

ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНОГЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ НОВОВОРОНИНСКОГО КОМПЛЕКСА ВЕРХНЕГО ДЕВОНА ПО СКВАЖИНЕ 5502 (ВОСТОЧНЫЙ БОРТ МАГНИТОГОРСКОГО ПРОГИБА)

Скважина 5502 глубиной 1197 м, пробуренная по рекомендации Ю.С. Емельянова восточнее Верхнеуральского водохранилища в районе поселка Нововоронинский [Купцов, Ямщикова, 1983 г.] вскрывает уникальный разрез верхнедевонских вулканогенных отложений (рис. 1). Отложения представлены переслаиванием грубообломочной и среднеобломочной вулканокластичности и лавовых потоков. Мощность обломочных прослоев 50–100 м, лавовых тел — 25–50 м. В разрезе отмечено три лавовых горизонта мощностью до 75 м. Толща прорывается субвулканическими телами долеритов и риодацитов.

Отложения выделены в нововоронинскую толщу [Мосейчук, 1990 г.; Штейнберг, 1990 г.] и залегают на кремнистых сланцах мукасовской толщи. По возрасту нововоронинская толща сопоставляется с колтубанской свитой западного борта Магнитогорского мегасинклинория [3, 4].

Вулканиды нововоронинской толщи относятся к слабодифференцированной базальт-андезито-базальтовой формации и совместно с комагматичными породами Погорельского габбрового массива и Паршивых гор [5, 6, 7] образуют позднедевонский вулканоплутонический комплекс. Он входит в состав Магнитогорской палеоостровной дуги. По геодинамической позиции нововоронинский комплекс отнесен к стадии развитой островной дуги [8].

В основании разреза скважины (инт. 1110–1050 м) преобладают лавы миндалекаменных пироксеновых базальтов (рис. 1). Базальты имеют порфиристую структуру. Вкрапленники представлены клинопироксеном и плагиоклазом, составляют от 15 до 25 % породы; преобладает клинопироксен, образующий две генерации вкрапленников. Размер фенокристов клинопироксена достигает 0,5 см. Изредка встречается оливин (?), псевдоморфно замещенный хлоритом и распознаваемый только по форме выделения. Породы характеризуются гиалопилитовой, пилотакситовой и интерсергальной структурой основной массы. Плагиоклаз альбитизирован, образует микролиты, магнетит встречается в виде вкрапленников в интерстициях. Вторичные минералы — эпидот, хлорит. Выше по разрезу (925–913 м) появляются лавы афировых и плагиопорфиристых базальтов. Для плагиоклазовых базальтов характерны серийно-порфиристые выделения альбитизированного плагиоклаза, мелкие вкрапленники клинопироксена и сыпь магнетита в пилотакситовой основной массе. В интервале 800–725 м и 280–145 м наблюдаются лавовые тела, дифференцированные от афировых до пироксен-порфиристых и плагиоклазовых пород. В интервале 800–725 м пироксеновые порфириты тяготеют к нижней части лавовой толщи, плагиоклазовые к средней, афировые к верхней. В интервале 300–145 м наблюдается обратная последовательность: афировые базальты рас-

положены в нижней части лавовой толщи, пироксен-порфиристые и плагиоклазовые, чередуясь, занимают верхнюю часть лавового разреза. Возможно, часть плагиопорфиристых пород является субвулканическими телами (глубина 220 м, 759 м, 921 м).

