. М., 1986. С. 12.

2. Потаев Г. А. // Природ. ресурсы. 2000. № 3. С. 95.

3. Рэкрэацыйны патэнцыял ландшафтаў // Нацыянальны Атлас Беларусі. Мн., 2002. С. 151.

4. Гродзинський М. Д. // Ландшафт як інтегруюча концепція ХХІ сторіччя. Київ, 1999. С. 50.

5. Ландшафтная карта Белорусской ССР. М., 1984.

6. Марцинкевич Г. И., Счастливая И. И. // Проблемы ландшафтного різноманіття України. Київ, 2000. С. 54.

Поступила в редакцию 04.05.2004.

**Ирина Иосифовна Счастливая** – кандидат географических наук, старший преподаватель кафедры географической экологии.

УДК 552.32/33 (476.2)

Л.В. ШТЕФАН

## КСЕНОЛИТЫ ОСНОВНЫХ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ ИЗ ДИАТРЕМ ЖЛОБИНСКОЙ СЕДЛОВИНЫ

According to the conducted research xenoliths of the crystalline garnet-pyroxenolite rocks of the diatremes of Belarus are both diaphthorethitic rocks the ones changed under the lower temperatures and granetlike rocks of the Archean Age found in the Osnitsko-Mikashevichi volcano-plutonic belt.

В щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных породах зон активизации платформ (трубках взрыва и рифтах) наибольший интерес для исследователей представляют находящиеся в них ксенолиты – фрагменты кристаллических пород, вынесенные щелочными расплавами из различных уровней земной коры. Среди этих фрагментов, в свою очередь, могут встречаться нетипичные для данного района образования, представляющие собой реликты пород, исчезнувшие в результате метаморфизма, или породы больших глубин, недоступных в настоящее время исследованию. Изучение фрагментов (в виде ксенолитов) из диатрем перекрытого осадочным чехлом (от сотен метров до нескольких километров) кристаллического фундамента Беларуси поможет пролить свет на его строение, вещественный состав и процессы проходящих там метаморфических преобразований.

В осадочном чехле Жлобинской седловины на глубине 120–250 м в отложениях герцинского комплекса осадочных и вулканогенно-осадочных пород средне- и верхнедевонского возраста было выявлено около 40 пикритовых и щелочно-базальтоидных диатрем, объединенных в несколько рудных полей [1–3]. Отделом твердых полезных ископаемых БелНИГРИ (руководитель Е.А. Никитин) из керна скважин, вскрывших диатремы, было отобрано и проанализировано около 100 образцов ксенолитов кристаллических пород различного химического и минерального состава (от кислых и средних до основных и ультраосновных). Большая их часть была захвачена из разных уровней кристаллического фундамента и вынесена щелочно-пикритовыми расплавами в осадочный чехол. В данной статье приведены результаты исследования 10 образцов кристаллических гранатсодержащих пород, обладающих сходством петрографического и петрохимического состава, отобранных из Красницкой, Княжевской и Нижневской диатрем Жлобинского поля (западная часть Жлобинской седловины).

Жлобинская седловина совместно с Городокско-Хотецкой ступенью – это структура, отделяющая Оршанскую впадину от северного плеча Припятского прогиба и соединяющая Белорусскую и Воронежскую антеклизы. Седловина расположена в пределах Осницко-Микашевичского вулканоплутонического пояса протерозойского времени. Кристаллический фундамент в районе Жлобинской седловины сложен преимущественно породами диорит-гранодиорит-гранитной формации, в которых встречаются многочисленные останцы метадолеритов и метагабброидов [4]. Субстратом пояса являются диафторированные и гранитизированные метаморфические породы гнейсо-гранулитового и амфиболит-гнейсового комплексов архейского возраста на востоке и сланцево-амфиболит-плагииогнейсового (тетеревская серия) раннепротерозойского возраста на западе [4]. Докембрийские гранулиты основного состава распространены в фундаменте Беларуси довольно широко. Они слагают гранулитовые блоки Белорусско-Прибалтийского гранулитового пояса, кроме того, картируются на юго-востоке Беларуси – в Брагинском и на севере – в Витебском блоках [4, 5]. Литологически гранулиты Беларуси делятся на две группы. Первая – высокоглиноземистые гранулиты (Брагинский блок) с гнейсами гранат-биотитовыми, гранат-силлиманит-биотитовыми, ортопироксен-биотитовыми, силлиманит-гранат-кордиерит-биотитовыми, иногда клино- и/или ортопироксенсодержащими, которые в целом называют «метапелитами» [4, 6]. В гранулитах «метапелитовой» группы часто встречаются высокотемпературные и низкотемпературные минеральные парагенезисы. Вторая группа гранулитов под названием «метабазиты» характерна для преимущественно Западно-Белорусского структурного блока; представлена кристаллическими сланцами от дупироксеновых до амфиболитовых, иногда гранатсодержащими [4, 6].

