

А. А. Алексеев

МАГМАТИЧЕСКИЕ ПОРОДЫ В РИФЕЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ СКВАЖИН ЛЕУЗА-1 И ВОСТОЧНО-АСКИНСКАЯ-1 (ЮЖНОЕ ПРЕДУРАЛЬЕ)

Характерными и типовыми магматическими породами в составе докембрийского осадочного чехла Волго-Уральской нефтегазоносной области Русской платформы являются габбродиабазы (долериты) рифейской диабазовой или трапповой формации [Тимергазин, 1959; Ушакова, 1973; и др.]. В 1987 году при изучении коллекции керн скважины Кипчак-1, любезно предоставленной нам Л.Д. Ожигановой, и керн скважины Актаныш-183, отобранного нашим сотрудником О.В. Ульяновым совместно с М.В. Ишерской, были выявлены и описаны силлы разновозрастных рифейских диабаз-пикритовых расслоенных интрузий и отмечено, что при нефтегазопоисковых работах вскрытые скважинами магматические породы обычно остаются без квалифицированного геологического и петрологического изучения [Алексеев, Алексеева, 1999].

С керном параметрических скважин Леуза-1 и Восточно-Аскинская-1, пробуренных в Южном Предуралье соответственно в 1997–2001 и 2003 годах, с разрешения руководства ООО «Башгеопроект» нам удалось ознакомиться в 2005 году (рис.), при этом в рифейской части разрезов этих скважин было подтверждено или выявлено присутствие интрузивных магматических пород основного, ультраосновного, щелочно-основного типов и расслоенных диабаз-пикритовых интрузий.

В очень плохо сохранившемся керне скважины Леуза-1 нами были выявлены фрагменты, представленные высококалийными слабоминдалекаменными трахибазальтами (трахидолеритами), пикритами и калиевыми щелочными базальтоидами. Т.В. Ивановой [2002] по этой скважине отмечались дайки габбродиабазы на глубинах около 4796–4798 м и 5000 м (забой скважины 5188,3 м). Но ни в этой публикации, ни в рабочей документации скважины другие разности магматических пород не указаны.

Особый интерес для изучения магматизма региона и существовавших палеогеодинамических обстановок представляют сохранившиеся два небольших фрагмента керн с глубины около 5000 м катаклазированной тонкозернистой розовато-бурой магматической породы, разбитой сетью трещин дробления с хлоритизированными зеркалами сколь-

жения. Под бинокулярным микроскопом в ней выявляется присутствие немногочисленных очень мелких светлых (менее 0,1–0,15 мм) и темных (до 0,5 мм) порфировых выделений, общее содержание которых составляет не более 10–12% объема породы. В петрографических шлифах светлые микропорфировые выделения представлены округлыми образованиями, по форме соответствующими шарообразным (в объеме породы) кристаллам лейцита, иногда содержащими секториально или зонально ориентированные микровключения хлорита и кальцита. Заполняющий эти выделения минерал по оптическим свойствам определяется не как обычный при замещении лейцита «псевдолейцит», а как кварц. Общее содержание лейцитовых микрофенокristов составляет не более 2% от объема породы. До 10% ее объема приходится на более крупные (но не более 0,5 мм) таблитчатые гидрослюдистые псевдоморфозы по калиевому полевоому шпату и кальцит-хлоритовые по призматическому клинопироксену. Основная масса с неясно просвечивающей микрочешуйчатой структурой сложена микрочешуйчатым хлоритом с участием калиевого полевого шпата и гидрослюды с примесью мелких (0,05–0,07 мм) рассеянных выделений кальцита и микротабличек лейкоксенизированного ильменита и, возможно, титаномагнетита. В ней рассеяны микрофенокristы (менее 0,05 мм размером) полностью лейкоксенизированного ильменита. По результатам микропетрографического изучения исходная порода определяется как лейцитовый базальт.

В этом же образце видно, что розовато-бурый эпидейцитовый базальтоид прорывает под малым углом к оси керн буровато-зеленый мелкозернистый высококалийный трахибазальт (трахидолерит) сериально-порфировой структуры с более высоким содержанием полностью замещенных гидрослюдой фенокristов таблитчатого калиевого полевого шпата (до 0,5–1 мм размером) и в меньшей степени хлоритизированного клинопироксена и повышенным присутствием в основной массе пластинок и скелетных кристаллов частично гематитизированного титаномагнетита; в породе присутствуют очень редкие ксеноморфные выделения интерстициального кварца с иголочками апатита. Более моло-

Рис. Схема расположения изученных скважин в Южном Предуралье



дой возраст лейцитового базальтоида по сравнению с трахидолеритом уверенно определяется по присутствию редких микроксенолитов последнего в лейцитовом базальте.

В трещинках дробления базальтоидов — хлорит с примесью кварца и кальцита. Хлорит низкодвупреломляющий, оптически отрицательный, соответствует магнезиально-железистому прохлориту. Видимо, замещение лейцита кварцем связано с хлоритизацией и окварцеванием, сопровождающим катаклаз. Плотность породы, определенная гидростатическим взвешиванием, 2850 кг/м^3 .

