

УДК 551.76/77 : 571.651

ПЕРМСКИЕ ДИАМИКТИТЫ СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ И ИХ ВЕРОЯТНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

А. С. Бяков, И. Л. Ведерников, В. В. Акинин

*Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан
E-mail: stratigr@neisri.ru*

В верхней части средней перми (гижигинский региоюраус, или кептенский ярус Международной стратиграфической шкалы) Северо-Востока Азии широко распространены своеобразные породы, называемые диамиктитами. Особенно они характерны для Аян-Юряхского и ряда других глубоководных бассейнов, связанных с Охотско-Тайгоносской вулканической дугой. Многие авторы рассматривают эти породы в качестве ледово-морских или даже ледниковых отложений – индикаторов оледенения, якобы охватившего области высоких широт Северного полушария. Эта точка зрения получила отражение на ряде глобальных палеогеографических карт пермского периода и в соответствующих палеоклиматических реконструкциях. Однако всестороннее объективное рассмотрение пермских диамиктитов северо-восточной Азии позволяет предполагать совершенно другое их происхождение. Латеральное распространение диамиктитов и результаты их седиментологического, микроскопического, петрологического и геохронологического изучения свидетельствуют об их вулканогенно-оползневом происхождении. Диамиктиты обнаруживают отчетливую пространственную связь с Охотско-Тайгоносской вулканической дугой, являвшейся поставщиком вулканического материала, и маркируют наиболее глубоководные обстановки осадконакопления пермских бассейнов, к которым они и приурочены.

Ключевые слова: пермь, Северо-Восток Азии, диамиктиты, вулканиды, Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга.

ВВЕДЕНИЕ

Изменения климата в прошлые геологические эпохи, в том числе древние оледенения, всегда вызывали большой научный интерес. На суше одним из наиболее надежных индикаторов древних оледенений являются тиллиты. Древние ледово-морские осадки, иногда называемые диамиктитами, менее известны и слабее изучены. Нередко за таковые принимаются породы, на самом деле имеющие совершенно иное происхождение.

В данной статье речь пойдет о диамиктитах (диамиктах, или «гальковых аргиллитах» по терминологии других авторов) – своеобразных пермских породах, широко распространенных на Северо-Востоке Азии. Их происхождение вот уже более 70 лет широко обсуждается геологами самых разных специализаций и школ. Эти породы фигурировали под названиями «пятнистые», «туфогенные сланцы», «рябчики» (Калугин, 1958), «гальковые аргиллиты» (Эпштейн, 1972), «диамикты» (Чумаков, 1994) и т. д. Нами в 1987 г. для обозначения этих пород был предложен термин «диамиктиты» (Бяков, Ведерников, 1990).

Особенно настаивают на ледово-морском происхождении этих пород В. Н. Андрианов (1966), Ю. А. Михайлов с соавторами (1970), О. Г. Эп-

штейн (1972), В. И. Устрицкий (1975), Н. М. Чумаков (1994), тем более что рассматриваемые бассейны северо-восточной Азии, где накапливались диамиктиты, как известно, находились в перми в высоких широтах (см., например, Lawver et al., 2004). Эти представления в некоторых случаях нашли отражение на палеоклиматических и палеогеографических картах (Жарков, Чумаков, 2001; Beauchamp, Baud, 2002).

В течение более двух десятилетий мы изучали пермские разрезы Северо-Востока Азии, расположенные в пределах различных тектонических структур региона в разных седиментационных бассейнах (рис. 1). Часть материалов опубликована (Бяков, Ведерников, 1990; Бяков, 2004; Бяков и др., 2005, 2007). Полученные данные позволяют изложить свою точку зрения на происхождение этих пород.

ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРОСТРАНЕНИЕ ДИАМИКТИТОВ

Палеогеография и основные седиментационные бассейны. В пермском периоде большая часть территории северо-восточной Азии представляла собой сложную систему морских бассейнов различной геодинамической природы (Бяков и др., 2005) – см. рис. 1.

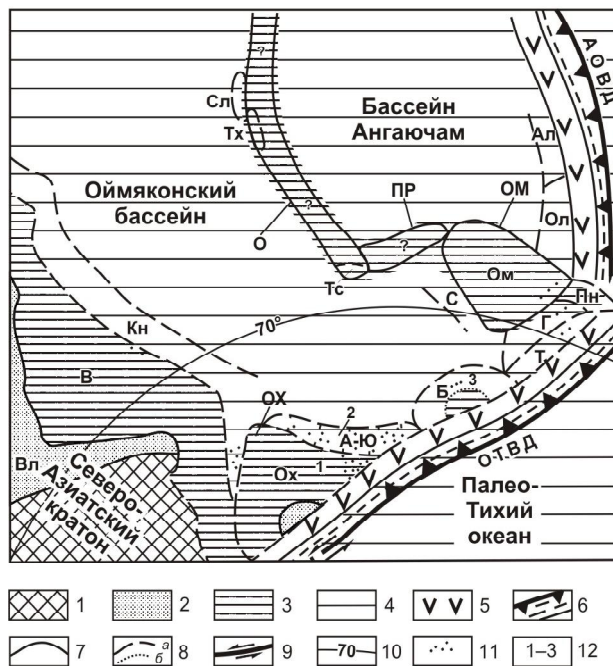


Рис. 1. Палеогеографическая реконструкция Северо-Востока Азии для конца средней перми. Пермские седиментационные бассейны Северо-Востока Азии по (Бяков и др., 2005, 2007): 1 – суша; 2 – континентальные бассейны; 3 – мелкое море; 4 – глубокое море; 5 – вулканические активные континентальные окраины; 6 – зоны субдукции и аккреционный клин; 7 – границы террейнов; 8 – границы бассейнов (а) и их частей (б); 9 – предполагаемый трансформный разлом; 10 – палеоширота по (Lawver et al., 2004); 11 – распространение диамиктитов; 12 – положение разрезов, приведенных на рис. 2. Вулканические дуги: ОТВД – Охотско-Тайгоноская, АОВД – Алазейско-Олойская. Террейны: ОХ – Охотский, ОМ – Омолонский, ПР – Прикольымский, О – Омuleвский. Осадочные бассейны: Ох – Охотский, Т – Тайгоносский, А-Ю – Аян-Юрхакский, Б – Балыгычанский, Ал – Алазейский, Ол – Олойский, Пн – Пенжинский, Г – Гижигинский, С – Сугойский, Тс – Тасканский, Сл – Селенняхский, Тх – Тас-Хаяхтакский, Вл – Вилуийский, Кн – Кулар-Нерский. Моря: В – Верхоянское окраинно-эпиконтинентальное, Ом – Омолонское эпиконтинентальное

