

ПЕТРОЛОГИЯ, ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ

**ЛИТОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ
В ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНОМ РАЗРЕЗЕ НА ЮГО-ЗАПАДЕ
ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ГЕОСИНЕКЛИЗЫ**

С.В. Сараев, Т.П. Батурина

Институт нефтегазовой геологии и геофизики СО РАН, 630090, Новосибирск, просп. Коптюга, 3, Россия

На основе седиментологических и геохимических исследований триасового вулканогенно-осадочного разреза туринской серии, расположенного в пределах южного окончания Колтогорско-Уренгойского рифта, установлено широкое распространение мелко- и тонкообломочных турбидитов с постоянной примесью глауконита и пирокластического материала основного и кислого составов. По петрографическим и геохимическим данным, песчаники разреза относятся к грауваккам и в меньшей степени к литаренитам, а аргиллиты — к монтмориллонитовым глинистым породам с примесью хлорита, гидрослюды и каолинита. В области питания в обстановках пенепленизированного плато значительным распространением пользовались вулканиты основного состава, что позволяет предполагать по аналогии с триасом Сибирской платформы более широкое распространение базальтов покровного комплекса. Они были, по-видимому, в значительной степени уничтожены эрозией, что привело к преобладанию на предъюрской поверхности выветривания базальтов рифтогенного типа. Наряду с тефрой и вулканокластикой в составе обломочных пород в более значительных объемах присутствуют продукты химического выветривания по основным вулканитам. Установление в разрезе Колтогорско-Уренгойского рифта морских отложений позволяет предполагать проникновение морских вод с севера (в современных координатах) из океанического бассейна, расположенного к северу от современной Северной Земли. Седиментационный бассейн Колтогорско-Уренгойского рифта представлял собой узкий, но протяженный залив красноморского типа, где наряду с формированием морских отложений излияния базальтов продолжались в районе заложения скв. Никольская-1 до конца среднего триаса.

Триас, Западно-Сибирская геосинеклиза, геохимия, рифты, источники сноса, морские отложения.

**LITHOLOGY AND GEOCHEMISTRY OF TRIASSIC VOLCANOSEDIMENTARY SECTION
IN THE SOUTHWEST OF THE WEST SIBERIAN GEOSYNECLISE**

S.V. Saraev and T.P. Baturina

Sedimentological and geochemical studies of a Triassic volcanosedimentary section of the Tura Group on the southern margin of the Koltogory-Urengoi Rift have shown a wide occurrence of small- and fine-clastic turbidites with admixtures of glauconite and basic and acid pyroclastic material. According to petrographic and geochemical data, the section sandstones are mainly graywackes and partly litharenites, and the mudstones are montmorillonite clayey rocks with admixtures of chlorite, hydromica, and kaolinite. The source areas of the peneplicated plateau abundant in basic volcanics, which suggests (by analogy with the Triassic strata of the Siberian Platform) a wider occurrence of flood basalts in the past. Most of these basalts were, most likely, eroded, which resulted in a predominance of rift basalts on the pre-Jurassic weathering surface. Along with tephra and volcanoclastics, the clastic rocks are dominated by products of chemical weathering developed after basic volcanics. Marine deposits revealed in the Koltogory-Urengoi Rift section suggest the inflow of sea waters from the northern (in the modern frame of reference) ocean basin localized north of the modern Severnaya Zemlya Archipelago. The sedimentation basin of the rift was a narrow but extended bay of the Red Sea type, where the formation of marine deposits was accompanied by the eruption of basalts in the area of Nikol'skaya BH-1 lasting up to the late Middle Triassic.

Triassic, West Siberian geosyncline, geochemistry, rifts, source lands, marine deposits

ВВЕДЕНИЕ

Один из наиболее полных разрезов триаса Западно-Сибирской геосинеклизы (ЗСГ) вскрывается скв. Никольская-1 глубиной 4523 м, пробуренной в 1978 г. в 160 км к северо-востоку от г. Омск. Она располагается у южного окончания Колтогорско-Уренгойского рифта (рис. 1). На рифтогенез ЗСГ и

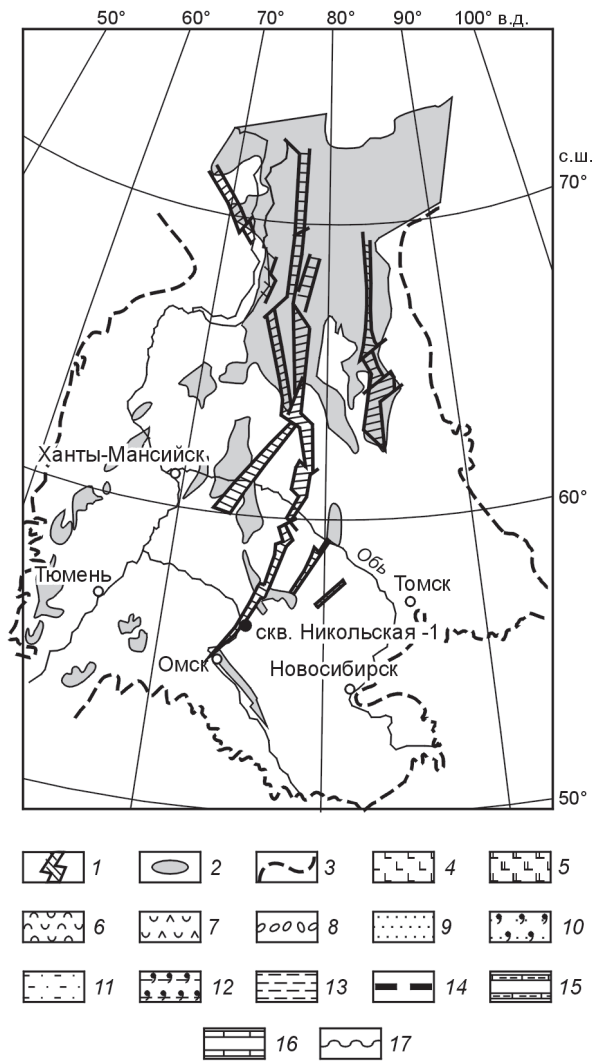


Рис. 1. Местоположение и литологическая колонка скв. Никольская-1 (стратиграфическое расчленение, по [Решение..., 2004]).

1 — рифты, 2 — эффузивно-осадочный комплекс T_1 — T_2 , 3 — границы Западно-Сибирской геосинеклизы; лит. колонка: 4 — базальты, 5 — долериты, 6 — туфы, 7 — туффиты, 8 — гравелито-конгломераты, 9 — песчаники, 10 — песчаники с глауконитом, 11 — алевролиты, 12 — алевролиты с глауконитом, 13 — аргиллиты, 14 — углеродсодержащие аргиллиты, 15 — аргиллиты известковые, 16 — известняки, 17 — границы несогласий. На врезке — положение скв. Никольская-1, по [Сурков и др., 1997].

Система	Отдел	Ярус	Серия	Свита	Подсвита	Глубина, м	Литология	Отбор керна
Триасовая	Средний	Ладинский	Анизийский	Войновская	Верхняя	3400	[Литологический рисунок]	[Отбор керна]
					Средняя	3500		
Триасовая	Нижний	Оленекский	Туринская	Ярская	Нижняя	3600	[Литологический рисунок]	[Отбор керна]
					Верхняя	3700		
Триасовая	Индский	Бергамакская	Туринская	Ярская	Верхняя	3800	[Литологический рисунок]	[Отбор керна]
					Нижняя	3900		
Триасовая	Индский	Бергамакская	Туринская	Ярская	Верхняя	4000	[Литологический рисунок]	[Отбор керна]
					Нижняя	4100		
Триасовая	Индский	Бергамакская	Туринская	Ярская	Верхняя	4200	[Литологический рисунок]	[Отбор керна]
					Нижняя	4300		
Триасовая	Индский	Бергамакская	Туринская	Ярская	Верхняя	4400	[Литологический рисунок]	[Отбор керна]
					Нижняя	4500		

происхождение Колтогорско-Уренгойской структуры, как известно, существуют несколько нередко взаимоисключающих точек зрения [Бочкарев, Рудкевич, 1975; Сурков, Жеро, 1981; Аплонов, 1987; и др.]. Ю.Г. Леонов, рассматривая принципы классификации и типы осадочных бассейнов, наибольшее внимание уделил бассейнам, так или иначе связанным с рифтогенезом [Осадочные бассейны..., 2004]. Им выделяются два ряда структур и процессов: континентальный рифт — область экстремального растяжения без разрыва континентальной коры и континентальный рифт — океанический рифт с разрывом континентальной коры, „приводящим к переходу континентального рифта в океанический и к возможному возникновению спрединга“ [Осадочные бассейны..., 2004, с. 50]. В.Е. Хаин, рассматривая идею С.В. Аплонова об „Обском океане“ в раннем мезозое, отмечает, что «хотя наименование этой структуры, в лучшем случае красноморского типа, океаном и было некоторым преувеличением, представляется очевидным, что континентальный рифтинг на севере Западной Сибири в эту эпоху перерос в спрединг, пусть ограниченный и, возможно, рассеянный» [Хаин, 2001, с. 227]. С этим нельзя не согласиться. Но, в отличие от современного Красноморского, в Колтогорско-Уренгойском бассейне процесс начавшегося спрединга остановился с прекращением подводных излияний базальтов в конце раннего триаса на севере, в месте расположения скв. Тюменская СГ-6 и в конце среднего триаса на юге у скв. Никольская-1.

В предлагаемой работе ставится задача на основе детального седиментологического исследования керна, петрографической и геохимической характеристики обломочных и глинистых пород из разреза скв. Никольская-1 установить наиболее распространенные литотипы триасового вулканогенно-осадочного комплекса, фациальную принадлежность отложений, характер выветривания, состав источников сноса, зависимость состава отложений от вулканизма и одновременного влияния интенсивного химического выветривания, и на основании этого приблизиться к реконструкции палеогеографических и палеогеодинамических обстановок в пределах Уренгойско-Колтогорского рифта. Первоначально предполагалось использовать в данной работе и новые материалы, полученные по вулканитам скв. Никольская-1 и ТСГ-6 (в том числе и их датировки Ar/Ar-методом), но большой их объем и различные методические подходы к изучению осадочной и вулканической части разреза заставили выделить их в отдельную публикацию.

