

НАУКИ О ЗЕМЛЕ

УДК 551.736.3:553.07 (282.256.861)

DOI 10.18522/0321-3005-2016-2-78-85

О РОЛИ ВУЛКАНОГЕННОГО МАТЕРИАЛА В ОБРАЗОВАНИИ
АТКАНСКОЙ СВИТЫ АЯН-ЮРЯХСКОГО АНТИКЛИНОРИЯ
ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

© 2016 г. А.А. Астахова, А.Э. Харди́ков, И.А. Холодная

Астахова Анна Александровна – соискатель, кафедра минералогии и петрографии, Южный федеральный университет, ул. Зорге, 40, г. Ростов-на-Дону, 344090.

Astakhova Anna Aleksandrovna – Competitor, Mineralogy and Petrography Department, Southern Federal University, Zorge St., 40, Rostov-on-Don, 344090, Russia.

Харди́ков Александр Эдуардович – доктор геолого-минералогических наук, профессор, кафедра минералогии и петрографии, Южный федеральный университет, ул. Зорге, 40, г. Ростов-на-Дону, 344090, e-mail: khardikov@sfnu.ru

Khardikov Aleksandr Eduardovich – Doctor of Geologic and Mineralogical Science, Professor, Mineralogy and Petrography Department, Southern Federal University, Zorge St., 40, Rostov-on-Don, 344090, Russia, e-mail: khardikov@sfnu.ru

Холодная Ирина Алексеевна – кандидат геолого-минералогических наук, ведущий геолог, акционерное общество «Магадангеология» Госкорпорации «Росгеология», ул. Дзержинского, 6, г. Магадан, 685000.

Kholodnaya Irina Alekseevna – Candidate of Geologic and Mineralogical Science, Senior Geologist, AO «Magadangeologia» of the State Corporation «Rosgeologia», Dzerzhinskii St., 6, Magadan, 685000, Russia.

Рассматривается происхождение вулканогенного компонента в атканской свите верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория. Атканская свита сформирована в результате лавинной седиментации на внешнем шельфе эпиконтинентального морского бассейна материала, выносимого долинно-веерными системами, и продуктов синхронного вулканизма кислого и среднего состава. Периодически возникающие при этом вулканические острова группируются в линейную цепь, совпадающую с осью Аян-Юряхского антиклинория, и тяготеют к зоне глубинного разлома.

Ключевые слова: Аян-Юряхский антиклинорий, атканская свита, золотоносность, вулканогенно-осадочные породы, подводный вулканизм.

Origin of volcanics in Atkan suit of permian volcano-clastic deposits of the Ayan-Yurakh Anticlinorium are observed in the paper. Atkan suit was formed, at the same time, by volcanics and deltaic material during the volcanism. Volcanic island, grewed by volcanic explosion intermediate-alkali composition, groups in chain coincide with Ayan-Yurakh Anticlinorium axes and tend to the deep fault.

Keywords: Ayan-Yurakh Anticlinorium, Atkan suit, ore gold, volcano-clastic rocks, underwater volcanism.

Пермские отложения Аян-Юряхского антиклинория являются составной частью позднепалеозойско-раннемезозойского верхоянского терригенного комплекса Яно-Колымской складчатой области – крупнейшей минерагенической провинции, в металлогении которой ведущая роль принадлежит золоту, серебру, олову. Проводимые здесь геолого-разведочные работы выявили гигантский потенциал крупнотоннажных месторождений, которые относятся к золото-кварцевой формации и в подавляющем большинстве случаев выражены структурно-морфологическим типом линейных штокверков в терригенных и вулканогенно-осадочных породах (наталкинский тип). Месторождения этого типа представляют собой систему разрозненных относи-

тельно богатых жил, объединенных с зонами убогого прожилкования в единую рудную залежь. Особое место занимает атканская свита мощностью 350–1200 м, соответствующая нижней части гижинского горизонта верхней перми и являющаяся стратиграфическим репером. Она сложена вулканогенно-осадочными породами, залегает в ядрах Колымской и Тенькинской антиклиналей Аян-Юряхского антиклинория и выходит на поверхность в бассейнах рек Колыма, Аян-Юрях, Кулу, Тенька, Детрин. Многие золоторудные месторождения и проявления (Наталка, Павлик, Омчак, Боец, Водолей, Ковбой, Метис и другие) локализируются в атканской свите. Они размещены на определенных литолого-стратиграфических уровнях и связаны с

вулканогенно-осадочными породами. Например, установлено, что около 75 % запасов золота Наталкинского месторождения локализовано в пачках пород, содержащих до 40 % пирокластического и терригенного материала псефитовой и псаммитовой размерности [1]. Это говорит о генетической связи месторождений золота с вулканогенно-осадочными комплексами, что вызывает необходимость уточнить роль вулканогенного компонента в составе атканской свиты.

Существует три гипотезы происхождения отложений атканской свиты: 1) это частично перемытые

продукты синхронного подводного вулканизма; 2) ледниково-морские отложения; 3) подводно-оползневые образования, содержащие вулканогенный материал [2–6].

Внешне породы атканской свиты выглядят как темно-серые плотные гравелиты, песчаники или алевролиты, содержащие светло- и зеленовато-серые различные по форме обломки эффузивных пород размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, а иногда даже первых десятков сантиметров, а также белые или бурые зерна полевых шпатов (рис. 1а, б).