Fig. 1. Palaeogeographic reconstruction of Northeast Asia for the end of the Middle Permian (Бяков и др., 2005, 2007): 1 – land; 2 – continental basins; 3 – shallow sea; 4 – deep sea; 5 – active volcanic continental margin; 6 – subduction zones and the accretionary wedge; 7 – terrane limits; 8 – limits of sedimentary basins (a) and their parts (b); 9 – suggested transform fault; 10 – paleolatitude, according to (Lawver et al., 2004); 11 – distribution of diamicrites; 12 – geologic sections given on Fig. 2. Volcanic arcs: ОТВД – Okhotsk-Taigonos, АОВД – Alazeya-Oloi. Terranes: ОХ – Okhotsk, ОМ – Omolon, ПР – Prikolyima, О – Omulevka. Sedimentary basins: Ох – Okhotsk, Т – Taigonos, А-Ю – Ayan-Yuryakh, Б – Balygychan, Ал – Alazeya, Ол – Oloi, Пн – Penzhina, Г – Gizhiga, С – Sugoi, Тс – Taskan, Сл – Selennyakh, Тх – Tas-Khayahtakh, Вл – Viluy, Кн – Kular-Nera. Seas: В – Verkhoyansk marginal epicontinental, Ом – Omolon epicontinental

В пределах восточной части Северо-Азиатского (Сибирского) кратона существовала пассивная континентальная окраина (Верхоянское окраинно-эпиконтинентальное море), где накапливались относительно мелководные песчано-глинистые, нередко ритмично-слоистые толщи большой (до 5 км) мощности. На некотором удалении к юго-востоку (в современных координатах) располагался Охотский массив (микроконтинент), где шло образование континентальных и морских мелководных отложений, имевших значительную долю вулканитов различного состава (Умитбаев, 1963).

Омолонский микроконтинент был отделен от Сибирского кратона и Охотского микроконтинента системой морских бассейнов, в том числе и довольно глубоководных (Верхоянское окраинно-эпиконтинентальное море, Аян-Юрхакский троговый бассейн, Балыгычанский и Сугойский бассейны). По их южной (в современных координатах) периферии располагалась Охотско-Тайгоноская (Бяков и др., 2005, 2007) или, по другим авторам (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Парфенов, 1984), Кони-Тайгоноская (или Удско-Мургалльская)* вулканическая дуга, начало формирования которой, судя по развитым здесь вулканитам различного состава известково-щелочного ряда, приходится на средний – поздний карбон (Умитбаев, 1963), а максимум развития – на кептенское (гижигинское) время (Бяков и др., 2005). Вероятно, в юго-западной своей части эта дуга заложилась непосредственно на структурах Охотского массива. Впервые на существование здесь в перми вулканогенного пояса, названного Шелиховским, указал еще В. И. Устрицкий (1975). В этой же работе он впервые высказал блестящую идею о существовании здесь долгоживущей активной континентальной окраины андийского типа. С юго-востока к Омолонскому микроконтиненту примыкали глубоководные Гижигинский и Тайгоносский бассейны.

Географическое и стратиграфическое распространение пермских диамиктитов. Охотский, Аян-Юрхакский, Балыгычанский, Гижигинский и Тайгоносский бассейны являлись задуговыми по отношению к Охотско-Тайгоносской вулканической дуге. И именно здесь распространены диамиктиты, причем наиболее мощные интервалы разреза, насыщенные ими (до 1500 м), встречаются в Охотском и Аян-Юрхакском седиментационных бассейнах, образуя атканскую свиту и залегая в виде невыдержанных по простиранию тел в омчакской свите (см. рис. 2).

Гораздо реже эти породы встречаются в нижней части балыгычанской свиты Балыгычанского бассейна, а также по всему разрезу омчакской сви-

* По-нашему мнению, следует различать палеозойскую Кони-Тайгоносскую и мезозойскую Удско-Мургалльскую вулканические дуги.

Биостратиграфия и ископаемая фауна.

Подавляющая часть диамиктитов относится к гижигинскому горизонту (региоярису) региональной стратиграфической шкалы Северо-Востока Азии. Согласно современным представлениям (Ganelin, Viakov, 2006), этот региоярус примерно отвечает кептенскому ярусу Международной стратиграфической шкалы. В матрице диамиктитов и в отдельных пачках алевролитов встречаются редкие иноцерамоподобные двусторонки *Maitaia bella* Viakov и брахиоподы *Cancrinelloides obrutshewi* (Licharew). Эта фауна характерна для гижигинского регионального горизонта Северо-Востока Азии.

ДИАМИКТИТЫ АТКАНСКОЙ И ОМЧАКСКОЙ СВИТ

Наиболее яркими и неизменно привлекающими повышенное внимание исследователей являются диамиктиты атканской и омчакской свит Аян-Юрхского антиклинория (субтеррейна) –

одного из структурных элементов мезозойд Северо-Востока Азии (рис. 3, а–в). В настоящее время он расположен между Охотским микроконтинентом и системой Колымо-Омолонских террейнов (см. рис. 1). В перми на месте Аян-Юрхского антиклинория существовал глубокоководный Аян-Юрхский троговый бассейн (Бяков и др., 2005), где накопилась мощная толща пород (до 7 км), сложенная турбидитами, диамиктитами, нефелонидитами и другими глубокоководными осадками (Бяков, Ведерников, 1990).

Описание типичных диамиктитов. По текстурным особенностям можно выделить несколько разновидностей диамиктитов. Наиболее типичные и широко распространенные диамиктиты – породы массивной текстуры, обычно образующие мощные пачки (до 80, а в единичных случаях до 500 м) и характеризующиеся присутствием в неяснослоистом тонком матрице рассеянного материала (включений) различной окатанности – от песчаной до валунной размерности, составляю-

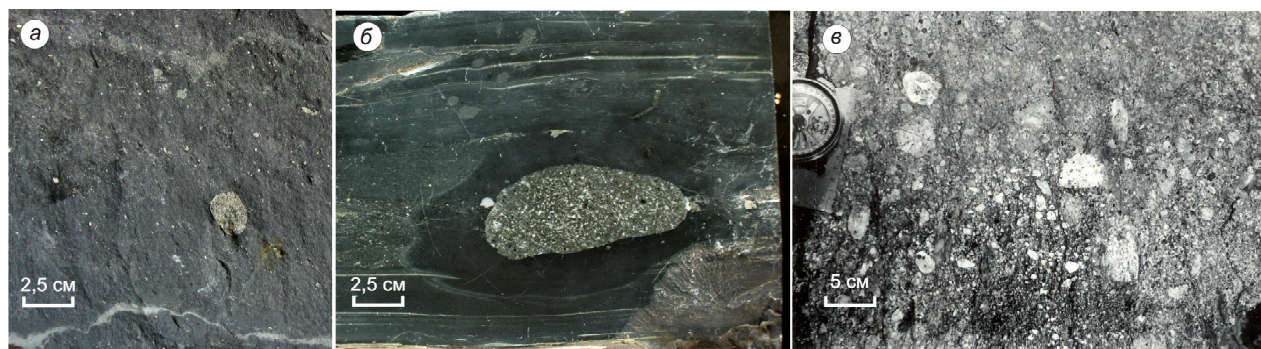


Рис. 3. Диамиктиты: а – массивные, обр. 557-в, р. Эмтегей, кровля омчакской свиты; б – горизонтально-слоистые в переслаивании с «чистыми» аргиллитами, обр. 206-в, верховья р. Нелькоба, подошва атканской свиты; в – насыщенные включениями псаммитовой и псефитовой размерности, обнажение 201, верховья р. Нелькоба, среднеомчакская подсвита

