

ОБЛОМОЧНЫЕ ПОРОДЫ ХРЕБТА САБЛЯ (ПРИПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В северной части хр. Сабля (Приполярный Урал) доказано развитие трех грубообломочных толщ, различающихся по генезису и стратиграфической принадлежности: внутрiformационные вулканогенно-осадочные отложения саблегорской (RF_3-V_1sb) свиты, лаптопайская вулканогенно-осадочная моласса (V_2-E_1lp), мелководно-морская терригенная толща тельпосской (O_1tl) свиты. Проведена реконструкция условий осадконакопления, предложена модель развития территории на этапе смены обстановки эпиконтинентального рифтогенеза на обстановку пассивной континентальной окраины. В качестве диагностического признака наряду с традиционными петрографическими, геохимическими и минералогическими критериями были использованы типохимические особенности монацита.

Ключевые слова: конгломераты, гравелиты, туфогравелиты, песчаники, обломочные породы, уралиты, доуралиты.

We have confirmed the development of three coarse layers with different genesis and stratigraphic affinity in the northern part of Sablya Ridge (Subpolar Urals): intraformational volcanogenic sediments of sablegorskaya (RF_3-V_1sb) formation, laptopayskaya (V_2-E_1lp) volcanogenic sedimentary molasse, shallow water marine terrigenous rocks of telposskaya (O_1tl) formation. The reconstruction of sedimentation conditions was made and the model of development at the transition stage from epicontinental riftingogenesis to passive margin was suggested. We used typochemical features of monazite as the diagnosis attribute together with traditional petrographic, geochemical and mineralogical criteria.

Keywords: conglomerates, gravelites, tufogravelites, sandstones, clastic rocks, uralides, preuralides.

Хребет Сабля расположен в центральной части Приполярного Урала в верхнем течении р. Бол. Сыня (рис. 1). В современном тектоническом плане он находится на западном фланге Ляпинского антиклинория, представляя собой субмеридионально вытянутую антиклинальную структуру, в ядре которой содержатся метаморфизованные основные вулканы нижней части саблегорской свиты (RF_3-Vsb).

Стратиграфическая принадлежность вулканогенных толщ не вызывает сомнений — здесь находится стратотип саблегорской свиты (Малашевский, 1967), а обломочные породы, коренные выходы которых тянутся полосами в нижних частях склонов и на водоразделе, не имеют однозначной трактовки возраста и происхождения. Авторы проводившихся в районе немногочисленных преимущественно тематических исследований в соответствии со своими представлениями относили терригенные толщи к тем или иным стратиграфическим подразделениям. Обломочные отложения, интерпретированные как морские, могут принадлежать к породам фундамента — верхнерифейской хобеинской (RF_3hb) свите или осадочного чехла — нижнепалеозойской тельпосской (O_1tl) свите, а континентальные быть лаптопайской молассой (V_2-E_1lp) или внутрiformационными образованиями в составе вулканогенного комплекса пород саблегорской (RF_3-V_1sb) свиты [6–8]. Существование нескольких взаимоисключающих вариантов трактовки возраста и генезиса обломочных толщ определило необходимость проведенных нами исследований, поскольку установление стратиграфической принадлежности и условий формирования терригенных пород имеет большое значение для дальнейшего прогнозирования объектов, перспективных

на обнаружение редкоземельной и золоторудной минерализации. Изучение проблематичных толщ осложняется отсутствием прямых структурно-геологических и биостратиграфических данных, что делает необходимым применение комплекса литологических, геохимических и минералогических методов, учитывающих множественные факторы, влияющие на формирование и преобразование вещественного состава, в том числе тектонические и магматические, отражающие эволюцию геодинамического режима территории.



Рис. 1. Схема расположения хребта Сабля

Химический состав пород (мас. %)

Компоненты и модули	Гравелиты (RF ₃ –Vsb)		Вулканиты (RF ₃ –Vsb)		Туфогравелиты (V ₂ –E _{1p})							Гравелиты (O ₁ II)	Граниты (γV ₂ –E _{1sl})
	102202	102203	6012	6014	126/8	126/7	126/5	126/4	126/4a	125	119	9 обр.	1416
SiO ₂	79,16	80,04	43,04	43,78	67,09	68,44	72,58	76,45	76,78	61,57	73,72	90,25	69,48
TiO ₂	0,65	0,56	4,34	2,11	1,86	1,24	1,07	0,91	0,99	1,33	1,42	0,30	0,43
Al ₂ O ₃	8,98	8,09	15,85	18,57	10,93	10,55	10,04	9,36	9,44	14,78	8,79	3,04	14,96
Fe ₂ O ₃	1,20	1,21	5,06	3,65	9,02	5,86	6,16	5,70	5,38	8,98	4,58	2,05	1,11
FeO	3,29	3,14	9,21	5,18	1,66	2,96	1,32	0,59	0,56	1,30	1,82	0,53	1,73
MnO	0,06	0,05	0,15	0,13	0,087	0,071	0,036	0,027	0,02	0,078	0,056	0,01	0,051
MgO	1,52	1,54	5,71	7,48	2,70	2,92	2,01	1,10	0,96	2,80	2,71	0,64	0,57
CaO	0,20	0,20	5,89	5,12	0,05	0,62	0,40	0,01	0,10	0,40	0,30	0,15	0,83
Na ₂ O	1,50	1,63	3,73	3,04	0,30	0,20	0,20	0,20	0,24	0,53	0,62	0,11	4,47
K ₂ O	1,16	1,03	1,07	1,77	3,36	2,40	2,76	1,62	2,47	3,92	2,68	0,87	3,22
P ₂ O ₅	0,06	0,06	0,61	0,31	0,21	0,38	0,061	0,079	0,08	0,20	0,12	0,02	0,11
п.п.п.	1,88	1,93	3,13	8,27	3,75	3,39	1,42	2,51	2,54	4,32	2,64	1,28	1,59
Сумма	99,98	100,08	98,80	99,41	101,36	99,01	99,42	2,57	100,2	100,34	99,50	99,53	98,55
H ₂ O	0,20	0,05	0,19	0,47	0,85	0,41	0,43	0,72	0,64	1,03	0,17	0,1	0,05
CO ₂	0,12	0,23	0,05	2,75	0,05	0,05	0,02	0,01	0,01	0,06	0,06	0,18	0,44
Na ₂ O+K ₂ O	2,66	2,66	4,80	4,81	3,66	2,60	2,96	1,82	2,71	4,45	3,30	0,98	7,69
ГМ	0,18	0,21	1,04	0,68	0,35	0,30	0,26	0,22	0,21	0,43	0,23	0,07	0,26