Фациальная природа эпилейцитового базальтоида из-за очень плохой сохранности керна однозначно не определяется. Слоистость полого залегающих осадочных пород, представленных сургучного цвета алевролитами, аргиллитами и непосредственно вблизи базальтоидов песчаниками, ориентирована к оси керна под углом около 80° . В осадочных породах, как и в сохранившихся образцах магматитов, наблюдается грубая рассланцованность, ориентированная под небольшим углом (около 10°) к оси скважины, что косвенно вполне определенно может свидетельствовать об интрузивном характере щелочных базальтоидов.

Очень тонкозернистое сложение породы, скорее всего, обусловлено небольшими размерами магматического тела, представленного жилой незначительной мощности. В материалах геолого-геофизических исследований скважины описываемые базальтоиды не фиксируются.

Химический состав эпилейцитового базальтоида из-за наложенной хлоритизации и окварцевания изменчив, но характеризуется присущими субщелочным и щелочным базальтоидам повышенными содержаниями оксидов титана, калия, фосфора (табл. 1). На петрохимической диаграмме $\text{SiO}_2 - (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ [Магматические ..., 1983] фигуративные точки анализов располагаются не в поле щелочных базальтов, а в поле субщелочных базальтов вблизи границы раздела щелочных и субщелочных пород, что обусловлено, скорее всего, существенным наложенным окварцеванием породы. Содержания V, Cr, Ni, Co, Cu в этой породе значительно ниже, чем в толеитовых базальтах зон растяжения, а концентрации многих элементов, в том числе Zn, Ga, Rb, Zr, Nb и ряда других, значительно выше и приближаются к их содержаниям в калиево-натриевых субщелочных и калиевых щелочных базальтах зон

растяжений (табл. 2). На различных геохимических диаграммах (по соотношению Ni—Co, K—Rb, Nb—Ta) анализы эпилейцитового базальта попадают в поле калиевых щелочных пород. Изученная порода характеризуется значительным обогащением легкими и обеднением тяжелыми РЗЭ ($\text{La}/\text{Yb}=8,5$), высокой концентрацией суммы редких земель (около 375 г/т), близкой к общему содержанию РЗЭ в базитах калиево-натриевой и калиевой щелочных серий зон растяжений [Магматические ..., 1984]. По высокому содержанию легких лантаноидов и их резкому преобладанию над тяжелыми щелочные базальты скв. Леуза-1 близки к некоторым типам кимберлитов и лампроитов, а кривая хондритонормированного распределения РЗЭ в них располагается в нижней части поля распределения редких земель в кимберлитах [Илупин и др., 1990].

Таким образом, геохимические особенности базальта параметрической скв. Леуза-1 не противоречат отнесению его к щелочной серии базальтов зон растяжений.

Описанные жильные породы скв. Леуза-1 залегают в отложениях, относимых к демской (ольховской) свите среднего рифея [Романов, Ишерская, 2005], но время их внедрения остается неясным. На западном склоне Южного Урала близким к ним по составу и условиям проявления является санидинный трахибазальт, вскрытый одной из поисковых скважин на Кужинском баритовом месторождении в рифейских отложениях, по петрогеохимическим особенностям отнесенный нами к калиевой серии

вендского комплекса субщелочных габброидов [Алексеев, 1984; Алексеев, Алексеева, 1980]. Возможно, калиевые базальты скв. Леуза-1 также относятся к магматическим производным вендского или раннепалеозойского уровня, отличающимся среди всех известных позднедокембрийских и палеозойских магматитов западного склона наиболее повышенными показателями щелочности, титанистости и обогащенности редкоземельными элементами.

Таблица 1

Химический состав базальтоидов скв. Леуза-1, мас. %

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	50,00	51,47	52,57	50,00
TiO ₂	3,80	3,34	2,59	2,96
Al ₂ O ₃	15,00	15,00	11,60	13,50
Fe ₂ O ₃ *	12,00	11,80	19,00	18,00
MnO	0,05	0,08	0,03	0,07
MgO	4,20	4,00	2,40	2,80
CaO	3,56	2,95	2,28	2,20
Na ₂ O	0,27	0,10	0,40	0,40
K ₂ O	5,71	6,25	5,00	4,64
P ₂ O ₅	1,22	1,23	0,85	1,15
П.п.п.	4,06	3,38	2,48	4,04
Сумма	99,87	99,60	99,20	99,76

Примечание: 1, 2 — розовато-бурый лейцитовый базальт; 3, 4 — буровато-зеленый высококалийвый трахибазальт (трахидолерит). Анализы выполнены в лаборатории физико-химических методов исследований ИГ УНЦ РАН, аналитик С.А. Ягудина. Fe₂O₃* — общее железо в виде Fe₂O₃.

