

ВЫСОКОМЕТАМОРФИЗОВАННЫЕ ОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ ЛОЗОВАТСКОЙ АНТИКЛИНАЛИ (ЗАПАДНОЕ ПРИАЗОВЬЕ)

Г.Л. Кравченко

*Институт геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеновко НАН Украины
03680, просп. Палладина, 34, г. Киев, Украина*

Охарактеризованы основные кристаллосланцы (биотит-двупироксен-роговообманково-плагиоклазовые и др.) западноприазовской серии (палеоархей), а также ассоциирующие с ними гранитизированные кристаллосланцы и пироксенсодержащие гнейсы. На основе изучения породообразующих минералов, химического состава и элементов-примесей рассматриваемых пород установлено, что они были метаморфизованы в условиях гранулитовой фации прогрессивного регионального метаморфизма при температуре 700–800 °С и общем давлении $6,8 \cdot 10^8$ Па. В позднем архее (неоархей) в процессе гранитизации и последующего регрессивного метаморфизма, протекавшего при более низких значениях *PT* параметров, исследованные породы претерпели гидратацию и существенные преобразования: амфиболизацию, ослюденение, раскисление плагиоклаза, окварцевание и пр. Неизмененные последующими процессами и сохранившиеся в виде реликтовых обособлений среднежелезистые ($f_{\text{оби}} = 40\text{--}60\%$) с низкой щелочностью ($K_{\text{ант}} = 0,28\text{--}0,54$) основные кристаллические сланцы по составу, скорее всего, являются производными вулканических пород семейства базальтов, субщелочных оливиновых базальтов, пикробазальтов и пикродолеритов. Возможно также, что частично некоторые из них могли образоваться за счет гипабиссальных пород типа субщелочного оливинового габбро. Все затронутые процессами гранитизации и чарнокитизации основные кристаллосланцы относятся к субщелочному ряду пород и по составу чаще всего соответствуют андезито-базальтам или субщелочным оливиновым лейкобазальтам.

Введение. Впервые Лозоватская антиклиналь была выделена и охарактеризована в 1971 г. [20]. Как структура второго порядка, она усложняет западное крыло Салтычанского антиклинория и прослежена в субмеридиональном (СЗ 345–350°) направлении на 35–40 км от с. Украинка на р. Кайинкулак (правый приток р. Токмак) до с. Юрьевка на р. Лозоватка. Размах крыльев данной структуры ориентировочно достигает 10–15 км, углы их падения 75–85°. К восточному крылу Лозоватской антиклинали приурочено известное Новополтавское (Черниговское) месторождение щелочных ультрабазитов и карбонатитов [6], а к ядерной ее части – Бегим-Чокракское проявление аналогичных пород [10]. В пределах Лозоватской антиклинали, помимо упомянутых, широко развиты довольно хорошо сохранившиеся высокометаморфизованные основные кристаллосланцы западноприазовской серии (палеоархей) и их гра-

нитизированные разности – эндербиты, чарнокиты, биотитовые мигматиты и лейкократовые гранитоиды. В непосредственной близости от щелочных ультрабазитов и карбонатитов вмещающие их основные кристаллосланцы иногда бывают частично фенитизированы и микроклинизированы [10], что привело в ряде случаев к некоторому повышению их щелочности ($K_{\text{ант}} = 0,73\text{--}1,02$).

Рассматриваемые породы отмечены в виде пластовых тел и линзовидных ксенолитов мощностью от 5–10 см до 20–30 м. Контакты их с вмещающими породами обычно резкие. Следует отметить, что геохимические и петрохимические особенности основных кристаллосланцев этого района достаточно подробно охарактеризованы в литературе [2, 3, 5, 8, 17, 19, 20]. Однако породообразующие, рудные и акцессорные минералы из них исследованы явно недостаточно. Поэтому в данной работе приведены главным образом новые результаты анализа породообразующих минералов (50 шт.) и горных пород (12 шт.), а также крат-

© Г.Л. Кравченко, 2011

кая их минералого-петрографическая характеристика. На основании анализа полученных материалов определены *PT* условия метаморфизма исследованных пород. Изотопный возраст чарнокитизированных биотит-двупироксен-роговообманково-плаггиоклазовых кристаллосланцев (обр. 524, скв. 31, гл. 135,0 м), определенный в Институте геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семененко НАН Украины (ИГМР) по бледно-розовому и серовато-розовому цирконам из района Лозоватской антиклинали (вблизи с. Просторое), по данным свинец-свинцового метода ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$), составляет, соответственно, 2713 ± 32 и 2738 ± 61 млн лет, т. е. является позднеархейским (неоархей).

Минералого-петрографическая характеристика основных кристаллосланцев. Среди основных кристаллосланцев выделяются зеленовато-темносерые мелко-среднезернистые, иногда неравномернозернистые (за счет крупных – до 0,7–0,8 см

кристаллов ортопироксена в отдельных прослоях), неотчетливо рассланцованные, реже массивные двупироксеновые (иногда с оливином) пироксены, биотит-двупироксен-роговообманково-плаггиоклазовые, пироксен-роговообманково-плаггиоклазовые и другие кристаллические сланцы, а также ассоциирующие с ними гранитизированные кристаллосланцы и пироксеносодержащие гнейсы. Структура grano- и лепидо-granобластовая, текстура неотчетливо полосчатая. Минеральный состав основных кристаллосланцев, %: ортопироксен 0–15, клинопироксен 10–25, роговая обманка 15–30, биотит 5–20, плаггиоклаз 30–50, ильменит 2–5, магнетит 1–3, кварц, микроклипертит, гранат, сульфиды железа (пирит, пирротин), апатит, циркон, сфен, хлорит, эпидот, серпентин, карбонат. В пироксеносодержащих гнейсах увеличивается количество кварца (до 15–20%) и плаггиоклаза (до 60%), по сравнению с основными сланцами, при этом заметно уменьшается содер-

Таблица 1. Химический состав ромбических и моноклинных пироксенов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	54.46	51.4	52.35	51.8	51.1	52.77	50.2	51.93	50.7	50.2	51.08
TiO ₂	0.03	0.07	0.02	0.16	0.08	0.1	0.09	0.1	0.07	0.04	0.08
Al ₂ O ₃	0.17	0.98	2.5	1.37	0.97	0.62	0.96	0.7	1.89	1.1	0.8
Fe ₂ O ₃	1.69	1.18	2.07	Не обн.	Следы	2.62	0.88	0.24	0.58	0.7	3.2
FeO	15.36	20.14	19.46	23.13	23.7	20.16	24.14	23.74	24.42	27.73	26.27
MnO	0.29	0.24	0.27	0.5	0.84	0.65	0.84	0.84	1.04	0.56	0.24
MgO	27.16	24.02	21	22	21.5	21.22	21.2	20.02	20.04	18	16.9
CaO	0.62	0.23	0.81	0.22	0.23	0.6	0.23	0.6	0.22	0.36	0.34
Na ₂ O	0.1	0.2	0.14	Следы	0.08	0.1	0.28	0.2	0.2	0.2	0.03
K ₂ O	0.02	Следы	0.07	0.02	Следы	0.2	Следы	0.2	Следы	Следы	Следы
H ₂ O ⁻	Не обн.	Не обн.	0.6	Не обн.	0.1	0.28	0.2	0.06	Не обн.	Не обн.	Следы
П. п. п.	0.32	1.14	0.33	0.38	1	0.9	1	0.97	0.53	0.65	1.42
Сумма	100.22	99.6	99.62	99.58	99.6	100.22	100.02	99.6	99.69	99.54	100.36
<i>n_c</i>	1.699	1.708	1.711	1.712	1.714	1.714	1.716	1.716	1.718	1.723	1.725
<i>n_p</i>	1.684	1.693	1.696	1.697	1.699	1.7	1.7	1.701	1.702	1.707	1.71
<i>f_{общ.}</i>	26.2	33.5	36.6	37.6	39.1	39.1	40.6	41	42.2	47.4	49.4
<i>f_с</i>	0.09	0.05	0.09	0	0	0.1	0.03	0.01	0.02	0.02	0.1
<i>al, %</i>	0.25	2.2	5.8	2.9	2.2	1.6	2.2	1.5	4.1	2.5	1.8
<i>Mg</i>	73.7	66.7	62.3	62.1	60.6	60.1	59.3	58.4	57.6	52.1	50.1
<i>Fe</i>	25.1	32.8	36.1	37.4	38.9	38.6	40.2	40.3	41.9	47.1	49.4
<i>Ca</i>	1.2	0.5	1.6	0.5	0.5	1.3	0.5	1.3	0.5	0.8	0.5

Примечание. Кроме того, в ан. 22 установлено 0,35% BaO. *Минерал:* 1 – ортопироксен из оливинсодержащего пироксенита двупироксенового амфиболитизированного, ослужденного, скв. 198, гл. 66,0–69,0 м; обр. 523; 2 – то же из гнейса двупироксен-биотит-плаггиоклазового, скв. 119, гл. 37,0–38,5 м; обр. 511; 3 – то же из кристаллического сланца гиперстен-кордиерит-биотит-плаггиоклазового, там же, гл. 35,6–36,5 м; обр. 510; 4 – то же из гнейса биотит-двупироксен-роговообманково-плаггиоклазового, скв. 118, гл. 80,3–82,5 м; обр. 517; 5 – то же из кристаллического сланца биотит-двупироксен-роговообманково-плаггиоклазового чарнокитизированного, скв. 31, гл. 134,0–136,5 м; обр. 524; 6 – то же из кристаллического сланца биотит-двупироксен-роговообманково-плаггиоклазового, скв. 108, гл. 120,5–122,0 м; обр. 615; 7 – то же, скв. 119, гл. 86,0–88,7 м; обр. 515; 8 – то же из кристаллического сланца двупироксен-роговообманково-плаггиоклазового, скв. 119, гл. 79,8–82,3 м; обр. 514; 9 – то же из гнейса биотит-двупироксен-плаггиоклазового, скв. 119, гл. 62,5–64,0 м; обр. 512; 10 – то же из гнейса биотит-гиперстен-роговообманково-плаггиоклазового, скв. 8, гл. 66,0–68,0 м; обр. 522; 11 – то же из кристаллического сланца биотит-двупироксен-роговообманково-плаггиоклазового, карьер

жание темноцветных минералов. Двупироксеновые пироксениты сложены, %: ортопироксеном – 20–25, клинопироксеном – 15–20, флогопитом – 12–15, оливином – 0–10 и роговой обманкой – 35–40; реже отмечены апатит, магнетит, серпентин, хлорит.