Таблица 1

Химический состав гранатсодержащих кристаллических сланцев из диатрем Беларуси, мас. %

Оксиды	Состав пород*						
	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	45,33	47,83	42,64	43,21	40,80	46,00	47,86
TiO <sub>2</sub>	0,84	0,85	0,57	1,66	1,72	1,54	0,19
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,85	16,79	18,70	14,23	10,13	16,79	19,64
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> **	10,02	7,75	8,08	15,77	15,39	9,80	5,61
MnO	0,07	0,12	0,18	0,06	0,09	0,12	0,04
CaO	3,86	10,63	12,20	2,97	7,92	7,08	7,25
MgO	13,61	7,83	7,03	12,67	13,21	5,12	6,54
K <sub>2</sub> O	3,90	1,12	1,02	2,67	2,12	4,36	4,02
Na <sub>2</sub> O	1,50	1,58	1,61	1,24	0,71	2,63	1,74
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,32	0,04	0,32	0,05	0,49	0,07
S	0,06	0,05	0,01	0,02	0,09	0,09	0,10
П.п.п.	6,40	4,74	6,90	5,64	6,99	6,07	5,87
Σ	99,56	99,61	98,91	100,40	100,12	100,09	99,41

Примечание. \* Составы ксенолитов из диатрем: Княжевская: 1 – скв. 542, гл. 195–200 м, № 129; 2 – скв. 712, гл. 517 м, № 379 а; 3 – скв. 712, гл. 443 м, № 372 а; 4 – скв. 712, гл. 312 м, № 370 а; 5 – скв. 712, гл. 343, № 371; Красницкая: 6 – скв. 541, гл. 182–194 м, № 128 а; 7 – скв. 541, гл. 162,4, № 135 а. Анализы выполнены рентгенофлуоресцентным методом с дополнительным определением потерь при прокаливании (п.п.п.); Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>\*\* – общее железо.

образцы ксенолитов основных пород из диатрем Беларуси – округлые обломки диаметром от менее 1 до 10 см черного и темно-зеленого цвета обычно мелко- или среднезернистой структуры и массивной текстуры. Однако в некоторых образцах иногда отмечается полосчатость с разделением на лейкократовые (существенно плагиоклазовые) и меланократовые (существенно клинопироксен-гранатовые) слойки и линзочки. Для изучения были отобраны ксенолиты пород

образцы ксенолитов основных пород из диатрем Беларуси – округлые обломки диаметром от менее 1 до 10 см черного и темно-зеленого цвета обычно мелко- или среднезернистой структуры и массивной текстуры. Однако в некоторых образцах иногда отмечается полосчатость с разделением на лейкократовые (существенно плагиоклазовые) и меланократовые (существенно клинопироксен-гранатовые) слойки и линзочки. Для изучения были отобраны ксенолиты пород

основного состава – гранат-пироксен-амфибол-плаггиоклазовые и гранат-биотит-пироксен-амфибол-плаггиоклазовые кристаллические сланцы, химический состав которых представлен в табл. 1.

Кристаллические сланцы нематогранобластовой, гранобластовой или, реже, порфиробластовой структуры, обусловленной присутствием в сравнительно мелкозернистой основной плаггиоклазовой массе более крупных зерен граната, амфибола, пироксена и биотита (рис. 1, 2). Минеральный состав сланцев довольно однообразен ( $Pig_{50-60} + Amf_{10-20} + cPx_{5-10} + G_{15-20} + oPx_{5-10} \pm Bi_{5-10}$ ), хотя количественные соотношения силикатных и феррических минералов в различных образцах варьируют. Химический состав основных минералов гранатовых сланцев дан в табл. 2. Преобладающим минералом изученных пород является средний плаггиоклаз (андезин) – 50–60 % от площади шлифа. Он представлен сравнительно мелкими полисинтетически сдвойникованными таблитчатыми или округлыми субизометричными зернами, иногда интенсивно замещенными соссюритом и хлоритом. Вероятно, изначально плаггиоклазы содержали большее количество аморфитового компонента (об этом свидетельствуют продукты изменения плаггиоклаза, характерная ассоциация минералов и валовой химический состав пород).