В северной части хр. Сабля (рис. 1) фундамент представлен толщей саблегорских (RF₃–V_{1sb}) пород андезитбазальтового и базальтового составов, которые по соотношению MgO–FeO–Al₂O₃ (табл. 1) соответствуют обстановкам островных дуг и активных континентальных окраин [10]. Слой зеленоватых-серых гравелитов тянется в поле развития вулканитов полосой шириной до нескольких десятков метров, более чем на 3 км в южном направлении, образуя в рельефе сложенные крупными глыбами гривки и невысокие скальные выходы. Обломки составляют 80–85 об.% и представлены преимущественно окатанными зернами. Чередуются относительно грубозернистые (размер обломков 1,0–1,5 см) слойки мощностью 10–20 см и мелкозернистые (0,5–0,7 см) мощностью до 5 см. На поверхностях отдельных глыб гравелитов заметны фрагменты косослоистых серий.

Структура гравелитов псефопсаммитовая неравномернотернистая, текстура массивная. Заполнитель представляет собой несортированную смесь сцементированных хлоритом окатанных и осколчатых частиц псаммитовой и алевропсаммитовой размерности. Особенностью гравелитов является лучшая окатанность галек обломочных пород по сравнению с вулканогенными и вулканогенно-обломочными, что может быть связано с неоднократным перемином раннее сформированных осадочных толщ. На рециклизацию указывает присутствие в породе галек песчаников, в свою очередь содержащих окатанные зерна песчаников (рис. 2, а).

Среди обломков преобладают разнообразные по гранулометрическому и минеральному составу песчаники и кварцитопесчаники (рис. 2, а–в), реже встречаются вулканогенно-обломочные породы (рис. 2, г, д), эффузивы основного (рис. 2, б III, е)

и кислого (рис. 2, в II, ж) составов, сланцы (рис. 2, д II) и средние интрузивные породы (рис. 2, з). Нормативный минеральный пересчет (табл. 2) показал, что в составе туфогравелитов преобладает кварц (63,8 %). Присутствуют также (в %) кислый (№ 8) плагиоклаз 14,2, хлорит 12,8, калиевый полевой шпат 5,0, мусковит 2,4, ильменит 1,2, гематит 1,3 и доломит 0,4. По данным минералогического анализа тяжелых фракций протолочных проб, в породах присутствуют также циркон, турмалин, рутил, гранат, лейкоксен, хромит и пирит. Пирит может иметь магматическое, гидротермальное и диагенетическое происхождение, а его морфологические особенности и химический состав несут информацию о его происхождении и являются индикаторами, отражающими физико-химические параметры среды осадконакопления. В изученных образцах пирит представлен четырьмя морфологическими разновидностями:

1 – обломки кубических кристаллов, ограниченные плоскостями спайности;

2 – зерна – сростки микрокристаллов с различными комбинациями граней куба и пентагон-додекаэдра;

3 – округленные кристаллы кубического облика с мелкокавернозной выщелоченной поверхностью;

4 – зерна, сложенные шаровидными микроконкрециями и кристаллами пентагондодекаэдрического и кубического облика (рис. 3, а), иногда с примазками хлорита и микровключениями монацита, галенита и миллерита (сканирующий электронный микроскоп JSM-6400 с рентгеновским энергодисперсным спектрометром Link, оператор В. Н. Филиппов).

Пириты вне зависимости от морфологии имеют стандартный состав (мас. %): Fe 44,07–46,40, S 50,22–54,41 [3].