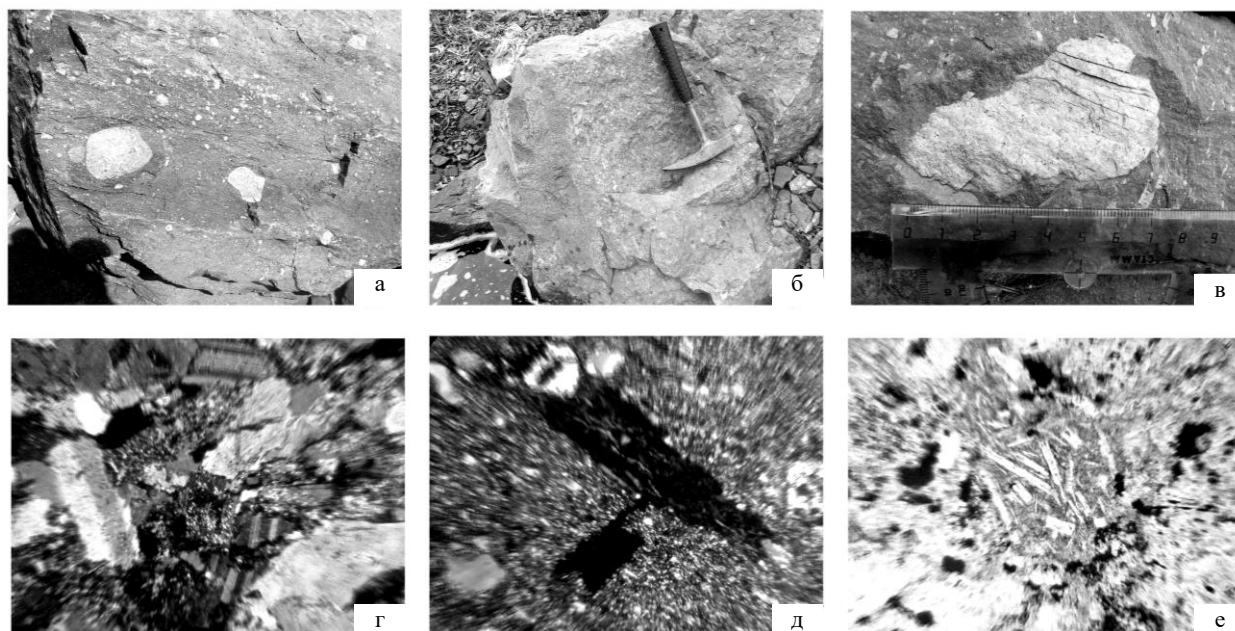


Рис. 1. Текстурно-структурные особенности вулканогенно-осадочных пород атканской свиты: а – лапилли и вулканические бомбы в туффите андезидацита; б – контакт вулканической дайки андезита и пеплово-лапиллиевого туфа андезита; в – обломок андезидацита; г – кристаллокласты плагиоклаза и литокласты андезидацита (ув. 120, н. +); д – хлоритизированные остроугольные обломки вулканического стекла (ув. 100, н. +); е – тонкопризматические кристаллы гейландита, образованные по вулканическому стеклу (ув. 200, н. ||)

Принимая во внимание пестрый облик пород, было предложено называть их диамиктитами, пятнистыми сланцами или рябчиками [7, 8]. Использование названий с неопределенным содержанием для пород, содержащих вулканогенный материал, стирает как минералого-петрографические, так и генетические их особенности. Целесообразнее пользоваться общепринятой классификацией вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород [9].

В пределах Аян-Юряхского антиклинория нами было описано 34 разреза отложений атканской свиты [10, 11], а также использованы описания предшественников [8, 12]. Породы изучались с помощью оптической микроскопии, а также рентгенофазового и термохимического анализа [13], что позволило уточнить их состав и выделить следующие

петротипы: туфы и туффиты андезитов, андезидацитов и дацитов, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфоаргиллиты, а также аргиллиты и лидиты. В характерном полном разрезе атканской свиты, описанном авторами по руч. Хугланнах (левый приток р. Кулу), снизу вверх залегают:

1. Гравелиты пестрые, неслоистые, пористые, мелко-среднезернистые, литоидные, с песчано-алевритовым цементом порового типа – 25 м.

2. Туфопесчаники темно-серые, тонкогоризонтально- и линзовидно-слоистые, крепкие, среднезернистые, содержащие 10 % объема породы крупнопеплового материала, 10 % мелких лапилли (2–4 мм в поперечнике), а также единичные крупные лапилли и вулканические бомбы (округлые обломки диаметром 5–15 см), с прослоями (0,4–0,5 м) пес-

чаников серых, неслоистых, крепких, мелкозернистых, полимиктовых – 15 м.

3. Аргиллиты темно-серые до черных, тонкоплитчатые, тонкослоистые, средней крепости, с прослоями (0,2–0,6 м) туфоалевролитов темно-серых до черных, тонкогоризонтальнослоистых, крепких – 40 м.

4. Туфы андезидацита пестрые, псевдослоистые вследствие ориентировки плоских обломков длинной стороной параллельно поверхности напластования, очень крепкие, пористые, мелколапиллиевые, кристаллолитокластические, с мелкопепловым цементом типа заполнения порового пространства; с линзовидными прослоями (до 10 см в раздувах) туфогравелитов пестрых, неслоистых, очень крепких, средне-крупнозернистых, литоидных с песчано-алевритовым цементом порового типа – 7–8 м.