Обломочные породы представлены тефрогенными вулканокластическими образованиями — отложениями грязекаменных потоков на склонах вулканов (debris flow). Размер обломков колеблется от 0,5–2 см до 10 см. Форма угловатая, округлая и неправильная. Состав базальтовый и андезитобазальтовый, преобладают афировые гиалопилитовые базальты, плагиофировые андезитобазальты, фрагменты гематитизированного шлака. Обломки различаются по структуре, текстуре и цвету: красновато-бурые гематитизированные обломки представлены афировыми и плагиопорфиристыми породами, серовато-зеленые — эпидотизированными и хлоритизированными миндалекаменными афировыми базальтами. Некоторые зеленые обломки плагиоклазовых интерсергальных порфиритов и гиалопилитовых афировых базальтов содержат перлитовые трещинки, которые подчеркиваются точечными непрозрачными выделениями землистого эпидота. Это свидетельство того, что часть обломков могла быть сформирована в подводных условиях при растрескивании лавовых фрагментов. Матрикс базального типа сложен более мелкими обломками тех же пород, сцементированными пренит-эпидот-кремнистым агрегатом. Породы не сортированы, наблюдается чередование среднеобломочных и грубообломочных прослоев. В средней части разреза наблюдаются редкие маломощные (до 1 м) прослои мелкозернистых и грубозернистых вулканокластических песчаников (туфопесчаников), состоящих из обломков гематитизированных базальтов, диабазов и порфиритов. В основании разреза в составе обломков не встречаются пироксеновые порфириты, хотя обломочные породы переслаиваются с миндалекаменными лавами пироксенового состава. Это подтверждает тефрогенную природу обломочного материала. Выше по разрезу с глубины 892 м в составе обломков начинают преобладать пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые порфириты, что может указывать на разрушение и переотложение ранее сформированных лавовых потоков. Крупные глыбы представлены миндалекаменными плагиоклазовыми базальтами с интерсергальной структурой основной массы (лавокласты), более мелкие обломки сложены гематитизированными пироксеновыми порфиритами, афировыми базальтами, шлаком и стекловатыми обломками, вероятно, гиалокластической или гидроэксплозивной природы. Условия вулканизма — субаэральные, на границе вода — воздух. Ювенильный материал в результате эксплозий или гидроэксплозий мог соприкасаться с воздушной средой, гематитизироваться и падать в воду в горячем состоянии,

быстро растрескиваться, затем перемещаться по склону вулкана в виде масс обломочных потоков. Этот процесс объясняет разнообразие обломков. На подводные условия вулканизма указывают прослои кремнистых тонкослоистых алевропелитов серо-зеленого цвета, наблюдаемые на глубине 791 м среди густоиндалекаменных базальтов. Кремнистые алевропелитовые осадки также установлены в составе нововоронинской толщи в обнажениях на восточном берегу Верхнеуральского водохранилища. Аналогичные наблюдения кремнистых прослоев были сделаны А. Д. Штейнбергом. При сравнении с обломочными отложениями нижнедевонской ирендыкской свиты западного борта Магнитогорского прогиба [2] описываемые обломочные образования отличается обилие бурых гематитизированных и шлаковых обломков в составе отложений, что является показателем мелководных условий вулканизма.

По петрогеохимическим особенностям пироксеновые базальты нововоронинского комплекса характеризуются (табл. 1) умеренным содержанием K_2O (0,5–1,5%), TiO_2 (менее 1%), Sr (до 370 г/т), Rb (5 г/т), Zr (до 80 г/т) и относятся к известково-щелочной серии средней калиево-сти. Афировые и плагиопорфиновые базальты характеризуются более высокой глиноземистостью и калиево-стью (до 2,5%) и повышенным содержанием литофильных элементов (Rb до 38 г/т, Zr около 100 г/т), тяготея к субщелочной серии пород. Образование разных типов пород в составе комплекса рассматривается как результат кристаллизационной дифференциации магмы в промежуточных очагах.

По данным Т. Н. Сурина [6] клинопироксены из базальтов нововоронинского комплекса являются типичными для известково-щелочной островодужной серии, и формирование пород комплекса объясняется кристаллизационной дифференциацией первичных расплавов, осуществляемой на разных уровнях при различных РТ-параметрах: интервал температур кристаллизации от 1000 до 1120°C при давлении 3–5 кбар. Составы клинопироксенов из пироксен-порфиновых базальтов скв. 5502, которые, по мнению Т. Н. Сурина, близки бонинитоподобным базальтам, отличаются повышенной хромистостью (до 0,8% Cr_2O_3) и пониженной магниезильностью, в них установлены расплавные включения кислого состава. По нашим представлениям магниезильные базальты нововоронинского комплекса относятся к типичным высокомагнезиальным базальтам островных дуг. Петрохимически (табл. 1) они сходны с магниезильными базальтами Северного прорыва Толбачинского извержения 1975–1976 гг. [1], отличаясь меньшими содержаниями титана и фосфора.