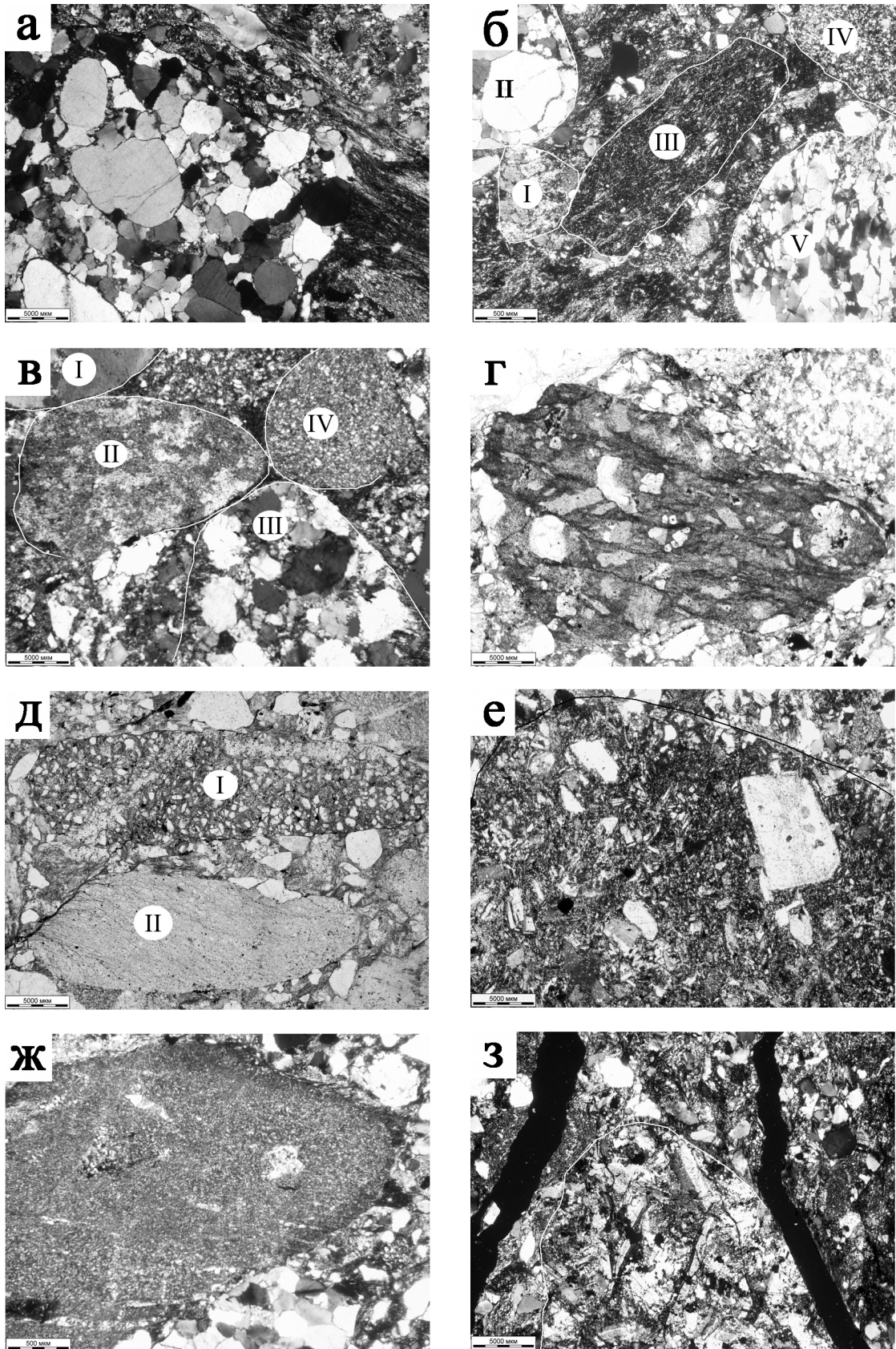


Рис. 2. Обломки в туфопесчаниках

a – обр. 102203: зерно песчаника в гальке песчаника; *б* – обр. 102203: I – мелкозернистая кварц-полевошпатовая порода, II – разнозернистый кварцевый песчаник, III – мелкозернистая основная порода с витропорфировой структурой, IV – алевролит, V – кварцитопесчаник мелкозернистый; 131: I – жильный кварц, II – риолит, III – песчаник полевошпат-кварцевый с карбонатом в цементе, IV – алевролит; *г* – обр. 130: пелитизированный и хлоритизированный сланец по кристалловитрокластическому туфу основного состава; *д* – обр. 102203: I – туфоалевролит, II – сланец; *е* – обр. 130: базальт; *ж* – обр. 102203: фельзитовый порфир; *з* – обр. 102203: лейкократовый тоналит

Нормативный минеральный состав обломочных пород (об. %)

Минералы	Породы								
	Гравелиты (RF ₃ - Vsb)*	Туфогравелиты (V ₂ -E ₁ lp)							Гравелиты (O ₁ tl)
		126/8	126/7	126/5	126/4	126/4a	125	119	
Кварц	63,8	50,1	55,1	58,80	67,2	66,2	40,1	56,9	85,5
Плагиоклаз (№)	14,2 (8)	3,4 (24)	1,2 (33)	2,4 (33)	2,2 (28)	1,7 (32)	5,5 (16)	5,6 (5)	1,3(21)
Ортоклаз	5,0	11,7	2,8	7,8	—	1,1	11,7	11,1	1,7
Мусковит	2,4	12,0	15,9	12,0	13,0	19,0	18,9	6,4	4,8
Хлорит	12,6	9,9	13,5	8,9	7,5	5,1	11,3	11,3	2,8
Апатит	—	0,3	0,9	0,3	0,3	0,3	0,30	0,3	—
Карбонат	0,4	0,1	0,1	0,1	—	—	0,1	0,1	0,4
Гематит	0,8	8,3	5,3	1,2	5,8	5,4	8,0	3,8	2,1
Магнетит	0,7	0,7	1,0	5,4	—	—	1,4	1,2	—
Ильменит	1,2	—	—	—	—	—	—	—	—
Лейкоксен	—	2,3	1,3	1,30	1,1	1,2	1,7	1,4	0,4

* Объединены в один кластер.