В литературе, посвященной триасовым отложениям ЗСГ, утвердились взгляды на преимущественно континентальный их характер [Гиршгорн и др., 1986; Казанский и др., 1995; Сурков и др., 1997; Добрецов, 1997; Казаков и др., 2000, 2002]. Вместе с тем в отдельных работах встречаются указания на признаки существования здесь морских отложений. Так, А.И. Киричкова с соавторами [Киричкова и др., 1999] на основании находок остракод и фораминифер в разрезе скв. Тюменская СГ-6 в интервале 6447—6488.4 м (хадырьяхская свита) делают вывод о существовании в среднетриасовое время на территории Уренгойского района кратковременного мелководного моря. В этих же отложениях Н.К. Могучевой найдены остатки плевромей [Могучева, 2001], которые относятся к обитателям морских побережий [Добрускина, 1982]. В работе [Сараев и др., 2001] в хадырьяхской свите разреза скв. ТСГ-6 в граувакковых песчаниках установлено присутствие глауконита и признаки штормовой мелководной морской седиментации, а в аймальской свите обнаружены прослои углеродсодержащих глинисто-алевритовых дистальных турбидитов и силицитов, указывающие на глубоководный характер отложений. Присутствие глауконита и морские условия осадконакопления установлены также и для песчаников хадырьяхской свиты в разрезе скв. Ен-Яхинская СГ-7, расположенной в северо-восточной прибортовой зоне Хадуттейского грабен-рифта [Ехлаков и др., 2005].

В аймальской свите разреза скв. ТСГ-6 описаны шаровые лавы базальтов с реликтами силицитов и черных углеродистых аргиллитов [Угрюмов, Ехлаков, 2001]. Авторы указывают на подводную обстановку излияний, не уточняя характера водного бассейна. В коротчаевской свите встречены гиалобазальты и гиалокластиты [Ехлаков и др., 2001].

Наиболее убедительные данные о морских обстановках на территории ЗСГ в триасе приводятся в работах В.В. Липатовой с соавторами [Липатова и др., 2001а,б]. В разрезе скв. Никольская-1 электронномикроскопическими исследованиями в войновской свите установлены тонкие прослои пелитоморфных кокколлитовых известняков. В этом же разрезе кокколлиты встречены в кремнисто-известковых аргиллитах ишимской (бергамакской) свиты. В разрезе скв. Тюменская ОП-1 в ярской свите обнаружены прослои кокколлитовых известняков, а в войновской — редкие прослои туфоизвестняков, содержащих остатки кокколлитов. Кроме того, в отложениях ярской свиты скважин Тюменская ОП-1 и Ярская-1 в пелитоалевритовых породах с многочисленными ходами илоедов встречены остатки голотуриеподобных организмов. В разрезе скв. Новоомская П-1 кокколлитовые образования установлены во включениях известковых илов в лавовых потоках основного состава, отнесенных к нижней подсвите крутоярской свиты индского яруса, здесь же обнаружены остатки голотуриеподобных организмов [Липатова и др., 2001б]. В верхней подсвите в потоках спилитоподобных диабазовых порфиритов обнаружены признаки шаровых лав, а в составе прослоев осадочных пород — глауконит. В вышележащей новоомской свите индского яруса в алевритоизвестково-глинистых породах встречены кокколлиты и голотуриеподобные остатки.

В разрезе скв. Южно-Эниторская-970П у восточной границы Колтогорско-Уренгойского рифта (правобережье р. Вах) в разрезе турийской серии нами описаны дистальные туффитовые, тефроидные, углеродисто-глинисто-алевритовые турбидиты с ходами илоедов и фрагментами неопределимой фауны кремнистого состава, переслаивающиеся с базальтовыми гиалокластитами, относящимися к сравнительно глубоководным морским отложениям [Фрадкина и др., 2003].

Развитие в фундаменте „субокеанической“ коры на обширных пространствах севера ЗСГ отмечается В.А. Бененсоном [Бененсон, 1986], а также Н.Я. Куниным с соавторами [Кунин, Самойлюк, 1982; Кунин и др., 1986]. Последними исследователями в триасе реконструируется морской бассейн. Южная граница бассейна проходит по линии Тарко-Сале—Красноселькуп, морской бассейн раскрывается в сторону современной акватории Карского моря.

На основании вышеприведенного материала выводы о господстве континентальных обстановок на всей территории ЗСГ и в течение всего триасового периода не кажутся бесспорными.

ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА СКВ. НИКОЛЬСКАЯ-1

Не вдаваясь в исторический анализ эволюции довольно противоречивых представлений о стратиграфии триаса ЗСГ, необходимо отметить, что на VI межведомственном стратиграфическом совещании [Решение..., 2004] за основу расчленения разреза скв. Никольская-1 принят вариант, предложенный В.В. Липатовой с соавторами [Липатова и др., 2001а]. Изменения выразились только в замене названия ишимской свиты на бергамакскую и в выделении в ней не трех, а двух подсвит (см. рис. 1).

Нижняя подсвита *бергамакской свиты* (4180—4520 м) в нижней части сложена градационно-, параллельно-слоистыми вулканомиктовыми песчаниками, аргиллитами, туффитовыми алевролитами с тонкими прослоями кремнисто-известковых аргиллитов, известняков, содержащих включения кокколитов, а также потоками базальтов и долеритов. Керновый материал, представляющий маломощные прослои известняков, полностью изъят первыми исследователями разреза скважины, поэтому информация по ним приводится по литературным источникам [Липатова и др., 2001а]. В верхней части нижней подсвиты бергамакской свиты преобладают долериты.

Верхняя подсвита бергамакской свиты (4005—4180 м) сложена туфами, туффитами, аргиллитами, песчаниками, алевролитами. В нижней части выделяется пачка углеродсодержащих, пиритоносных аргиллитов с прослоями алевроаргиллитов. Содержание C_{org} в аргиллитах достигает 3.3 % [Серебрянникова и др., 2001]. Мелко-, среднезернистые песчаники и алевролиты в верхней части подсвиты обладают серой, зеленовато-серой, изредка вишнево-окраской. В редких случаях в них наблюдается градационная и косая слоистость.

Нижняя подсвита *ярской свиты* (3875—4005 м) сложена переслаивающимися туффитами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями в самой нижней части гравелито-конгломератов, в составе обломков которых присутствуют вулканы (от кислых до базальтов), а также кварц, полевые шпаты, глинистые породы и силициты. Средне-, мелкозернистые граувакковые песчаники с кальцитовым цементом содержат глауконит и обладают косой, параллельной и изредка градационной слоистостью. Псефитопсаммитовые обломки туффитов несут признаки гальмиролиза.

Верхняя подсвита ярской свиты (3745—3875 м) сложена переслаивающимися покровами базальтов и слоев песчаников, алевролитов, алевроаргиллитов, аргиллитов, туфов и туффитов, обладающих пестрой окраской (темно-серой, черной, вишнево-, зеленой), тонкой параллельной, линзовидной, косой слоистостью, содержащих ходы илоедов и растительный детрит. В составе алевролитов встречаются включения фрагментов слоев кокколитового ила и аргиллитов. Вулканические породы подсвиты представлены базальтами и микродолеритами с округлыми и вытянутыми миндалинами (до 5 см) хлорита, кальцита и халцедона.

Нижняя подсвита *войновской свиты* (3645—3745 м) сложена базальтами, долеритами с прослоями туффитов, алевролитов, песчаников, аргиллитов и редких кокколитовых известняков. Преобладающие среди осадочных отложений аргиллиты — углеродсодержащие, пиритоносные с градационной, параллельной слоистостью с признаками постседиментационных деформаций первичного осадка. Редкие прослои тонко-, мелкозернистых песчаников обладают ярко выраженной градационной слоистостью и содержат фрагменты аргиллитовых микрослоев. Вулканы представлены массивными плотными базальтами с редкими крупными миндалинами хлорита, кальцита, халцедона.

Средняя подсвита войновской свиты (3485—3645 м) сложена переслаивающимися измененными миндалекаменными базальтами, тонко-, мелкозернистыми песчаниками с карбонатным цементом, алевролитами, туфами, туффитами, аргиллитами и единичными тонкими прослоями кокколитовых известняков. В терригенных породах встречается неотчетливо выраженная параллельная и градационная слоистость, изредка интракласты глинистого состава гравийной размерности. В верхней части подсвиты в окраске осадочных отложений появляются зеленые оттенки и признаки постседиментационной деформации осадков. В интервалах разреза толщиной около 0.5 м наблюдается утонение зернистости вверх по

разрезу и появление тонкой параллельной слойчатости в тонкозернистой верхней части. Постоянно встречается растительный детрит, отпечатки флоры, углистые пленки на плоскостях наложения. Распространенность туфов и туффитов в составе подсветы [Липатова и др., 2001а; Казаков и др., 2002; Решения..., 2004], по-видимому, сильно преувеличена.

Базальты подсветы характеризуются неравномерностью изменения — от свежих темно-серых крепких плотных без миндалин до полурыхлых светлоокрашенных регрессивно-измененных с обилием миндалин различного состава с крупными (до 1 см) включениями кубических кристаллов пирита. В разрезе выделяются единичные тонкие прослои кокколитоидных известняков и сгустки кокколитоидного ила среди алевролитов.

Верхняя подсвета войновской свиты (3307—3485 м) сложена базальтами, нередко имеющими облик лавокластитов и характеризующимися сильной изменчивостью вторичных преобразований. В составе подсветы наблюдается чередование потоков мощностью от долей до первых метров массивных плотных крепких и контрастных по сравнению с ними измененных полурыхлых базальтов.

ПЕТРОГРАФИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Песчаники бергамаской свиты имеют полевошпат-лититовый состав с примесью кварца и глауконита, как правило, они тонко-, мелко-, реже среднезернистые, обладают средней и плохой сортировкой. Полуокатанные слабоудлиненные, реже изометричные зерна представлены литокластами (70—90 %), пелитизированными, хлоритизированными, иногда карбонатизированными плагиоклазами. Содержание кварца редко достигает 5 %, глауконита 1—2 %. Литокласты сложены кислыми эффузивами тонкокристаллического альбит-кварцевого состава иногда с порфиристыми выделениями кварца и плагиоклазов, измененными обломками стекловатого пузыристого строения, хлоритовыми породами (измененные вулканиды?), измененными базальтами с реликтами интерсертальной структуры, трахитовыми породами, алевроаргиллитами, филлитами, известняками, силицитами. Среди второстепенных и редких обломков отмечаются вулканический кварц, глауконит, биотит (свежий и хлоритизированный), а также углефицированный растительный детрит (УРД). Содержание глауконита в песчаниках уменьшается снизу вверх от нижней подсветы, где часто составляет первые проценты, к верхней подсвете, где он встречается в виде редких зерен. Глауконит образует полуокатанные обломки, а также глобулы с колломорфным строением, иногда встречаются оскольчатые фрагменты глобуль, что указывает на существование аллотигенных и аутигенных его форм. Среди полевых шпатов резко преобладают плагиоклазы, калишпаты редки.