5. Туфоалевролиты темно-серые, неясно-слоистые, крепкие, песчаные, с линзовидными прослоями (от 1–2 до 10–15 см) туфопесчаников серых, тонкогоризонтальнослоистых, очень крепких, мелкозернистых – 40 м.

6. Туффиты андезидацита темно-серые, волнисто-, косо- и линзовидно-слоистые, мелколапиллиево-пепловые, литокристаллокластические, песчанисто-алевритовые, содержащие единичные крупные лапилли и агломераты (обломки размером 7–8 мм в поперечнике), равномерно распределенные в породе, удлинением ориентированные параллельно поверхности напластования, – 30 м.

7. Туфоалевролиты темно-серые, тонкогоризонтальнослоистые, песчанисто-гравелитистые, содержащие 15–20 % объема породы крупнопеплового материала и мелких лапилли (обломки размером 3–10 мм в поперечнике); вверх по разрезу содержание пирокластического материала возрастает до 25 %. В туфоалевролитах через 10–15 м – линзовидные прослои (5–7 см) туффитов андезидацита серых, очень крепких, неслоистых, мелколапиллиево-крупнопепловых, литокристаллокластических, гравелитисто-песчаных, в отдельных прослоях переходящих в туфы андезидацита лапиллиево-крупнопепловые литокристаллокластические с мелкопепловым цементом типа заполнения пор – 60 м.

8. Туфоалевролиты, аналогичные описанным в слое № 7, с линзовидными прослоями (5–7 см) песчаников светло-серых, горизонтально- и волнисто-слоистых, очень крепких, мелкозернистых, полимиктовых – 30 м.

9. Пачка среднего (0,2–0,5 м) линзовидного переслаивания с текстурами подводного оползания: а) туфоалевролитов (60 % пачки) темно-серых крепких, плотных, комковатых, песчанисто-граве-

литистых; б) туфопесчаников (25 % пачки) зеленовато-серых, очень крепких, плотных, мелкозернистых; в) туффитов андезидацита (15 % пачки) серых, неясно-слоистых, очень крепких, пеплово-мелколапиллиевых, кристаллолитокластических, песчанисто-гравелитовых, в отдельных прослоях переходящих в туфы андезидацита пеплово-лапиллиевые, кристаллолитокластические с мелкопепловым цементом типа заполнения пор – 80–85 м.

10. Пачка равномерного, тонкого и мелкого (0,2–4 см) линзовидного волнисто-косослоистого переслаивания: а) алевролитов темно-серых, крепких, плотных; б) песчаников серых, мелкозернистых, полимиктовых; в) туфов андезидацита серых, неслоистых, очень крепких, пористых, пеплово-лапиллиевых, кристаллолитокластических – 190 м.

11. Песчаники серые, неясно-слоистые, крепкие, мелкозернистые, алевритистые, слюдяные – 75 м.

12. Туффиты андезидацита пестрые, неслоистые, очень крепкие, лапиллиево-пепловые, литокристаллокластические, песчаные – 45 м.

13. Песчаники серые, неясно-слоистые, крепкие, мелкозернистые, алевритистые, слюдяные – 115 м.

14. Туфопесчаники темно-серые, неслоистые, мелкозернистые, алевритистые, содержащие 10 % объема породы крупнопеплового материала (зерна полевого шпата) и 5 % мелких лапилли (обломки андезидацита размером 2–10 мм в поперечнике), – 75 м.

15. Пачка переслаивания: а) туфопесчаников (прослой 0,1–0,2 м) темно-серых, неслоистых, очень крепких, алевритистых, содержащих 5 % объема породы мелких лапилли и 5 % крупнопеплового материала; б) алевролитов (прослой 0,4–0,7 м) темно-серых, неясно-слоистых, крепких, песчаных, содержащих 1–2 % объема породы крупнопеплового материала, – 150 м.

16. Туфопесчаники темно-серые, неслоистые, мелкозернистые, алевритистые, содержащие 10 % объема породы средне-крупнопеплового материала и 5 % мелких лапилли, – 85 м.

17. Пачка переслаивания: а) туфопесчаников (прослой 0,1–0,2 м) темно-серых, неслоистых, очень крепких, алевритистых, содержащих 5 % объема породы мелких лапилли и 5 % крупнопеплового материала; б) алевролитов (прослой 0,4–0,7 м) темно-серых, неясно-слоистых, крепких, песчаных, содержащих 1–2 % объема породы крупнопеплового материала, – 80 м.

Общая мощность – 1025 м.

Максимальная мощность отложений атканской свиты (до 1200 м) наблюдается на междуречье Кулу – Аян-Юрях, в бассейнах руч. Хугланнах, Улахан-Матрайбыт, Лошкаллах, Тырсеях. Здесь в толще присутствуют линзовидные прослои агломе-

рато-крупнолапиллиевых туфов и линзовидные прослои лидитов. В северо-западном, южном и юго-восточном направлениях эти породы исчезают из разреза, постепенно и неуклонно сокращается мощность свиты, уменьшаются количество и мощность прослоев мелколапиллиевых туфов в туфопесчаниках и туфоалевролитах, а также количество и размер рассеянных в толще вулканических бомб и агломератов. Туфопесчаники постепенно переходят в туфоалевролиты.