Микроконкреции размером от 20 до 40 мкм состоят из микрокристаллов, торцовые грани которых, образующие сферическую поверхность, имеют форму квадратов или ромбов. Часть микроконкреций округлой формы, часть деформирована на контакте с соседними микроконкрециями и кристаллами, с которыми иногда срastaются (рис. 3, б). Ядра микроконкреций — фрамбоэдры (рис. 3, в, г). Внутренние части микроконкреций являются, вероятно, пиритизированными клетками сульфатредуцирующих бактерий и образовались при накоплении осадка в восстановительной обстановке в результате взаимодействия биогенного сероводорода с растворенным в воде железом. Биогенный сероводород возникает и фиксируется в виде сульфида железа в условиях свободного и неограниченного доступа растворенного сульфат-иона. Дальнейший рост радиальных микрокристаллов проходил в стадию диагенеза, о чем свидетельствуют конформные границы некоторых зерен и срastание концентрических

лучей с кубическими и пентагондодекаэдрическими кристаллами (рис. 3, б). Образование последних обусловлено тем, что количество сульфата и железа в растворе превышало возможности бактериальных «затравок». Преобразования в стадию катагенеза и начального метагенеза не изменили морфологии пиритов, образовавшихся при диагенезе, но привели к очищению их составов, образованию на поверхности микрозерен других минералов.

Структурно-текстурные особенности, состав гравелитов и их положение в разрезе являются признаками образования пород в водоеме в период минимальной вулканической активности. Местный слабоокатанный вулканотерригенный материал смешивался с перемещенными на значительные расстояния обломками осадочных и метаморфических пород. Формирование микроконкреций пиритов происходило в восстановительной обстановке бассейна с растворенным сероводородом фумарольных газов в присутствии сульфатредуци-

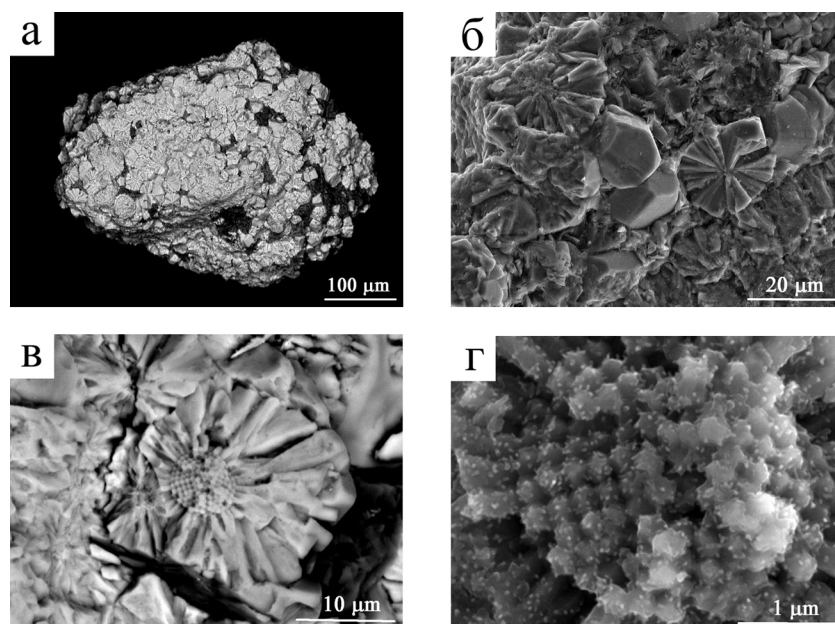


Рис. 3. Пирит из туфогравелитов

а — зерно, сложенное микроконкрециями, обр. 102203—3 (изображение в упругоотраженных электронах); б — взаимоотношения конкреций и кубооктаэдрических кристаллов, обр. 102202—3; в — строение микроконкреции, обр. 102203—4, изображение в упругоотраженных электронах; г — фрамбоэдр в ядре конкреции, обр. 102203—4

рующих бактерий за счет поступающего из основных вулканитов железа, а содержащие их гравелиты — внутриформационные образования в составе саблегорской (RF₃—V₁sb) свиты.

Перекрывающая гравелиты толща саблегорских вулканитов представлена кластолавами основного состава (табл. 1) и сменяется коричнево-вишневыми туфогравелитами с прослоями и линзами туфопесчаников и туфоалевролитов. Мощность туфогенно-осадочной пачки около 10 м, азимут падения пород 295—300°, угол 50—60°. Коричнево-вишневые туфогравелиты (рис. 4, а) представляют собой несортированные породы, состоящие из разноориентированных различной окатанности обломков размером 0,5—2,0 см и редкой гальки размером до 7 см, погруженных (рис. 4, а, б) в туфопсаммитовый или туфоалевролитовый заполнитель. На отдельных участках связующий материал для обломков — стекловатый матрикс со скорлуповатой и сферолитовой отдельностью (рис. 4, в, з), гиалокластовой текстурой и виторофировой структурой (рис. 4, д) или глинисто-карбонатный материал с комковатой структурой (рис. 4, е). Обломки представлены кварц-серицитовым сланцем (рис. 4, а), силицитом (рис. 4, б), кварц-плагиоклазовой породой с пойкилитовой структурой (рис. 4, в), порфировой кварц-плагиоклазовой породой с микрофельзитовой структурой (рис. 4, ж), мелкозернистым кварцитом, полевошпат-кварцевым мелкозернистым песчаником (рис. 4, з), туфоалевролитом и жильным поликристаллическим кварцем. Обломки основных магматических пород не встречаются. Пирокластический материал — мелкокристаллические обломки среднего состава с виторопорфировой структурой, капли и угловатые обломки в различной степени раскристаллизованного вулканического стекла (рис. 4, б, з).