Цемент песчаников гидрослюдисто-хлоритовый контактовый, пленочный, возникающий за счет химического преобразования и пластической деформации литокластов. В сочетании с ним развиты инкорпорационная и конформная структуры. Широко распространенные алевролиты, часто глауконит-содержащие, по составу и строению близки к тонко-, мелкозернистым песчаникам.

Среди туффитов и туфов встречаются как псефитопсаммитовые, так и алевритопелитовые разновидности, они резко уступают в своей распространенности граувакковым вулканомиктовым песчаникам, описанным выше. Среди других пород разреза они обладают наибольшей постседиментационной измененностью. Судя по сохранившимся реликтовым структурам, петрографическому составу и химическим анализам они относятся к кристаллолитокластическим, реже кристалловитролитокластическим и витрокластическим туфам дацитового(?) состава. Аргиллиты представлены сравнительно чистыми тонкодисперсными монтмориллонит-гидрослюдистыми разновидностями, а также с примесью алевритового материала и УРД.

Псефитопсаммитовые породы ярской свиты обладают большим разнообразием. Встречаются как гравелитопесчаники (нижняя часть нижней подсветы), так и тонко-, мелко-, среднезернистые песчаники. Сортировка последних также изменчивая — от плохой до хорошей, она нередко обусловлена появлением мелких градационных ритмов, в которых зернистость постепенно изменяется от средне-, мелкозернистых песчаных фракций до алевритовых и пелитоалевритовых. По составу обломков песчаники отвечают полевошпат-лититовому, а в верхней подсвете также и кварц-полевошпат-лититовому типам. Здесь же, в верхней подсвете, содержание глауконита возрастает до 5 %. Как правило, глауконит слагает полуокатанные зерна, глобулярные, почковидные выделения, а также оскольчатые их фрагменты. Он развивается по обломкам вулканического стекла, реже по чешуйкам биотита.

Среди обломков в песчаниках резко преобладают литокласты. Наиболее часто встречаются (особенно в нижней подсвете) обломки кислых вулканидов (кварцевые порфиры, измененные сильнопузыристые породы), несколько меньшей распространенностью пользуются сильноизмененные базальты, андезитобазальты с реликтовой интерсертальной структурой, породы с трахитовой структурой. При этом обломки базальтоидов часто более окатанны, чем обломки кислых вулканидов. Содержание обломков базальтоидов заметно увеличивается в верхней части свиты, здесь в некоторых прослоях их количество становится сопоставимым с количеством обломков кислых вулканидов. Среди литокластов осадочных пород в первую очередь необходимо отметить часто встречающиеся обломки силицитов и более редких аргил-

литов, глинистых сланцев. Обломки силицитов содержат остатки радиолярий как сравнительно хорошей сохранности, так и в виде слаборазличимых „теней“.

Цемент, как таковой, в описываемых песчаниках обычно отсутствует, за исключением эпизодически развитого стуктового кальцита. При этом, как и в бергамаской свите, широко развита цементация за счет трансформации наиболее пластичных и химически неустойчивых литокластов, представленных в первую очередь обломками вулканитов основного состава. Широко развиты конформная и инкорпорационная структуры.

По составу и строению алевролиты мало отличаются от мелко-, тонкозернистых песчаников, с которыми участвуют в строении мелких градационных ритмов. Содержание глауконита в них по сравнению с песчаниками не только не снижается, но достигает максимума в плохо промытых тонкозернистых осадках. Чаше, чем в песчаниках, встречается и УРД. В верхней подсвите ярской свиты изредка встречаются гравелиты, состоящие из обломков глинистых пород (фрагменты размываемых кор выветривания?) и бобовых шамозитовых(?) руд.

Среди песчаников войновской свиты преобладают тонко-, мелкозернистые разности кварц-полевошпат-лититового, полевошпат-лититового составов. Содержание вулканогенного кварца возрастает снизу вверх по разрезу и, начиная со средней подсвиты, достигает порообразующего уровня (более 5 %). В нижней подсвите в составе литокластов резко преобладают вулканиты, вверх по разрезу количество обломков осадочных пород заметно увеличивается. Обломки вулканитов представлены главным образом кислыми эффузивами (кварцевые порфиры, тонкокристаллическая основная масса кварцевых порфиров, сильнопузыристые стекловатые породы), эффузивами щелочного ряда, менее развиты сильно ожелезненные, хлоритизированные породы (основные вулканиты?), измененные базальты с реликтовой интерсертальной структурой. Содержание последних вверх по разрезу снижается. Обломки осадочных пород представлены известняками (иногда с водорослевым строением), силицитами (в том числе с „тенями“ радиолярий), алевролитами, глинистыми сланцами. Довольно устойчивой акцессорной примесью, в отличие от низезалегающих свит, является биотит. Содержание глауконита по сравнению с песчаниками подстилающих толщ снижается. Как правило, он встречается во всех изученных образцах, но редко образует концентрации, достигающие 1 %. Он слагает полуокатанные зерна размером до 0.4 мм, глобулы и оскольчатые фрагменты глобуль. Некоторые прослои песчаников обогащены углеродистым веществом в виде УРД или в виде тонкодисперсного пигментного битума.

Песчаники сложены преимущественно полуокатанными, реже окатанными и неокатанными зернами. При этом большая часть остроугольных зерен принадлежит кварцу, имеющему признаки вулканического происхождения. Обычно песчаники хорошо сортированы, при появлении градационных ритмов сортировка снижается. Контактный цемент песчаников возникает при химической и пластической трансформации литокластов, эпизодически присутствует стуктовый кальцитовый цемент, содержание которого не превышает 5 %.

Алевролиты по составу и строению аналогичны тонко-, мелкозернистым песчаникам. Аргиллиты в качестве примеси содержат алевролитовый материал (в том числе и глауконит), тонкий УРД. Редкие прослои туффитов и туфов, как правило, сильно карбонатизированы, содержат обломки плагиоклаза и стекловатых пузыристых пород. В редких маломощных прослоях встречаются пелитоморфные известняки, доломитовые известняки с примесью глинистого вещества, алевролитовых зерен полевых шпатов, кварца и глауконита.

ГЕОХИМИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД

Химический состав осадочных пород охарактеризован 12 анализами песчаников и 8 анализами аргиллитов, большая часть которых приведена в таблице. Обзор методических приемов интерпретации геохимических данных для установления классификационной принадлежности пород, состава источников сноса, характера и степени выветривания, реконструкции геодинамических и фациальных обстановок, а также исчерпывающая библиография приводятся в работах [Rollinson, 1993; Интерпретация..., 2001; и др.]

По литохимической классификации Ф.Дж. Петтиджона [Pettijon et al., 1972] песчаники и алевролиты из триасового разреза скважины относятся к грауваккам и в меньшей степени к литоидным аренитам (см. таблицу, рис. 2, а). Развернутую петрохимическую характеристику терригенных пород удобнее всего привести с использованием классификации и литохимических приемов Я.Э. Юдовича [Юдович, Кетрис, 2000]. С их помощью можно оценить примесь пирокластики и вулканокластики в составе осадочных пород, что актуально для изучаемого разреза. Большая часть проб песчаников и алевролитов относится к сиаллитам (рис. 3). Характерно, что среди терригенных пород разреза отсутствуют пробы с содержанием $MgO > 3 \%$ (см. таблицу). Содержания MgO выше этого порога напрямую свидетельствуют о значительной примеси в них пиро- и вулканокластики основного состава либо о принадлежности их к разряду вулканогенных пород, сложнее распознается примесь кислого и щелочного вулканического материала

Химический (мас.%) и редкоземельный составы (г/т) осадочных пород скв. Никольская-1