В междуречье Хугланнах – Улахан-Матрайбыт авторами описаны залегающие в толще туфопесчаников и туфоалевролитов атканской свиты тела типа вулканических конусов диаметром 30–50 м, в центральных частях которых прослежены вулканические дайки андезита и андезидацита (рис. 1в). Эти тела имеют концентрически-зональное строение, определяемое постепенным уменьшением количества пирокластического материала от центра к периферии, что отражается в смене одних пород другими в последовательности: туфы → туффиты → туфопесчаники или туфоалевролиты. Во всех петрографических типах присутствуют вулканические бомбы и крупные лапилли угловатой формы. В пределах конусов наблюдаются линзовидные прослои (5–20 см), представляющие собой тонкое (1–5 мм) горизонтальное переслаивание туфопесчаника и крупнолапиллиевых туфа (туффита) андезидацита с нерезкими поверхностями напластования слойков и частым их зубчатым выклиниванием. Встречаются также пирокластические породы, которые содержат до 15–20 % своего объема, остроугольных обломков туфоалевролитов и туфопесчаников атканской свиты галечной и гравийной размерности. Следует отметить, что аналогичные особенности состава и строения пород атканской свиты зафиксированы на всей исследуемой территории.

Туфы андезита и андезидацита содержат 85–90 % пирокластического материала, который представлен пеплом (45–60 % объема породы), лапилли (10–35 %), вулканическими бомбами (2–3 %) и редкими вулканическими агломератами. По составу это кристаллокласты полевых шпатов, обломки андезита и андезидацита, а также вулканическое стекло (рис. 1г, д).

В туффитах андезита и андезидацита присутствует 65–70 % пирокластики того же размера и состава.

Кристаллокласты полевых шпатов в туфах (средние и кислые плагиоклазы, микролин и микролин-пертит) имеют средне- и крупнопепловую размерность, характеризуются удлиненно-призматической или таблитчатой формой и полным отсутствием следов окатывания. Как правило, они вторично не изменены. В туффитах преобладают кор-

родированные и замещенные серицитом и сосюритом зерна плагиоклазов. Некоторые из них частично или полностью замещены микрозернистым альбитом лапчатой формы, а также анальцимом, образующим микроагрегаты внутри кристаллов плагиоклазов, придавая им ситовидный облик. Местами по краям зерен развит лейкоксенизированный сфен, а в центральных частях – крупнокристаллический кальцит. Наблюдается зональное распределение эпигенетических минералов: в центре – кальцит, по периферии – анальцим, по краям – оторочка из альбита. Встречаются частично или полностью растворенные обломки плагиоклазов, темные участки которых заняты постепенно переходящим в цемент агрегатом серицита и халцедона.

Обломки андезита и андезидацита составляют 15–35 % объема породы в туфах и 10–25 % в туффитах, имеют размерность лапилли и крупного пепла, угловатую, удлиненно-овальную или округлую форму. Вокруг них отмечается скопление углефицированного органического вещества, лимонита и тонкодисперсного пирита. В крупных частях хорошо просматривается порфиновая структура с микролитовым или фельзитовым матриксом, местами полностью раскристаллизованным и сложенным микроагрегатами халцедона, серицита и гейландита. Лейсты плагиоклазов частично или полностью замещены серицитом. В центре них наблюдаются кристаллы анальцима, кальцита и агрегаты сосюрита, а по краям – сфен и лейкоксен. Фенокристаллы феррических минералов представляют собой лишь фрагменты, или «тени», исходных зерен и определяются только по скоплению вторичных минералов, особенно непрозрачных микроагрегатов титаномагнетита, ориентированных перпендикулярно общей слоистости. Крупные обломки эффузивных пород подверглись гравитационной коррозии с образованием в темных участках халцедона, альбита и серицита.

Обломки вулканического стекла отмечаются в туфах и туффитах в количестве 15–20 и 5–10 % соответственно. Большинство из них имеет пепловую размерность и неясные очертания. Часто это реликты, состоящие из агрегата мелких тонкопризматических кристаллов гейландита. Отдельные витрокласты замещены хлоритом, халцедоном и серицитом, крустифицированы альбитом.

В туффитах присутствует 10–20 % терригенного материала, представленного угловатыми частицами кварца алевритовой или мелкопсаммитовой размерности. Редко встречающиеся более крупные обломки имеют окатанную форму и несут следы растворения под давлением и переотложения в виде кремнисто-серицитовой массы в темных участках.

Цементирующая масса в туфах типа заполнения порового пространства занимает 10–15 % объема породы. Она сложена микрокристаллическим гейландитово-халцедоновым агрегатом, образующим скопления неправильной формы и являющимся продуктом гидрохимического разложения вулканического стекла (рис. 1е). По цементу развиваются соссюрит и кальцит. В туффитах цемент является контурно-поровым и порово-базальным (15–40 % объема породы), гейландитово-халцедоново-гидрослюдистым. Глинистое вещество частично преобразовано в серицит, который часто облекает обломки плагиоклазов или образует шиповидные вроски в теневых участках обломочных зерен. Иногда в цементе присутствуют изометричные кристаллы анальцима, окруженные микроагрегатами сфена и лейкоксена. Встречается железистый цемент, неравномерно распределяющийся в межзерновом пространстве и образующий «рубахи» на обломках. Кроме того, в цементе туффитов присутствует тонкодисперсное углефицированное органическое вещество, часто концентрирующееся вокруг обломков эффузивных пород.