Вулканогенная толща прорвана субвулканическим телом долеритового состава, мощностью около 100 м (интервал 400–500 м). Отдельные апофизы долеритов отмечаются на глубине 773,5 м и 184 м. Порода имеет свежий облик, интерсертальную структуру, содержит клинопироксен, плагиоклаз и вкрапленность раннего титаномагнетита. По химическому составу (табл. 1) резко отличается от описанных базальтов повышенным содержанием TiO_2 (> 1%) и P_2O_5 . В верхней части разреза

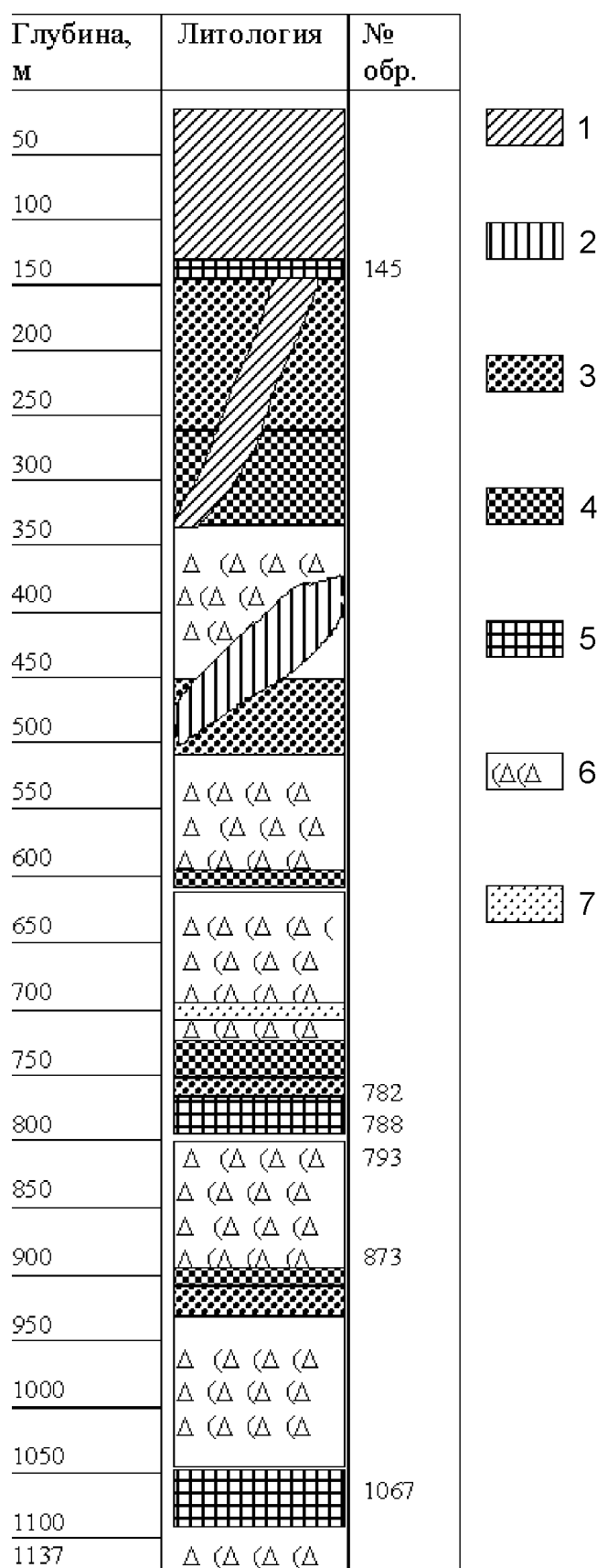


Рис. 1. Разрез нововоронинской толщи по скважине 5502

1 – риодациты субвулканические D_3fm ; 2 – долериты D_3fm ; 3–5 – базальты (3 – плагиопорфиновые, 4 – афировые, 5 – пироксеновые); 6–7 – вулканокластика (6 – грубая, 7 – псаммитовая)