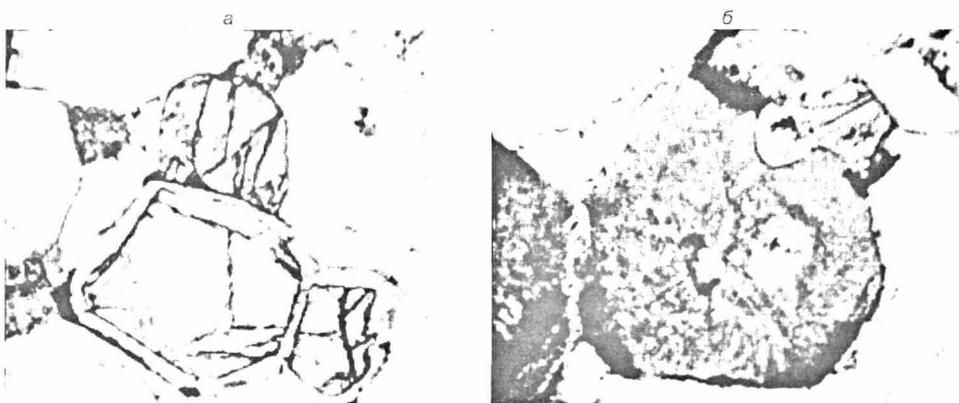


Рис. 1. Фотографии шлифов гранат-пироксен-амфибол-плаггиоклазовых кристаллических сланцев: а – тр. Княжевская, скв. 542, гл. 195,0 м, № 129 а; б – тр. Красницкая, скв. 541, гл. 182–194 м, № 128 а. На рис. 1 а изображены два зерна граната с узкими келифитовыми каймами, на рис. 1 б показаны полные магнетит-амфибол-биотитовые псевдоморфозы по гранату. Ширина поля зрения: а – 4, б – 3 мм. Без анализатора

Амфибол – болотно-коричневая или коричневая роговая обманка (10–20 % от площади шлифа) – представлен вытянутыми призматическими или субизометричными зернами, которые выделяются на фоне более мелкозернистой массы. Роговая обманка иногда опацифицирована или замещена хлоритом. Обращает на себя внимание присутствие двух видов роговой обманки, один из которых (назовем его роговая обманка-1) представлен неизменными зернами в ассоциации с относительно неизменным субизометричным гранатом, неизменным или слабо хлоритизированным клинопироксеном и плаггиоклазом. Второй тип роговой обманки (роговая обманка-2) – измененные зерна в ассоциации (часто в тесном срастании) с раздробленным гранатом или зерна, замещающие гранат (см. рис. 2).

Клинопироксен светло-зеленого цвета встречается в виде субизометричных зерен (5–10 %), иногда реликтов в уралит-хлоритовых псевдоморфозах. По оптическим константам (двупреломлению 0,035–0,036,  $cNg = 48^\circ$ , (+)  $2V = 60^\circ$ ) и химическому составу принадлежит к группе диопсид-авгита.

Ортопироксен (?) определяется предположительно по субизометричной форме хлорит-серпентиновых псевдоморфоз, присутствующих в шлифах сов-

\* Сокращенные обозначения минералов: *Pig* – плаггиоклаз, *Amf* – амфибол, *cPx* – моноклинный пироксен, *G* – гранат, *oPx* – ромбический пироксен, *Mgt* – магнетит, *Ap* – апатит, *Bi* – биотит, подстрочный символ – вариации процентного содержания минералов в шлифах изученных пород.

местно с неизменными клинопироксеном и роговой обманкой. Исследование при помощи микрозондового микроанализатора хлорита и серпентина из таких псевдоморфоз показало высокое содержание магния ( $MgO=20-26$  мас. %) и железа ( $FeO=7-10$  мас. %), т. е. первичные темноцветные силикаты, судя по химическому составу, были, вероятно, ортопироксенами или оливинами.