Туфопесчаники и туфоалевролиты содержат 25–45 %, а *туфоаргиллиты* – 10–20 % пирокластического материала, который, как правило, крупнее терригенного, имеет пепловую и более крупную размерность. Это кристаллокласты полевых шпатов, обломки эффузивных пород и вулканического стекла.

Полевые шпаты (кислые и средние плагиоклазы) встречаются в виде призматических кристаллов. Средние плагиоклазы частично или полностью замещены альбитом, кальцитом, соссюритом, лейкоксенизированным сфеном, анальцимом, однако встречаются и относительно свежие крупные обломки. Кислые плагиоклазы – менее выветрелые. Отмечаются единичные овальные или изометричные зерна микроклин-пертита.

Обломки андезита и андезидацита (2–30 мм) имеют таблитчатую, удлинненно-овальную форму, иногда с извилистыми очертаниями. Вокруг них часто наблюдается кайма, состоящая из смеси сфена, лейкоксена, железистых минералов и тонкорассеянного углефицированного органического вещества. В крупных обломках хорошо заметна порфировая структура. Фенокристаллы представляют собой реликты плагиоклазов, замещенные лейкоксенизированным сфеном, цеолитами, альбитом. Основная масса имеет фельзитовое, реже микролитовое, строение и часто замещена агрегатами халцедона и серицита. Все литокласты корродированы веществом цемента, в некоторых хорошо видны шиповидные вросания серицита.

Обломки вулканического стекла преимущественно пепловой размерности и серповидной, угловато-удлиненной, треугольной и неправильной форм частично или полностью замещены халцедоном, серицитом и альбитом. Местами наблюдается вкрапленность титаномагнетита.

Терригенный кварц, составляющий 15–35 % объема туфопесчаников, туфоалевролитов и туфоаргиллитов, представлен зернами алевритовой и очень редко мелкосаммитовой размерности, имеющими угловатую или неправильную форму с извилистыми вследствие коррозии очертаниями. Кварц прозрачный, без трещин и включений, иногда с облачным погасанием.

Цемент в туфоалевролитах порово-базальный и базально-поровый (более 30 % объема породы), как правило, серицитово-халцедоново-гидрослюдистый. Серицит, развивающийся по гидрослюде, в наибольшем количестве скапливается в виде каемок вокруг обломочных зерен и внедряется в них по трещинам. Иногда в цементе присутствует микро- и мелкозернистый кальцит, неравномерно заполняющий межзерновое и поровое пространство. По характеру распределения в породе цемент почти всегда сплошной, равномерный. В нем постоянно наблюдается рассеянное органическое вещество, образующее местами скопления.

Глинистый материал цемента туфопесчаников и туфоалевролитов является седиментационным. С погружением породы на глубину он преобразуется в серицит. Освободившийся в результате этого кремнезем заполняет межзерновое пространство, а вода способствует растворению твердых минеральных частиц при сильной внешней нагрузке. Кроме того, свободный кремнезем образуется в результате гравитационной коррозии полевых шпатов, вулканического стекла, литокластов и кварца. Он откладывается, прежде всего, в теневых участках зерен, ориентированных перпендикулярно к направлению максимальных напряжений. Часто по краям пор наблюдаются крустификационные каемки микрокристаллического кварца или альбита. Часть пор заполнена кристаллически-зернистым кальцитом – продуктом разложения средних плагиоклазов.

В составе атканской свиты выявлены также осадочные породы, не содержащие видимой пирокластики. Это аргиллиты и лидиты. Вероятнее всего, пирокластический материал в них был уничтожен в результате катагенетических преобразований.

Аргиллиты на 85–90 % состоят из серицитово-халцедоново-гидрослюдистого матрикса грубопелитового строения, содержащего углефицированное органическое вещество в рассеянной форме и в виде небольших скоплений, а также кристаллы кальцита (0,02–0,04 мм) и агрегаты лейкоксена. 8–10 % объема породы составляют зерна кварца алевритовой раз-

мерности. Присутствуют (5–7 % объема породы) открытые поры размером 0,02–0,1 мм.

Лидиты на 75–80 % состоят из халцедона и содержат 10–15 % углефицированного органического вещества, которое равномерно распределено в породе или образует удлиненные, ориентированные параллельно друг другу скопления размером 0,015–0,04 мм. 5–10 % породы составляют игольчатые агрегаты (0,02–0,04 мм) серицита и едва различимые (до 0,015 мм) листочки гидробиотита. Встречаются округлые остатки панцирей радиолярий, сложенных халцедоном.

Важно отметить, что в кремнисто-глинистом матриксе пород атканской свиты содержится 15–20 % цеолитов группы гейландита, а также небольшое количество монтмориллонита. Эта ассоциация является типичной для вулканогенно-осадочных комплексов. Она возникает в результате диагенетического преобразования вулканического стекла, находящегося в морских осадках.

Во время формирования атканской свиты на исследуемой территории существовали обстановки внешнего шельфа и континентального склона эпиконтинентального морского бассейна, где происходило лавинное накопление осадков конусов выноса дельт [10, 11], сопровождавшееся окраинно-континентальным вулканизмом островного типа. Поступавший в морской бассейн пирокластический и лавовый материал способствовал формированию мощной эффузивно-обломочной толщи.