По этой же скважине на глубине 4796 м сохранились два небольших фрагмента массивной темно-зеленоватой неравнозернистой породы с мелкими и редкими миндалинами. Под микроскопом она определяется как высококалийвый трахибазальт (трахидолерит) сериально-порфинового сложения интерсертальной (диабазовой, офитовой, местами пойкилоофитовой) структуры. Порода палеотипная с сильноизмененными первичными минералами,

за исключением полевого шпата. В сложении породы участвуют калиевый полевой шпат в удлинённых табличках, нередко с простым двойникованием, размером от 0,1 до 1 мм и содержанием около 40–45 об. %. Второй минеральной составляющей породы является мелкочешуйчатый слабозеленоватой окраски низкодвупреломляющий (Ng–Np = 0,001–0,002) железисто-магнезиальный хлорит с положительным удлинением, развивающийся по клинопироксену и в редких случаях по оливину. Рудный минерал (содержанием до 2%) представлен полностью лейкоксенизированным титаномагнетитом в субидiomорфных или реже скелетных выделениях размером до 0,15 мм. В редких миндалинах размером до 1 мм — хлорит того же типа, иногда с примесью карбоната и редко кварца. В редких случаях в интерстициях первичных минералов — кварц (менее 0,5%) в ксеноморфных выделениях размером до 0,2 мм с включениями тонкоигольчатых кристалликов апатита. Вмещающими породами этих магматитов являются гидрослюдистые аргиллиты и алевритистые аргиллиты ольховской свиты среднего рифея (табл. 3, анал. 2). По относительно крупнозернистой структуре породы при небольшой мощности залежи можно предполагать ее интрузивную природу. По данным каротажа (ГК, НГК), интрузивное тело имеет мощность около 10 м и занимает по оси скважины интервал примерно в 4792–4802 м.

Минералогическому составу породы соответствует и ее химический анализ с повышенным содержанием K₂O и очень низким Na₂O, повышенными содержаниями TiO₂, MgO, P₂O₅ (табл. 3, анал. 1). Трахибазальт (трахидолерит) с глубины 4796–4798 м почти полностью идентичен по составу, минералогическим и структурным признакам калиевому трахибазальту с гл. 5000 м.

На глубине примерно 5077 м сохранился также осколок темно-зеленой магматической породы, которая в шлифе определяется как пикритовый порфирит с содержанием полностью замещенного тальком оливина (до 60% объема); в основной массе — главным образом хлорит с редкими крупными тальк-

Таблица 2

Содержание микроэлементов в эпидейцитовом базальте (проба 1) скв. Леуза-1, г/т

Элементы		Элементы		Элементы		Элементы		Элементы	
Li	20,6	Ga	40,0	Cd	0,03	Eu	7,1	Ta	2,8
Be	1,0	Ge	2,3	In	0,1	Tb	3,0	W	14,4
Sc	36,6	Rb	114,2	Cs	1,6	Gd	18,8	Tl	1,0
V	98,6	Sr	102,1	Ba	353,3	Dy	14,8	Pb	17,0
Cr	4,8	Y	62,7	La	63,0	Ho	3,2	Bi	0,06
Ni	140,8	Zr	334,1	Ce	134,1	Er	7,9	Th	6,5
Co	35,0	Nb	51,3	Pr	19,8	Tm	1,2	U	0,48
Cu	12,7	Mo	4,7	Nd	77,1	Yb	7,4		
Zn	216,2	Ag	1,9	Sm	17,9	Hf	6,3		

Примечание: ICP–MS-анализ выполнен в лаборатории физико-химических методов исследований Института геологии и геохимии УрО РАН на масс-спектрометре Elan–9000.

**Химические анализы (мас. %) горных пород скважин Леуза-1 (анал. 1–2)
и Восточно-Аскинская-1 (анал. 3–19)**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	48,00	55,00	43,95	56,86	46,45	44,00	53,00	53,60	53,00	52,86
TiO ₂	1,64	0,87	0,78	1,24	0,30	0,29	0,62	0,94	1,02	1,02
Al ₂ O ₃	15,20	16,59	9,90	11,70	6,60	8,30	14,00	18,52	14,12	12,80
Fe ₂ O ₃ *	13,80	9,80	9,30	4,90	6,80	4,00	9,80	9,50	10,70	10,40
MnO	0,01	0,01	0,03	0,01	0,09	0,08	0,13	0,07	0,10	0,08
MgO	7,60	3,60	20,00	12,60	14,20	14,20	7,00	6,60	6,00	4,60
CaO	1,40	1,40	2,84	3,12	7,70	8,24	9,37	5,60	7,67	7,60
Na ₂ O	0,20	0,20	1,08	0,58	0,18	0,20	2,16	1,60	2,50	2,64
K ₂ O	5,70	7,50	1,71	1,35	2,14	2,50	2,08	2,50	2,40	2,40
P ₂ O ₅	0,52	0,23	0,11	0,08	0,09	0,09	0,23	0,08	0,10	0,19
П.п.п.	5,44	4,54	9,82	6,98	15,44	18,06	1,48	0,80	1,68	4,84
Сумма	99,51	99,74	99,52	99,42	99,99	99,96	99,87	99,81	99,29	99,49

Компоненты	11	12	13	14	15	16	17	18	19
SiO ₂	44,00	46,95	47,30	47,80	54,50	56,50	43,00	44,85	49,00
TiO ₂	0,18	0,27	0,30	0,29	0,59	0,51	0,31	0,32	0,87
Al ₂ O ₃	5,00	4,80	6,00	6,20	12,60	12,80	6,80	6,50	11,60
Fe ₂ O ₃ *	9,80	10,70	10,40	10,00	10,00	9,00	10,20	9,30	11,00
MnO	0,12	0,09	0,08	0,09	0,11	0,11	0,08	0,10	0,12
MgO	27,00	25,40	24,90	23,60	7,00	7,40	20,00	18,90	9,60
CaO	3,40	3,69	2,89	3,98	9,37	7,66	4,26	4,83	7,53
Na ₂ O	0,50	0,20	0,36	0,67	2,23	2,50	0,34	0,76	2,38
K ₂ O	0,30	0,20	0,20	0,40	1,00	0,81	0,27	0,40	1,60
P ₂ O ₅	0,03	0,04	0,09	0,05	0,08	0,09	0,05	0,06	0,21
П.п.п.	9,18	6,98	6,94	6,42	2,06	1,96	14,48	13,62	6,01
Сумма	99,51	99,32	99,46	99,50	99,54	99,34	99,79	99,64	99,92