Ортопироксен из основных кристаллосланцев и гнейсов, судя по химическому составу (табл. 1, ан. 1–11), принадлежит магнизальному и железистому гиперстену. Он характеризуется довольно устойчивой средней общей железистостью (33,5–49,4 %), непостоянными значениями глиноземистости ($al = 1,5–2,9$, реже 4,1 %), марганцовистости ($MnO = 0,24–1,04$ %), кальциевости ($Ca = 0,5–1,6$ %) и низкой степенью окисления железа. Максимальное количество глинозема ($al = 5,8$ %) и кальция свойственно гиперстену из гиперстен-кордиерит-биотит ± шпинелевого парагенезиса (табл. 1, ан. 3). В некоторых ортопироксенах (ан. 1, 2, 7) недостаток Al_{IV} частично

компенсирован Fe^{3+} . Повышенное количество Fe^{3+} в отдельных ортопироксенах (ан. 3, 6, 11), связано, очевидно, с окислением части Fe^{2+} при подготовке минералов к химическому анализу. Нередко в гиперстене наблюдаются тонкие пластинчатые выделения клинопироксена (структуры распада твердого раствора), свидетельствующие о высокой температуре образования данных пород. Исследованные ортопироксены имеют косое погасание ($cNg = 6–8^\circ$) и нечетко выраженный плеохроизм в зеленовато-розовых тонах; последний более интенсивно проявлен в гиперстенах с повышенной глиноземистостью (ан. 9, обр. 512), особенно в ассоциации с гранатом (обр. 516) и в наиболее железистых разностях (ан. 10, обр. 522). Иногда гиперстен частично замещается роговой обманкой, хлоритом или серпентином (бастит). В двупироксеновых пироксенитах ортопироксен (табл. 1, ан. 1) представлен железистым бронзитом ($f_{обн} = 26,2$ %), либо магнизальным гиперстеном

12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24
53.45	52.71	50.8	51.2	51.1	52.19	50.8	51.5	51.97	51.4	51.56	50.8	50.61
0.1	0.1	0.2	0.28	0.19	0.15	0.24	0.18	0.14	0.24	0.19	0.36	0.41
0.46	1.06	1.07	0.9	1.78	1.04	1	0.9	1.48	0.9	1.52	1.07	3.57
0.83	1.37	1.19	1.69	1.95	2.14	2.02	1.7	2.77	2.36	1.13	2.2	4.75
4.29	6.51	7.47	7.47	7.33	7.08	7.75	7.75	6.94	7.75	9.94	8.76	6.48
0.13	0.23	0.35	0.39	0.28	0.36	0.44	0.58	0.3	0.62	0.24	0.4	0.31
16.99	14.74	14.82	14.62	14.33	14.03	14.03	13.57	12.48	12.87	13.23	12.36	10.49
22.93	20.7	21.58	21.81	20.66	21.45	21.88	22.13	21.67	22.03	20.93	22.5	21.67
0.2	0.6	0.6	0.48	0.71	0.5	0.6	0.6	0.3	0.6	0.03	0.53	0.3
0.02	0.2	0.02	0.02	0.04	0.2	0.02	Следы	Не обн.	0.02	Не обн.	0.02	Не обн.
0.15	0.18	0.42	Не обн.	0.02	0.18	0.05	Не обн.	0.24	Не обн.	Следы	Не обн.	0.13
0.4	1.18	1.18	0.9	1.62	1.03	0.89	0.85	1.26	0.9	0.66	0.84	0.85
99.95	99.58	99.7	99.76	100.01	100.35	99.72	99.76	99.55	99.69	99.78	99.84	99.57
1.703	1.709	1.71	1.711	1.711	1.712	1.712	1.712	1.714	1.715	1.715	1.717	1.719
1.674	1.68	1.681	1.682	1.682	1.683	1.683	1.683	1.685	1.686	1.687	1.688	1.69
14.6	23.3	25.3	26.6	26.9	27.3	28.8	29.1	30.5	31.3	32.3	33.7	37.1
0.15	0.16	0.13	0.17	0.2	0.21	0.19	0.17	0.27	0.21	0.1	0.19	0.4
1.8	4.4	4.3	3.4	6.7	4	3.9	3.6	6	3.6	6	4.5	14.5
46.8	43.3	42.2	41.1	41.5	40.4	39.6	38.6	37.2	37.3	38.1	35.6	32.4
8	13.1	13.6	14.9	15.4	15.1	16	15.9	16.4	16.9	18.4	17.9	19.2
45.2	43.6	44.2	44	43.1	44.5	44.4	45.5	46.4	45.8	43.5	46.5	48.4

вблизи ж/д. ст. Верхний Токмак, обр. 504; 12 – клинопироксен, обр. 523; 13 – то же, обр. 615; 14 – то же, обр. 512; 15 – то же, обр. 515; 16 – то же, обр. 517; 17 – то же, обр. 514; 18 – то же, обр. 524; 19 – то же из кристаллического сланца биотит-пироксен-роговообманково-плагиоклазового, скв. 20, гл. 67,8–69,5 м; обр. 520; 20 – то же из гнейса пироксен-биотит-роговообманково-плагиоклазового, скв. 56, гл. 145,6–147,8 м; обр. 525; 21 – то же, скв. 20, гл. 38,0–39,0 м; обр. 519; 22 – то же, обр. 504; 23 – то же из гнейса биотит-пироксен-плагиоклазового, скв. 119, гл. 65,0–66,5 м; обр. 513; 24 – то же из кристаллического сланца двупироксен-роговообманково-плагиоклазового, скв. 119, гл. 98,0–103,5 м; обр. 516. Коэффициенты: $f_{обн} = [(Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn) / (Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Mg)] \cdot 100$ %; $f_o = Fe^{3+} / (Fe^{2+} + Fe^{3+})$; $al = [Al / (Al + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mg + Mn)] \cdot 100$ %; $Mg = [Mg / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] \cdot 100$ %; $Fe = [Fe / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] \cdot 100$ %; $Ca = [Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn)] \cdot 100$ %. Анализы выполнены в химической лаборатории Института геохимии, минералогии и рудообразования им. Н.П. Семеново НАН Украины (ИГМР), аналитики: О.П. Краско (ан. 1, 6, 8, 12, 13, 17), А.Я. Ротарь (ан. 3, 20, 24), Г.А. Скринник (ан. 4, 14–16, 18, 19, 21, 23), Л.Д. Смирнова (ан. 2, 5, 7, 9, 10).

($f_{\text{общ}} = 32,7\%$), который обнаружен в фенитизированных разностях данных пород на Бегим-Чокракском проявлении карбонатитов [10]. С помощью спектрального анализа в гиперстенах обнаружены, г/т: Mn – 2000–5000, Ni – 30–40, изредка 1000; Co – 20–30, Ti – 100–500, V – 20–30, Cr – 30–100, изредка 800; Cu – 8–20, Zr – 300–600, Sc – 10–30, Y – 10.