Вулканогенно-осадочная природа атканской свиты ставит вопрос об источнике столь огромного количества туфогенного материала. Немногочисленные центры его возможных извержений, известные в пределах Охотского массива [14, 15], как и гипотетическая вулканическая дуга, предполагаемая в пределах современного Охотского моря [2, 16], не обеспечивают решение этой проблемы, поскольку какой-либо зональности в распределении вулканитов относительно указанных объектов не отмечается. Многочисленные вулканические бомбы и лапилли, слагающие атканскую свиту, ее фациальная неоднородность при сравнительно однообразном составе туфов и туффитов предполагают наличие местных источников поступления вулканогенного материала.

Арга-Юряхский магматический дайковый комплекс прорывает отложения атканской свиты в бассейнах р. Арга-Юрях, Межевой, Хугланнах, Улахан-Матрайбыт (левобережье нижнего течения р. Кулу). Дайки мощностью 10–30 м простираются на северо-запад и имеют протяженность 100–800 м, контактовых ареолов не имеют. Их можно разделить на интрузивные тела, сложенные диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами, и вулканические тела, состоящие из окварцованных ан-

дезитов, андезидацитов и дацитовых порфиров. Магматические тела Арга-Юряхского комплекса по своему составу весьма схожи с литокластикой пород атканской свиты. В пермское время они могли являться центрами подводных вулканических извержений, периодически формировавших вулканические острова, разрушаемые абразией, которые группируются в линейную вулканическую цепь, совпадающую с осью Аян-Юряхского антиклинория, и тяготеют к зоне глубинного разлома [17]. По мере удаления от предполагаемых центров извержения уменьшается количество крупнообломочного пирокластического материала, увеличивается степень окатанности и разложенности лито- и кристаллокластов, исчезают прослойки туфов, уменьшается мощность туффитов.

Даже если считать многочисленные вулканические дайки, прорывающие породы атканской свиты, более поздними по времени образования, все равно обращает на себя внимание тот факт, что во всех случаях с этими дайками пространственно связаны прослойки туффитов и туфов эруптивного аппарата, поставившего пирокластику в пермский бассейн осадконакопления и сохранившего активность в течение последующих геологических эпох.

Определение возраста U-Pb SHRIMP-методом для ограненных кристаллов циркона, не удаленных от источника сноса и выделенных из верхней части атканской свиты, показало средневзвешенный возраст этих кристаллов $256,3 \pm 3,7$ млн лет, т.е. пермский (рис. 2). Аналогичный результат, показывающий пермский магматический источник цирконов, получен А.С. Бяковым с соавторами: «пермские цирконы из исследованных образцов диамиктитов мы интерпретируем как магматические, принимая во внимание морфологию кристаллов (хорошая огранка) и относительно высокое отношение Th/U, варьирующее для большинства кристаллов циркона от 0,4 до 0,8» [16, с. 22].

Таким образом, проведенное исследование дает основание считать атканскую свиту вулканогенно-осадочной толщиной, возникшей в результате частичного перемива продуктов синхронного вулканизма, происходившего на внешнем шельфе и континентальном склоне морского эпиконтинентального бассейна в условиях лавинного осадконакопления конусов выноса дельт рек. На территории Аян-Юряхского антиклинория в ходе единого этапа геологического развития сформировался вулканогенно-осадочный комплекс отложений, включающий атканскую свиту, центры вулканической активности которого могли быть источником золота, впоследствии накопленного и перераспределенного пермским осадочно-породным бассейном, занимавшим территорию современного Аян-Юряхского антиклинория.