В верхней части туфогенно-осадочной толщи в гравелитах встречаются прослой мощностью 3—5 см, сложенные материалом мелкопсаммитовой и алевритовой размерности. Туфопесчаники и туфоалевролиты с гематитовым цементом содержат редкие крупнопсаммитовые зерна кварца и перечисленных выше обломков пород (рис. 4, е, и, к). Песчаные зерна представлены преимущественно вулканокластическим кварцем, что может указывать на дифференциацию пеплового материала в результате перемыва и переотложения в спокойноводной обстановке. В тяжелой фракции протолочных проб туфогравелитов и туфопесчаников постоянно отмечаются циркон, рутил, лейкоксен, апатит, турмалин, гематит, магнетит, реже барит, хромит, амфибол, эпидот, очень редко пирит.

В изученном разрезе туфогравелиты представляют собой осадочно-вулканокластические образования с признаками подводных излияний, вещественный состав которых сформировался в результате смешивания материала подводного взрывного, тефроидного и осадочного происхождения. В пользу присутствия подводной вулканокластической свидетельствуют сферолитовые и гиалокластовые структуры заполнителя. Один из признаков подводного извержения — интенсивная хлоритизация вулканического стекла. Появление туфопесчаных и туфоалевролитовых слоев с хорошей гранулометрической сортировкой обломков, в составе которых преобладают пепловые частицы, а терригенные присутствуют в значительно меньшем количестве, может быть обусловлено снижением гидродинами-

ческой активности среды в результате углубления дна бассейна (понижение базиса эрозии) в спокойной тектонической обстановке при медленном опускании территории. По составу и положению в разрезе описанные выше туфогравелиты аналогичны лаптопайским (V₂—E₁lp) вулканогенно-осадочным породам, изученным В. Н. Пучковым на одном из правых притоков р. Вангыр, в центральной части Лаптопайской межгорной впадины, примерно в 30 км к востоку [6]. Территория современного хр. Сабля располагалась в периферийной части Лаптопайской межгорной впадины, что объясняет незначительную мощность туфогенно-осадочных отложений.

На контакте туфогравелитов с вышележащей толщей терригенных пород существует угловое несогласие — угол падения последних составляет 30°, азимут падения остается неизменным. Совпадение азимута падения, по-видимому, является особенностью данного разреза и не рассматривается как закономерность для взаимоотношения этих стратиграфических подразделений в регионе. Терригенная толща представлена элювиальными развалами на плоской водораздельной поверхности, коренными выходами высотой до 6 м на ее склонах и имеет достаточно сложное строение — в гравелитах не закономерно распределены линзы мелкогалечных конгломератов и грубозернистых песчаников с мелким гравием. Линзы песчаников толщиной 0,3—0,4 и длиной 1,0—1,2 м встречаются преимущественно в нижней части разреза. Очень редко в гравелитах наблюдается грубая горизонтальная или косая слоистость, выраженная неравномерным распределением крупного гравия. В песчаных линзах почти всегда отмечается крупная косая и линзовидная слоистость. Характер строения разреза, частая смена различных по гранулометрическим параметрам, но сходных по вещественному составу пород свидетельствует об активном гидродинамическом режиме бассейна.

Гравий и галька в гравелитах и конгломератах представлены преимущественно жильным крупнокристаллическим гранулированным кварцем (до 90 %). Реже встречаются обломки силицита, мелкозернистого кварцитопесчаника, в том числе с рециклированными обломками кварц-полевошпатовой эффузивной породы с микрофельзитовой (рис. 5, а) и порфировой структурами, глинистого и кварц-гематитового сланцев, лито- и кристаллокластического туфа (рис. 5, б), мелкозернистой полевошпатовой породы с интерсертальной структурой (рис. 5, в), раскристаллизованного кислого вулканического стекла (рис. 5, з). Сохранение хрупких и неустойчивых к механическому воздействию обломков пузырьчатого кислого вулканического стекла с перлитовой структурой (рис. 5, з) возможно только при близком источнике обломочного материала.

В составе аксессуарных минералов в протолочных пробах постоянно встречаются циркон, рутил, лейкоксен, эпидот, турмалин, гематит и магнетит. Реже отмечаются барит, гранат, амфибол и монацит.

Монацит представлен слабоокатанными и неокатанными желто-коричневыми призматическими кристаллами и зернами, сложенными пластинчатыми субиндивидами с микровключениями кварца и биотита и в сростках с биотитом, сохранность которого является признаком близкого источника терригенного материала. Типохимические особен-