Компонент	Н-4	Н-5	Н-14	Н-18	Н-21	Н-22	Н-29	Н-30	Н-35	Н-47	Н-75	Н-86	Н-97
	Песчаник	Песчаник	Аргиллит	Аргиллит	Песчаник	Аргиллит	Аргиллит	Песчаник	Алевролит	Песчаник	Аргиллит	Песчаник	Аргиллит
SiO ₂	58.77	58.99	47.75	55.10	68.96	56.54	52.88	67.86	55.55	60.32	54.81	61.20	56.18
TiO ₂	1.236	1.356	1.463	1.636	0.801	1.141	1.725	1.118	1.136	1.090	1.359	1.396	1.301
Al ₂ O ₃	16.83	16.13	14.95	16.22	13.04	19.32	17.40	14.23	18.45	15.86	16.87	16.96	16.82
Fe ₂ O ₃	10.22	10.77	18.40	12.17	5.91	10.19	12.61	6.23	11.59	10.10	10.74	7.07	8.99
MnO	0.13	0.13	0.23	0.12	0.17	0.11	0.16	0.09	0.11	0.15	0.05	0.04	0.04
MgO	1.99	2.01	2.21	2.03	0.95	1.81	1.60	1.09	1.77	2.27	2.31	1.58	1.90
CaO	1.09	1.13	2.93	0.98	2.75	0.61	1.14	0.79	0.84	1.27	1.14	0.96	1.01
Na ₂ O	2.13	2.16	1.03	1.05	1.71	0.95	0.96	2.19	1.00	1.69	1.59	1.48	1.73
K ₂ O	1.82	1.48	1.05	1.95	0.93	2.20	2.22	1.53	2.71	1.64	2.18	1.81	2.49
P ₂ O ₅	0.163	0.138	0.542	0.106	0.109	0.144	0.140	0.136	0.116	0.155	0.245	0.176	0.207
Ba	0.052	0.045	0.036	0.072	0.029	0.053	0.058	0.040	0.063	0.046	0.034	0.036	0.041
П.п.п.	6.12	5.18	9.57	8.38	4.46	7.22	9.62	4.55	7.11	6.12	8.51	7.44	9.43
Сумма	100.56	99.53	100.16	99.82	99.81	100.28	100.51	99.85	100.45	100.73	99.84	100.16	100.13
Sc	24	—	31	—	32	14	36	—	—	19	—	19	26
V	149	—	186	—	93	125	180	—	—	122	—	131	186
Cr	78	—	114	—	46	83	140	—	—	71	—	88	114
Co	22	—	21	—	15	16	45	—	—	25	—	18	23
Ni	38	—	56	—	19	23	66	—	—	33	—	38	47
Zn	122	—	130	—	87	101	141	—	—	141	—	105	116
Rb	41	—	33	—	23	33	73	—	—	34	—	50	83
Sr	188	—	136	—	144	179	173	—	—	191	—	231	234
Y	29	—	59	—	22	26	41	—	—	26	—	44	27
Zr	198	—	207	—	164	214	259	—	—	164	—	331	215
Nb	11.5	—	12.6	—	9.77	13.8	14.8	—	—	11.8	—	27	16.8
Mo	0.77	—	0.78	—	0.35	2.02	1.71	—	—	0.78	—	1.82	2.08
Ba	291	—	216	—	174	217	335	—	—	226	—	237	288
La	23	—	27	—	18	21	27	—	—	20	—	40	31
Ce	45	—	56	—	34	40	59	—	—	40	—	74	60
Pr	5.6	—	8	—	4.3	5.4	7.2	—	—	5.2	—	8.8	7.73
Nd	21	—	34	—	15	21	29	—	—	20	—	33	30
Sm	4.6	—	8.5	—	3.2	4.2	6	—	—	4.2	—	6.5	6.12
Eu	1.15	—	1.88	—	0.8	1.01	1.3	—	—	1.01	—	1.27	1.45
Gd	3.7	—	8.6	—	2.8	3.3	5.6	—	—	3.6	—	5.6	5.57
Tb	0.73	—	1.52	—	0.48	0.58	0.97	—	—	0.65	—	1	0.92
Dy	4.7	—	9.1	—	3	3.9	6.5	—	—	4.1	—	6.5	5.74
Ho	0.97	—	1.8	—	0.62	0.85	1.4	—	—	0.85	—	1.3	1.15
Er	2.9	—	5.1	—	2	2.4	4.2	—	—	2.6	—	4.1	3.5
Tm	0.46	—	0.72	—	0.33	0.4	0.73	—	—	0.46	—	0.64	0.6
Yb	3	—	4.9	—	2.1	2.7	4.8	—	—	2.9	—	4.2	3.72
Lu	0.44	—	0.71	—	0.32	0.38	0.66	—	—	0.45	—	0.62	0.53
Hf	4.4	—	4.2	—	3.4	4.8	5.8	—	—	3.8	—	7.3	4.91
Ta	0.5	—	0.66	—	0.46	0.64	0.72	—	—	0.57	—	1.39	0.96
Th	4.72	—	4.53	—	4.16	4.68	6.09	—	—	3.72	—	8.24	6.51
U	1.52	—	1.93	—	1.34	1.59	1.98	—	—	1.21	—	3.04	2.35

Примечание. Н-4—Н-29 — породы бергамакской свиты, Н-30—Н-47 — ярской свиты, Н-75—Н-97 — войновской свиты. Анализы выполнены в Аналитическом центре ОИГТМ СО РАН (г. Новосибирск) рентгенофлуоресцентным (аналитики А.Д. Киреев, Н.М. Глухова) и ИСП-МС (аналитики И.В. Николаева, С.В. Палесский) методами.

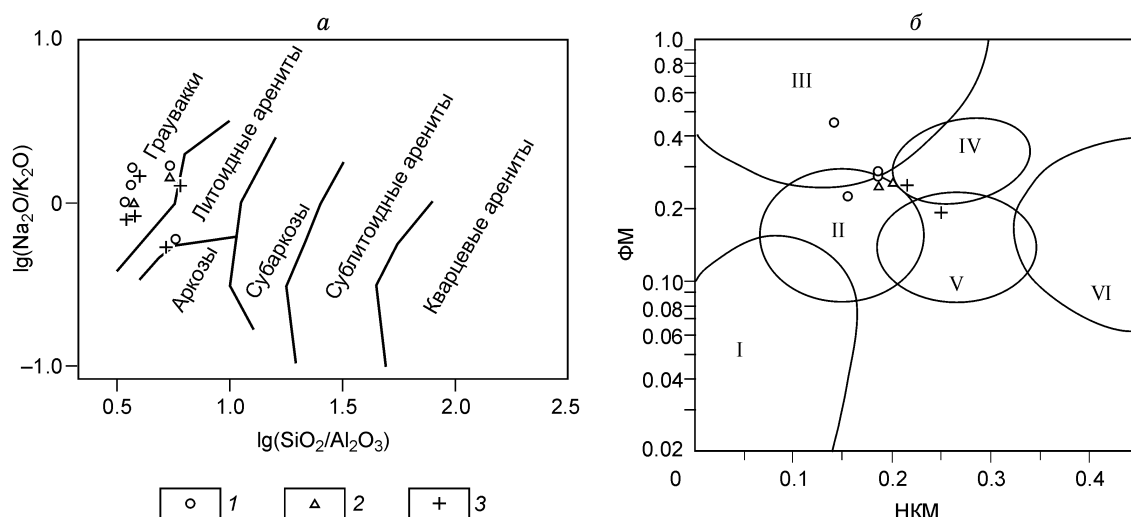


Рис. 2. Петрохимические диаграммы для пород скв. Никольская-1: *a* — для песчаников [Pettijohn et al., 1972], *б* — модульная диаграмма $\Phi\text{M}(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MnO} + \text{MgO})/\text{SiO}_2$ — $\text{HKM}(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ для аргиллитов [Юдович, Кетрис, 2000].

Свиты: 1 — бергамаская, 2 — ярская, 3 — войновская. I—VI — поля глинистых пород: I — каолинитового состава, II — с преобладанием монтмориллонита с примесью каолинита и в подчиненном количестве гидрослюда, III — с преобладанием хлорита и примесью железистых гидрослюдов, IV — хлорит-гидрослюдистого состава, V — хлорит-монтмориллонит-гидрослюдистого состава (широко развиты смешанослойные минералы), VI — преимущественно гидрослюдистого состава с примесью дисперсных частиц полевых шпатов.

[Юдович, Кетрис, 2000]. Наиболее широкий разброс значений гидролизатного модуля (ГМ) характерен для верхней части разреза — войновской свиты (см. рис. 3): от силитов до гидролизатов. Для этой же части разреза характерен максимальный разброс значений железистого модуля (ЖМ), наиболее высокие значения его отвечают сиферлитам ($\text{ЖМ} > 0.75$). Повышенные содержания железа обусловлены, по-видимому, привнесом его из размывающихся глиноземисто-железистых кор выветривания триасового возраста по базальтам и их туфам [Казанский и др., 1995, 2000; Угрюмов, 1996; Кременецкий, Гладких, 1997; Сараев и др., 2001].

В целом кластическая примесь основных вулканитов в составе осадочных пород должна увеличивать значения титанового, железистого, фемического модулей (ТМ, ЖМ, ФМ соответственно). Значения щелочного модуля (ЩМ) ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$), как правило, становятся больше единицы, между ЖМ и ТМ, ТМ и ФМ должна появляться положительная корреляция, а между ФМ и НКМ (модуль нормированной щелочности $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$), ЖМ и НКМ — отрицательная [Юдович, Кетрис, 2000]. Поступление в терригенные отложения материала химического выветривания основных вулканитов либо примеси любых других кластических компонентов нарушают эти закономерности.

Значения ТМ, ФМ и ЖМ для песчаников и алевролитов изученного разреза варьируют от нормальных до повышенных, при этом для ТМ и ЖМ преобладают нормальные, а для ФМ — повышенные. Отношение натрия к калию (ЩМ) в песчаниках и алевролитах в большинстве проб бергамаской и ярской свит > 1 , а в войновской < 1 , что согласуется с ранее сделанным выводом об усилении снизу вверх влияния на состав отложений кислого вулканизма. На модульной диаграмме ТМ—ФМ (см. рис. 3), а также на диаграмме ЖМ—ТМ (не приведена) наблюдаются слабопроявленные положительные корреляции, свидетельствующие о частично сохранившихся связях Ti и Fe, возникших в эндогенной системе. Вместе с тем отрицательная корреляция между ФМ и ЖМ, с одной стороны, и НКМ и суммой щелочей, с другой, не наблюдается. Таким образом, литохимические данные указывают на отсутствие в выборке проб основных туфов как таковых и об изменчивом и в общем невысоком вкладе неизменной основной вулканокластике в составе терригенных отложений. По-видимому, проявление этих тенденций сильно осложнялось гипергенной измененностью основной пирокластике (и вулканокластике) и присутствием примеси кислой пирокластике, установленной петрографическим методом.