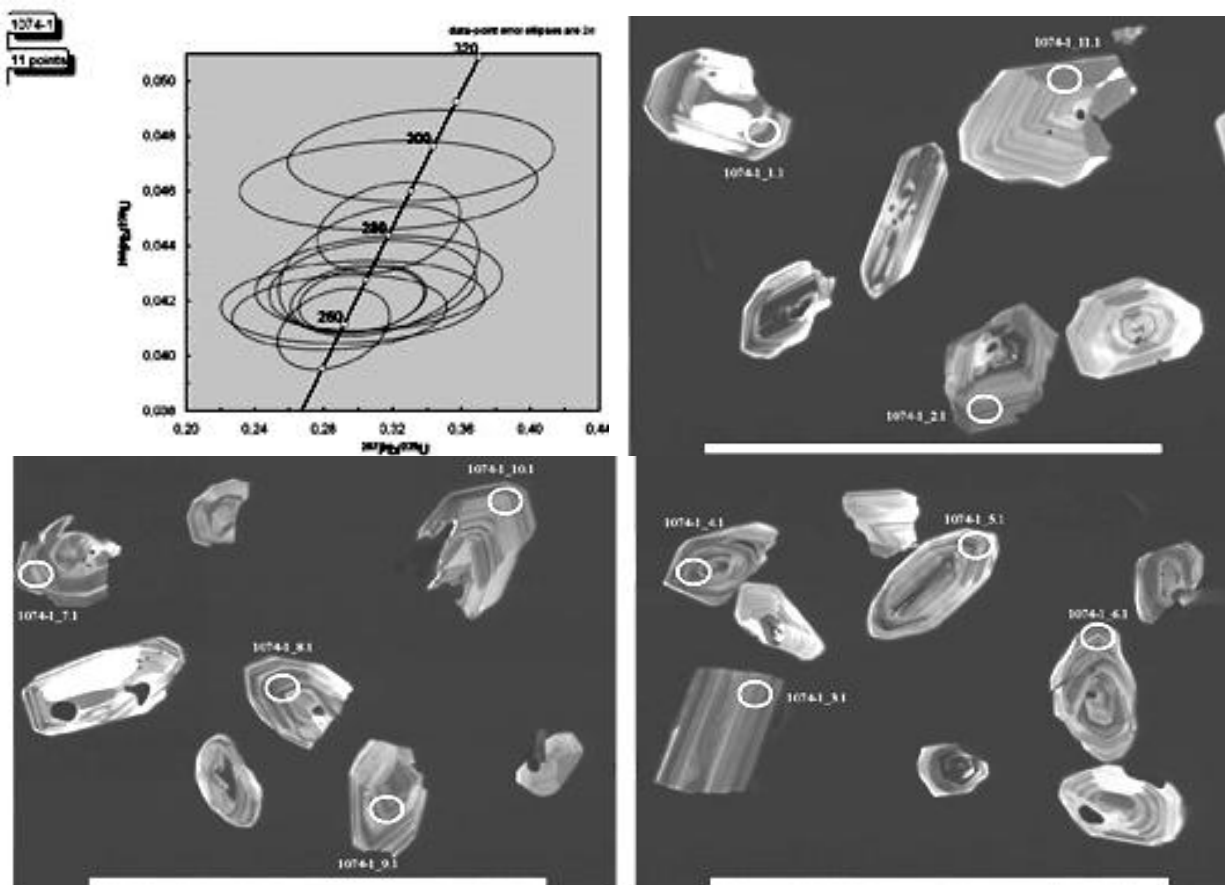


Рис. 2. Результаты определения возраста U-Pb SHRIMP-методом для ограненных кристаллов циркона, взятых из атканской свиты

Литература

1. Григоров С.А., Ворожбенко В.Д., Кушнарев П.И., Маркевич В.Ю., Токарев В.Н., Чичев В.И., Ягубов Н.П. Наталкинское золоторудное месторождение – строение и основные поисковые признаки // Отечественная геология. 2007. № 3. С. 43 – 50.

2. Бяков А.С. О пермской геодинамике и палеогеографии Северо-Востока Азии (по седиментологическим и биогеографическим данным) // Материалы Всерос. совещания, посвящ. 90-летию акад. Н.А. Шило. Т. 1. Магадан, 2003. С. 131 – 134.

3. Ганелин В.Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР : тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер. Л., 1984. Т. 286. С. 111 – 142.

4. Умитбаев Р.Б., Вельдяков Ф.Ф. Тектоническое и металлогеническое районирование Охотского срединно-массива и его обрамления // Вопросы геологии срединных массивов Северо-Востока СССР. Магадан, 1977. С. 79 – 98.

5. Чумаков Н.М. Следы позднепермского оледенения на реке Колыме: отзвук гондванских оледенений на Северо-Востоке Азии // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1994. Т. 2, № 5. С. 130 – 150.

6. Эпштейн О.Г. Верхнепалеозойские ледово-морские отложения бассейна истоков р. Колымы // Литология и полезные ископаемые. 1972. № 3. С. 112 – 127.

7. Бяков А.С. Биостратиграфия пермских отложений Северного Приохотья (Северо-Восток Азии) // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15, № 2. С. 47 – 71.

8. Бяков А.С., Ведерников И.Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юряхского антиклинория : препринт. Магадан, 1990. 69 с.

9. Малеев Е.Ф. Вулканыты. М., 1980. 240 с.

10. Хардииков А.Э., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Стратиграфия и седиментология нефтегазоносных бассейнов. 2009. № 1. С. 87 – 97.

11. Хардииков А.Э., Парада С.Г., Холодная И.А. Литолого-фациальные условия золотоносности верхнепермских отложений Аян-Юряхского антиклинория Яно-Колымской складчатой области // Руды и металлы. 2009. № 3. С. 22 – 28.

12. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан, 2002. 250 с.

13. Белицкий И.А., Дробот И.В., Валуева Г.П., Батишвили Т.В., Василенко В.Б. Опыт экспрессного определения цеолитов в горных породах с использованием портативных цеолитных лабораторий ПЦЛ-1 и ПЦЛ-2 : метод. руководство. Новосибирск, 1979. 80 с.

14. Литвинов В.Е., Умитбаев Р.Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Охотского массива и южной части Яно-Колымской геосинклинальной системы // Докембрий и палеозой Северо-Востока СССР. Магадан, 1974. С. 142 – 146.

15. Чиков Б.М. Тектоника Охотского срединного массива. М., 1970. 151 с.

16. Бяков А.С., Ведерников И.Л., Акинин В.В. Пермские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение // Вестн. Сев.-Восточн. науч. центра ДВО РАН. 2010. № 1. С. 14 – 24.

17. Сурчилов В.А. О пермском магматизме и тектонической природе Аян-Юряхского антиклинория // Наука Северо-Востока России – начало века. Магадан, 2005. С. 127 – 132.

References

1. Grigorov S.A., Vorozhbenko V.D., Kushnarev P.I., Markevich V.Yu., Tokarev V.N., Chichev V.I., Yagubov N.P. Natalkinskoe zolotorudnoe mestorozhdenie – stroenie i osnovnye poiskovyie priznaki [Natalka gold deposit - structure and basic search features]. *Otechestvennaya geologiya*, 2007, no 3, pp. 43-50.