Клинопироксенам в основных кристаллосланцах и гнейсах принадлежит заметно большая роль, нежели ортопироксенам, которые иногда вообще отсутствуют. Они характеризуются бледно-зеленым, светло-зеленым, изредка густо-зеленым (табл. 1, ан.14, 23) цветом (в ассоциации с роговой обманкой, эпидотом, сфеном), плеохроизм практически отсутствует. Как видно из результатов химического анализа (табл. 1, ан.12–24), большинство клинопироксенов принадлежит к диоп-

сид-геденбергитовому ряду, в котором выделяются диопсиды и салиты с $f_{\text{общ}} = 23,3–37,1\%$. В то же время они характеризуются некоторым дефицитом Ca (< 0,90 ф.е.) и, согласно Н.Л. Добрецову и др. [7], должны быть отнесены к субкальциевым диопсидам (ан. 13–18) и субкальциевым салитам (ан. 20–22). Исследованным клинопироксенам свойственны низкие значения титанистости ($\text{TiO}_2 = 0,1–0,41\%$), марганцовистости ($\text{MnO} = 0,23–0,62\%$), степени окисления железа (0,1–0,27, изредка 0,4) и несколько повышенное количество щелочей, особенно Na_2O (0,48–0,71%). Такие клинопироксены, в которых содержание эгиринового минала достигает 3,4–4,9% (ан. 13–19, 21, 23), могут быть отнесены к эгириносодержащим диопсидам или салитам. По соотношению Ca : Mg : Fe клинопироксены с повышенным содержанием глинозема (табл. 1, ан. 13–18,

Таблица 2. Химический состав амфиболов и слюд, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
SiO ₂	47.1	44	43.45	43.1	42.74	52.97	39.19	37.98	35.6	37.26	36.3	37.42
TiO ₂	0.74	1.32	1.4	1.32	1.39	0.27	1.74	1.51	2.18	4.75	5.7	6.14
Al ₂ O ₃	7.2	9.46	10.85	11.42	17.42	4.45	15.19	19.22	17.83	14.87	13.42	14.7
Fe ₂ O ₃	4.7	4	4.66	1.95	4.42	1.84	2.79	3.09	2.2	3.06	0.72	1.2
FeO	11.07	11.5	10.94	12.64	7.83	6.97	7.94	8.72	10.2	11.66	14.37	13.3
MnO	0.24	0.36	0.26	0.56	0.19	0.2	0.07	0.01	0.02	0.04	0.1	0.11
MgO	13.42	13.1	12.71	12.36	8.79	19.09	20.62	16.8	17.99	16.16	16.14	15.13
CaO	12.35	11.3	11.7	11.52	12.89	11.87	0.63	0.81	0.11	0.23	Следы	0.49
Na ₂ O	1	1.5	1.2	1.2	1.8	0.8	0.05	0.5	0.66	0.08	0.66	0.05
K ₂ O	0.5	1.08	1	1	0.62	0.24	9.12	7.82	9.54	8.69	8.84	9.14
F	Не опр.	0.75	Не опр.	0.25	Не опр.	Не опр.	0.32	0.16	1.2	0.4	1	0.45
H ₂ O	0.32	0.2	0.1	0.08	0.14	0.02	0.02	0.26	0.08	0.1	Не обн.	Не обн.
П.п.п.	1.52	1.77	1.69	2.25	1.29	1.11	2.12	3.15	2.62	2.57	2.88	2.11
Сумма	100.16	100.02	99.86	99.55	99.52	99.83	99.67	99.96	99.86	99.71	99.71	100.05
$\rho, \text{г/см}^3$	Не опр.	3.01	2.98	2.85	Не опр.	Не опр.	Не опр.	2.95				
n_g	1.675	1.684	1.684	1.684	1.687	1.642	1.619	1.634	1.637	1.644	1.645	1.646
n_o	1.651	1.662	1.662	1.662	1.665	1.62	Не опр.					
$f_{\text{общ}}$	39.3	39.8	40.4	40.5	43.6	20.5	22.3	27.6	27.6	33.4	34.3	35
f_o	0.27	0.24	0.28	0.12	0.34	0.19	0.24	0.24	0.16	0.19	0.04	0.08
a_s	10.1	18.5	19.5	20.3	21.6	5.4	–	–	–	–	–	–
a^{3+}_{VI}	19.7	14.8	19.5	14.4	40	9.8	–	–	–	–	–	–
a_{Ca}	16	26.1	22.3	22.7	23.4	12.7	–	–	–	–	–	–
al_{IV}	–	–	–	–	–	–	27.8	31	33.9	30.3	30.3	29.6
al_{VI}	–	–	–	–	–	–	6.5	13.5	6.8	3.3	0	3.9
al	–	–	–	–	–	–	18.5	23.8	22.5	19.3	17.8	19.4

Примечание. Кроме того, в ан. 9 установлено 0,13% BaO. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,42 F. *Анализы:* 1 – роговая обманка, обр. 525; 2 – то же, обр. 520; 3 – то же, обр. 514; 4 – то же, обр. 504; 5 – то же, обр. 516; 6 – актинолит, обр. 523; 7 – флогопит из флогопит-двупироксен-роговообманкового кристаллического сланца, меланократового, с небольшим содержанием плагиоклаза, скв. 108, гл. 238,0–242,0 м; обр. 521; 8 – то же, обр. 523; 9 – то же, обр. 510; 10 – биотит, обр. 511; 11 – то же, обр. 524; 12 – то же, обр. 517; 13 – то же, обр. 515; 14 – то же, обр. 520; 15 – то же, обр. 519; 16 – то же, обр. 525; 17 – то же, обр. 512; 18 – то же, обр. 522. *Коэффициенты:* $a_s = [(Al_{\text{IV}} + Ti_{\text{IV}}) / (Al_{\text{IV}} + Ti_{\text{IV}} + Si_{\text{IV}})] \cdot 100\%$; $a^{3+}_{\text{VI}} = [(Al_{\text{VI}} + Ti + Fe^{3+}) / (Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Al_{\text{VI}} + Ti + Mn)] \cdot 100\%$; $a_{\text{Ca}} = [(Na + K) / (Na + K + Ca)] \cdot 100\%$; $al_{\text{IV}} = [Al_{\text{IV}} / (Al_{\text{IV}} + Si)] \cdot 100\%$;

22) и пониженной кальциестью ($Ca = 43,1-44,5\%$) на диаграмме Хесса располагаются в поле авгита. Все исследованные клинопироксены, по сравнению с ортопироксенами, характеризуются более высокой глиноземистостью ($al = 3,4-6,7\%$). Клинопироксен обр. 516, (ан. 24) из гранатсодержащего парагенезиса имеет максимальную глиноземистость ($al = 14,5\%$) и по Н.Л. Добрецову [7], относится к субкальциевому салитавгиту. Из миналов в составе клинопироксенов преобладают диопсид (56,2–68,6, изредка 74,7 %) и геденбергит (19,5–24,8, изредка 13,4 %). Подчиненная роль принадлежит йохансениту (0,5–2 %), железо-алюминиевому миналу – $CaFe^{3+}(AlSiO_6) - 0-3,6$, изредка 6,5 %; титановому миналу – $CaTiAl_2O_6 - 0-1,1\%$; жадеиту – $NaAlSi_3O_6 - 0-0,5\%$; $CaAl(AlSiO_6) - 0-2,1\%$; $CaSiO_3 - 0-3,8\%$; $FeSiO_3 - 0-1,7\%$; $MgSiO_3 -$

4,2–11 %; $MgAl_2O_4 - 0-3,1\%$. Как и в ортопироксенах, в клинопироксенах местами наблюдаются подобные тонкопластинчатые выделения, но не клинопироксена, а ортопироксена, свидетельствующие о высокотемпературных процессах распада твердого раствора. Наиболее магнезиальные клинопироксены ($f_{обш} = 14,6-21,7\%$) с наименьшей глиноземистостью и невысокой щелочностью характерны для диопсидов из двупироксеновых пироксенитов [10]. С помощью спектрального анализа в клинопироксенах выявлены, г/т: Mn – 1000–5000, Ni – 15–50, изредка 400; Co – 6–20, Ti – 300–1000, V – 40–50, Cr – 50–80, изредка 500–600, Sc – 20–40, Y – 50–100.

Оливин в двупироксеновых пироксенитах (обр. 523) представлен довольно крупными (до 1 мм), очевидно метаморфогенными, бесцветными зернами и принадлежит железистому хризолиту с $f_{обш} = 25\%$ ($n_g = 1,722$). В отдельных участках оливин частично замещен серпентином, хлоритом, бледно-зеленым актинолитом, карбонатом (выделить и проанализировать мономинеральную фракцию оливина, к сожалению, не удалось).

Амфиболы в основных кристаллосланцах и пироксеновых гнейсах представлены главным образом буровато-зеленой, реже серо-зеленой роговой обманкой с устойчивой средней общей железистостью от 31,3 до 49,1 % (табл. 2; ан. 2, 4, 5) и лишь в гранатсодержащих сравнительно редко встречающихся разностях железистость роговых обманок увеличивается до 63,7 % [17]. Роговые обманки характеризуются повышенным значением титанистости (0,14–0,22 ф. е.), глиноземистости ($a_{Si} = 18,5-21,6$; $a^{3+}_{VI} = 14,4-20,6\%$) и щелочности ($a_{Ca} = 21,8-26,3\%$), что свидетельствует о принадлежности их к гадингситовым роговым обманкам. Иногда встречаются светло-зеленые магнезиальные роговые обманки (ан. 1) и бледно-зеленые актинолиты (ан. 6), для которых свойственны более низкие значения общей железистости, титанистости, глиноземистости и щелочности. Как и на Побужье [3], в районе исследований обнаружена необычная роговая обманка (ан. 5 с $f_{обш} = 43,6\%$), для которой характерны, с одной стороны, высокая глиноземистость (особенно глиноземистость октаэдра – $a^{3+}_{VI} = 40\%$), а, с другой, высокая щелочность ($a_{Ca} = 23,4\%$). Подобное явление, очевидно, объясняется неоднородностью состава данного минерала, которая выражается в тесном срастании двух видов высокотемпературных глиноземистых роговых обманок: чермакитовой – в ядерной части зерен (кри-