Fig. 3. Diamicrites: а – massive, sample 557-в, the Emtegei R., the top of the Omchak Suite; б – horizontal beds intercalating with «pure» argillite, sample 206-в, the headwaters of the Nelkoba R., the base of the Atkan Suite; в – frequent psammite and psephite inclusions, outcropping site 201, the headwaters of the Nelkoba R., the Middle Omchak Subsuite

←

Рис. 2. Корреляция пермских разрезов северо-восточного обрамления Охотского массива, Аян-Юрхского антиклинория и Бальгычанского блока: 1 – гравелиты и конгломераты; 2 – песчаники; 3 – песчаные алевролиты и глинистые песчаники; 4 – песчаные алевролиты; 5 – алевритистые аргиллиты; 6 – тонкоотмученные аргиллиты; 7 – турбидиты; 8 – алевролиты; 9 – песчаные известняки; 10 – рассеянный в породах материал песчаной размерности; 11 – диамиктиты с рассеянным материалом песчаной и гравийной размерности; 12 – диамиктиты с рассеянным материалом гравийной и галечной размерности; 13 – лавы базальтов; 14 – туфы среднего состава; 15 – туфовая примесь в породах; 16 – линзы гравелитов и конгломератов; 17 – линзы глинистых известняков; 18 – карбонатные конкреции; 19 – остатки ископаемой фауны; 20 – остатки обугленной древесины; 21 – границы фациальных замещений; 22 – закрытые интервалы; 23 – пробы для U-Pb SHRIMP датирования. ВЕСШ – Восточно-Европейская стратиграфическая шкала, МСШ – Международная стратиграфическая шкала

Fig. 2. Correlation of Permian sequences over northeastern rim of the Okhotsk Massif, Ayan-Yuryakh Anticlinorium and Balygychan Block: 1 – gravelstone and conglomerate; 2 – sandstone; 3 – sandy siltstone and clayey sandstone; 4 – sandy siltstone; 5 – silty argillite; 6 – thin elutriated argillite; 7 – turbidite; 8 – siltstone; 9 – sandy limestone; 10 – sand-size material disseminated in rocks; 11 – diamicrite with disseminated sand and gravel-size material; 12 – diamicrites with disseminated gravel and pebble-size material; 13 – basalt lava; 14 – intermediate tuff; 15 – tuff admixture in rocks; 16 – gravelstone and conglomerate lenses; 17 – clayey limestone lenses; 18 – carbonate concretions; 19 – fossil fauna; 20 – charred wood remains; 21 – facies replacement boundaries; 22 – closed intervals; 23 – sample for U-Pb SHRIMP-dating. ВЕСШ – East European Stratigraphic Scale, МСШ – International Stratigraphic Scale

шего от 5–10 до 30–40% от общего объема породы (см. рис. 3, а).

Во всех пробах подавляющую долю (до 90%) составляют вулканы среднего состава с преобладанием Na над K. Оставшиеся 10% представлены пестрым набором пород: от гранитов до известняков.

Матрикс типичных диамиктитов, как правило, сильно рассланцован и в целом представляет собой темно-серую серицитизированную алеврито-глинистую массу, участками переходящую в микрофельзитовый агрегат с хаотично рассеянными в нем явными обломками псефитовой размерности. В прозрачных шлифах, изученных нами, в большинстве случаев первичная природа матрикса не ясна. Только в некоторых шлифах в матриксе диамиктитов за крупными включениями в так называемых теневых двориках (двориках Core) частично сохраняется его реликтовая структура (рис. 4, а). В этом случае видны рассеянные в матриксе (10–20%) столбчатые и рогульчатые пепловые частицы. В шлифе они имеют

вид изогнутых палочек (0,01 × 0,1 мм), петелек, 3- и 4-лучевых звездочек, серпиков (рис. 4, д). Частицы выполнены яснокристаллическим кварцем, иногда встречаются таблички плагиоклаза, меньшая часть сложена карбонатом. В этом случае порода диагностируется как витро-кристаллокластический ксенотуф с лапилли. В некоторых шлифах в диамиктитах на участках с хорошо сохранившейся пепловой структурой отчетливо видно сложение матрикса из отдельных стекловатых обломков с неправильными рваными краями (рис. 4, б, в).

Но обычно даже в теневых двориках реликты витрокластиков выявляются только за счет пятнистого (0,01–0,02 мм) распределения очень тонко распыленного углистого (?) вещества и неравномерного распределения мельчайших (0,002 × 0,004 мм) столбчатых чешуек хлорита (?), которые составляют около половины нерассланцованного матрикса. В большинстве шлифов диамиктитов даже при сохранившейся рогульчатой структуре витрокластическая структура не просмат-