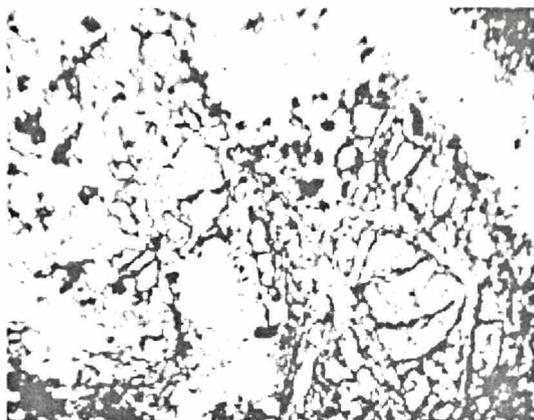


Рис. 2. Фотография шлифа гранат-пироксен-амфибол-плагиоклазового кристаллического сланца. Раздробленный и замещенный роговой обманкой гранат. Ширина поля зрения 5 мм. Без анализатора

Гранат в шлифе светлого оранжево-розового цвета чаще представлен субизометричными зернами (5–20 % от площади шлифа), реже – удлинённой или неправильной формы (см. рис. 1, 2). Во всех изученных шлифах он в разной степени изменен, причем в различных образцах можно наблюдать постепенные переходы от незначительного изменения, которое проявляется в виде тонкой светло-зеленой келифитовой каймы (см. рис. 1 а), вероятно, амфиболового состава, вплоть до полных псевдоморфоз буроватого цвета предположительно магнетит-амфибол-биотитового состава [8] (см. рис. 1 б). В последнем случае о принадлежности

псевдоморфоз к минералам группы граната свидетельствуют характерные формы, а также многочисленные примеры постепенного превращения граната в агрегат вторичных минералов. Гранат с вытянутыми формами замещается светло-зеленым вторичным амфиболом, интенсивно раздроблен, иногда растащен по шлифу (развальцован), что свидетельствует об интенсивном катаклазе данных пород уже после кристаллизации граната (см. рис. 2).

Таблица 2

Химический состав породообразующих минералов кристаллического сланца из трубки Княжевская\*, мас. %

Окислы	Клинопироксен		Гранат		Плагиоклаз		Амфибол	Биотит
	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	50,15	50,16	38,53	38,83	55,97	55,15	40,46	38,31
TiO <sub>2</sub>	0,43	0,43	0,08	0,12	–	0,02	3,15	5,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,29	4,32	20,96	21,06	27,62	27,55	12,78	14,04
FeO*	10,49	11,26	25,72	23,97	0,06	0,07	11,95	12,37
MnO	0,23	0,21	1,06	0,86	–	–	0,09	0,02
CaO	21,30	20,47	6,37	6,43	10,07	10,32	12,13	12,13
MgO	11,65	11,78	6,94	8,46	–	–	11,89	15,23
K <sub>2</sub> O	0,01	0,02	–	–	0,57	0,35	2,77	9,38
Na <sub>2</sub> O	0,99	0,96	–	–	5,61	5,89	1,58	0,26
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03	0,03	0,03	0,02	–	–	–	0,01
Σ	99,75	99,64	99,91	99,75	99,90	99,35	96,80	95,48

Примечание. \* Результат микрозондового исследования минералов одного шлифа. Образец № 129 а, скв. 542, гл. 195–200 м. FeO\* – неразделенное железо. Отличие суммы биотита и амфибола от 100 % показывает главным образом количество H<sub>2</sub>O в минералах; (–) – содержание ниже порога чувствительности прибора; микрозондовый анализатор Jeol 733 Superprob и совмещенный с ним сканирующий микроскоп (аналитик А.А. Вишневецкий, УГИМП, г. Киев).

Биотит насыщенного оранжево-коричневого цвета установлен только в одном ксенолите (диатрема Княжевская, скв. 542, гл. 195,0–200,0 м, образец № 129 а), где представлен относительно крупными (1–2 мм) вытянутыми лейстами без видимых следов вторичных изменений. Ассоциирует с роговой обманкой-1, сильно сосюритизированным плагиоклазом, сравнительно неизменным субизометричным гранатом, имеющим тонкую келифитовую кайму, и хлорит-карбонатными псевдоморфозами, вероятно, по пироксену.