13	14	15	16	17	18
36.78	36.16	36.98	36.77	36.45	36.64
5.52	3.07	4.66	2.79	4.9	4.76
13.91	14.83	15.23	14.64	14.67	15.02
3.1	2.78	1.13	2.73	3.49	3.58
14.54	15.26	16.23	15.87	14.9	15.12
0.11	0.1	0.24	0.22	0.24	0.2
14.52	14.36	13.94	14.48	13.33	13.05
Следы	Следы	0.35	0.35	0.58	Следы
0.08	0.14	0.08	0.2	0.12	0.08
8.5	8.71	8.37	8.94	8.24	8.3
0.35	0.37	0.34	0.28	0.55	0.42
0.15	0.1	0.06	0.12	0.06	0.05
2.32	3.79	2.34	2.26	2.67	2.48
99.74	99.51	99.81	99.53	99.97	99.52
Не опр.	Не опр.	3	2.99	Не опр.	Не опр.
1.652	1.653	1.653	1.654	1.656	1.657
Не опр.					
40.1	41.2	41.3	41.8	43.5	44.5
0.16	0.14	0.06	0.14	0.17	0.18
–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–
–	–	–	–	–	–
30	32	29.8	29.3	31	30.3
1.4	1.2	5.6	4.9	2.3	4.4
18.3	19.4	19.9	18.9	19.5	19.8

$a_{VI} = [Al_{VI} / (Al_{VI} + Mg + Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn + Ti)] \cdot 100\%$;
 $al = [Al / (Al + Mg + Fe + Mn + Si)] \cdot 100\%$ Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР, аналитики О.П. Красюк (ан. 3, 6-8, 12, 15, 16), Р.Л. Левина (ан. 10, 13, 14, 18), А.Я. Ротарь (ан. 1, 5), Г.А. Скринник (ан. 4), Л.Д. Смирнова (ан. 2, 9, 11), М.Л. Шайкевич (ан. 17)

сталлов) и гастингситовой – во внешней кайме. Все изученные амфиболы насыщены Са и щелочами ($\Sigma \text{Ca} + \text{Na} + \text{K} = 2,36\text{--}2,645$ ф. е.) и лишь актинолит (ан. 6) несколько недосыщен ими. С помощью спектрального анализа в высокотемпературных роговых обманках выявлены, г/т: Mn – 1000–2000, Ni – 80–150, Co – 20–60, Ti – 1000–5000, Cr – 150–200, изредка 1000, Sc – 20–50, Ce – 200, La – 150, Y – 80–350, Ba – 300.

Слюды представлены флогопитом и биотитом: первый зафиксирован в дупироксеновых (\pm оливин) пироксенитах или в меланократовых прослоях основных кристаллосланцев, а второй – в кристаллических сланцах и пироксенсодержащих гнейсах. Флогопит наблюдается в виде светло-бурых (обр. 521), светло-буровато-оранжевых (обр. 523), светло-красновато-бурых (обр. 577) и светло-оранжево-зеленовато-бурых (обр. 510) чешуек и пластинок, которые нередко развиваются по пироксенам.

Как видно из результатов химического анализа [10], флогопиты характеризуются повышенной железистостью ($f_{\text{общ}} = 22,3\text{--}29,1\%$), относительно невысокими титанистостью ($\text{Ti} = 0,085\text{--}0,125$, изредка 0,23 ф. е.), глиноземистостью ($al_{IV} = 27,5\text{--}27,8\%$; в дупироксеновых пироксенитах и в кордиеритсодержащих сланцах – до 31–33,9%), степенью окисления железа (0,16–0,27), фтори-стостью ($F = 0,16\text{--}0,48$, изредка 1,2 %) и содержанием истонит-сидерофиллитового компонента (0–40, изредка 79,4 %).

Биотит окрашен преимущественно в красновато-бурые или коричневые цвета, что характерно для высокотемпературных биотитов гранулитовой фации. Значительно реже в них отмечаются зеленовато-бурые (обр. 525) тона, свидетельствующие о том, что порода подверглась более низкотемпературным воздействиям в процессе регрессивного метаморфизма. Судя по химическому составу (табл. 2, ан. 10–18), биотитам свой-

Таблица 3. Химический состав апатитов, ильменитов и магнетитов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	0.2	Не обн.	Не обн.	0.4	1.28	1.12	0.4	0.4
TiO ₂	Следы	Следы	Следы	Следы	45.6	45.9	0.46	0.54
Al ₂ O ₃	0.24	0.4	0.24	0.4	0.15	0.4	0.82	0.3
$\Sigma \text{TR}_2\text{O}_3$	0.8	1.1	0.8	0.9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Fe ₂ O ₃	0.2	0.24	0.18	0.24	37.93	39.22	65.52	66.32
FeO	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	11.53	10.6	30.46	30.89
MnO	0.02	0.05	0.06	0.07	1.7	1.54	0.08	0.11
MgO	0.3	0.2	0.3	Следы	0.82	0.75	0.98	0.42
CaO	54.67	54.7	54.67	54.67	0.44	0.44	Следы	Следы
Na ₂ O	0.1	0.1	0.1	0.1	0.14	0.14	0.36	0.2
K ₂ O	Следы	Следы	Следы	Следы	0.1	0.08	0.04	0.04
P ₂ O ₅	42	41.7	42	41.7	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
F	2.3	1.9	2.2	2	" "	" "	" "	" "
H ₂ O ⁻	Не обн.							
П. п. п.	" "	" "	0.2	" "	" "	" "	0.7	0.6
Сумма	99.86	99.59	99.83	99.64	99.69	100.19	99.82	99.82
Fe ²⁺ TiO ₃	–	–	–	–	24.3	21.9	–	–
MnTiO ₃	–	–	–	–	3.6	3.1	–	–
MgTiO ₃	–	–	–	–	3.1	2.6	–	–
Fe ²⁺ Fe ³⁺ O ₄	–	–	–	–	–	–	90.9	96.2
Fe ₂ ²⁺ TiO ₄	–	–	–	–	–	–	1.5	1.5
MgFe ₂ ³⁺ O ₄	–	–	–	–	–	–	5.6	1.5
Fe ²⁺ Al ₂ O ₄	–	–	–	–	0.4	0.7	2	–
MgAl ₂ O ₄	–	–	–	–	–	–	–	0.8
Fe ₂ ³⁺ O ₃	–	–	–	–	35.7	36.7	–	–
TiO ₂	–	–	–	–	32.9	35	–	–

Примечание. Анализы: 1 – апатит, обр. 511; 2 – то же, обр. 517; 3 – то же, обр. 519; 4 – то же, обр. 524; 5 – ильменит, обр. 524; 6 – то же, обр. 512; 7 – магнетит, обр. 524; 8 – то же, обр. 512. Анализы выполнены в химической лаборатории ИГМР, аналитики Г.А. Скринник (ан. 5, 6), Л.Д. Смирнова (ан. 1–4, 7, 8).

стенна довольно невысокая, но устойчивая железистость ($f_{\text{общ}} = 33,4\text{--}44,5\%$), повышенная титанистость ($Ti = 0,27\text{--}0,345$, реже $0,16\text{--}0,175$ ф. е.), невысокие глиноземистость ($al_{IV} = 29,3\text{--}32$; $al_{VI} = 0\text{--}4,7$; $al = 17,8\text{--}19,9\%$), степень окисления железа ($0,04\text{--}0,19$), фтористость ($F = 0,29\text{--}0,55$, изредка 1%) и содержание истонит-сидерофиллитового компонента ($0\text{--}32,9\%$). С помощью спектрального анализа в биотитах установлены, г/т: Mn – 200–600, изредка 2000, Ni – 100–500, изредка 1000, Cu – 10–40, Ti > 10000, V – 300–500, Cr – 100–500, изредка 1500–2000, Nb – 5–20, Zn – 200–500, Ba – 300–2000.

Плагиоклаз обычно свежий, нередко отчетливо сдвойникованный или с характерными клиновидными полисинтетическими двойниками. Иногда в нем отмечаются мелкие и удлиненные антипертитовые вросстки калишпата. В основных кристаллосланцах плагиоклаз представлен основным андезином (№ 45–48) или лабрадором (№ 55–60), а в пироксеновых гнейсах – основным олигоклазом (№ 25–28) или кислым андезином (№ 33–35).

Кварц наблюдается главным образом в пироксеновых гнейсах, где ассоциирует с плагиоклазом или образует нечеткие прослои.

Микроклин-пертит в количестве до 20–30 % отмечается в чарнокитизированных, мигматизированных или фенитизированных разностях основных кристаллосланцев или пироксеносодержащих гнейсов.

В основных кристаллических сланцах (обр. 516, 521) иногда встречаются редкие зерна розового граната. Гранат из аналогичных пород (обр. 1370/1) района с. Украинка на р. Кайинкулак [5, 17], судя по химическому составу, представлен маломарганцовистым Са-альмандином с $f_{\text{общ}} = 86,1\%$. Минеральный состав его следующий, %: пироп – 11,4, альмандин – 62,8, гроссуляр – 19,6, спессартин – 6,2 [16].

Образование граната, вероятно, связано с более поздними и более низкотемпературными процессами, чем описанных выше высокотемпературных породообразующих минералов (пироксены, амфиболы, слюды).

Апатит в исследованных породах не образует значительных скоплений. Как следует из результатов химического анализа (табл. 3, ан. 1–4), он представлен типичным фторапатитом, в котором содержание ΣTR_2O_3 изменяется от 0,8 до 1,1 %. Лишь в фенитизированных разностях двупироксеновых пироксенитов участка Бегим-Чокрак содер-

жание ΣTR_2O_3 иногда увеличивается до 2,85 % [10]. По данным химического и спектрального анализов, редкие земли в исследованных апатитах представлены комплексным иттрий-цериевым составом с преобладанием Ce над Y. С помощью спектрального анализа в апатитах обнаружены, г/т: Mn – 500, Ce – 1000–2000, Y – 600–1000, Yb – 10–80, La – 100–400, Ba – 300–600.