Аргиллиты из разреза скважины относятся к суперсиаллитам и гидролизатам со значениями ГМ, изменяющимися от 0.48 до 0.73 (см. рис. 3) и в целом уменьшающимися снизу вверх по разрезу. Согласно диаграмме ФМ—НКМ Я.Э. Юдовича, они принадлежат к глинистым породам с преобладанием нормативного монтмориллонита с примесью хлорита, гидрослюда и каолинита (см. рис. 2, б). При этом наибольшей щелочностью обладают аргиллиты войновской свиты, что отражает возрастание в разрезе снизу

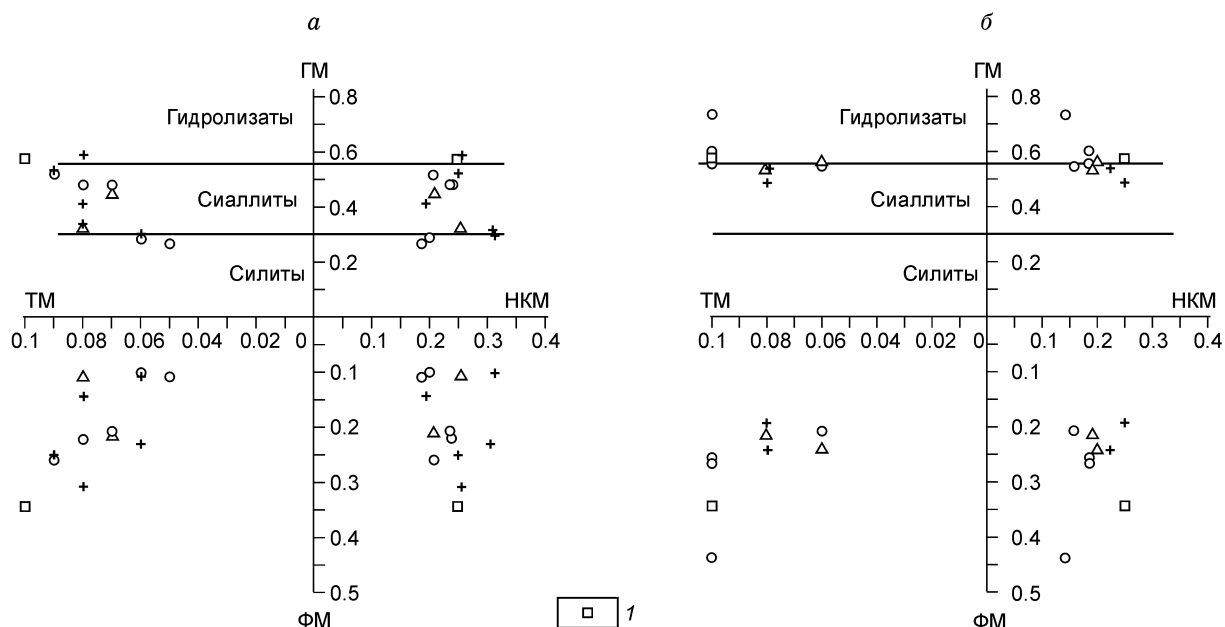


Рис. 3. Сводные модульные диаграммы $GM((TiO_2 + Al_2O_3 + Fe_2O_3 + FeO + MnO)/SiO_2)$ — $FM—TM(TiO_2/Al_2O_3)—НКМ$ [Юдович, Кетрис, 2000] для: *a* — песчаников, *б* — аргиллитов скв. Никольская-1.

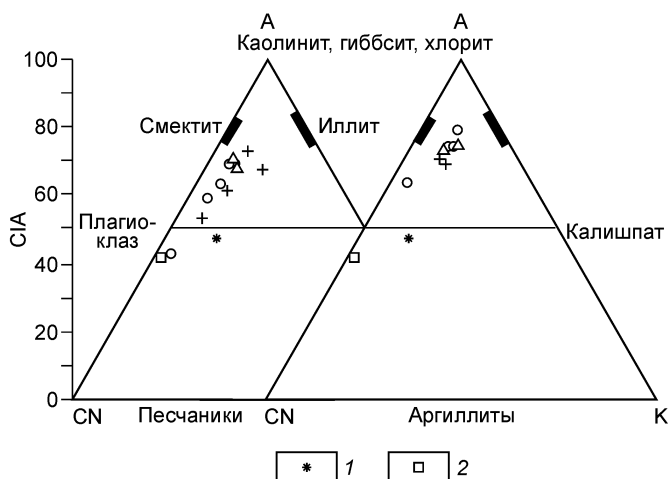
1 — средний состав базальтов скв. Никольская-1. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.

вверх содержания гидрослюд и, вероятно, примеси тонкой кислой пирокластик. Значения ТМ, ЖМ, ФМ изменяются от нормальных до повышенных, значения ЩМ во всех пробах <1. Между ТМ и ФМ, а также ТМ и ЖМ наблюдается слабая положительная корреляция, а между ФМ и НКМ, а также ФМ и суммой щелочей — слабая отрицательная (см. рис. 3). Таким образом, так же как и в песчаниках, в аргиллитах литохимическим методом улавливается незначительное присутствие неизменной вулканокластик основного состава. Определенную роль в составе глинистых отложений, по-видимому, играют продукты переотложения кор выветривания типа кирас по основным вулканитам, распространенным в разрезе пермотриаса Тюменской СГ-6, как и для песчаников, они затушевывают влияние примеси свежей основной пирокластик.

С помощью индекса химического выветривания (CIA) и диаграммы А—СН—К [Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995] для нерезицированных и слаборецицированных отложений возможно установление интенсивности процессов выветривания и состава источников сноса (рис. 4). На диаграмме выявляется непрерывный тренд от песчаников и алевролитов, содержащих в разной степени измененную основную вулканокластик, до аргиллитов, величина CIA которых достигает 79. Судя по значениям CIA для аргиллитов разреза, они образовались при достаточно интенсивном выветривании в условиях гумидного климата, подобных условиям для формаций Элси (Elsie) и Стоби (Stobie) [Nesbitt, Young, 1982], представленных, как и разрез Никольской скважины, переслаиванием базальтов и осадочных пород. Согласно общей тенденции снижения CIA в более крупнозернистых породах [Visser, Young, 1990], некоторые пониженные значения CIA в алевролитистых аргил-

Рис. 4. Диаграмма А—СН—К ($Al_2O_3—(CaO + Na_2O)—K_2O$) в мол. количествах [Nesbitt, Young, 1982] для песчаников и аргиллитов скв. Никольская-1.

1 — средний состав верхней континентальной коры [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], 2 — средний состав базальтов скв. Никольская-1. Ост. усл. обозн. см. на рис. 2.



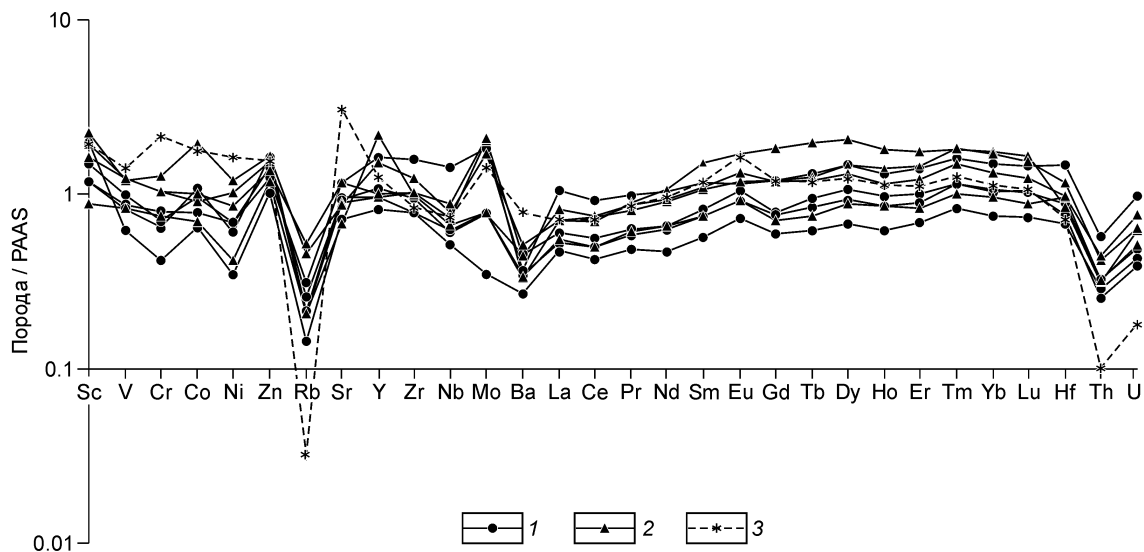


Рис. 5. Нормированная относительно PAAS мультикомпонентная диаграмма для песчаников и аргиллитов скв. Никольская-1.

1 — песчаники, 2 — аргиллиты, 3 — средний состав базальтов скв. Никольская-1.

литах (см. рис. 4) обусловлены, по-видимому, примесью базальтовой кластики. Известно, что значения CIA базальтов очень низкие (30—45), значительно ниже CIA гранитов (45—55) [Nesbitt, Young, 1982]. В изученном разрезе от песчаников к аргиллитам количество примесной основной вулканокластики уменьшается, а степень ее химического изменения возрастает.

Согласно работам [Cox et al., 1995; Condie et al., 2001], геохимическими критериями для установления влияния процессов рециклинга при осадконакоплении являются отношения K_2O/Al_2O_3 , Th/Sc, Zr/Sc, повышающие свои значения в случае широкого их развития. Медианные значения K_2O/Al_2O_3 , Th/Sc, Zr/Sc в аргиллитах разреза составляют соответственно 0.12, 0.21, 7.73, что значительно ниже, чем в PAAS (0.2, 0.91, 13.13). Это позволяет считать тонкозернистые отложения изученного разреза слабо подверженными рециклированию.

На спайдер-диаграмме, нормированной по PAAS, устанавливается согласованное распределение в песчаниках и аргиллитах 30 элементов-примесей с несколько повышенным содержанием их в аргиллитах (рис. 5). Относительно PAAS характерны отрицательные аномалии в песчаниках и аргиллитах для Rb, Ba, Th, U и более слабо выраженные положительные для Sc (за счет базальтовой кластики). Только для аргиллитов характерны положительные аномалии для Mo, Y, Zn, тяжелых РЗЭ. Кривая среднего состава базальтов скв. Никольская-1 на этой диаграмме в целом симбатна кривым песчаников и аргиллитов за исключением Sc, V, Cr, Co, Ni, Sr, имеющих более высокие содержания в базальтах.