Примечание: 1 — высококалийевый трахибазальт (трахидолерит), гл. 4796–4798 м; 2 — аргиллит алевритистый железненный, гл. 4910 м; 3 — пикробазальт миндалекаменный, гл. 2270–2270,3 м; 4 — пикробазальт миндалекаменный окварцованный, гл. 2270–2270,3 м; 5, 6 — сидеритизированные карбонатно-глинистые сланцы в экзоконтакте пикробазальтового тела, гл. 2269,7 и 2270,7 м; 7, 8 — двупироксеновые микропегматитовые габбродиабазы, гл. 3021 и 3025 м; 9, 10 — кварцсодержащие диабазы, гл. 3271 и 3275 м; 11–14 — плагиоклазсодержащие пикриты, гл. 3420, 3421, 3424 и 3426 м; 15, 16 — двупироксеновые диабазы, гл. 3480,5 и 3482,5 м; 17, 18 — плагиоклазовые пикриты, гл. 3484 и 3486 м; 19 — диабаз, гл. 3488 м. Анализы выполнены в физико-химической лаборатории Института геологии Уфимского научного центра РАН, аналитик С.А. Ягудина. Fe₂O₃* — общее железо в виде Fe₂O₃.

хлоритовыми псевдоморфозами по ромбическому пироксену.

Не исключено, что в связи с плохой сохранностью керна и информации по нему в ящиках, приведенная нами глубинная привязка описанных пород не вполне точна.

По диаграммам гамма-каротажа и нейтронного гамма-каротажа наличие магматического тела в разрезе скважины Леуза-1 предполагается и в забое скважины на глубинах 5180–5188,3 м.

В заключение описания магматических пород по скв. Леуза-1 следует отметить, что приведенный в статье материал по калиевым базальтоидам является первым свидетельством проявления щелочно-основного магматизма в рифейско-вендский этап развития в восточной части Русской плиты. Формирование описанных лейцитовых и субщелочных базальтов может быть связано с этапами эпиконтинентального ранневендского или раннепалеозойского (предордовикского) рифтообразования

в геологической истории развития Предуралья и Урала.

Скважина Леуза-1 расположена в пределах Предуральского краевого прогиба. Не исключено, что вскрытые скважиной калиевые щелочные базальты участвуют в предполагаемой нами зональности магматизма с развитием субщелочных базитов в пределах Башкирского мегантиклинория, щелочных базитов по его западной периферии и предполагаемых алмазоносных магматитов щелочно-ультраосновных ассоциаций (в том числе лампроитовых или кимберлитовых) в более западных областях.

Еще более разнообразны магматические породы в рифейской части разреза скважины Восточно-Аскинская-1, расположенной примерно в 10 км восточнее районного центра Аскино. В рифейском разрезе этой скважины разбурены (сверху вниз) субщелочные оливиновые базальты, гиперстенсодержащие микропегматитовые габбродиабазы, плагиоклазсодержащие пикриты, дифференциро-

ванная диабаз-пикритовая залежь и снова микропегматитовые габбродиабазы.

Сохранность поинтервально отобранного керна по этой скважине очень хорошая, что позволяет составить достаточно обоснованное представление о внутреннем строении фрагментов вскрытых магматических тел и их взаимоотношениях с вмещающими породами древнего рифейско-вендского осадочного чехла.

В интервале 2270–2270,6 м представлены зеленовато-бурые кристаллически-зернистые массивные породы со слабозамечным порфириновым строением и в различной степени выраженной миндалекаменной текстурой. При небольшой (0,5–0,6 м?) мощности они отличаются хорошо заметной в шлифах кристаллизационной зональностью и сменой вариолитовой структуры основной массы в тонкозернистых эндоконтактовых породах интерсертальной мелкозернистой структурой в средней части залежи. Более раскристаллизованные породы характеризуются и более выраженным миндалекаменным строением. В порфириновых выделениях присутствует полностью замещенный вторичными минералами оливин в характерных для него близких к изометричным идиоморфных кристаллах размером до 0,3–0,5 мм, наряду с которыми наблюдаются и псевдоморфозы удлиненно-призматического облика размером до 1 мм. В продуктах замещения оливина обычны кварц с примесью кальцита и магнетита, кварц и кальцит, местами тальк. Содержание псевдоморфоз по оливинолу составляет до 20–30% объема породы. В вариолитовых сростках наблюдаются тонкие иголочки-призмочки плагиоклаза в ортоклазовой массе. В наиболее тонкозернистых разностях основная масса представлена грубометельчатой (или лапчатой) массой натрийсодержащего ортоклаза с признаками присутствия «волокон» плагиоклаза. В более раскристаллизованных породах с интерсертальной структурой присутствует плагиоклаз в виде удлиненных, веерообразно или параллельно ориентированных призмах-табличках в таблитчато-зернистой основной массе ортоклаза, видимо, имеющего повышенное содержание натрия. Изредка в породах с вариолитовой структурой присутствуют немногочисленные мелкие (менее 0,1 мм) зерна клинопироксена, замещенного хлоритом и кальцитом. Рудные минералы представлены мелкими (доли мм — 0,1 мм) выделениями окисленного ильменита или титаномагнетита. В миндалинах размером до 0,5–1 мм обычен радиально-лучистый халцедон, нередко с ядром из железистого карбоната. На описанные породы накладываются прожилковая и точечная сидеритизация, прожилковое окварцевание (халцедон и халцедон + кальцит).