Рудные минералы представлены ильменитом, магнетитом и сульфидами железа (пирит, пирротин). Последние наблюдаются в виде рассеянной вкрапленности либо образуют небольшие гнездовидные или послойные скопления.

Ильменит в виде ксеноморфных зерен часто отмечается в сростках с магнетитом, размер его зерен не превышает 0,1–0,5 мм. Как видно из результатов химического анализа (табл. 3, ан. 5, 6), ильмениты из основных кристаллосланцев и пироксеносодержащих гнейсов имеют необычный сравнительно редко встречающийся состав, для которого характерно наличие 37,93–39,22 % Fe_2O_3 или 35,7–36,7 мол. % гематитового минала. В небольшом количестве в нем выявлены, %: гейкилитовый – 2,6–3,1, пирофанитовый – 3,1–3,6 и герцинитовый – 0,4–0,7 миналы. На долю собственно ильменита приходится 21,9–24,3 мол. %, рутила – 32,9–35 мол. %. Приведенные данные позволяют отнести исследованные ильмениты к гематито-ильменитам [13]. Некоторые исследователи подобные минералы обнаружили в основных plutонических породах на Урале в своеобразных "вашингтонитовых ильменит-магнетитовых рудах" [4]. Образование этих руд связывается с формированием жильных гранитоидов или вообще более поздней кислой магмы [9], которое привело к эндогенному окислению ильменит-магнетитовых руд в условиях высокого кислородного потенциала среды.

При большом (200–300 \times) увеличении в шлифах (обр. 512, 524), в зернах хорошо диагностируемого ильменита наблюдаются ориентированные в одном направлении (параллельно базопинаккиду ильменита) прерывистые цепочки, представленные пластинчатými, линзовидными, реже веретеновидными (похожими на пертиты) и овальными более светлыми (по сравнению с ильменитом) зернами гематита (до 30 %), которые свидетельствуют о наличии в ильмените структур эмульсиевидного распада твердого раствора (рис. 1–3). Образование гематита (0,01–0,04 мм) по ильмениту нередко сопровождается выделением спутанноволнистых иголок рутила размером

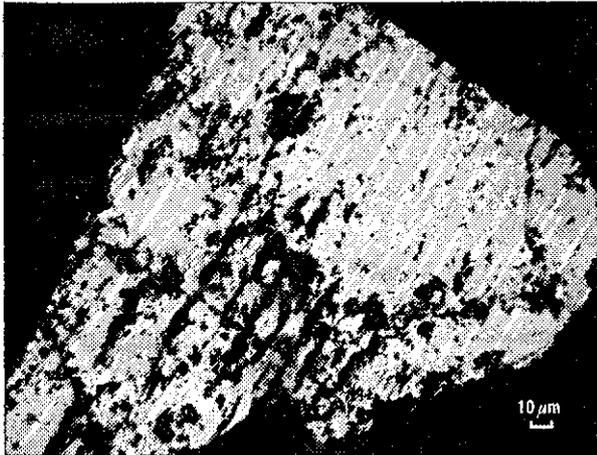


Рис. 1. Гематито-ильменит. Включения в ильмените (серое) гематита (белое), характеризующие распад твердого раствора. Гематит образует ориентированные в одном направлении (параллельно базопинаккиду ильменита) цепочки, состоящие из мелких продолговатых и линзовидных зернышек. Обр. 524, скв. 31, пл. 135,0 м. Ув. 200 \times

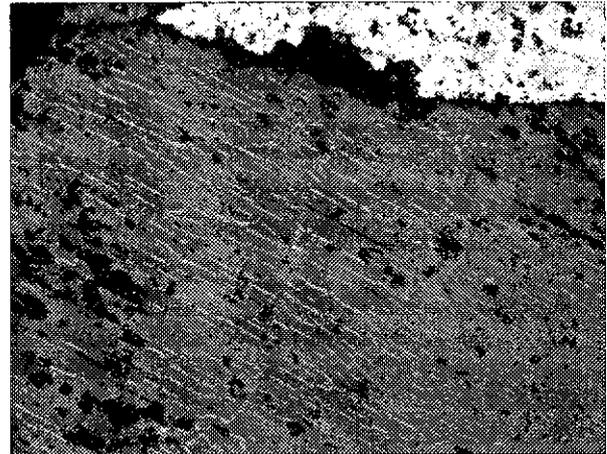


Рис. 2. Гематито-ильменит. По составу и строению аналогичен изображенному на рис. 1. В верхней части рисунка – контакт ильменита с зерном пирротина. Там же. Ув. 250 \times

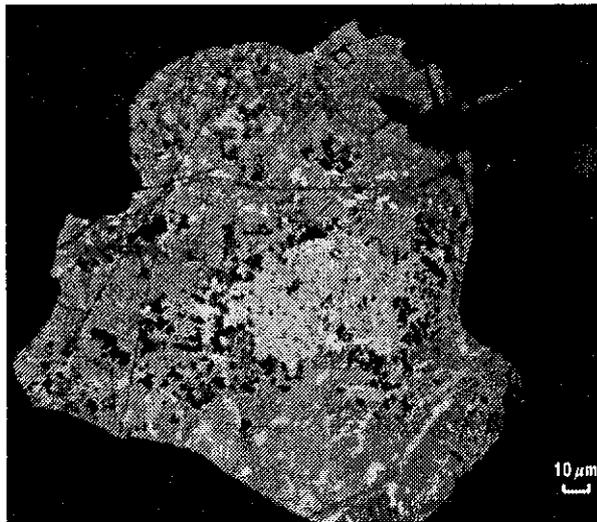


Рис. 3. Выделения в ильмените гематита разных генераций. В центре зерна ильменита наблюдается изометричной формы участок (~0,15 мм), заметно обогащенный выделениями гематита двух генераций. Там же. Ув. 200 \times

до 0,01–0,02 мм (тоже распад твердого раствора), что подтверждается довольно высоким содержанием свободного TiO_2 (32,9–35 мол. %) в минальном составе исследованного ильменита [11]. По данным П. Рамдора [13], ильменит и гематит при температуре ~600 °С изоморфны и смесимы в любых соотношениях. При понижении температуры распад гематита в ильмените происходит в интервале 500–600 °С. Ильменит при поглощении кислорода подвергается разнообразным изменениям в результате не только магматических [22] и постмагматических, но и автотематоморфических и регионально-метаморфических процессов. Исследованные гематито-ильмениты, скорее всего, могли образоваться под воздействием

высокотемпературных регионально-метаморфических процессов в условиях высокого кислородного потенциала среды. С помощью спектрального анализа в ильменитах выявлены, г/т: Mn – 8000–10000, Ni – 10–30, V – 800–2000, Cr – 30–60, Nb от 0 до 100–200, Cu – 30–50, Sn – 50, Sc – 100–150.

Магнетит образует сростки с ильменитом без реакционных взаимоотношений. Судя по химическому составу (табл. 3, ан. 7,8), он содержит небольшую примесь Ti и Mg и весьма незначительную – Mn, причем магнетит из основных кристаллосланцев (обр. 524) более сильно обогащен Al_2O_3 и MgO по сравнению с магнетитом из пироксеновых гнейсов (обр. 512). В первом из них установлено пониженное содержание магнетитового (90,9 мол. %) и повышенное – магнезиоферритового (5,6 мол. %) минала. С помощью спектрального анализа в магнетите установлены, г/т: Mn – 200, Ni – 80, Co – 10, Ti – 600, V – 200, Cr – 300–500.

Сфен – лепешковидные зерна бурого цвета различной интенсивности. Он встречается обычно в клинопироксен-роговообманково-плагноклазовых кристаллосланцах и гнейсах и нередко присутствует в зонах дробления в ассоциации с довольно железистым желтоватым эпидотом с характерной супернормальной интерференционной окраской или измененным плагноклазом, а также в зонах окварцевания. С помощью спектрального анализа в сфене обнаружены, г/т: Mn – 80, V – 500, Nb – 250–600, Cu – 10, Pb – 100–200, Y – 80, La – 100–200, Sc – 20. Как и в щелочных породах [10], сфен и ильменит служат не только носителями, но и концентраторами Nb.