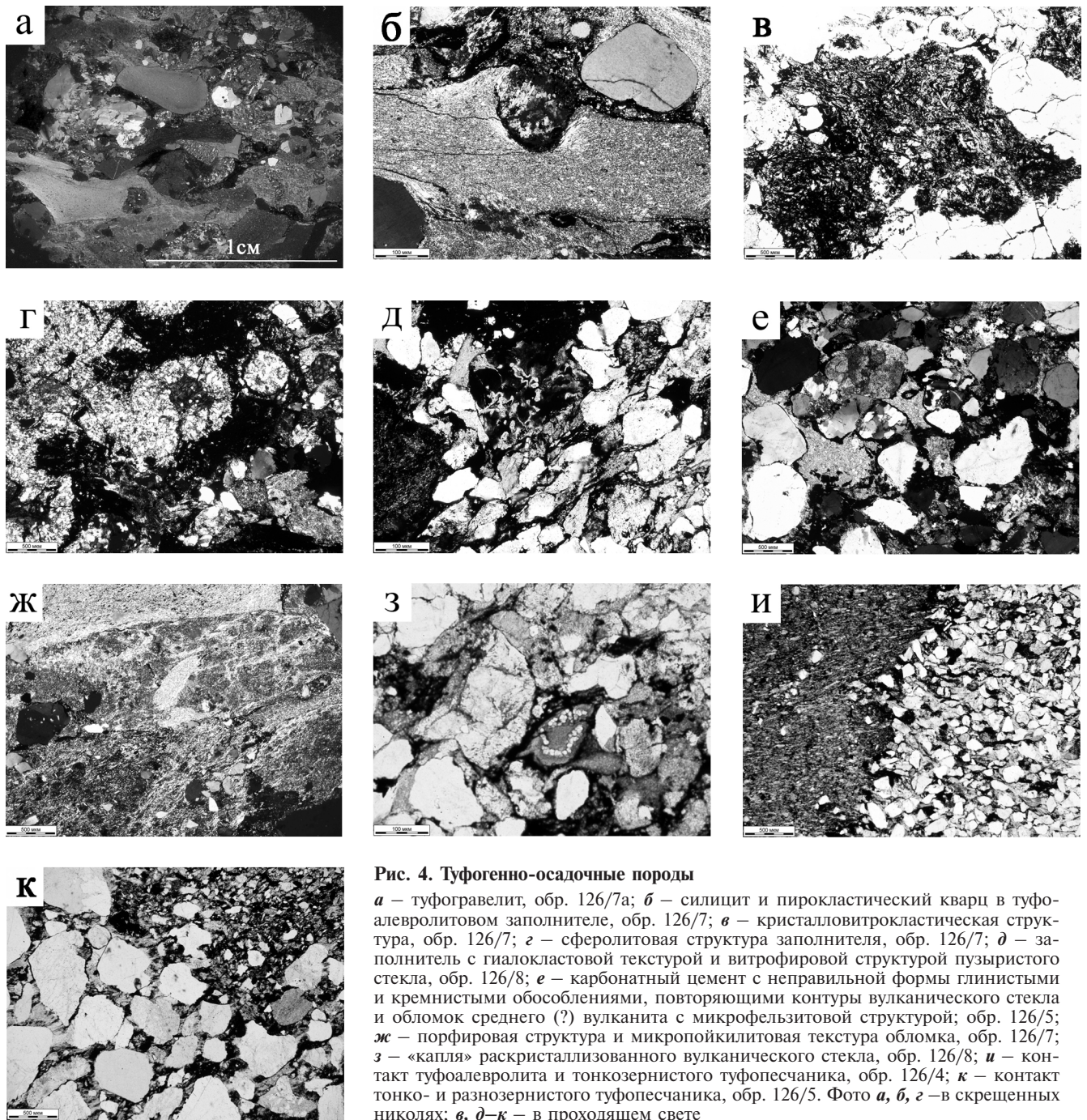


Рис. 4. Туфогенно-осадочные породы

а – туфогравелит, обр. 126/7а; *б* – силицит и пирокластический кварц в туфоалевролитовом заполнителе, обр. 126/7; *в* – кристалловитрокластическая структура, обр. 126/7; *г* – сферолитовая структура заполнителя, обр. 126/7; *д* – заполнитель с гиалокластовой текстурой и витрофировой структурой пузыристого стекла, обр. 126/8; *е* – карбонатный цемент с неправильной формы глинистыми и кремнистыми обособлениями, повторяющими контуры вулканического стекла и обломок среднего (?) вулканита с микрофельзитовой структурой; обр. 126/5; *ж* – порфирировая структура и микропйклитовая текстура обломка, обр. 126/7; *з* – «капля» раскристаллизованного вулканического стекла, обр. 126/8; *и* – контакт туфоалевролита и тонкозернистого туфопесчаника, обр. 126/4; *к* – контакт тонко- и разнозернистого туфопесчаника, обр. 126/5. Фото *а, б, г* – в скрещенных николях; *в, д–к* – в проходящем свете

ности монацита и биотита, указывающие на их происхождение из гранитов сальнеро-маньхамбовского ($\gamma V-E_{1s}$) комплекса, служат важным диагностическим признаком, подтверждающим принадлежность грубообломочной толщи к тельпосской свите нижнего ордовика [4].

Интерпретация результатов химических анализов (табл. 1) обломочных горных пород проводилась с использованием алгоритма обработки данных полного силикатного анализа [9]. На модульной диаграмме ГМ– Na_2O+K_2O (рис. 6), где для сравнения вынесены составы основных вулканитов саблегорской свиты и гранитов сальнеро-маньхамбовского комплекса, выделяются две группы пород – вулканогенно-осадочные и осадочные.

На модульной диаграмме точки, соответствующие туфогравелитам, группируются вдоль линии

тренда, отражающей изменение соотношений щелочности и железистости за счет уменьшения вверх по разрезу влияния базитового материала. Точки, соответствующие туфогравелитам из нижней части слоя, наиболее близки к составу подстилающих трахибазальтов. Песчаники характеризуются максимальными содержаниями слюды и рудных минералов (табл. 1, рис. 6), что обусловлено особенностью их гранулометрического состава. По сравнению с залегающими выше нормальными осадочными гравелитами тельпосской свиты туфогенные породы содержат больше TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MgO , K_2O .