Спектры распределения РЗЭ в глинистых породах разреза скв. Никольская-1 (рис. 6, таблица) характеризуются отрицательной европиевой аномалией (0.67—0.87), в целом менее выраженной, чем в PAAS, где $Eu/Eu^* = 0.66$ [Тейлор, Мак-Леннан, 1988], в песчаниках она изменяется в пределах 0.64—0.85. Содержание РЗЭ в аргиллитах варьирует от 107.12 до 167.83 г/т, заметно уступая сумме РЗЭ в PAAS (183.0 г/т). Указанные величины более близки к сумме РЗЭ в позднеархейском аргиллите (165 г/т) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Отношения суммы легких и тяжелых РЗЭ в аргиллитах разреза изменяются от 4.17 до 6.83, La_N/Yb_N колеблется в пределах 3.72—5.62, для PAAS эти параметры составляют соответственно 9.52 и 9.2. В песчаниках разреза вышеназванные параметры варьируют (соответственно) 5.79—6.83 и 4.65—6.42. Полученные данные свидетельствуют о значительном вкладе магматического источника основного состава в области сноса и близости изученных аргиллитов к архейским, при формировании которых вклад источников основного состава был более существенным, чем для PAAS. Для аргиллитов разреза по сравнению с PAAS характерны пониженные содержания Th и в целом более высокие содержания Sc, отношение Th/Sc изменяется от 0.15 до 0.33 (для PAAS 0.91), что также указывает на значительную роль основных вулканитов в составе пород области сноса. Отношение La/Th, варьирующее в пределах 4.43—5.96 в аргиллитах и 4.33—5.38 в песчаниках, также ближе к архейским тонкозернистым осадочным породам (3.5), чем к постархейским породам (2.8) [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. Отношения Th/Sc, La/Sc, Th/Cr, являющиеся достаточно чувствительными индикаторами состава питающих провинций, в аргиллитах разреза скважины изменяются в пределах 0.15—0.33, 0.75—1.5, 0.04—0.06 соответственно, в песчаниках —

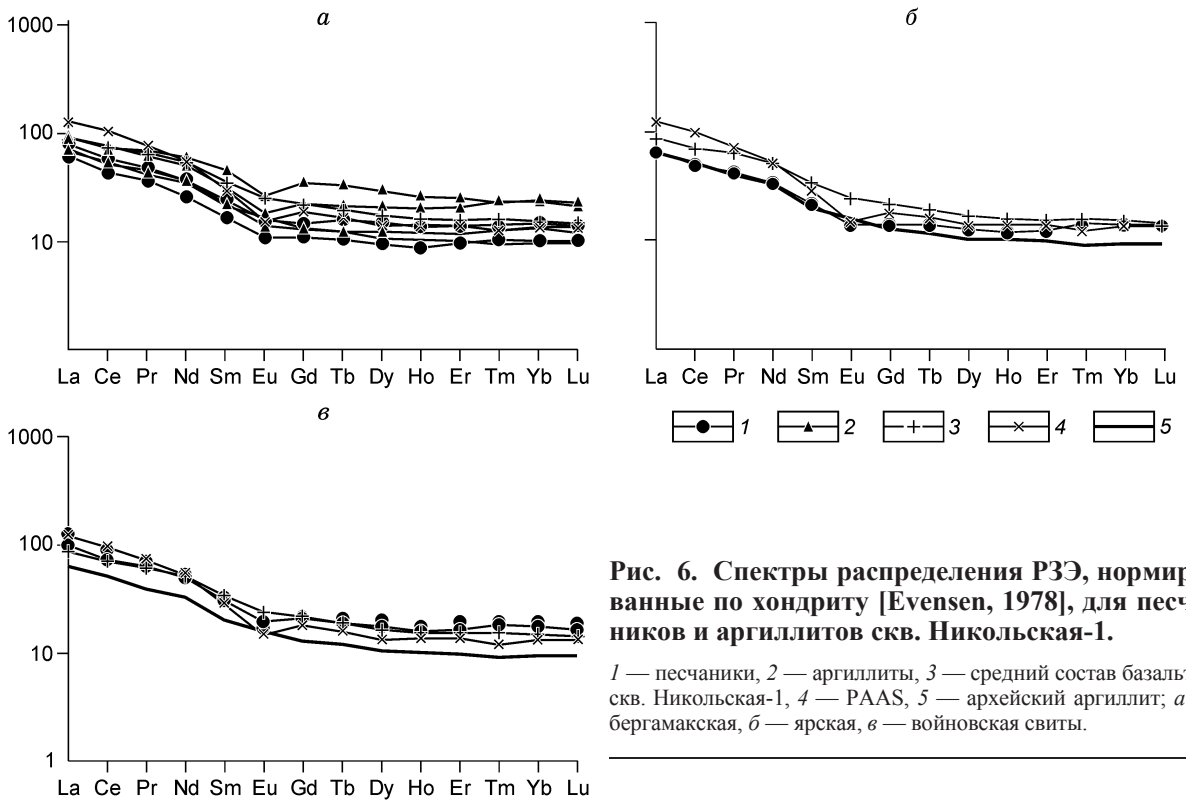


Рис. 6. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту [Evensen, 1978], для песчаников и аргиллитов скв. Никольская-1. 1 — песчаники, 2 — аргиллиты, 3 — средний состав базальтов скв. Никольская-1, 4 — PAAS, 5 — архейский аргиллит; а — бергамакская, б — ярская, в — войновская свиты.

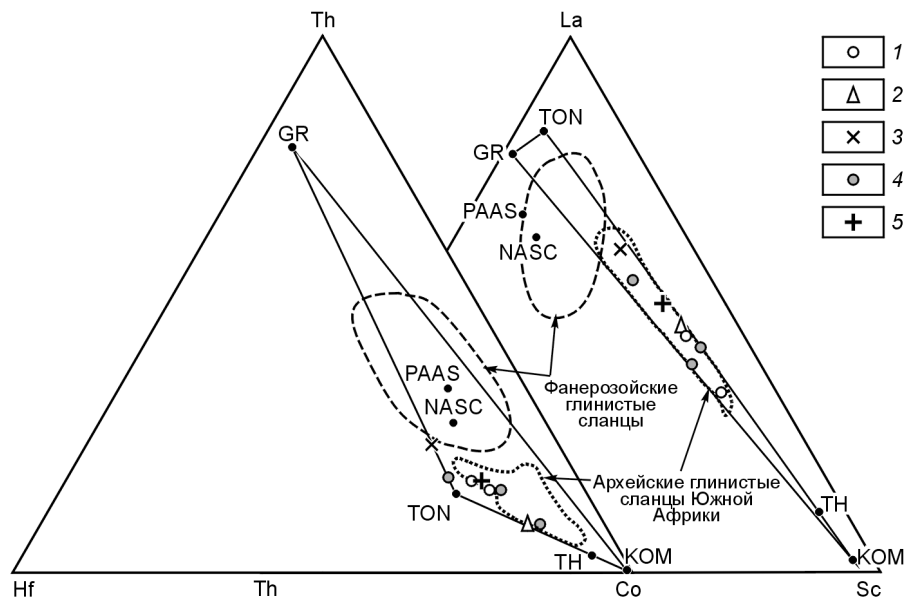


Рис. 7. Диаграммы Th—Hf—Co и Th—La—Sc [Wronkiewicz, Condie, 1987], характеризующие области сноса для отложений разреза скв. Никольская-1.

1—3 — песчаники свит: 1 — бергамакской, 2 — ярской, 3 — войновской; 4, 5 — аргиллиты свит: 4 — бергамакской, 5 — войновской; GR — граниты, TON — тоналиты, TH — толеиты, KOM — коматииты.

0.13—0.43, 0.56—2.11, 0.05—0.09, что намного меньше, чем в PAAS (0.91, 2.37 и 0.13). Величины этих параметров указывают на значительное участие основных пород в составе питающей провинции.

На диаграммах Th—Hf—Co, Th—La—Sc, характеризующих состав областей сноса (рис. 7), тонкозернистые породы разреза скважины попадают в поля архейских глинистых сланцев, отражая специфику триасовых питающих провинций Колтогорско-Уренгойского рифта. Они по ассоциации пород аналогичны тем, что существовали в областях сноса в архее, где преобладала основная — кислая („бимодаль-

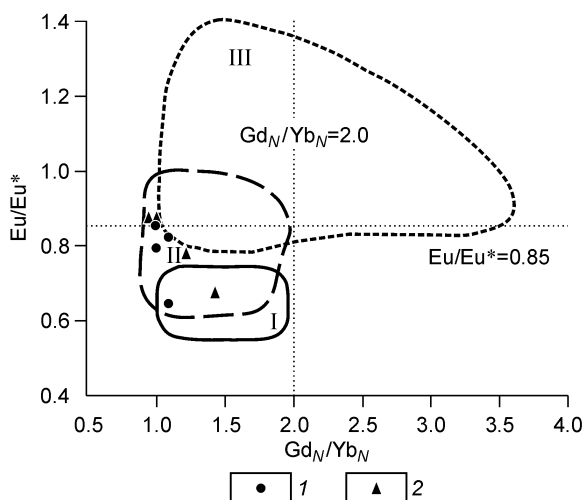


Рис. 8. Диаграмма $Eu/Eu^*—Gd_N/Yb_N$ [Taylor, McLennan, 1995] для осадочных пород скв. Никольская-1.

1 — песчаники, 2 — аргиллиты; I — архейские и постархейские кратонные осадки, II — постархейские и III — архейские осадки из вулканически-активных тектонических обстановок.

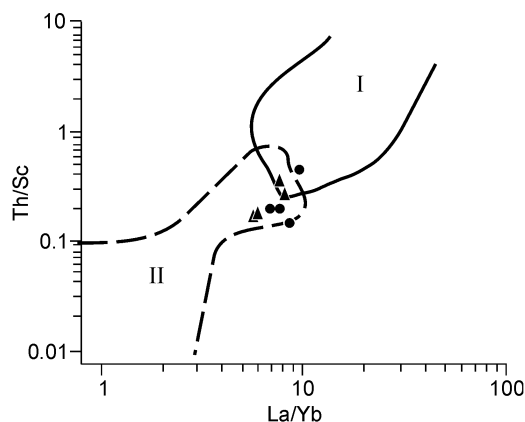


Рис. 9. Соотношение Th/Sc и La/Yb в осадочных породах скв. Никольская-1.

I, II — области составов осадочных пород из различных тектонических зон ранней и средней юры Кавказа [Гирина, 2005]: I — срединные массивы, Скифская платформа, миогеосинклиналь Большого Кавказа, II — эвгеосинклинали южного склона Большого Кавказа и Малого Кавказа. Усл. обозн. см. на рис. 8.

ная“) серия магматических пород [Тейлор, Мак-Леннан, 1988]. На диаграмме $Eu/Eu^*—Gd_N/Yb_N$ [Taylor, McLennan, 1995] (рис. 8) осадочные породы скв. Никольская-1 попадают главным образом в поле постархейских осадков из вулканически-активных тектонических обстановок, а на диаграмме $Th/Sc—La/Yb$ (рис. 9) с учетом данных Ю.П. Гирина [Гирина, 2005] — в поле пород из обстановок с активным вулканизмом.