2. Byakov A.S. [About Permian paleogeography and geodynamics of the North-East Asia (sedimentological and biogeographic data)]. *Materialy Vseros. soveshchaniya, posvyashch. 90-letiyu akad. N.A. Shilo* [Proc. meeting, devoted. 90th anniversary of acad. N.A. Shilo]. Vol. 1. Magadan, 2003, pp. 131-134.

3. Ganelin V.G. [Taimyr-Kolyma subdomain]. *Osnovnye cherty stratigrafii permiskoi sistemy SSSR* [The main features of the stratigraphy of the Permian system of the USSR]. Work of VSEGEI. New Series. Leningrad, 1984, vol. 286, pp. 111-142.

4. Umitbaev R.B., Vel'dyaksov F.F. [The tectonic and metallogenic zoning of Okhotsk median massif and its surroundings]. *Voprosy geologii sredinnykh massivov Severo-Vostoka SSSR* [Geology median massifs of the North-East of the USSR]. Magadan, 1977, pp. 79-98.

5. Chumakov N.M. Sledy pozdnepermiskogo oledeneniya na reke Kolyme: otzvuk gondvanskikh oledeneniya na Severo-Vostoke Azii [Traces of Late Permian glaciation on the River Kolyma: the echo of Gondwana glaciations in North-East Asia]. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya*, 1994, vol. 2, no 5, pp. 130-150.

6. Epshtein O.G. Verkhnepaleozoiskie ledovo-morskie otlozheniya basseina istokov r. Kolymy [The Upper ice-sea deposits origins of River Kolyma Basin]. *Litologiya i poleznye iskopaemye*, 1972, no 3, pp. 112-127.

7. Byakov A.S. Biostratigrafiya permiskikh otlozhenii Severnogo Priokhot'ya (Severo-Vostok Azii) [Biostratigraphy of Permian deposits of North Priokhot'e (Northeast Asia)]. *Stratigrafiya. Geol. korrelyatsiya*, 2007, vol. 15, no 2, pp. 47-71.

8. Byakov A.S., Vedernikov I.L. *Stratigrafiya permiskikh otlozhenii severo-vostochnogo obramleniya Okhotskogo massiva, tsentral'noi i yugo-vostochnoi chastei Ayan-Yuryakhskogo antiklinoriya* [Stratigraphy of Permian north-eastern framing of Okhotsk massif, central and south-eastern parts of the Ayan-Yuryakh Anticlinorium]. Preprint. Magadan, 1990, 69 p.

9. Maleev E.F. *Vulkanity* [Volcanics]. Moscow, 1980, 240 p.

10. Khardikov A.E., Kholodnaya I.A. Litologo-fatsial'nye usloviya zolotonosnosti verkhnepermiskikh otlozhenii Ayan-Yuryakhskogo antiklinoriya Yano-Kolymskoi skladchatoi oblasti [Lithofacies conditions of gold-bearing deposits of the Upper-Ayan Yuryakh Anticlinorium of Yano-Kolyma folded area]. *Stratigrafiya i sedimentologiya neftegazonosnykh basseinov*, 2009, no 1, pp. 87-97.

11. Khardikov A.E., Parada S.G., Kholodnaya I.A. Litologo-fatsial'nye usloviya zolotonosnosti verkhnepermiskikh otlozhenii Ayan-Yuryakhskogo antiklinoriya Yano-Kolymskoi skladchatoi oblasti [Lithofacies conditions of gold-bearing deposits of the Upper-Ayan Yuryakh anticlinorium of Yano-Kolyma folded area]. *Rudy i metally*, 2009, no 3, pp. 22-28.

12. Goncharov V.I., Voroshin S.V., Sidorov V.A. *Natalkinskoe zolotorudnoe mestorozhdenie* [Natalka gold deposit]. Magadan, 2002, 250 p.

13. Belitskii I.A., Drobot I.V., Valueva G.P., Batiashvili T.V., Vasilenko V.B. *Opyt ekspressnogo opredeleniya tseolitov v gornyykh porodakh s ispol'zovaniem portativnykh tseolitnykh laboratorii PTsL-1 i PTsL-2* [Experience the rapid determination of zeolites in rocks with the use of portable laboratories zeolite CPL-1 and CPL-2]. Method. guide. Novosibirsk, 1979, 80 p.

14. Litvinov V.E., Umitbaev R.B. [Stratigraphy of Paleozoic sediments of the Okhotsk massif and the southern part of the Yana-Kolyma geosynclinal system]. *Dokembrii i paleozoi Severo-Vostoka SSSR* [Precambrian and Paleozoic North-East of the USSR]. Magadan, 1974, pp. 142-146.

15. Chikov B.M. *Tektonika Okhotskogo sredinnogo massiva* [Tectonics of the Okhotsk median massif]. Moscow, 1970, 151 p.

16. Byakov A.S., Vedernikov I.L., Akinin V.V. Permские диамиктиты Северо-Востока Азии и их вероятное происхождение [Perm diamiktity of North-east Asia and their probable origin]. *Vestn. Sev.-Vostochn. nauch. tsentra DVO RAN*, 2010, no 1, pp. 14-24.

17. Surchilov V.A. [About Permian magmatism and tectonic nature of Ayan-Yuryakh anticlinorium]. *Nauka Severo-Vostoka Rossii – nachalo veka* [Science North-East of Russia - the beginning of the century]. Magadan, 2005, pp. 127-132.