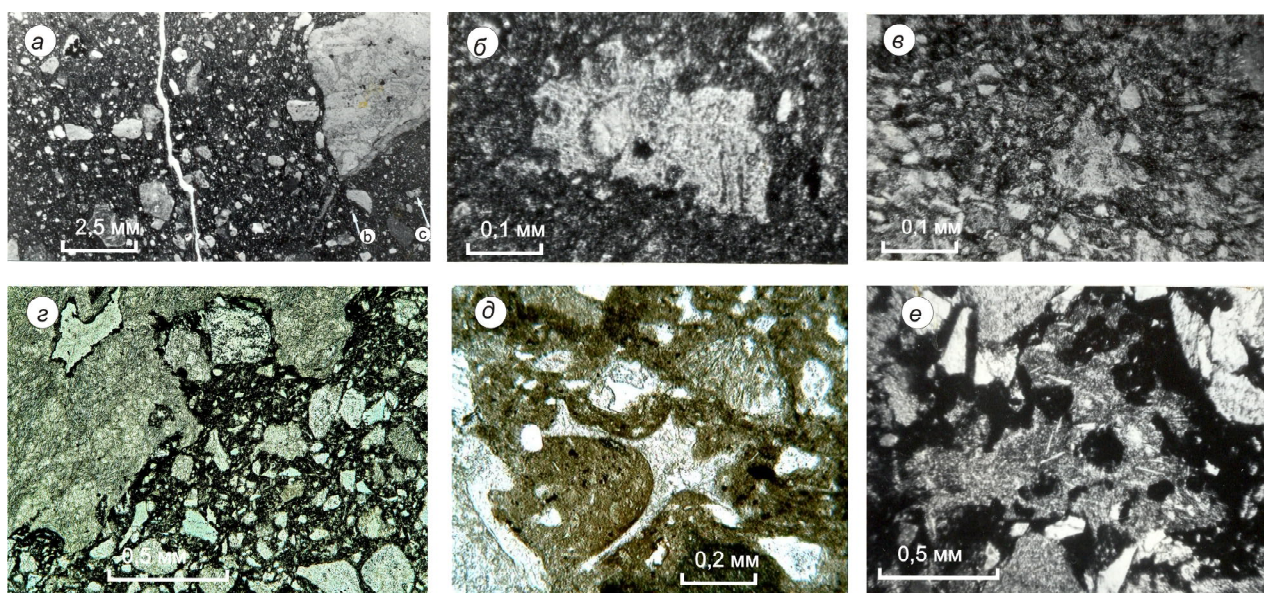


Рис. 4. Реликты пепловой структуры в диамиктитах: а – шлиф 124-к/ИБ-85 (руч. Брошенный, центральная часть Аян-Юряхского антиклинория), без анализатора. В теневой зоне, возникшей за обломком разнозернистого альбитофира, отмечены пирокласты девитрифицированного стекла, сохранившие свою первоначальную форму; б, в – те же пирокласты девитрифицированного стекла при большем увеличении. Видны неровные лапчатые и заливчатые края; г – шлиф 2-28в/АБ-88 (Балыгычанский блок), без анализатора. Обломок пемзы среднего состава гравийной размерности и несортированные обломки алеврито-песчаной размерности в пелитоморфной массе; д – шлиф 4-5-е-2/ИБ-85 (руч. Титан, северо-восточная окраина Охотского массива). Пепловая рогулька на участке с сохранившейся реликтовой структурой в матриксе диамиктита; е – шлиф 2-28в/АБ-88 (Балыгычанский блок), без анализатора. Обломок пемзы среднего состава гравийной размерности и несортированные обломки алеврито-песчаной размерности в пелитоморфной массе

Fig. 4. Ash structure relics in diamicrites: а – thin section 124-к/ИБ-85 (the Broshenny Cr., the central Ayan-Yuryakh Anticlinorium), plane-polarized light. Devitrified glass pyroclasts with their initial shape preserved are reported from the shaded area behind an inequigranular albitophyre fragment; б, в – the same with higher magnification devitrified glass pyroclasts. Uneven palmate and indented edges are visible; г – thin section 2-28в/АБ-88 (Balygychan Block), plane-polarized light. A gravel-size intermediate pumice fragment and non-grading silt-sandy fragments in pelitomorphic matrix; д – thin section 4-5-е-2/ИБ-85 (the Titan Cr., the northeastern rim of Okhotsk Massif). A horn-shaped ash structure within a relic area in diamicrite matrix; е – thin section 2-28в/АБ-88 (Balygychan Block), plane-polarized light. A gravel-size intermediate pumice fragment and non-grading silt-sandy fragments in pelitomorphic matrix

ривается и обломочки стекловатых пород сливаются в однородную фельзитовую массу. В рассланцованном состоянии вулканическое стекло преобразуется в раскристаллизованный сланцеватый глинистый агрегат туфогенной природы, и тонкие пепловые частицы исчезают.

Рассеянный в матриксе материал песчаной размерности представлен угловатыми и округлыми обломками; по размерности несколько выделяется класс 0,25–0,5 мм. По петрографическому составу во фракции 0,1–0,5 мм около половины составляют обломки кварца и альбита (примерно в равных количествах), остальное – обломки пород. Встречаются идиоморфные зерна альбита и единичные идиоморфные зерна кварца. Более крупные зерна полностью представлены литокластами, среди которых около половины – девитрифицированное вулканическое стекло, выполненное тончайшим пелитовым, иногда – микрофельзитовым агрегатом. Около 40% литокластов – обломки гиалиновой и гиалопилитовой основной массы; в лейстах присутствует альбит, стекло замещено хлоритом. Встречаются обломки (от 0,2–0,4 до 20 мм) пемзы с «рваными» краями (см. рис. 4, *г, е*), нередко с флюидальной структурой, при скрещенных николях сливающиеся со стекловатой массой матрикса.

Химический состав диамиктитов из разных разрезов атканской свиты довольно устойчив и отвечает дацит-андезитам.

Все пермские глинистые породы Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанского блока демонстрируют аномально повышенные содержания кремнезема – в среднем 65,5 мас.%, тогда как обычные глинистые сланцы имеют только 58 мас.% кремнезема (Петтиджон, 1981). Такие аномально высокие содержания SiO_2 скорее всего, предполагают вулканогенное происхождение глинистых пород Аян-Юряхского антиклинория и Балыгычанского блока в результате аргиллитизации стекловатых пепловых туфов (Ведерников, Бяков, 2006), что хорошо согласуется с наблюдаемыми в шлифах реликтовыми пепловыми структурами.

Изучение ряда примесных элементов (Rb, Sr, Y, Zr, Nb) из 8 образцов пермских туфов Охотского бассейна подтверждает известково-щелочной характер вулканизма Охотского сегмента Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, фиксируемый также по соотношению щелочей и кремнезема.

Другие разновидности диамиктитов. Наряду с описанными типичными и наиболее распространенными в разрезах диамиктитами, слагающими мощные неслоистые пачки, наблюдаются и принципиально другие их разновидности. В ряде разрезов в подошве атканской свиты встречаются диамиктиты, залегающие в виде тонких (от миллиметров до первых сантиметров)

слоев. Обычно такие диамиктиты переслаиваются с «чистыми» тонкоотмученными (без рассеянной обломочной примеси) аргиллитами. Вверх по разрезу на протяжении десятка метров залегающие в аргиллитах единичные сантиметровые слои диамиктитов постепенно сменяются 2–3-метровыми пакетами переслаивания диамиктитов и аргиллитов, чередующихся с пакетами «чистых» аргиллитов. Еще выше по разрезу слоистые диамиктиты сменяются мощными (десятки метров) телами типичных неслоистых диамиктитов. Размерность обломочного материала в слоистых диамиктитах, как правило, псаммитовая, но иногда к ним приурочены и обломки галечной (см. рис. 4, *б*), а изредка – и валунной размерности. Структура матрикса и петрографический состав крупных включений в слоистых диамиктитах не отличаются от таковых в массивных диамиктитах.

Петрографический состав крупных включений и их степень «окатанности» в диамиктитах вышеописанного типа достаточно устойчивы по разрезу и простиранию. По структурным и текстурным особенностям порода так же, как и в случае массивных диамиктитов, диагностируется как витро-кристаллокластический туф с лапилли. Такие тонкогоризонтально-слоистые туфы находятся в разрезе явно в первичном непереотложенном залегании.

Кроме массивных и тонкогоризонтально-слоистых текстур в диамиктитах наблюдались текстуры, по которым их можно отнести к переходному между описанными породами типу. Это, во-первых, слоистые пелитовые и алевропелитовые породы, в которых рассеянные включения псаммитовой и псефитовой размерности слоистостью не контролируются (см. рис. 4, *а*). Слоистость в этих породах обычно мало контрастная и создается за счет незначительного обогащения тонких (1–2 см) слоев углистой примесью.

При большом (более 50%) количестве включений диамиктиты по внешнему облику больше уже напоминают гравелиты и конгломераты или брекчии, в этом случае среди обломочной части появляются закатыши черных аргиллитов, окатанность материала, как правило, улучшается. Такие породы, по-видимому, уже более близки к собственным дебритам.