Таблица 4. Химический состав основных кристаллосланцев и пироксеновых гнейсов, %

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	40.93	48.12	49.68	51.68	50.95	46.7	54.94	55.21	53.88	54.04	67.46	61.88	66.97	68.21
TiO ₂	1.19	0.46	0.75	1.01	1.04	1.29	1.14	0.58	1.1	1.51	0.51	0.73	0.42	0.48
Al ₂ O ₃	23.8	14.61	14.52	15.16	18.91	14.4	16.43	18.57	15.89	11.6	15.16	16.49	14.98	15.81
Fe ₂ O ₃	2.26	3.55	3.08	4.83	4.34	9.34	1.19	0.01	3.48	2.9	0.56	2.48	1.67	1.67
FeO	5.04	7.63	9.34	6.79	4.39	7.63	6.25	5.72	6.22	7.14	2.86	2.79	2.43	2
MnO	0.08	0.14	0.16	0.1	0.03	0.19	0.09	0.04	0.21	0.12	0.02	0.04	0.07	0.03
MgO	15.18	8.75	8.01	6.77	4.42	5.49	5.02	3.85	6.11	6.52	2.95	3.08	2.36	1.8
CaO	2	11.17	9.98	9.41	8.02	8.98	8.12	5.93	6.14	9.24	4.9	4.99	7.06	4.33
Na ₂ O	0.7	3.04	2.35	2.5	4.67	3.39	4.2	1.25	3.15	2.44	3.01	3.88	2.26	3.69
K ₂ O	4.08	0.85	0.62	0.5	1.26	0.9	1.2	4.05	1.45	2.14	0.91	1.77	0.48	1
P ₂ O ₅	0.28	0.29	0.12	0.15	0.33	0.3	0.26	0.47	0.3	0.28	0.21	0.35	0.18	0.2
H ₂ O	0.33	0.38	0.13	Не обн.	0.16	0.66	0.21	1.36	0.02	0.38	0.06	0.03	Не обн.	0.01
П.п.п.	3.22	1.13	1.11	1.41	1.68	1.18	0.77	3.2	1.57	1.61	0.93	0.97	0.67	0.59
Сумма	99.67	100.19	100.05	100.35	100.23	100.46	99.82	100.42	99.52	99.95	99.54	99.51	99.55	99.82
f _{общ}	20.8	41.4	46.2	48.2	51.4	62.5	45.5	45.6	46.8	57.4	39.2	48.1	48.6	52.5
f _o	0.28	0.3	0.23	0.39	0.47	0.52	0.15	0.003	0.34	0.27	0.15	0.45	0.39	0.43
K _{arr}	0.23	0.4	0.31	0.3	0.48	0.46	0.5	0.35	0.43	0.54	0.39	0.5	0.28	0.46
Na ₂ O/K ₂ O	0.2	3.6	3.8	5	3.7	3.77	3.5	0.31	2.2	1.14	3.3	2.2	4.7	3.7
al'	1.1	0.73	0.7	0.82	1.4	0.64	1.3	1.9	1.01	0.7	2.4	2	2.3	2.9
Параметры, по А.Н. Заварицкому														
s	43.5	54.1	56.8	60	61.2	54.9	63.4	68.1	63.3	63.5	-	-	-	-
a	6.8	7.7	6	6.2	12.6	9	11.1	9.3	9.3	8.6	-	-	-	-
b	47.5	32.5	30.5	26.7	19.4	30.8	20	14.8	21.2	24.3	-	-	-	-
c	2.2	5.7	6.7	7.1	6.8	5.3	5.5	7.8	6.2	3.6	-	-	-	-
a/c	3.1	1.4	0.9	0.9	1.9	1.7	2	1.2	1.5	2.4	-	-	-	-
c'(a')	37.4	23.6	17.8	16.6	17.3	18.8	21.9	13	6.7	32.1	-	-	-	-
m'	49.5	44.8	44.3	43.2	40.2	30.5	42.6	47.3	49.6	28.9	-	-	-	-
f'	13.1	31.6	37.9	40.2	42.5	50.7	35.5	39.7	43.7	39	-	-	-	-
n	20.1	84.4	86	88.9	84.7	84.6	84	31.4	76.7	63.8	-	-	-	-
t	2.1	0.7	1.1	1.5	1.6	2	1.6	0.8	1.5	2.1	-	-	-	-
φ	3.7	9.3	8.5	15.6	20.1	26.2	5.4	0.1	14.3	10.3	-	-	-	-
Q	-28.8	-12.9	-2.1	0.5	-9.6	-13.5	-0.9	9.8	1.8	6.2	-	-	-	-

Примечание. Сумма компонентов приведена с вычетом 0,5S. *Анализы:* 1 – кристаллический сланец гиперстен-кордиерит-биотит-плагиоклазовый, скв. 119, гл. 35,6–36,5 м; верховье б. Сисикула вблизи с. Просторое, обр. 510; 2 – то же пироксен-амфибол-плагиоклазовый, скв. 321, гл. 30,0 м; в 3 км западнее с. Юрьевка, обр. С-321/9 [20]; 3 – то же биотит-двупироксен-роговообманково-плагиоклазовый, карьер вблизи ж/д. ст. Верхний Токмак, обр. 504; 4 – то же, скв. 119, гл. 86,0–88,7 м; обр. 515; 5 – то же биотит-роговообманково-пироксеновый, скв. 27, гл. 279,5 м, обр. 27/2; 6 – то же пироксен-амфибол-плагиоклазовый, скв. 429, гл. 33,0 м; водораздел рек Крушанлы и Юшанлы, обр. С-429/6 [20]; 7 – то же биотит-двупироксен-роговообманково-плагиоклазовый чарнокитизированный, скв. 31, гл. 134,0–136,5 м, южнее с. Просторое, обр. 524; 8 – то же биотит-роговообманково-пироксеновый чарнокитизированный, скв. 78, гл. 85,3 м; вблизи с. Долгое, обр. 78/1; 9 – то же биотит-двупироксен-роговообманково-плагиоклазовый чарнокитизированный, скв. 20, гл. 67,8–69,5 м; обр. 520; 10 – то же биотит-роговообманково-пироксеновый чарнокитизированный, скв. 102, гл. 78,8 м; обр. 102/4; 11 – гнейс биотит-двупироксен-плагиоклазовый, скв. 119, гл. 37,0–38,5 м; обр. 511; 12 – то же биотит-двупироксен-роговообманково-плагиоклазовый, частично микроклинизированный, скв. 118, гл. 80,3–82,5 м; обр. 517; 13 – то же биотит-клинопироксен-плагиоклазовый, скв. 119, гл. 65,0–66,5 м; обр. 513; 14 – то же биотит-двупироксен-плагиоклазовый, скв. 119, гл. 62,5–64,0 м; обр. 512. *Коэффициенты:* K_{arr}=(Na+K)/Al; al'=Al₂O₃/(Fe₂O₃+FeO+MgO), %. Кроме того, определены (%): в ан. 1 – 0,01 Cr₂O₃; 0,17 S; 0,11 C_{ор}; 0,37CO₂; следы NiO и CoO; ан. 2 – 0,07 SO₃; ан. 3 – 0,02 S; 0,17CO₂; 0,02Cr₂O₃; Следы NiO; ан. 4 – 0,08S; ан. 5 – 0,03SO₃; ан. 6 – 0,01SO₃; ан. 8 – 0,18SO₃; ан. 10 – 0,03SO₃; ан. 12 – 0,06S. *Анализы* выполнены в химической лаборатории ИГМР, аналитики Л.В. Годунова (ан. 3), О.П. Красюк (ан. 4, 9, 11–14), А.В. Ренкас (ан. 7), М.Л. Шайкевич (ан. 1) и в химической лаборатории ПГО Донбассгеология (ан. 5, 8, 10).

Химический состав и геохимические особенности основных кристаллосланцев. В двупироксеновых (иногда с оливином) пироксенитах с помощью спектрального анализа установлены, г/т: Mn – 800–1000, Ni – 300–1000, Co – 40–100, Ti – 1000–4000, V – 50–80, Cr – 800–1500, Cu – 50–150, La – 50–150, Y – 10–20.

Более широким спектром элементов-примесей (но несколько меньшим в абсолютных значениях) характеризуются основные кристаллосланцы, г/т: Mn – 200–800, Ni – 50–200, Co – 10–40, Ti – 1000–6000, V – 30–80, Cr – 50–200, Zr – 100–400, Nb – 5–20, изредка до 40, Sc – 10–15, Ce – 100–300, La – 100–300, Y – 15–20, Ba – 200–600, изредка до 3000.

Еще более низкими значениями содержания малых элементов отличаются кварцсодержащие биотит-двупироксен-роговообманково-плагноклазовые гнейсы, г/т: Mn – 50–200, Ni – 20–60, Co – 5–50, Ti – 1000–2000, V – 30–50, Cr – 30–100, Zr – 100–200, Nb – 2–10, Sc – 5–15, Ce – 200–300, La – 150–200, Y – 10–15, Ba – 200–2000.

По химическому составу двупироксеновые пироксениты (обр. 523, скв. 198, гл. 66–69 м) относятся к основным плутоническим породам нормального петрохимического ряда семейства пироксенитов-горнблендитов (основных ультрамафитов) калиевой или калий-натриевой серии [10]. Они характеризуются высокой магнезиальностью ($f_{\text{оми}} = 23–27,9 \%$), низкой глиноземистостью, умеренными значениями степени окисления железа (0,23–0,42) и на диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ соответствуют щелочным и субщелочным габброидам. Фенитизированные разновидности этих пород заметно обогащены щелочами ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,22–6,27 \%$; $K_{\text{оми}} = 0,6–1,02$) и иногда содержат до 3,4 % P_2O_5 [10]. На диаграмме А – S [1] двупироксеновые пироксениты попадают в поле клинопироксенита.

В табл. 4 приведены результаты химического анализа неизменных последующими процессами основных кристаллосланцев (ан. 2–6), аналогичных им, но частично чарнокитизированных и гранитизированных (ан. 7–10) пород и более лейкократовых кварцсодержащих пироксеновых гнейсов (ан. 11–14).