Породы характеризуются относительно невысокой железистостью и умеренно повышенной щелочностью и преобладанием калия над натрием (см. табл. 3, anal. 3, 4). В наиболее «миндалекамен-

ных» их разностях за счет присутствия халцедона в миндалинах повышено содержание кремнезема (см. табл. 3, anal. 4). По приведенным характеристикам вскрытые на глубине 2270–2270,6 м породы могут быть определены как субщелочные оливиновые базальты или пикробазальты с натрий-калиевой щелочностью. Судя по наличию почти параллельных оси скважины трещин отдельности, описанная залежь представляет собой маломощную дайку, прорывающую полого залегающие алевритистые и глинистые карбонатные породы, относимые стратиграфами к демской (ольховской) свите среднего рифея [Романов, Ишерская, 2005]. В эндоконтактах этой дайки залегают тонкозернистые несколько ороговикованные карбонатно-глинистые породы с повышенной магнезиальностью (см. табл. 3, anal. 5, 6).

По минералого-петрографическим, структурным признакам и химизму описанные породы очень близки и, видимо, одновозрастны с предположительно допалеозойскими калиевыми оливиновыми базальтами и пикробазальтами р. Баталалма на западном склоне хр. Алатау, образующими округлое в плане эруптивное тело, прорывающее отложения зильмердакской свиты верхнего рифея [Алексеев, Алексеева, 1996].

С глубины 2900 м и до забоя скважины в 5003 м залегают нижнерифейские отложения надеждинской (кабаковской) и калтасинской свит [Романов, Ишерская, 2005]. В нижнерифейских отложениях первый интервал с кернами магматических пород приходится на глубины 3020–3026,5 м. По материалам скважинных геофизических исследований (главным образом, гамма-каротажа и нейтронного гамма-каротажа), интрузивное тело имеет мощность 30 м при кровле и подошве соответственно в 3010 и 3040 м. Здесь и глубже интервалы развития магматических пород в разрезе данной скважины на каротажных диаграммах отличаются в целом относительно пониженными и согласованными сближенными на диаграмме значениями гамма-каротажа и нейтронного гамма-каротажа. Магматические породы в интервале 3020–3026,5 м представлены массивными зеленовато-серыми двупироксеновыми микропегматитовыми диабазами в основном среднезернистого (1–2 мм) сложения. К началу указанного интервала кристалличность пород уменьшается до 0,5–1 мм, а содержание темноцветных минералов несколько увеличивается. Микроструктура диабазов офитовая и пойкилоофитовая с элементами порфиривидной и призматически-зернистой (особенно в верхней части интервала); для интерстициальных участков размером от 0,2 мм до 1 мм весьма характерны микропегматитовые срастания кварца и калиевого полевого шпата, общее содержание которых достигает 20 об. %. Плагиоклаз слабозональный в таблитчатых выделениях размером до 1–1,5 мм, в той или иной степени

замещенных соссюритом или серицитом. Содержание анортита в плагиоклазе достигает 60–65%. Ромбический пироксен при содержании до 5–8% обычно образует порфировидные короткопризматические выделения до 1–1,5 мм и определяется как железистый бронзит, часто замещается светло-зеленым волокнистым амфиболом. Клинопироксен представлен короткопризматическими выделениями авгита до 0,5 мм и обычно замещен амфиболом; в более мелкозернистых диабазах верхней части интервала нередко также длиннопризматические (до 1,5 мм) кристаллы пижонита. В редких зернах присутствуют таблички биотита и призмочки бурой роговой обманки, замещающиеся зеленым амфиболом. В скелетных и субидiomорфных выделениях до 0,2–0,5 мм присутствует титаномагнетит (1–2%). Апатит представлен длиннопризматическими кристаллами. Общее содержание темноцветных минералов изменяется от 30 до 50 об. %.

Химический состав микропегматитовых диабазов отличается повышенным содержанием кремнезема, невысоким — TiO_2 и умеренно-повышенным (около 4%) — щелочей (табл. 3, анал. 7 и 8); при этом для описанного тела присуща заметная кристаллизационная и петрохимическая зональности, выраженные в увеличении количества темноцветных минералов и суммы $CaO+MgO$ в верхней части интервала. По химизму и структурно-минералогическим характеристикам описанные породы очень близки к двупироксеновым микропегматитовым диабазам верхней зоны дифференцированного диабаз-пикритового силла раннерифейского возраста в районе г. Бакал Башкирского мегантиклинория [Алексеев, 1984; Алексеев и др., 2003]. По всей вероятности, породы описанного интервала также относятся к верхней диабазовой зоне расслоенной залежи, нижняя пикритовая часть которой расположена ниже (с подошвой на глубине 3040 м) и пройдена без керна. О вероятной силловой (межпластовой) природе этого тела могут свидетельствовать трещины отдельности, ориентированные под углом 75–80° к оси скважины.