ХИМИЧЕСКИЕ СОСТАВЫ ПОРОД ИЗ СКВАЖИНЫ 5502

Таблица 1

№ образца	Базальты нововоронинского комплекса														Долериты D ₃ fm			Дацинты D ₃ fm			Базальты БГТИ [1]	
	145	184	220	782	788	793	873	1046	1067	438	731	759	73	282	501	Средние						
	П	П	Пл	П-Пл	Пл	Пл	А	П	П	П-Пл	Пл	А			Пл	П	Пл					
Тип породы	49,53	47,97	50,39	49,56	49,49	49,60	50,83	47,5	47,10	49,50	50,57	50,92	66,18	66,20	68,02	49,95	50,77					
SiO ₂	0,76	0,69	0,80	0,62	0,70	0,85	0,67	0,80	0,72	1,30	1,25	1,27	0,23	0,43	0,40	1,22	1,54					
TiO ₂	15,97	12,48	19,07	16,96	17,35	17,22	17,44	15,00	15,37	16,00	17,72	17,63	14,74	15,00	15,20	14,41	17,34					
Al ₂ O ₃	2,84	3,96	2,57	2,86	2,64	2,87	3,27	3,90	2,71	3,50	2,59	2,53	0,09	0,81	1,25							
Fe ₂ O ₃	6,32	6,46	4,74	5,54	5,82	7,04	6,03	6,42	7,18	4,30	6,11	6,50	1,44	1,80	1,29	10,18*	10,20*					
FeO	0,18	0,22	0,16	0,13	0,13	0,15	0,18	0,01	0,18	0,01	0,14	0,14	0,07	0,01	0,04	0,19	0,18					
MnO	7,92	11,32	4,20	5,61	7,04	7,04	5,96	10,60	9,40	7,00	6,40	6,28	0,54	1,6	0,94	9,44	4,92					
MgO	8,08	12,43	7,11	7,50	4,70	7,50	9,52	9,50	9,24	8,00	9,91	9,18	4,90	3,00	2,60	10,14	8,70					
CaO	2,85	1,02	4,43	4,29	5,65	3,36	1,98	2,30	2,52	5,00	2,27	3,55	2,28	4,00	3,86	2,62	3,44					
Na ₂ O	0,50	0,12	0,62	1,04	2,52	1,02	1,09	0,60	1,40	0,40	0,92	0,90	3,15	2,80	2,59	1,22	1,88					
K ₂ O	0,13	0,08	0,11	0,06	0,05	0,06	0,15	0,04	0,05	0,35	0,25	0,26	0,05	0,14	0,10	0,30	0,42					
P ₂ O ₅	5,09	3,68	5,90	5,06	4,37	3,91	3,87	3,50	3,82	5,00	2,80	1,70	5,56	3,57	3,41	–	–					
ппп	100,17	100,4	99,60	99,23	100,46	100,62	100,99	100,17	99,69	100,36	100,88	100,82	99,27	99,36	99,58	–	–					
сумма	5	5	–	–	5	38	5	–	10	–	5	5	56	–	56	–	–					
Rb	372	121	–	–	300	332	372	–	365	–	227	260	120	–	146	–	–					
Sr	70	59	–	–	106	98	80	–	67	–	99	101	150	–	232	–	–					
Zr	–	–	–	286	–	–	–	–	535	–	–	–	–	–	–	–	–					
Cr	–	–	–	92	–	–	–	–	78	–	–	–	–	–	–	–	–					
Ni	–	–	–	135	–	–	–	–	35	–	–	–	–	–	–	–	–					
Cu	–	–	–	82	–	–	–	–	94	–	–	–	–	–	–	–	–					
Zn	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–					

Примечание к табл. 1: Номер образца соответствует глубине отбора пробы в м. П – пироксеновый базальт, Пл – плагиоклазовый базальт, П-Пл – пироксен-плагиоклазовый, А – афирный базальт. Химический состав (метод «мокрой» химии) – в вес. % (аналитик С. А. Ягудина), содержание микроэлементов – в г/т. Определения элементов выполнены в Институте геологии УНЦ РАН: Rb, Sr, Zr – рентгено-флуоресцентным методом (аналитик Р. Н. Салихова), Cr, Ni, Cu, Zn – методом атомной абсорбции (аналитик Н. Г. Христофорова).

скважины развиты субвулканические тела дацит-риолитового состава (глубины 400 м, 320 м, 125 м, интервал 105–15 м). Маломощные дайки дацитов наблюдаются на глубине 501 м. Породы содержат вкрапленники кварца и биотита. Формационно субвулканические образования могут относиться к фаменской трахибазальт-трахидацитовой вулканоплутонической ассоциации [5, 6].

Особенность описываемых отложений заключается в том, что разновозрастные образования колтубанской свиты западного борта Магнитогорского прогиба и бугодакской толщи северной части представлены грубообломочными и глыбовыми отложениями олистостромового типа и, по сути, не являются собственно вулканогенными. Нововоронинский вулканогенный комплекс, судя по характеру разреза, отсутствию ксеногенного материала (обломков кислых вулканитов и известняков) рассматривается как образованный на месте в результате деятельности вулканического центра. Эти данные указывают на синхронность процесса олистостромообразования, фиксирующего процесс коллизии Магнитогорской дуги с Евразийским континентом [9, 10] и вулканических извержений островодужного типа в этой дуге.