Таким образом, петрохимические данные, основанные на соотношении петрогенных оксидов, свидетельствуют об отсутствии значительного участия свежей неизменной пирокластики основного состава в тонкотерригенных отложениях триаса скв. Никольская-1. Вместе с тем использование вышеприведенных диаграмм, базирующихся на содержании малых элементов, указывает на широкое распространение базальтоидов в области питания и накопление продуктов их выветривания в осадках. Это кажущееся противоречие обусловлено обсуждавшейся выше причиной — присутствием в отложениях гипергенно измененной основной вулканокластики и материала из кор выветривания по базальтоидам. Если петрохимические диаграммы Юдовича, Несбита—Янга и содержания отдельных петрогенных оксидов, кроме всего прочего, фиксируют и процессы гипергенеза, то второй тип диаграмм, основанный на соотношении малоподвижных элементов, „игнорируют“ их, отражая состав пород, находящихся в области питания.

Низкие значения отношения Mo/Mn (0.0003—0.007) для изученных отложений свидетельствуют о преобладании периодов с хорошо азрируемой обстановкой в водоеме, где происходило осадконакопление [Холодов, Недумов, 1991, 2005]. Величина отрицательной цериевой аномалии (Ce/Ce^*) в аргиллитах может быть использована в качестве индикатора насыщенности морских вод кислородом [Murray et al., 1990; Мигдисов и др., 1998]. В аргиллитах разреза скважины она выражена слабо ($Ce/Ce^* = 0.88—1.0$), что характерно для окраинно-континентальных бассейнов [Murray et al., 1990]. К сожалению, аргиллиты с максимальным содержанием $C_{орг}$ не попали в выборку анализов.

Известно, что интенсивность выветривания зависит не только от климата и тектонической обстановки, но и от состава выветривающихся пород [Veizer, 1988; Мигдисов и др., 2003]. Так, величина периода разрушения половины массы пород для океан-

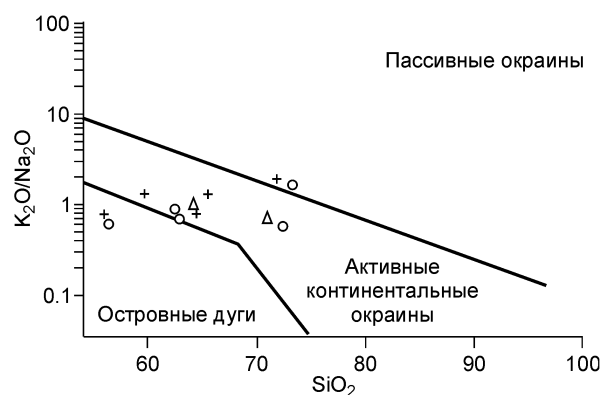


Рис. 10. Дискриминационная геодинамическая диаграмма по петрохимическим данным [Roser, Korsch, 1986] для песчаников скв. Никольская-1.

Усл. обозн. см. на рис. 2.

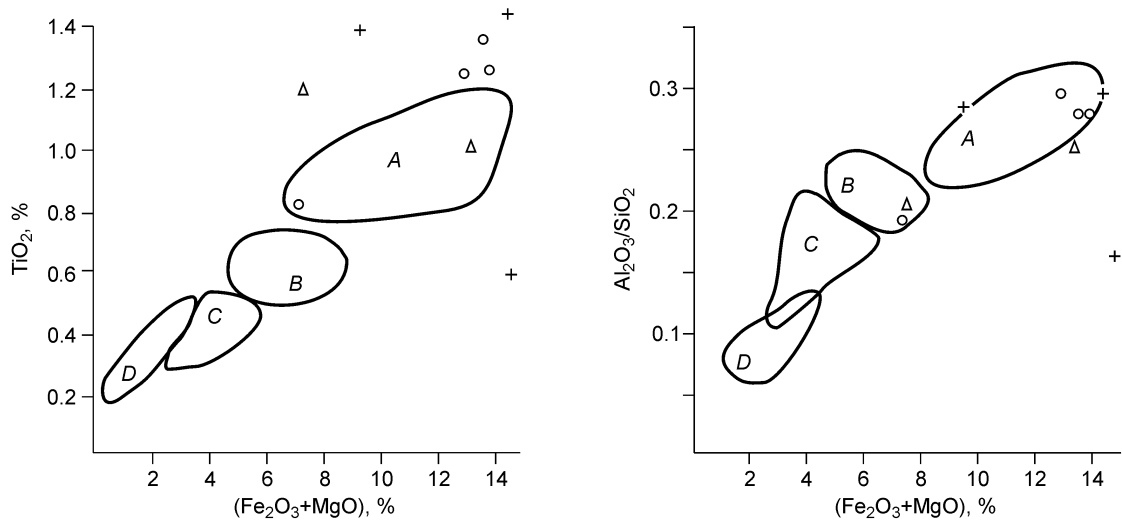


Рис. 11. Дискриминационные геодинамические диаграммы по петрохимическим данным [Bhatia, 1983] для осадочных пород скв. Никольская-1.

A — океанические островные дуги, *B* — континентальные островные дуги, *C* — активная континентальная окраина, *D* — пассивная континентальная окраина. Усл. обозн. см. на рис. 2.

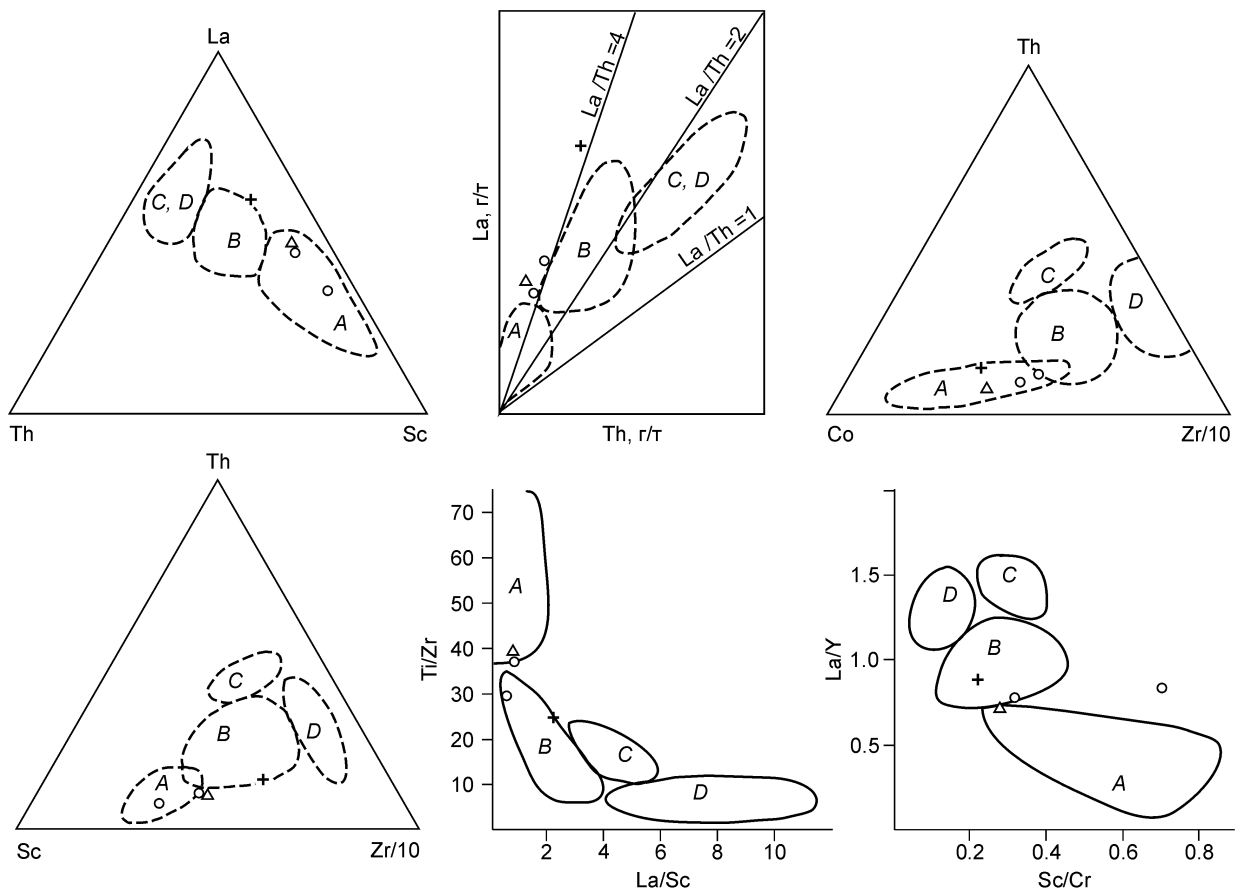


Рис. 12. Дискриминационные геодинамические диаграммы по геохимическим данным [Bhatia, Crook, 1986] для граувакковых песчаников скв. Никольская-1.

Усл. обозн. см. на рис. 2, 11.

ских отложений (с преобладанием базальтов) составляет 40 млн лет, а для отложений зрелых орогенных поясов — 380 млн лет. Таким образом, большие объемы масс покровных базальтов в области питания могли быть разрушены выветриванием в течение сравнительно короткого времени, а остаточные продукты выветривания снесены в существовавший в это время Колтогорско-Уренгойский рифт.

Достаточно постоянные значения отношения Cr/Th в разрезе скважины свидетельствуют об определенном постоянстве тектонической обстановки [Condie, Wronkiewicz, 1990]. На геодинамической диаграмме Б. Розера и Р. Коржа песчаники разреза попадают в поле активных континентальных окраин (рис. 10). Соотношение оксидов $Fe_2O_3 + MgO$, TiO_2 и Al_2O_3/SiO_2 на диаграммах М. Бхатия близко песчаникам океанических и континентальных островных дуг (рис. 11). Использование диаграмм М. Бхатия и К. Крука, основанных на соотношениях La, Th, Sc, Ti, Zr, Y, Cr, Co, приводит к таким же результатам (рис. 12). Эти выводы должны быть скорректированы в том отношении, что последние авторы среди реконструируемых ими геодинамических обстановок не рассматривали обстановки рифтов (континентальных и тем более переходных к океаническим), где граувакковые песчаники, так же как в океанических дугах, возникают нередко за счет размыва вулканитов, как правило, основного состава.