Гравелиты тельпосской свиты состоят преимущественно из кварца (83,1–87,5 об.%), а полевых шпатов, мусковита, хлорита и гематита содержат первые проценты (табл. 2). По своим текстурно-

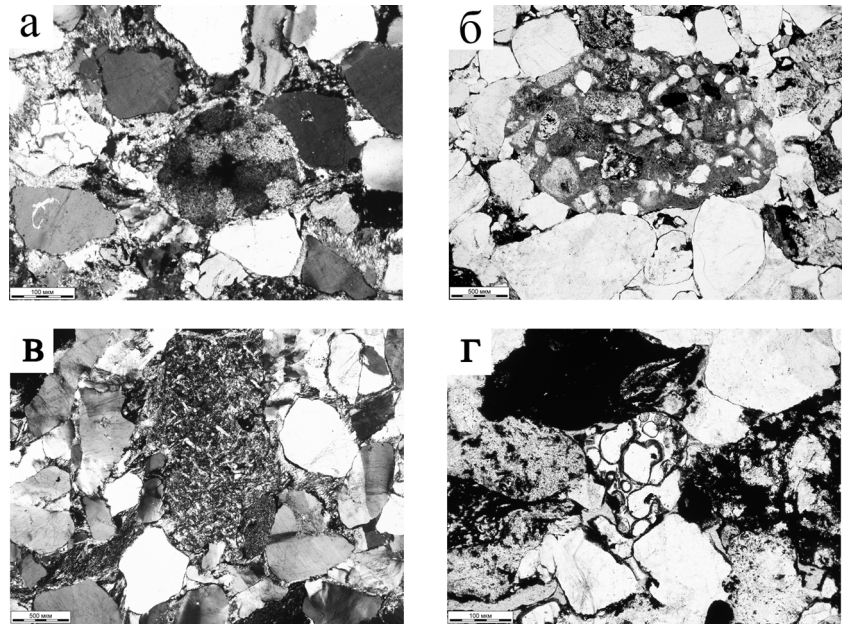


Рис. 5. Обломки в тельпосских гравелитах

а – кислый вулканит, обр. 110; *б* – литокристаллокластический туф, обр. 105; *в* – мелкозернистая полевошпатовая порода, обр. 112; *г* – кислое вулканическое стекло с пузырчатой структурой, обр. 107. Фото *а, в* – в скрещенных николях, *б, г* – в проходящем свете

структурным особенностям и составу они абсолютно идентичны тельпосским грубообломочным породам г. Маяк и хр. Малдынырд [2].

Результаты проведенных исследований согласуются с результатами палеотектонических реконструкций [1, 5, 7] и позволяют предложить следующую схему развития территории (рис. 7).

В позднем рифее – раннем венде на активизированной окраине платформы происходило накопление мощных толщ вулканитов саблегорской свиты. Орогенный этап развития территории сопровождался складчатостью, внедрением синтетонических гранитоидов, извержениями кислых вулканитов, размывом доуралид и заполнением Лаптопайского межгорного прогиба вулканогенной молассой – формированием формации переходного режима [6]. На территории современного хр. Сабля располагалось затопленное водой межгорное понижение, отделенное от моря частью складчатого сооружения, в котором при периодически повторяющихся подводных излияниях накапливался

исключительно местный обломочный материал, образовавшийся в результате эрозии саблегорских вулканитов и подстилающих их рифейских метаморфитов (рис. 7, *а*). Последние фазы магматической активности сопровождались поступлениями рыхлого вулканокластического материала, переносившегося воздушным путем непосредственно в бассейн седиментации и смывавшегося со склонов временными потоками. В позднем кембрии образование зоны краевых опусканий вдоль границы континента синхронизировалось с началом развития Западноуральского осадочного бассейна (рис. 7, *б*), где в шельфовой обстановке накапливались мелководные, преимущественно грубообломочные толщи, содержащие в базальных горизонтах продукты эрозии доуралид в основании глобального трансгрессивного цикла. Параллельно шло заполнение речных долин на континенте аллювиальными и пролювиальными осадками, а в их устьях формировались заливы (рис. 7, *в*). Терригенная палеозойская часть разреза сформирована

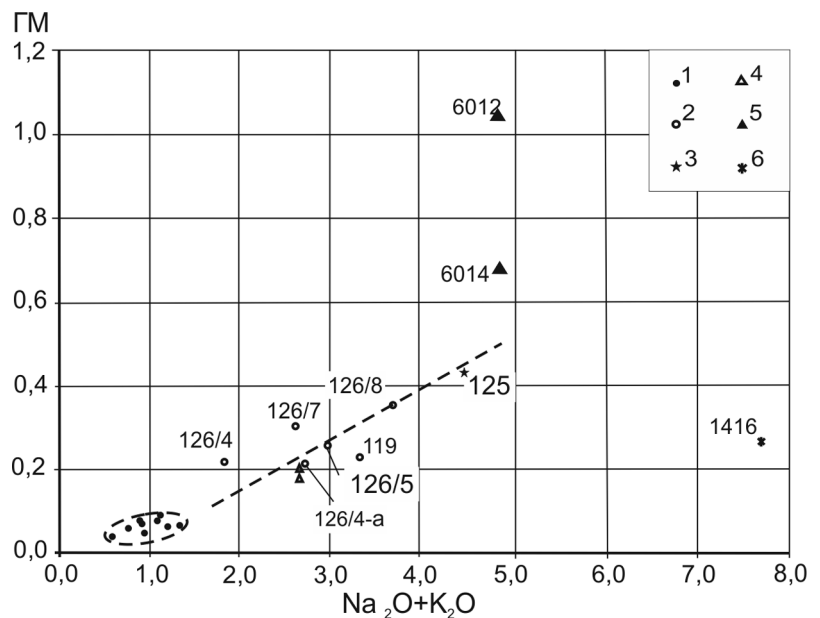


Рис. 6. Модульная диаграмма

1 – гравелиты тельпосской свиты; 2 – туфогравелиты лаптопайской свиты; 3 – туфопесчаник лаптопайской свиты; 4 – туфогравелиты саблегорской свиты; 5 – базальты саблегорской свиты; 6 – граниты сальнеро-маньхамбовского комплекса