Гравититы и подводно-оползневые текстуры, ассоциирующие с типичными диамиктитами. С диамиктитами атканской и омчакской свит Аян-Юряхского бассейна нередко ассоциируют различные типы гравититов: турбидиты, зерновые и глинистые потоки и подводно-оползневые складки амплитудой до первых десятков сантиметров, наблюдаются оползневые колобки, аргиллитовые закатыши и текстуры подводного размыва (рис. 5).

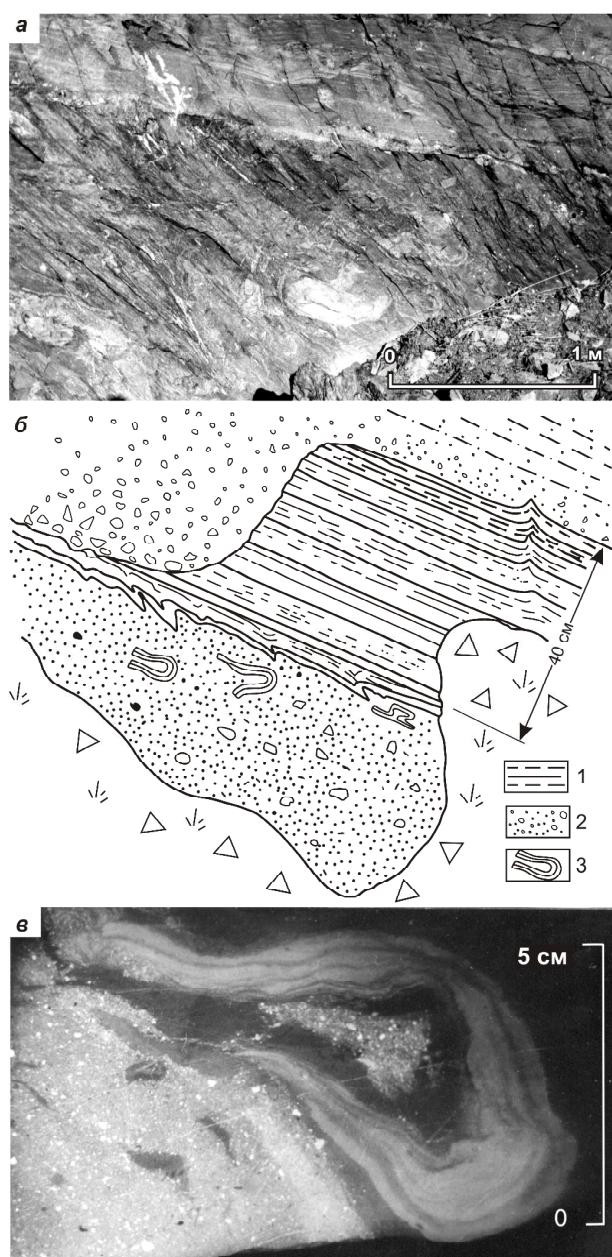


Рис. 5. Оползневые текстуры, ассоциирующие с диамиктитами. Нижнеомчакская подсвита, руч. Вакханка: а – оползневой горизонт, перекрытый турбидитами, ненарушенными оползанием. На переднем плане заметен оползневой рулет; б – зарисовка эродированного дебризмным потоком слоя турбидита. В подстилающем этот слой дебрите видны оползневые колобки и фрагменты оползневых складок; в – оползневая складка из нижнего слоя дебрита, показанного на рис. 6, б. 1 – турбидиты, представленные преимущественно аргиллитами; 2 – дебриты (верхняя и нижняя части рис. 6, б), представленные преимущественно гравелитами с интракластами аргиллитов и оползневыми колобками; 3 – оползневые складки и колобки

Fig. 5. Diamicrite-associating slump texture. The lower Omchak Subsuite, the Vakhanka Cr.: а – a slump horizon overlain by non-disturbed turbidites. A slump roll structure is in the foreground; б – schematized debris-eroded turbidite bed. Its underlying debris rocks contain slump roll structures and fragmentary slump folding; в – a slump fold from the lower debris bed shown on Fig. 6, б. 1 – turbidites dominated by argillite; 2 – debris rocks (the upper and lower portions of Fig. 6, б), which are mainly gravelstones with argillite intraclasts and slump roll structures; 3 – slump folds and roll structures

мерности в атканской свите практически исчезает и вся свита представлена неслоистыми аргиллитами. Эти факты отмечались еще в 40–50-е гг. прошлого века (З. Г. Караева, Ю. Г. Гатинский) и нашли подтверждение при сопоставлении многочисленных частных разрезов и детальном картировании в процессе проведения нами специализированных тематических работ (Бяков, Ведерников, 1987 г.).

Сама природа образования этих толщ, сформированных процессами лавинного осадконакопления на фоне проявлений вулканизма известково-щелочного ряда в пределах Охотско-Тайгонской вулканической дуги, предполагает непостоянство их строения и мощности. Последнее может вызвать ложное представление о якобы нестратифицированности диамиктитов. В некоторых разрезах юго-восточного фланга Аян-Юряхского антиклинория в средней части омчакской свиты появляется толща диамиктитов мощностью до 500 м. То же самое касается и нижней части омчакской свиты, где появляются пачки неслоистых диамиктитов мощностью до 50 м, выклинивающиеся на протяжении первых сотен метров (Бяков, Ведерников, 1990).

U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНОВ ИЗ МАТРИКСА ДИАМИКТИТОВ

Из двух проб пермских диамиктитов, происходящих из разных бассейнов – Аян-Юряхского и Балыгчанского, в целях определения изотопного возраста матрикса были выделены и датированы U-Pb изотопным методом детритовые цирконы.

Например, пакеты и пачки диамиктитов мощностью от первых метров до первых сотен метров в средней и верхнеомчакской подсвитах переслаиваются с аналогичными по мощности турбидитами, зерновыми и глинистыми потоками.

Эта ассоциация подтверждает глубоководный генезис диамиктитов и позволяет рассматривать их в качестве особой разновидности дебритов.

Факты значительной фациальной изменчивости диамиктитов. Как установлено детальными специализированными стратиграфическими исследованиями и геологическим картированием, толщи диамиктитов подвержены значительной фациальной изменчивости, вплоть до полного исчезновения из разреза каких-либо следов крупных включений на протяжении первых километров. В частности, существуют разрезы, где рассеянный материал гравийной и галечной раз-

Цирконы из образца P-10/IV-07 (Балыгычанский блок) были датированы при помощи двух аналитических техник – лазерного микроанализатора LA-MC-ICPMS и высокоразрешающего ионного микрозонда SHRIMP-II. Образец 184-IV-08 (Аян-Юряхский антиклинорий) датирован только вторым способом.

Полная таблица измеренных изотопных отношений и датировок доступна по запросу к В. В. Акинину (akinin@neisri.ru).