Почти во всех образцах присутствуют мелкие неправильной формы зерна несдвойникового калиевого полевого шпата, мелкие зерна скаполита, раз-

вивающегося по плагиоклазам, а также карбоната, хлорита и серпентина – по первичным фемическим минералам. Во всех изученных гранатовых сланцах присутствуют значительные количества магнетита (5–10 % от площади шлифа), встречается ильменит, зерна апатита и сфена. Появление мелких зерен калиевого полевого шпата в породах основного состава указывает на то, что кристаллические сланцы претерпели высокотемпературный метасоматоз – гранитизацию (в химическом отношении это выражается в повышенном содержании калия).

Для выяснения термодинамических условий метаморфизма, при которых образовались или преобразовались изученные кристаллические сланцы, рассчитаем давление и температуру с помощью известных геотермометров и геобарометров. Для этого используем извлеченные и проанализированные пары сосуществующих минералов из отдельных ксенолитов. Применение термобарометрических расчетов для парагенетических ассоциаций минералов изученных ксенолитов дало следующие параметры давления и температуры. Гранат-пироксеновый геотермометр и геобарометр Д. Эллиса и Д. Грина [9]: температура 730–750 °С, давление 1,2 ГПа (диатрема Нижневская); амфибол-гранатовый геотермометр Л.Л. Перчука [10]: температура 620 °С (диатрема Княжевская); биотит-гранатовый геотермометр [10]: температура 710 °С (диатрема Княжевская); хлорит-гранатовый геотермометр [10]: температура 500 °С (диатрема Княжевская); амфибол-плагиоклазовый геотермометр [10]: температура 740 °С (диатрема Княжевская). Полученные расчеты указывают на принадлежность исследованных гранатовых кристаллических сланцев гранулитовой фации метаморфизма с температурами 710–750 °С и давлением около 1,2 ГПа, для которой равновесными ассоциациями являются клинопироксен – гранат, плагиоклаз – роговая обманка-1, биотит – гранат (а также, вероятно, ортопироксен – клинопироксен и ортопироксен – гранат). С понижением температуры до 620–500 °С возникли ассоциации позднего диафтореза: гранат – роговая обманка-2, хлорит – гранат; произошла деанортизация основного плагиоклаза с образованием мелкозернистого эпидота, альбита, хлорита и глинистых минералов (соскуритизация).

Предварительные исследования показали, что ксенолиты изученных гранат-содержащих кристаллических сланцев, вынесенные из кристаллического фундамента щелочно-ультраосновными расплавами в осадочный чехол, являются гранитизированными и диафторированными метаморфическими породами гнейсо-гранулитового комплекса, вероятно архейского субстрата протерозойского Осницко-Микашевичского вулканно-плутонического пояса. Однако для более полных и аргументированных выводов, касающихся принадлежности изученных гранат-пироксеновых кристаллических пород основного состава к архейским гранулитам, необходимо продолжить исследования в этой области и более детально рассмотреть все породы сходного минерального и химического состава, полученные из диатрем Беларуси.

1. Никитин Е.А., Левый М.Г., Дроздов В.А. и др. // Літасфера. 1994. № 1. С. 168.
2. Кручек С.А., Обуховская Т.Г. // Проблемы осадочной геологии. СПб., 1998. С. 102.
3. Кручек С.А., Обуховская Т.Г., Левый М.Г., Обуховская В.Ю. // Проблемы алмазоносности Беларуси. Мн., 1999. С. 57.
4. Геология Беларуси / Под ред. А.С. Махнач, Р.Г. Гарецкого, А.В. Матвеева и др. Мн., 2001.
5. Толкачикова А. А. // Літасфера. 1999. № 10-11. С. 86.
6. Таран Л.Н. // Вещественный состав и рудоносность кристаллического фундамента Беларуси. Мн., 1997. С. 106.
7. Харьков А.Д., Вишневский А.А. // Зап. Всесоюз. минер. об-ва. 1989. Вып. 4. С. 27.
8. Стефан Л.В. // Проблемы алмазоносности Беларуси. Мн., 1999. С. 138.
9. Ваганов В.И., Соколов С.В. Термобарометрия ультраосновных парагенезисов. М., 1988.
10. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. М., 1970.

Поступила в редакцию 11.06.2004.

*Лариса Васильевна Стефан* – кандидат геолого-минералогических наук, старший преподаватель кафедры динамической геологии.