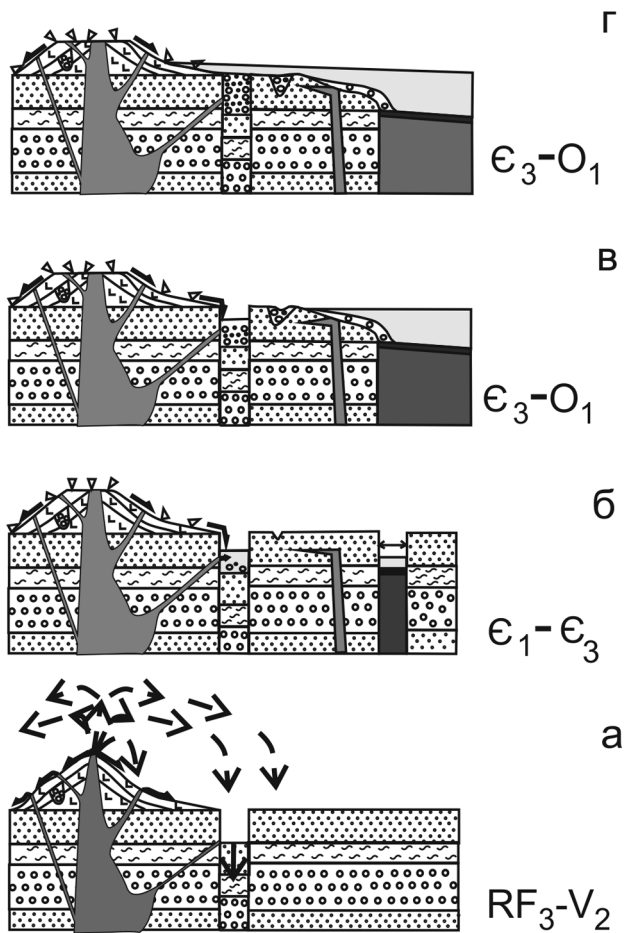


Рис. 7. Упрощенная схема строения и развития пассивной континентальной окраины на границе тиманид и уралид для территории западной части современного Приполярного Урала

в условиях континентального шельфа. Высокая скорость погружения и близость береговой линии способствовали интенсивному разрушению молодых вулканических массивов, в результате чего псефиты содержат значительное количество обломков местного происхождения. Вверх по разрезу ведущее значение приобретают устойчивые к выветриванию обломки кварца и кварцитов, что свидетельствует о продвижении области питания в сторону континента (рис. 7, з).

Проведенные исследования разреза зоны межформационного контакта на хр. Сабля позволяют на основании литологических и геохимических особенностей восстановить последовательность геологических процессов, в результате взаимодействия которых сформировались различные по генезису и стратиграфической принадлежности терригенные толщи: внутрiformационные псефиты саблегорской (RF_3-V_{1sb}) свиты, лаптопайская вулканогенно-осадочная моласса (V_2-E_{1lp}) и мелководно-морские терригенные породы тельпосской (O_{1tl}) свиты.

Автор искренне признательна доктору геол.-минер. наук А. М. Пыстину за конструктивные замечания и консультации.

1. Нечеухин В.М. Минерагения венд-раннепалеозойских геодинамических ассоциаций // Палеогеография венда – раннего палеозоя Северной Евразии: Сб. науч. трудов. – Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. – С. 25–30.

2. Никулова Н.Ю. Базальные горизонты уралид севера Урала. – Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. – 240 с.

3. Никулова Н.Ю., Филиппов В.Н., Швецова И.В. Фрамбоидальный пирит из туфогравелитов лаптопайской свиты в северной части хр. Сабля // Проблемы и перспективы современной минералогии (Юшкинские чтения – 2014): Материалы минер. семинара с междунар. участием. – Сыктывкар, 2014. – С. 29–31.

4. Никулова Н.Ю., Филиппов В.Н., Швецова И.В. Использование типохимических особенностей монацита для установления стратиграфической принадлежности терригенных пород хр. Сабля (Приполярный Урал) // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2014. № 8 (236). – С. 12–15.

5. Осадочные бассейны: методика изучения, строение и эволюция / под ред. Ю.Г. Леонова, Ю.А. Воложа. – М.: Науч. мир, 2004. – 526 с. (Тр. ГИН РАН, вып. 543.)

6. Пучков В.Н. Структурные связи Приполярного Урала и Русской платформы. – Л.: Наука, 1975. – 204 с.

7. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). – Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. – 280 с.

8. Фишман М.В. Геологическое строение и горные породы хребта Сабля (Приполярный Урал). – Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1956. – 83 с.

9. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. – СПб.: Наука, 2000. – 479 с.

10. Pearce T.H. Gorman B.E., Birkett T.C. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. 36. – P. 121–132.

Никулова Наталья Юрьевна – доктор геол.-минер. наук, вед. науч. сотрудник, Институт геологии Коми НЦ УрО РАН. <nikulova@geo.komisc.ru>.