Литература: 1. **Большое трещинное** Толбачинское извержение (1975–1976 г., Камчатка) / Под ред. С. А. Федотова. М.: Наука, 1984. 637 с. 2. **Горжанина Е. Н.**

Генетические типы вулканогенно-обломочных пород ирендыкского островодужного комплекса на Южном Урале // Литология и полезные ископаемые. 1993. № 2. С. 99–112. 3. **Маслов В. А., Черкасов В. Л., Тищенко В. Т. и др.** Стратиграфия и корреляция среднепалеозойских вулканогенных комплексов основных медно-колчеданных районов Южного Урала / УНЦ РАН. Уфа. 1993. 217 с. 4. **Плюснина А. А.** Стратиграфия верхнедевонских отложений северной части Магнитогорского синклинория // Сов. геология. 1974. № 5. С. 76–87. 5. **Салихов Д. Н., Яркова А. В., Салихова Р. Н., Мосейчук В. М.** Вулканизм позднего девона Магнитогорского мегасинклинория: Препринт. Уфа, 1987. 33 с. 6. **Сурин Т. Н.** Петролого-минералогические исследования магматитов Восточно-Магнитогорского пояса (Южный Урал). Миасс: Геотур, 1997. 310 с. 7. **Фролова Т. И., Бурикова И. А.** Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 279 с. 8. **Язева Р. Г., Бочкарев В. В.** Геология и геодинамика Южного Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 203 с. 9. **Puchkov V. N.** Structure and geodynamics of the Uralian orogen // Burg J.-P., Ford M., eds. Orogeny through time: Geological Society of London Special Publication 121. 1997. P. 201–236. 10. **Brown D., Juhlin C., Alvarez-Marron J. e. a.** Crustal-scale structure and evolution of an arc-continental collision zone in the southern Urals, Russia // Tectonics. 1998. V. 17. N 2. P. 158–171.

А. Н. Грицук

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ТАЛОВСКОГО ГАББРО-ГИПЕРБАЗИТОВОГО МАССИВА

Таловский габбро-гипербазитовый массив находится в Челябинской области близ г. Миасс. Он входит в состав Кемпирсайского ультрабазитового пояса и расположен в северном замыкании Магнитогорского мегасинклинория между Уралтауским и Вишневогорско-Ильменогорским антиклинориями. Протяженность массива порядка 20 км, ширина 5–6 км.

Таловский массив сложен ультраосновными и основными породами. Восточная часть представлена в основном апогарцбургитовыми и аподунитовыми серпентинитами. В западной части значительное развитие имеют габброиды и пироксениты, контактирующие с тальк-карбонатными метасоматитами. Габбро-пироксенитовая часть характеризуется слабо проявленной зональностью.

Для изучения петрогеохимических особенностей пород массива нами были получены данные силикатного (30 шт.), нейтронно-активационного (30 шт.) и атомно-абсорбционного (25 шт.) анализов. В результате анализа полученных материалов можно сделать следующие предварительные выводы:

1. На диаграмме $MgO-TiO_2-CaO$ видно, что породы Таловского массива относятся к низкотитанистому типу. Содержание этого компонента понижено как в гипер-

базитах (0,01–0,15%), так и в пироксенитах и габбро (до 0,35%). Небольшая разница в содержании TiO_2 между разновидностями пород говорит, по-видимому, о слабом разделении вещества в процессе частичного плавления мантийного субстрата. Наряду с низкотитанистым габбро, несколько анализов показали присутствие габброидов с повышенным содержанием титана, характерным для габбро-пироксенит-дунитовой формации. Магний же, как наиболее тугоплавкий компонент, накапливается в рестите (дунит, серпентинит), а максимальные содержания кальция наблюдаются в пироксенитах.

2. На диаграмме $MgO/FeO^* - Cr_2O_3/TiO_2$ хорошо разделяются гипербазиты магнезиального и железистого типов [2]. Дуниты и серпентиниты попадают в поле магнезиальных гипербазитов, характерных для рестита, а пироксениты, верлиты и дуниты, ассоциирующие с габбро, укладываются в поле железистых гипербазитов, характерных для выплавки базальтоидной магмы.

3. На диаграмме $CaO-Al_2O_3-MgO$ четко фиксируется накопление глинозема при переходе от пироксенита к габбро, что обуславливает обособленность габбро по химическому составу и может свидетельствовать о раннем разделении базальтоидной выплавки на несмеси-