Следующий интервал магматических пород, пройденный с отбором керна, 3270–3276 м; по материалам геофизических исследований скважины, интрузивные породы занимают интервал 3268–3282 м. Здесь представлены массивные зеленовато-серые породы кристаллически-зернистого (0,5–1 мм) сложения. Структура их типичная офитовая и пойкилоофитовая со слабым проявлением элементов порфировидной и микрогранофировой структур. Плагиоклаз присутствует в виде табличчатых выделений длиной до 1 мм, слабозонального строения; обычно он сильнее замещен соссюритом и серицитом в центральных частях кристаллов. Клинопироксен в короткопризматических и подчиненных им длиннопризматических (до 1–1,2 мм) кристаллах относится к авгиту и реже к пижониту,

обычно в той или иной мере и местами интенсивно замещен слабозеленоватым амфиболом с примесью хлорита и кальцита.

Редко присутствуют более крупные короткопризматические порфировидные выделения клинопироксена до 1,5 мм размером. Рудный минерал — титаномагнетит (2%) в субидiomорфных и скелетных выделениях до 0,1 мм размером, местами замещается лейкоксеном с проявлением структуры распада за счет сохранения незамещенных пластинок магнетита. В диабазах участками развивается сульфидная (пиритовая) и кальцитовая наложенная минерализация. Петрохимически диабазы характеризуются несколько повышенным содержанием кремнезема, умеренно низким — TiO_2 , повышенным — щелочей при примерно равных количествах K_2O и Na_2O ; повышенное содержание K_2O , вероятно, в основном связано с привнесением его при серицитизации плагиоклаза (табл. 3, анал. 9, 10). Заметно выраженная магматическая дифференциация в диабазах этого интервала не фиксируется. По низкой титанистости и невысокой железистости диабазы этого интервала близки к нижнерифейским кварцсодержащим магматитам западного склона Южного Урала в пределах Башкирского мегантиклинория [Алексеев, 1984]. Описанные породы, видимо, слагают дайку.

Следующий интервал развития магматических пород, пройденный с отбором керна, 3420–3426 м. Здесь вскрыты массивные темно-зеленые, почти черные среднезернистые (1–3 мм) породы ультраосновного состава с заметной проявленной планпараллельной текстурой и трещинками отдельности, ориентированными перпендикулярно к оси скважины. Микроструктура породы панидиоморфно-зернистая с отчетливыми элементами пойкилитовой. Породообразующие магматические минералы — оливин, ромбический пироксен, моноклинный пироксен, плагиоклаз, хромшпинелид, биотит в редких чешуйках. Основной минерал — оливин с содержанием до 50–60 об. %. В идиоморфных кристаллах размером от 0,5 до 3 мм, обладающих заметно выраженной упорядоченностью ориентировки — удлинением и уплощенностью, кристаллы оливина обуславливают планпараллельную текстуру. Планпараллельная текстура породы усиливается довольно густой системой субпараллельных трещин, согласных с планпараллельной текстурой и пронизывающих всю породу — по этой системе в основном идет прожилковая серпентинизация породы и в первую очередь оливина. Содержание фаялита в оливине по оптическим свойствам определяется в 20–22%. Кристаллы оливина часто находятся в виде включений в пироксенах. Ромбический пироксен в призмочках до 1–1,5 мм с содержанием около 5% слабо замещается хлоритом и серпентином, клинопироксен при общем содержании до 35% в субидiomорфных и ксеноморфных зернах до 1–1,5 мм

также замещается по сети прожилков серпентином. Плаггиоклаз (5–10 об. %) в ксеноморфных выделениях в интерстициях других минералов полностью сосюритизирован. Для описываемых пород характерен хромшпинелид в субидиоморфных изометричных кристалликах размером 0,05–0,1 мм, редко до 0,3–0,4 мм, наблюдающихся в виде включений во всех минералах, но чаще всего в пироксенах и реже в оливине и плаггиоклазе. При этом размеры кристалликов хромита в оливине заметно меньше, чем в других минералах, и они размещены обычно вблизи краевых зон зерен оливина, что может свидетельствовать о следующем порядке кристаллизации минералов: оливин – хромит – ортопироксен – клинопироксен – плаггиоклаз. Изредка из вторичных минералов в породах развиваются тальк, идингсит, кальцит, тремолит; в серпентиновых прожилках, развитых в оливине обычен вторичный магнетит в шнуровидных выделениях. Хромшпинелид по составу близок к хромпикотиту. В его составе MgO 12,07, Al₂O₃ 16,07, TiO₂ 0,22, Cr₂O₃ 48,89, FeO 22,50 мас. % (анализ выполнен на микроанализаторе JEOL–733 в Институте минералогии УрО РАН, г. Миасс Е.И. Чуриным).