По особенностям химического состава среди неизменных основных кристаллосланцев, затронутых гранитизацией их разновидностей и пироксеновых гнейсов можно выявить много общих черт и, иногда, существенные различия. По соотношению $2\text{Ca} + \text{Na} + \text{K} > \text{Al} > \text{Na} + \text{K}$ основные

кристаллосланцы принадлежат, главным образом, к породам нормального ряда (толеитовым) и значительно реже среди них отмечаются породы, пересыщенные глиноземом (обр. 78/1, 510–512). Все породы характеризуются низкой щелочностью ($K_{\text{оми}} = 0,28–0,54$), средним значением общей железистости (~40–60 %), изменчивым значением степени окисления железа (0,15–0,52) и принадлежат к образованиям калий-натриевой серии. Если первым из них свойственны низкая и умеренная глиноземистость, то вторым и, особенно, третьим (пироксеновым гнейсам) присуща высокая и весьма высокая глиноземистость за счет повышенного содержания в них полевых шпатов (плагноклаз, реже калишпат) и уменьшения количества темноцветных минералов.

По количеству щелочей все затронутые гранитизацией разновидности основных кристаллосланцев относятся к субщелочному ряду пород [$(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) > 4,5 \%$], в то время как в неизменных кристаллосланцах и пироксеновых гнейсах образования субщелочного ряда встречаются значительно реже. По соотношению $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$, $(\text{Na}_2\text{O} / \text{K}_2\text{O}) - \text{al}'$ и другим [1], неизменные основные кристаллосланцы это, скорее всего, производные вулканических пород семейства базальтов, субщелочных оливиновых базальтов, пикробазальтов и пикродолеритов. Возможно также, что частично некоторые из них могли образоваться за счет гипабиссальных пород типа субщелочного оливинового габбро. Затронутые гранитизацией основные кристаллосланцы на этих же диаграммах располагаются преимущественно в поле андезито-базальтов и субщелочных оливиновых лейкобазальтов или попадают в поле плутонических пород – субщелочных диорит-монцитонитов или оливиновых норитов.

Среди основных кристаллосланцев и пироксеновых гнейсов Лозоватской антиклинали в конце 1970-х годов впервые в Приазовье возле с. Просторое, в верховье р. Юшанлы, впадающей слева в р. Молочная, были выявлены сапфиринсодержащие породы, которые слагают маломощный прослой (скв. 119, гл. 33,5–35,1 м) без четко выраженных контактов среди биотит-амфибол-плагноклазовых и биотит-двупироксен-плагноклазовых кристаллических сланцев [14] (к сожалению, из-за отсутствия каменного материала эти породы автором практически не изучены). Сапфиринсодержащие кристаллосланцы, согласно Н.Ф. Русакову и др. [14], сложены, %: биотитом – 45, кордиеритом – 45, голубоватым сапфи-

Таблица 5. *PT*-параметры метаморфизма двупироксеновых пироксенитов и основных кристаллосланцев Лозоватской антиклинали

Номер образца	Парагенезис	<i>T</i> , °C										<i>P</i> _{общ.} , <i>n</i> · 10 ⁸ Па	
		<i>OPx-CPx</i>			<i>OPx-Gr</i>	<i>CPx-Gr</i>	<i>OPx-Hbl</i>	<i>OPx-Bt</i>	<i>CPx-Hbl</i>	<i>CPx-Bt</i>	<i>Hbl-Bt</i>	<i>OPx-Gr</i>	<i>Hbl^{pl}</i>
		[12]	[18]	[21]	[12]	[12]	[12]	[12]	[12]	[12]	[12]	[12]	[23]
504	<i>OPx</i> _{49,4} - <i>CPx</i> _{32,3} - <i>Hbl</i> _{40,5} - <i>Bt-Pl</i>	670	700	930			660		850				6,49
510	<i>OPx</i> _{36,6} - <i>Crd-Bt</i> _{27,6} - <i>Pl±Fsp</i>						680						
511	<i>OPx</i> _{33,5} - <i>CPx-Bt</i> _{33,4} - <i>Pl±Qu</i>						735						
512	<i>OPx</i> _{42,2} - <i>CPx</i> _{25,3} - <i>Bt</i> _{43,5} - <i>Pl-Ilm±Qu</i>	-	700	950			740		800				
514	<i>OPx</i> ₄₁ - <i>CPx</i> _{27,3} - <i>Hbl</i> _{40,4} - <i>Pl±Sp±Qu</i>	690	730	935			770		820				5,96
515	<i>OPx</i> _{40,6} - <i>CPx</i> _{26,6} - <i>Bt</i> _{40,1} - <i>Hbl-Pl±Mt</i>	680	725	960			730		770				
516	<i>OPx-CPx</i> _{37,1} - <i>Hbl</i> _{43,6} - <i>Pl±Mt±Gr</i>								750				12,24
517	<i>OPx</i> _{37,6} - <i>CPx</i> _{26,9} - <i>Bt</i> ₃₅ - <i>Hbl-Pl±Sp±Qu</i>	730	750	970			715		730				
519	<i>OPx-CPx</i> _{31,3} - <i>Hbl-Bt</i> _{41,3} - <i>Pl±Qu</i>								725				
520	<i>OPx-CPx</i> _{29,1} - <i>Hbl</i> _{39,8} - <i>Bt</i> _{41,2} - <i>Pl±Qu</i>								770	750	690		4,55
522	<i>OPx</i> _{47,4} - <i>Hbl-Bt</i> _{44,5} - <i>Pl±Qu</i>						720						
524	<i>OPx</i> _{39,1} - <i>CPx</i> _{29,8} - <i>Hbl-Bt</i> _{34,3} - <i>Pl-Ilm-Mt±Fsp</i>	730	760	930			695		700				
525	<i>CPx</i> _{30,5} - <i>Hbl</i> _{39,3} - <i>Bt</i> _{41,8} - <i>Pl±Qu</i>								760	740	680		2,57
615	<i>OPx</i> _{39,1} - <i>CPx</i> _{23,3} - <i>Bt-Pl±Hbl</i>	670	700	970									
3/64	<i>OPx</i> _{52,8} - <i>CPx</i> _{31,7} - <i>Hbl</i> _{49,2} - <i>Bt</i> _{47,3} - <i>Pl-Mt</i> [19]	Не опр.	700	930			700	705	780	750			6,44
1158	<i>OPx</i> _{38,2} - <i>CPx</i> _{25,9} - <i>Hbl</i> _{31,3} - <i>Pl</i> ₅₉ [5]	690	710	820			700	750	760				5,37
1370/1	<i>OPx</i> _{63,6} - <i>CPx</i> _{50,4} - <i>Gr</i> _{86,1} - <i>Hbl</i> _{63,7} - <i>Pl</i> ₄₆ [5]	700	700	750	670	670	680		700			6,8	6,04
523	<i>Ol</i> ₂₅ - <i>OPx</i> _{26,2} - <i>CPx</i> _{14,6} - <i>Phl</i> _{27,6} - <i>Act</i> _{20,5}	660	800	950			740						
577	<i>OPx</i> _{32,7} - <i>CPx</i> _{21,7} - <i>Phl</i> _{29,1} ± <i>Fsp</i> [10]	690	800	970			700		740				

Примечание. Символы минералов в табл. 5 и в тексте: *Act* – актинолит, *Bt* – биотит, *Gr* – гранат, *Ilm* – ильменит, *Fsp* – калишпат, *Qu* – кварц, *CPx* – клинопироксен, *Crd* – кордиерит, *Mt* – магнетит, *Ol* – оливин, *OPx* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Hbl* – роговая обманка, *Phl* – флогопит, *Sp* – шпинель. Пустые ячейки – нет данных.

рином – 4–5, корундом – 1–2, микропертитом – 1–2 и силлиманитом – 1, гиперстеном – ед. з. Сапфирин часто прорастает кордиерит, образуя нередко диабластовую структуру. Образование кордиерит-сапфириновых, гиперстен-сапфириновых и непосредственно вмещающих их гипер-

стен-кордиерит-биотит-плагиоклазовых кристаллических сланцев (табл. 4, ан. 1), вероятно, связано с метасоматическими процессами, которые протекали в условиях не только высокой температуры (более 750 °C), но и давления (до 8 · 10⁸ Па) [15].

PT условия метаморфизма основных кристаллосланцев. При высокотемпературном прогрессивном региональном метаморфизме гранулитовой фации основные кристаллосланцы претерпели метаморфическую гидратацию. По данным двупироксеновой геотермометрии (табл. 5), равновесие $OPx-CPx$ устанавливалось в температурном интервале 660–730 [12], а по [18] – 700–800 °C. Более высокие, очевидно, несколько завышенные значения температуры метаморфизма получены по геотермометру Б.Г. Яковлева [21] – 930–970 °C. На регрессивном этапе регионального метаморфизма происходило снижение параметров метаморфизма и, прежде всего, температуры, что отчетливо фиксируется геотермометрами: $OPx-Gr$ (670 °C), $CPx-Gr$ (670 °C), $OPx-Hbl$ (660–770 °C), $OPx-Bt$ (680–750 °C), $Hbl-Bt$ (680–690 °C). Температура метаморфизма по $CPx-Hbl$ (700–850 °C) и $CPx-Bt$ (730–800 °C) геотермометрам вполне сопоставима со значениями, полученными по двупироксеновому геотермометру, что может указывать на довольно высокие термодинамические параметры регрессивного метаморфизма, при которых происходило формирование $CPx-Hbl$ и $CPx-Bt$ парагенезисов. Согласно $OPx-Gr$ геобарометру [12], общее давление, при котором происходило формирование основных кристаллосланцев, достигало $6,8 \cdot 10^8$ Па. Кристаллизация роговых обманок, согласно геобарометру Л. Холлистера [23], осуществлялась в интервале $2,57-6,49 \cdot 10^8$ Па и лишь в отдельных тектонически активных участках достигала $12,24 \cdot 10^8$ Па.