U-Pb изотопные измерения для цирконов из обоих образцов были выполнены также *in situ* с помощью SHRIMP-II в изотопном центре ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург) с использованием стандартных аналитических процедур, описанных в работе (Williams, 1998). Полученные U-Pb даты нанесли на гистограммы, нормализованные диаграммы относительной вероятности, а также диаграммы с конкордиями Тера-Вассербург, используя компьютерную программу IsoPlot (Ludwig, 2003). Относительная величина пиков на гистограммах коррелируется со значимостью возрастных популяций (рис. 6).

Ниже приведены характеристики изученных образцов.

Образец P-10/IV-07 (Балыгычанский блок) происходит из нижней части балыгычанской свиты правобережья нижнего течения руч. Смородинный (Бяков, 2004).

Всего в образце проанализировано около 100 кристаллов циркона методом LA-MC-ICPMS. Несколько анализов было исключено из финальной таблицы и не попало на диаграммы по следующим причинам:

1) для датировок менее 1000 млн лет погрешность $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ составила более 10%;

2) для датировок более 1000 млн лет погрешность $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ составила более 10%, или дискордантность между $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ датами составила более 20%.

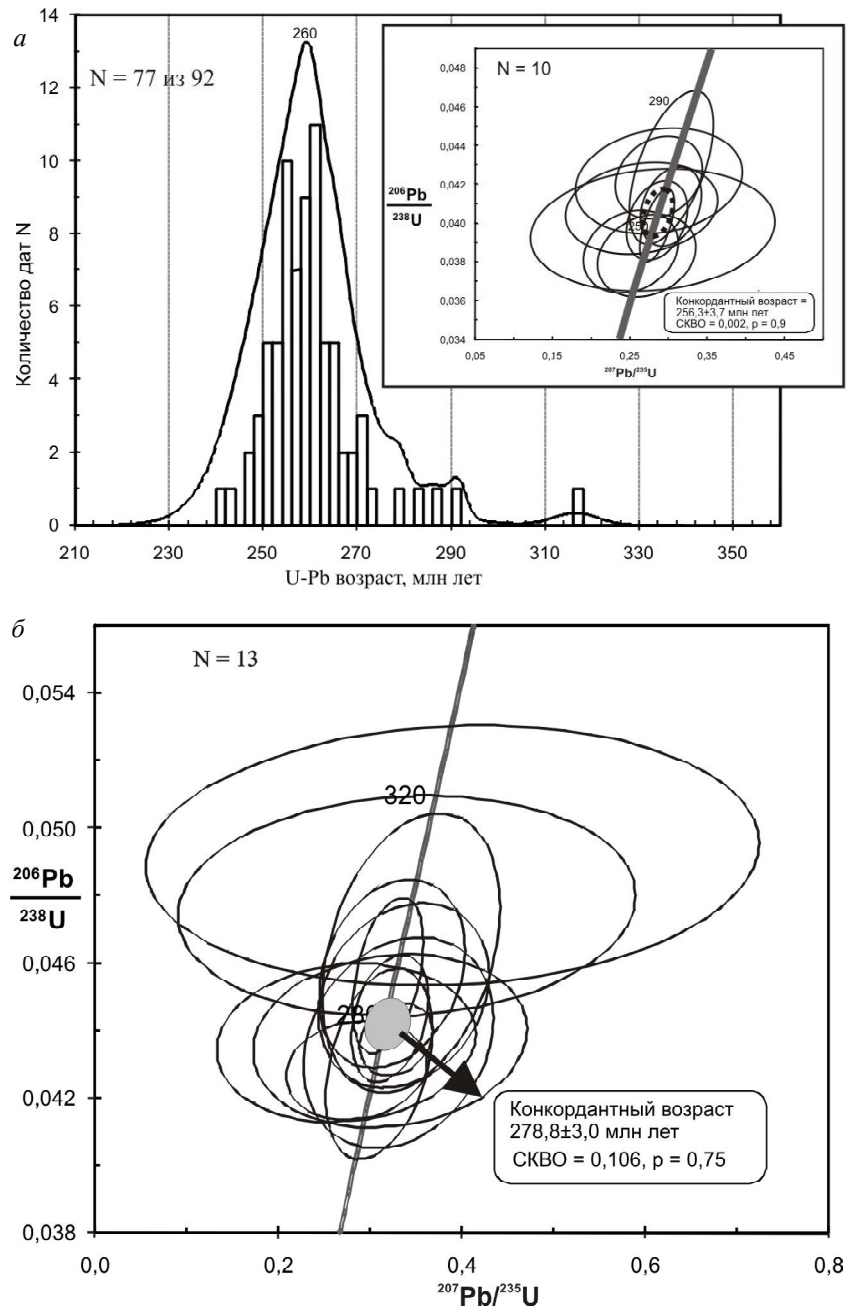


Рис. 6. U-Pb изотопный возраст цирконов из пермских диамиктитов: а – результаты LA-MC-ICPMS анализа (гистограмма) и SHRIMP-II анализа (диаграмма Тера-Вассербург) изотопных измерений для детритовых цирконов пермских диамиктитов Балыгычанского блока (обр. P-10/IV-07). Кривая на гистограмме – гауссовское распределение вероятности с пиками, пропорциональными вероятности, что цирконы с этими датировками присутствуют в образце; б – результаты U-Pb SHRIMP датирования детритовых цирконов из пермских диамиктитов Аян-Юряхского антиклинория (обр. 184/IV-08). СКВО – среднеквадратичное отклонение, p – вероятность

Fig. 6. The U-Pb isotope dating of zircon from the Permian diamictites: a – the LA-MC-ICPMS analysis (the histogram) and SHRIMP-II analysis (the Tera-Vasserburg diagram) of isotope dating meanings of detrital zircon from the Permian diamictites of Balygychan Block (sample P-10/IV-07). The histogram curve is the Gaussian probability distribution with its peaks corresponding to the probability of established ages; б – the U-Pb SHRIMP dating of detrital zircon from the Permian diamictites of Ayan-Yuryakh Anticlinorium (sample 184/IV-08). СКВО – weighted mean deviation, p – probability

Для 87 кристаллов циркона полученный возраст варьировал в интервале 2131–241 млн лет. Только 9 кристаллов имели возраст от 1,7 до 2,1 млрд лет. В 76 кристаллах U-Pb возраст составил от 291 до 241 млн лет (рис. 6,а), в целом отвечая пермским датам (67 кристаллов) и ранне-среднетриасовым датам (9 кристаллов). Триасовые даты могут быть дискордантны, т. е. отражать изотопные нарушения. Для проверки этого мы провели датирование 10 хорошо ограненных кристаллов (предположительно магматического генезиса, не удаленных от источника сноса), используя более точную технику SHRIMP-II. Полученный средне-взвешенный возраст этих 10 кристаллов составил $256,3 \pm 3,7$ млн лет ($СКВО = 0,002$, $p = 0,9$) при вариациях индивидуальных значений от 242 до 271 млн лет (врезка, рис. 6,а). Два кристалла с триасовыми U-Pb датами, вероятнее всего, показывают нарушенные изотопные значения вследствие незначительной потери Pb кристаллами циркона, SHRIMP также не позволяет оценить дискордантность в этом случае.