Химический состав пород характеризуется пониженной титанистостью и повышенным содержанием магнезии (табл. 3, анал. 11–14), при этом фиксируется незначительная дифференциация их по химизму, особенно в содержании MgO. По минеральному и химическому составу описанные ультраосновные породы определяются как плаггиоклазсодержащие пикриты. Ясно выраженные планпараллельная текстура и пойкилитовая микроструктура, с учетом имеющейся магматической (прежде всего по химизму) дифференциации, достаточно определенно свидетельствуют о принадлежности пород описываемого интервала к расчлененной (дифференцированной) межпластовой интрузии, представленной здесь фрагментом ультраосновной зоны. По каротажным диаграммам, интрузивная залежь здесь фиксируется на глубинах 3406–3430 м.

По текстурно-структурным, минералогическим и петрохимическим свойствам плаггиоклазсодержащие пикриты этого интервала весьма близки или почти однотипны с пикритами скв. Актаныш-1 в северо-западной Башкирии [Алексеев, Алексеева, 1999] и пикритами нижнерифейской диабаз-пикритовой формации дифференцированных интрузий западного склона Урала [Алексеев и др., 2003].

Далее вниз по разрезу скважины магматические породы вскрыты на глубине 3480–3488,3 м. В отличие от магматитов вышеописанных интрузивных залежей, дифференциация в породах указанного интервала хорошо проявлена по петрографическим и петрохимическим признакам и в пределах этого относительно небольшого расстояния. Смена пород разного состава постепенная, без резких переходов.

По отобраным пробам, на глубине 3480–3483 м представлены среднезернистые двупироксеновые габбродиабазы, имеющие панидиоморфнозернистую, пойкилитовую и в интерстициальных участках тонкую микрографическую структуры при размерности породообразующих минералов от 0,5 до 2 мм. Ромбический пироксен (до 5%) в коротких призмах до 1 мм, замещается по трещинкам и краям зерен тальком. Клинопироксен преимущественно короткопризматический, размером в среднем около 0,5 мм, часто пойкилитово включен в плаггиоклаз; содержание его изменяется в пределах 40–50 об. %. Плаггиоклаз (кислый лабрадор) преимущественно в широкотаблитчатых выделениях размером до 2–3 мм, пятнисто или частично в центральных частях замещается серицитом или серицитоподобной гидрослюдой. Титаномагнетит (2%) в скелетных кристаллах до 1 мм размером. Присутствуют редкие мелкие чешуйки биотита. Микрографическое очень тонкое срастание калиевого полевого шпата и кварца в интерстициях плаггиоклаза составляет 5–8% от объема породы и содержит тонкие призмочки апатита.

На глубинах 3483,5–3487 м обособляется зона более меланократовых пород, близких по составу к плаггиоклазовым пикритам. Преобладающим минералом в них является оливин в субидиоморфных выделениях размером до 2–3 мм, содержанием до 50–55%, замещенный тальком и по сети субпараллельных прожилков, затрагивающих все минералы — тонкозернистой смесью серпентина, кальцита, амфибола; реликты незамещенного оливина сохраняются в редких случаях. Ортопироксен (не более 5%) в редких призмочках до 1,5 мм замещается частично и нередко полностью тальком с примесью амфибола. Клинопироксен (10 об. %) в коротких призмочках до 1–2 мм сохранился лучше, но также по сети прожилков замещается тонкозернистой кальцит-хлорит-амфиболовой ассоциацией минералов. Основную (интерстициальную) массу породы слагает плаггиоклаз (лабрадор) с содержанием от 10 до 20 об. % в таблитчатых кристаллах размером от 0,5 до 2 мм, также по тонким прожилкам замещающийся тонкозернистой смесью кальцита, амфибола и серпентина. Из рудных присутствуют в основном в редких и мелких (0,1 мм) субидиоморфных выделениях хромит и магнетит. Породы пикритовой части разреза разбиты тонкой субпараллельной системой трещин, ориентированной перпендикулярно к оси скважины, наиболее заметно выраженной на глубине 3484 м и сопровождающейся интенсивной прожилковой и объемной карбонатизацией.

Интервал 3487,5–3488,3 м сложен среднезернистыми (2–3 мм) габбродиабазами, имеющими панидиоморфнозернистую микроструктуру, иногда с элементами микрографической. Плаггиоклаз таблитчатый (до 50 об. %), почти не замещенный, с развитием мелких пятен гидрослюдизации или серицитизации. Клинопироксен преимущественно

длиннопризматический, со слабо проявленной наложенной амфиболлизацией и карбонатизацией. В микрографических сростках в интерстициях главных минералов кварц и калишпат, в скелетных выделениях ильменит (1–2%), в той или иной степени лейкоксенизированный.