Выводы. Развитые в пределах Лозоватской антиклинали основные кристаллосланцы западноприазовской серии (палеоархей) в позднем

архее (2713–2738 млн лет) были в основной своей массе гранитизированы и чарнокитизированы. По особенностям химического состава, двупироксеновые (иногда с оливином) пироксениты могут относиться к основным плутоническим породам нормального петрохимического ряда (основным ультрамафитам), а неизменные основные кристаллосланцы, характеризующиеся низкой щелочностью и средними значениями общей железистости (~40–60 %) – к производным вулканических пород семейства базальтов, субщелочных оливиновых базальтов, пикробазальтов и пикродолеритов. Возможно также, что частично некоторые из них могли образоваться за счет гипабиссальных пород типа субщелочного оливинового габбро. Затронутые процессами гранитизации основные кристаллосланцы по химическому составу чаще всего соответствуют андезитобазальтам или субщелочным оливиновым лейкобазальтам.

Особенности состава породообразующих минералов основных кристаллосланцев свидетельствуют о том, что первоначально они были метаморфизованы в гранулитовой фации в условиях высоких значений температуры (700–800 °C) и давления ($6,8 \cdot 10^8$ Па). Впоследствии, при снижении значений параметров метаморфизма, основные кристаллические сланцы претерпели существенные преобразования (амфиболизацию, ослюденение, раскисление плагиоклаза, окварцевание и пр.), что привело к повышению их щелочности и кремнекислотности с одновременным понижением основности.

Поступила 22.09.2010.

1. Андреева Е.Л., Баскина В.А., Богатиков О.А. и др. Магматические породы. – т. 1. – М.: Наука, 1983. – 367 с.
2. Артеменко Г.В., Швайка И.А., Демедюк В.В. и др. Геохимия основных кристаллосланцев западноприазовской серии (Приазовский мегаблок УЩ) // *Мінерал. журн.* – 2009. – 31, № 1. – С. 50–57.
3. Белевцев Р.Я., Яковлев Б.Г., Щербакова Т.Г. и др. Гранулитовая фация Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1985. – 219 с.
4. Вертушков Г.Н., Соколов Ю.А., Якишин В.И. Метаморфизм железо-титановых месторождений Уфалейской группы // *ЗВМО.* – 1966. – Ч. 95, вып. 1. – С. 10–17.
5. Глевова Е.Б., Есинчук К.Е., Цуканов В.А. Пироксены метаморфических пород Приазовья // *Геол. журн.* – 1973. – 33, вып. 1. – С. 42–51.
6. Глевова Е.Б., Кривдик С.Г. Докембрийский карбонатитовый комплекс Приазовья. – К.: Наук. думка, 1981. – 227 с.
7. Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П. и др. Породообразующие пироксены. – М.: Наука, 1971. – 453 с.
8. Есинчук К.Е., Глевова Е.Б. Гранитизация основных и железисто-кремнистых пород Приазовья // *Геохимия и рудообразование.* – 1974. – вып. 4. – С. 3–16.
9. Карпова О.В., Бутова Т.А. Ильменит из основных пород Копанского массива // *Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса.* – М.: Наука, 1970. – С. 216–232.
10. Кравченко Г.Л., Кривдик С.Г., Русаков Н.Ф. Особенности Бегим-Чокракского проявления щелочных ультрабазитов и карбонатитов (Западное Приазовье) // *Геохимия и рудообразование.* – 2008. – вып. 26. – С. 21–45.

11. Мясников В.С., Николаева Е.Г., Карпова О.В. Минеральный состав ортоамфиболитов Кусинского массива (Южный Урал) // Минералы базитов в связи с вопросами петрогенезиса. – М.: Наука, 1970. – С. 134–149.
12. Перчук Л.Л. Равновесия породообразующих минералов. – М.: Наука, 1970. – 391 с.
13. Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. – М.: ИЛ, 1962. – 1132 с.
14. Русаков Н.Ф., Русакова А.Ф., Литовский Д.И. и др. Сапфириносодержащий кристаллический сланец в гнейсово-кристаллосланцевой формации Салтычанского антиклинория // Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы. – К.: Наук. думка, 1979. – С. 152–154.
15. Сироштан Р.И., Щербакова Т.Г., Кравченко Г.Л. и др. Метаморфизм сапфириносодержащих пород Украинского щита // Региональный метаморфизм и метаморфогенное рудообразование. – Винница. – 1982. – С. 218–219.
16. Усенко И.С., Белевцев Р.Я., Щербакова Т.Г. и др. Породообразующие гранаты Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1980. – 176 с.
17. Усенко И.С., Щербаков И.Б., Сироштан Р.И. и др. Метаморфизм Украинского щита. – К.: Наук. думка, 1982. – 306 с.
18. Фонарев В.И., Графчиков А.А. Двупироксеновый геотермометр // Минерал. журн. – 1982. – 4, № 5. – С. 3–12.
19. Хмарук Т.Г., Щербаков Г.Б. Чарнокіти Західного Приазов'я // Геол. журн. – 1965. – 25, вип. 5. – С. 44–52.
20. Эйнон О.Л., Есипчук К.Е., Цуканов В.А. Докембрий Западного Приазовья. – К.: Изд-во Киевского университета, 1971. – 184 с.
21. Яковлев Б.Г., Степченко С.Б. Минеральные равновесия и условия метаморфизма докембрийских мафитов. – К.: Наук. думка, 1985. – 224 с.
22. Bernard Charlier. Petrogenesis of magmatic iron-titanium deposits associated with proterozoic massif – type anorthosites // Soutenu publicquement le 8 juin 2007, devant le jury de these compose de.
23. Hollister L.S., Grissom G.C. Peters E.K. a Q. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calcaline platon // Amer. Miner. – 1987. – Vol. 72, N 3/4. – P. 231–239.

Кравченко Г.Л. Високометаморфізовані основні породи Лозоватської антиклиналі (Західне Приазов'я).

Охарактеризовано основні кристалосланці (біотит-двопіроксен-роговообманково-плагіоклазові та ін.) західно-приазовської серії (палеоархей), а також гранітизовані кристалосланці та піроксенвмісні гнейси, що з ними асоціюють. На основі вивчення породоутворювальних мінералів, хімічного складу та елементів-домішок досліджуваних порід встановлено, що вони метаморфізовані в умовах гранулітової фації прогресивного регіонального метаморфізму за температури 700–800 °С і загального тиску $6,8 \cdot 10^8$ Па. У пізньому архей (неоархей) в процесі гранітизації і подальшого регресивного метаморфізму, що відбувався за нижчих значень *P-T*- параметрів, досліджувані породи зазнали гідратації та істотних перетворень: амфіболізації, осліуденіння, розкислення плагіоклазу, окварцювання тощо. Незмінні подальшими процесами та збережені у вигляді реліктових відокремлень середньозалістисті ($f_{\text{зал}} = 40\text{--}60\%$) з низькою лужністю ($K_{\text{арт}} = 0,28\text{--}0,54$) основні кристалічні сланці за складом, скоріш за все, є похідними вулканічних порід родини базальтів, сублужних олівінових базальтів, пікробазальтів і пікродолеритів. Можливо також, що частково деякі з них могли утворитись за рахунок гіпібазальних порід типу сублужних олівінових габро. Всі кристалосланці, що зазнали процесів гранітизації та чарнокітизації, належать до сублужного ряду порід і за складом, найвірогідніше, відповідають андезито-базальтам або сублужним олівіновим лейкобазальтам.

Kravchenko G.L. Highly metamorphosed mafic rocks of the Lozovatskaja anticline (Western Azov). The main crystalline slates (biotite - duopyroxene - hornblende- plagioclase etc.) the West Azov series (Lower Archean) and the associated granitic crystalline slates as well as pyroxene containing gneisses have been defined. According to the investigation of rock-forming minerals, their chemical composition and the impurity substance, it was determined that they have been metamorphed in the conditions of the granulite facies during progressive regional metamorphism under the temperature of 700–800 °C and general pressure of $6,8 \cdot 10^8$ Pa.

During Upper Archean (Neo Archean) in the process of granitization and the following regressive metamorphism, that occurred at a lower *P, T* – parameters, these rocks have suffered hydration and considerable transformation: amphibolization, micaization, deoxidization of plagioclase, silicification and other. The unchanged by the following processes and preserved as relict isolation with the middle magnesity ($\#Mg = 40\text{--}60\%$) and low alkalinity ($K_{\text{аку}} = 0,28\text{--}0,54$) the basic crystalline slates by composition, most probably, are derivatives of volcanic rocks of the basalt series, subalkaline olivinic basalts, picrite basalts and picrite dolerite. Possibly some of them could form from hypabyssal series of the subalkaline olivinic gabbro.

All basic crystalline slates affected by the processes of granitization and charnockitization relate to subalkaline series and according to composition they most likely belong to andesite basalts or subalkaline.