Образец 184-IV-08 (Аян-Юрхский антиклинорий) происходит из верхней части атканской свиты правобережья бассейна р. Нелькоба (Бяков, Ведерников, 1990).

Определения возраста U-Pb SHRIMP-методом получены для 17 детритовых кристаллов цирконов. Два кристалла показали древнейшие даты – 1910 и 2560 млн лет. Еще в двух возраст составил 351 ± 7 и 412 ± 10 млн лет. Оставшиеся 13 зерен имеют датировки от 270 до 310 млн лет со средне-взвешенным конкордантным возрастом $278,8 \pm 3$ млн лет ($СКВО = 0,11$, $p = 0,75$), т. е. относятся к единой популяции (рис. 6,б). Эта средне-взвешенная дата древнее, чем та, которая получена для диамиктитов из Балыгычанского блока, что, возможно, отражает пространственные вариации возраста вулканизма в этих двух структурах.

Пермские цирконы из обоих 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 0,9.

ОБСТАНОВКИ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ДИАМИКТИТОВ

Наши исследования позволяют утверждать, что диамиктиты накапливались в глубоководных обстановках, соответствующих континентальному склону и его подножию. Об этом свидетельствует их пространственная связь с турбидитами и другими гравититами, присутствие подводно-оползневых складок, следов подводной эрозии, вызванной сходом гравититов различного типа. Крайняя редкость остатков окаменелостей, типичная для глубоководных отложений, также подтверждает сказанное.

Непостоянство строения и мощности диамиктитов, факты сильной фациальной изменчивости тоже говорят в пользу глубоководной их природы в условиях континентального склона и его подножия, где проявлены процессы лавинной седиментации (Лисицын, 1988).

Характерные для туфов лавинные скорости осадконакопления в условиях верхних частей континентального склона приводили к их неустойчивости, эфемерности. Толщи туфов сбрасывались к подножию континентального склона в более глубоководные части палеобассейна. В образце на рис. 4,б видно, что выше слоя туфа с лапилли залегает переотложенный в результате оползания туф. Мы видим линзовидное в сечении тело мощностью около 1 см. На подстилающие слойки он ложится с характерным размывом. Несмотря на явную транспортировку и переотложение, порода сохраняет характерную туфовую структуру. Это же явление мы встречаем в разрезах и в масштабе оползневых тел мощностью в десятки сантиметров, метры, десятки метров, а в единичных случаях и до 500 м.

Итак, довольно однообразный петрографический состав обломков аян-юрхских диамиктитов, представленных почти исключительно вулканитами известково-щелочного ряда пермского возраста, свидетельствует о едином источнике сноса. Этим источником могла быть только Охотско-Тайгоноская вулканическая дуга, свидетельства существования которой в пермское время сохранились только на п-ове Тайгонос (Заборовская, 1978; Некрасов, 1976; Жуланова и др., 1997).

ОБСУЖДЕНИЕ

Н. М. Чумаков, вслед за О. Г. Эпштейном, считает, что источником ледово-морских осадков, с одной стороны, являются Охотский массив (девонские вулканические породы) и гипотетическая суша Берингия, располагавшаяся к югу и юго-востоку (в современных координатах) от Аян-Юрхского бассейна, а с другой – так называемый Кольмский массив, находившийся севернее.

Между тем, если обратиться к любым современным палеогеографическим реконструкциям восточной части Бореальной климатической зоны в перми (например, Scotese, Golonka, 1992 или Lawver et al., 2004), мы не обнаружим каких-либо крупных массивов суши (кроме Северо-Азиатского кратона, где, как известно, нет признаков позднепермского оледенения), которые могли бы явиться источником пермского материкового оледенения. Большая часть Охотского микроконтинента во второй половине перми являлась областью морского мелководного осадконакопления (Умитбаев, 1963). Небольшие участки Охотского массива в центральных его частях, где сохранялись условия континентального осадконакопления, не несут каких-либо следов материкового оледенения, поэтому указания некоторых авторов

(Жарков, Чумаков, 2001; Чумаков, Жарков, 2003) на то, что здесь таковые имеются, вызывают, по крайней мере, недоумение. Ссылки на Берингию как возможный центр оледенения (Чумаков, 1994) выглядят крайне неубедительными. Если под нею понимать Охотско-Тайгоносскую вулканическую дугу, то последняя не могла иметь такого широкого шельфа, где могли бы формироваться огромные массы плавающих льдов и тем более айсбергов. Колымский массив также является химерой (см., например, Мерзляков и др., 1974; Тильман и др., 1977).

Что касается валунов, якобы несущих «ледовую штриховку», то любой геолог, работавший в складчатых поясах, видел множество похожих образований, на самом деле не имеющих ничего общего с настоящей ледовой штриховкой и объясняющихся неоднократно тектоническими деформациями.

Между тем латеральное распространение диамиктитов и результаты их детального изучения подтверждают иной, вулканогенно-оползневый, генезис этих отложений. Все диамиктиты, с одной стороны, имеют четко выраженную пространственную приуроченность к очагам вулканических извержений в пределах Охотско-Тайгоносской вулканической дуги, а с другой – маркируют наиболее глубоководные условия седиментации пермских бассейнов, что особенно наглядно демонстрирует многосотметровая толща диамиктитов Аян-Юрхского трогового бассейна. Нигде больше, за исключением Гижигинского задугового бассейна, в котором условия седиментации во многом были сходны, нет таких мощных толщ этих пород. Частая ассоциация диамиктитов с вулканиками, закономерное увеличение количества последних к юго-востоку лишней раз свидетельствуют в пользу их вулканогенно-оползневой природы.

Мнение некоторых геологов о том, что диамиктиты связаны с местными центрами извержений внутри Аян-Юрхского бассейна, представляется малоубедительным прежде всего из-за отсутствия остатков вулканических аппаратов, регионального распространения диамиктитов, закартированных на площади свыше нескольких тысяч квадратных километров, и неясности геодинамической природы проявлений такого «внутрибассейнового» вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Итак, все пермские диамиктиты Аян-Юрхского антиклинория и сопредельных бассейнов не являются ни ледово-морскими, ни, тем более, ледниковыми осадками. Соответственно, они не могут служить индикатором пермского оледенения Северо-Восточной Азии, несмотря на положение ее в высоких широтах. Все диамиктиты являются синхронными или субсинхронными продуктами вулканизма Охотско-Тайгоносской вулканической

дуги, обычно перемещенными преимущественно мутьевыми потоками и оползнями в наиболее глубокие части задуговых морских бассейнов.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ, проект № 08-05-00100.

ЛИТЕРАТУРА

Андреанов В. Н. Верхнепалеозойские отложения Западного Верхоянья (Томпо-Эчийское междуречье). – М.: Наука, 1966. – 130 с.