По химическим анализам (табл. 3, анал. 15–19) также четко прослеживается дифференциация пород по составу, с увеличением к пикритовой зоне содержания магнезии и уменьшением содержаний SiO_2 , глинозема, щелочей, и увеличением к кровле и подошве тела содержаний SiO_2 , Al_2O_3 , щелочей и параллельным уменьшением содержаний MgO . Детальное изучение состава минералов, пока нами не проводившееся, вероятно, также показало бы проявление в описанных породах и скрытой зональности, выражающейся в изменении состава минералов в вертикальном разрезе дифференцированной залежи, характерной для расслоенных интрузий. Кровля и подошва этой дифференцированной залежи при поинтервальном отборе керна не подсечены, но они могут располагаться вблизи верхней и нижней границ указанного выше интервала; по каротажным данным, кровля и подошва силла располагаются на отметках соответственно 3474 и 3489 м. Дифференцированная залежь описанного интервала по фациальной природе, без сомнения, имеет межпластовую — силловую форму залегания. По вещественным признакам и, в первую очередь, по химическому составу породы силла близки к нижнерифейской диабаз-пикритовой формации западного склона Южного Урала [Алексеев, 1984; Алексеев и др., 2003].

Ниже по разрезу до забоя интервалы с широким развитием магматических пород отсутствуют. Отмечены они в интервалах 3715–3725 м (0,8 м мощностью), 4044–4053 м (мощностью 2,1 м). На глубине 3595 м зафиксирован образец среднезернистого (1–2 мм) диабаза с ведущей панидиоморфнозернистой (таблитчато-призматической) структурой, усложненной элементами пойкилитовой и микрографической микроструктур. По материалам гамма-каротажа и нейтронного гамма-каротажа, магматические породы пересечены скважиной и на глубинах 3966–3972 м.

Проявления экзоконтактового метаморфизма в связи с отсутствием в керне закаленных эндоконтактовых зон и непосредственных контактов интрузивных тел с вмещающими породами не изучены. Тем не менее, они должны быть заметно проявлены, о чем свидетельствует наличие в шламе с глубины 3642 м обломков кордиеритового роговика по алевритистому аргиллиту, в которых исходный глинистый материал осадочной породы превращен в гидрослюдистую массу с пинитизированными идиобластами кордиерита размером до 0,5 мм.

Изложенные выше материалы по изучению магматических пород параметрических скважин

Леуза-1 и Восточно-Аскинская-1 существенно расширяют наши представления о характере магматизма в Волго-Уральской нефтегазоносной области и свидетельствуют о довольно высокой интенсивности магматической деятельности в позднедокембрийское время в Южном Предуралье, то есть в эпоху формирования древнего осадочного чехла в восточной части Русской плиты. Вскрытые указанными скважинами интрузивные магматические породы относятся к дайковой (жильной) субфации субвулканической фации (миндалекаменные пикробазальты, калиевые субщелочные и щелочные базальты) и дайковой и силловой субфациям гипабиссальной фации (габбродиабазы, дифференцированные силлы). Они по геологическим, петрологическим и петрохимическим данным принадлежат рифейской эпохе толеитового континентального внутриплитного магматизма с формированием разновозрастных габбродиабазовой (долеритовой) формации и формации дифференцированных диабаз-пикритовых межпластовых интрузий и, видимо, вендской (ранневендской) эпохе субщелочно-основного (и щелочно-основного) магматизма с проявлениями калиевой трахибазальтовой, пикробазальтовой и лейцит-базальтовой производных в геодинамических обстановках, близких к внутриплитным континентальным рифтовым зонам.

Сопоставительное геолого-петрологическое изучение позднедокембрийского магматизма западного склона Южного Урала и магматических проявлений в древнем осадочном чехле фундамента Волго-Уральской области подтверждает представление, что магматические образования позднего докембрия этих регионов относятся к единым магматическим формациям, принадлежат к единой петрографической провинции, формировались в общие этапы тектоно-магматической активности, что было обусловлено общностью континентально-платформенных палеотектонических условий и истории этих областей в рифейский и отчасти в ранневендский этапы их геологического развития [Алексеев, 1984; Алексеев и др., 2003].

Литература:

- Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Щелочные габброиды венда и их калиевая серия на западном склоне Южного Урала // Докл. АН СССР. 1980. Т. 225, № 4. С. 954–957.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Калиевые оливиновые базальты Алатауского антиклинория // Ежегодник—1995 / ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1996. С. 159–162.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В. Рифейская диабаз-пикритовая формация расслоенных интрузий Южного Предуралья // Докл. РАН. 1999. Т. 369, № 5. С. 647–649.
- Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Дифференцированные интрузии западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2003. 171 с.

Иванова Т.В. Эпигенетические изменения пород верхнего протерозоя параметрической скважиной I Леуза // Минерально-сырьевая база Республики Башкортостан: реальность и перспективы: Мат-лы Респуб. науч.-практ. конф. Уфа: Тау, 2002. С. 196–201.

Илупин И.П., Ваганов В.И., Прокопчук Б.И. Кимберлиты: Справочник. М.: Недра, 1990. 248 с.

Магматические горные породы: В 2 т. / *Под ред. О.А. Богатикова.* М.: Наука, 1983–1984. Т. 1. 1983. 367 с. Т. 2. 1984. 415 с.

Романов В.А., Ишерская М.В. О рифейских отложениях платформенного Башкортостана // Известия Отделения наук о Земле и экологии АН РБ. 2005. № 10. С. 40–48.

Тимергазин К.Р. Додевонские образования Западной Башкирии и перспективы их нефтегазоносности. Уфа: ГГИ БФ АН СССР, 1959. 313 с.

Ушакова З.Г. Докембрийские магматические образования чехла Русской платформы // Геохронология СССР. Т. 1. Докембрий. Л.: Недра, 1973. С. 120–125.