Андреанов В. Н., Андреанова В. А. Некоторые данные о ледовом типе литогенеза, о климатическом и температурном режиме осадконакопления верхнепермского терригенного комплекса в позднепалеозойское время // Материалы по геол. и полезн. ископ. ЯАССР. – Якутск: Кн. изд-во, 1962. – Вып. 10. – С. 17–31.

Бяков А. С. Пермские отложения Балыгычанского поднятия. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. – 87 с.

Бяков А. С., Ведерников И. Л. Стратиграфия пермских отложений северо-восточного обрамления Охотского массива, центральной и юго-восточной частей Аян-Юрхского антиклинория: препринт. – Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1990. – 69 с.

Бяков А. С., Прокопьев А. В., Кутыгин Р. В. и др. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Отч. геология. – 2005. – № 5. – С. 81–85.

Бяков А. С., Прокопьев А. В., Кутыгин Р. В. и др. Геодинамические обстановки формирования пермских седиментационных бассейнов Верхояно-Колымской складчатой области // Тектоника и металлогения Северной Циркум-Пацифики и восточной Азии: материалы Всерос. конф. с междунар. участием, посвящ. памяти Л. М. Парфенова, Хабаровск, 11–16 июня 2007 г. / под общ. ред. А. И. Ханчука. – Хабаровск: ИТиГ ДВО РАН, 2007. – С. 77–81.

Ведерников И. Л., Бяков А. С. Некоторые литохимические особенности отложений перми и нижнего триаса Аян-Юрхского антиклинория (Северо-Восток России) по данным трехкомпонентного (SiO₂, K₂O, Na₂O) анализа // Литохимия в действии: материалы Второй всерос. школы по литохимии (Сыктывкар, 13–17 марта 2006 г.). – Сыктывкар: Геопринт, 2006. – С. 51–52.

Ганелин В. Г. Таймыро-Колымская подобласть // Основные черты стратиграфии пермской системы СССР. – Л.: Недра, 1984. – С. 111–142.

Гриненко В. С., Будников И. В., Клец А. Г. Олистостромы в пермском разрезе центральной части Верхоянского складчатого пояса // Отч. геология. – 1997. – № 2. – С. 36–43.

Жарков М. А., Чумаков Н. М. Палеогеография и обстановки седиментации во время пермо-триасовых биосферных перестроек // Стратиграфия. Геол. корреляция. – 2001. – Т. 9, № 4. – С. 29–54.

Жуланова И. Л., Петров А. Н., Бялобжеский С. Г., Ликман В. Б. К стратиграфии и генезису верхнепермских отложений полуострова Тайгонос // Магматизм и оруденение Северо-Востока России. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1997. – С. 135–154.

Заборова Н. Б. Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. – М.: Наука, 1978. – 199 с.

Калугин Х. И. Стратиграфия пермских отложений западной части Охотско-Колымского водораздела // Материалы по геологии и полезн. ископ. Северо-Востока СССР. – Магадан, 1958. – Вып. 13. – С. 35–48.

Лисицын А. П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. – М. : Наука, 1988. – 310 с.

Мерзляков В. М., Терехов М. И., Бялобжеский С. Г. О срединных массивах Северо-Востока СССР // Геотектоника. – 1974. – № 5. – С. 61–73.

Михайлов Ю. А., Устрицкий В. И., Черняк Г. Е., Явшиц Г. П. Верхнепермские ледово-морские отложения Северо-Востока СССР // ДАН СССР. – 1970. – Т. 190. – Вып. 5. – С. 1184–1187.

Некрасов Г. Е. Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. – М. : Наука, 1976. – 160 с.

Парфенов Л. М. Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. – Новосибирск : Наука, 1984. – 192 с.

Петтиджон Ф. Дж. Осадочные породы. – М. : Недра, 1981. – 752 с.

Тильман С. М., Афицкий А. И., Чехов А. Д. Сравнительная тектоника Алазейской и Олойской зон (Северо-Восток СССР) и проблема Колымского массива // Геотектоника. – 1977. – № 4. – С. 6–17.

Умитбаев Р. Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений центральной части Охотского срединного массива // Уч. зап. НИИГА. Сер. палеонтол. и биоистратигр. – Л. : НИИГА, 1963. – Вып. 2. – С. 5–15.

Устрицкий В. И. История развития Северо-Востока СССР в позднем палеозое // Верхний палеозой Северо-Востока СССР : сб. статей. – Л. : НИИГА, 1975. – С. 54–75.

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.

Чумаков Н. М., Жарков М. А. Климат во время пермотриасовых биосферных перестроек. Ст. 2. Климат поздней перми и раннего триаса. Общие выводы // Там же. – 2003. – Т. 11, № 4. – С. 361–375.

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

Beauchamp B., Baud A. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. – 2002. – No. 184. – P. 37–63.

Ganelin V. G., Biakov A. S. The Permian biostratigraphy of the Kolyma-Omolon region, Northeast Asia // Journ. of Asian Earth Sciences. – 2006. – Vol. 26, No. 3–4. – P. 225–234.

Lawver L. A., Dalziel I. W. D., Gahagan L. M. et al. The plates 2004. Atlas of Plate Reconstructions (750 Ma to Present Day). – Plates Progress Report no. 290-0804. – Report No. 191. – University of Texas, 2004.

Ludwig K. R. Isoplot 3.00. Berkeley Geochronology Center, 2003. – Special Publication No. 4. – 70 p.

Scotese C. R., Golonka J. Paleogeographic Atlas, PALEOMAP Progress Report 20-0692. Department of Geology. – University of Texas at Arlington, 1992. – 34 p.

Williams I. S. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe: Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes // Reviews in Economic Geology. – 1998. – Vol. 7. – P. 1–35.

Поступила в редакцию 29.12.2009 г.

PERMIAN DIAMICTITES IN NORTHEAST ASIA AND THEIR POSSIBLE ORIGINS

A. S. Biakov, I. L. Vedernikov, V. V. Akinin

Rocks of a peculiar type defined as diamictites are wide-spread in the upper part of the Middle-Permian (Gizhigian Regional Stage or Capitanian Stage of the International Stratigraphic Scale) over northeastern Asia. They are much typical of Ayan-Yuryakh and some other deep sedimentary basins related to the Okhotsk-Taigonos Volcanic Arc. In opinion of many authors, these rocks are of a glaciomarine and even glacial character and are considered to be the indicators of a glacial event over high-latitude areas of the Northern Hemisphere. This viewpoint is manifested on some world-wide paleogeographic maps of the Permian and in some paleoclimatic reconstructions. However, an all-round and impartial consideration of diamictites of the Permian from the Northeast Asia allows us to assume this rock type to be of a quite different origin. Lateral distribution of diamictites and the results of their sedimentary, microscopic, lithochemical and geochronologic studies serve for us as a basis to suggest their volcanism-related slumping nature. Diamictites could have formed through the processes of transportation of rock material from Okhotsk-Taigonos Volcanic Arc; these rocks are related to the Permian basins and indicate their deepest sedimentary conditions.

Key words: Permian, Northeast Asia, diamictites, volcanites, Okhotsk-Taigonos Volcanic Arc.