В петрографическом разделе указывалось на широкое распространение в составе песчаников и алевролитов седиментационного глауконита. Для его окончательной диагностики и установления особенностей химизма были проанализированы на приборе Camebax-Micro (аналитик В.Н. Королук, Аналитический центр ИГМ СО РАН, г. Новосибирск) рентгеноспектральным методом семь зерен глауконитов из песчаника войновской свиты (инт. 3592.15—3600.05 м). Это позволило рассчитать (на основе медианного состава) формулу глауконита: $K_{0.74}Ca_{0.02}Al_{1.24}Fe_{0.69}Mg_{0.31}Si_{4.07}O_{10.5}(OH)_{1.2}$. Сравнительно с составом глауконитов из морских терригенно-вулканогенно-известняковых формаций мелового возраста [Николаева, 1977] он отличается более высоким содержанием Si, K, Al и более низким Fe (для сравнения в меловых глауконитах содержания (в ф.е.) составляют: Si — 3.65, K — 0.55, Al — 1.06, Fe — 0.87, Mg — 0.46).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Осадочные породы в разрезе скв. Никольская-1 представлены преобладающими тонкотерригенными турбидитами (средне-, мелко-, тонкозернистыми песчаниками, алевролитами, алевроаргиллитами, аргиллитами) с более редкими прослоями углеродсодержащих аргиллитов, известняков, содержащих кокколитовые водоросли, туффитов, туфов, гравелитов, конгломератогравелитов. В составе обломков преобладают вулканиты кислого и основного составов. При этом в генетическом отношении это может быть пирокластика или эпихронный вулканомиктовый материал. Присутствие обломков силицитов с остатками радиолярий и известняков говорит о размыве в области сноса палеозойских морских отложений и сравнительно короткой транспортировке обломочного материала. На последнее обстоятельство указывает и слабая окатанность обломков. По петрографической и петрохимической классификации песчаники и алевролиты триасового разреза относятся к грауваккам и в меньшей степени к литаренитам, а аргиллиты — к суперсиаллитам и гидролизатам с преобладанием нормативного монтмориллонита с примесью хлорита, гидрослюды и каолинита.

Обзор литературы по составу отложений триаса ЗСГ показывает, что в это время существовали очаги не только преобладающего базальтового, но и трахиандезитобазальтового и риолитового вулканизма [Альмухамедов и др., 2000а,б; Бочкарев и др., 2003; Сараев и др., 2006]. Вместе с тем одновременно с проявлением вулканизма отмечается формирование кор выветривания по базальтоидами, наиболее отчетливо развитых в разрезе скв. ТСГ-6 [Казанский и др., 1995, 2000; Угрюмов, 1996; Кременецкий, Гладких, 1997; Сараев и др., 2001]. Здесь выделяются более пяти локальных уровней корообразования, наиболее интенсивно проявленных в нижней части аймальской свиты (индский ярус) и в верхней половине коротчаевской (индский ярус). Совмещение во времени этих двух процессов нашло отражение в своеобразном составе песчаников, алевролитов и аргиллитов Колтогорско-Уренгойского рифта. Петрографические исследования показывают, что базитовая вулканокластика (эпихронный осадконакопленному материал) и пирокластика присутствуют в составе песчаников и туффитов в сильно измененном состоянии, а оба типа обломков кислых вулканитов имеют значительно более свежий облик, меньшую степень окатанности обломков. При этом нередко наблюдается видимое преобладание кислой вулканокластики над обломками базальтоидов, которое может быть обусловлено сильной палеогипергенной измененностью последних и камуфлированием их в осадках. Подобные факты могут быть объяснены большей эксплозивностью кислого вулканизма, большей устойчивостью кислой вулкано- и пирокластики к выветриванию, дополнительным поступлением обломков кислых вулканитов из более древних палеозойских отложений, где последние ассоциировали с силицитами и известняками. Обломки же базитового состава при меньшей эксплозивности базальтового магматизма прежде чем попасть в осадок претерпевали значительную транспортировку в водной среде, приобретая при этом большую окатанность и в силу своей

большей реакционной способности более интенсивное изменение, на что косвенно указывает широкое развитие по основной вулканокластике глауконита.

Анализ петрографического состава обломочных пород позволяет выделить сравнительно слабо проявленные тенденции изменения его в вертикальной последовательности. В целом снизу вверх по разрезу наблюдается увеличение содержания кварца, имеющего, как правило, вулканическое происхождение, обломков осадочных пород и акцессорного биотита. Это косвенно свидетельствует об усилении в регионе интенсивности кислого вулканизма и ослаблении основного, хотя соотношения литокластов вулканитов разного состава не поддаются количественному определению по изложенным выше причинам. Сильно измененные обломки базальтоидов могут находиться в одном парагенетическом ряду с обломками „глинистых“ и „железисто-глинистых“ пород, некоторые из них являются фрагментами размывающихся железисто-глиноземистых кор выветривания по основным вулканитам. Встреченные редкие обломки бобовых шамозитовых руд не являются в этом отношении экзотической находкой и, по-видимому, логично вписываются в этот же ряд.

Глауконит при постоянной встречаемости в разрезе образует два максимума: в нижней части бергамаской свиты и в верхней части ярской с продолжением его в низах перекрывающей войновской свиты. Углеродистые, пиритинозные аргиллиты развиты вблизи этих уровней, располагаясь несколько выше их. К этим же уровням тяготеют прослои кокколитовых известняков. Логично связать эти максимумы с распространением в это время типично морских обстановок.

Геохимические данные, основанные на содержаниях малых элементов, свидетельствуют о существенном вкладе основных магматических пород в состав питающих провинций. При этом по соотношению петрогенных компонентов установлено, что этот материал испытал существенную палеогипергенную переработку. В осадки в первую очередь попадал материал из кор выветривания по основным вулканитам, широко развитым на пенепленизированной поверхности континентального плато, прилегавшего к Колтогорско-Уренгойскому рифту.

Особенности состава и строения вулканогенно-осадочного комплекса изученного разреза вполне определенно указывают на его морской характер. К числу прямых седиментационных признаков морского происхождения относятся широкое развитие в разрезе глауконита во всех свитах без исключения и присутствие среди терригенных отложений прослоев кокколитовых известняков. Из косвенных признаков следует указать появление гиалокластитов, указывающих на подводный характер извержения базальтов. Среди тонкозернистых терригенных пород широко распространены турбидиты дистального облика, указывающие на сравнительно крупные размеры бассейна и его глубоководность.

В последнее время внутри азиатского континента над пермотриасовым суперплюмом предполагается существование обширного мегасвода, который являлся глобальной областью сноса для пояса терригенных породных бассейнов по его обрамлению [Добрецов, 1997]. Приведенные материалы позволяют предположить, что процесс сводообразования сопровождался рифтогенезом, породившим вблизи одного из вероятных центров суперплюма грандиозный по протяженности и глубине Колтогорско-Уренгойский рифт, по которому морские воды с севера распространялись в виде узкого бассейна, соизмеримого по размерам с современным Красным морем, внедряясь в глубь континентального плато. Проникновение морских вод, вероятно, носило периодический характер. На это указывает появление признаков эвапоритовых отложений (скв. Новоомская П-1 [Липатова и др., 2001б]) и кор выветривания по базальтам в пределах рифта в разрезе скв. Тюменская СГ-6.

Таким образом, проведенные исследования показали, что среди палеоосадков разреза скв. Никольская-1, приуроченной к южному окончанию Колтогорско-Уренгойского рифта, преобладали тонкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты с примесью слабоизмененной риолитовой тефры, предшествующей осадконакоплению кислой вулканокластике и минимальным количеством свежей, неизмененной тефры основного состава. В их составе широко был развит материал различной зрелости из кор выветривания по основным вулканитам.

В области сноса, судя по геохимическим данным, широким распространением пользовались вулканиты основного состава. Рельеф области питания был пенепленизированным и представлял, по-видимому, в раннем триасе вулканическое плато с развитыми глиноземисто-железистыми корами выветривания по базальтам покровного комплекса. Позднее значительная часть этих базальтов была размыва, что привело к преобладанию на предъюрской поверхности выветривания рифтогенных (в понимании А.И. Альмухамедова) базальтов, тяготеющих к нижней части разрезов.

В разрезах скв. Никольская-1 и других скважин установлено широкое развитие морских отложений, что позволяет рассматривать Колтогорско-Уренгойский рифт в виде узкого, но протяженного морского бассейна, в котором подводные излияния базальтов в месте расположения скв. Никольская-1 происходили до конца среднего триаса.

Авторы статьи благодарны коллегам по работе и руководству Института, организовавшим доставку керна в кернохранилище института. Планы исследования и полученные результаты обсуждались с

А.Э. Конторовичем, Н.В. Сенниковым, В.Н. Шарповым и А.Г. Клецом. Их поддержка и конструктивные замечания оказали значительную помощь при написании статьи.

Работа выполнена согласно программе фундаментальных исследований ИНГГ СО РАН, а также в рамках интеграционного проекта СО РАН — УрО РАН (№ 6.4 „Геологическое строение, геодинамическая история и нефтегазоносность верхнего докембрия и палеозоя Западно-Сибирской геосинеклизы“) и гранта РФФИ (07-05-00204-а).

ЛИТЕРАТУРА

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Риолиты — составляющая часть вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2000а, т. 371, № 2, с. 200—203.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Смирнова Е.В., Сандимирова Г.П., Белозерова О.Ю. Трахиандезито-базальты в составе доюрского фундамента Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2000б, т. 371, № 5, с. 648—651.

Аплонов С.В. Геодинамика раннемезозойского Обского палеоокеана. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1987, 98 с.

Бененсон В.А. Строение фундамента Западно-Сибирской плиты в свете новой геолого-геофизической информации // Геотектоника, 1986, № 4, с. 117—121.

Бочкарев В.С., Рудкевич М.Я. Раннеплатформенный этап развития Западно-Сибирской плиты // Геотектоника, 1975, № 3, с. 76—87.

Бочкарев В.С., Брехунцов А.М., Дещеня Н.П. Полеозой и триас Западной Сибири (комплексные исследования) // Геология и геофизика, 2003, т. 44 (1—2), с. 120—143.

Гирин Ю.П. Редкие земли, торий и скандий в юрских бассейнах // Геохимия, 2005, № 12, с. 1271—1283.

Гиршгорн Л.Ш., Кабалык В.Г., Соседков В.С. Триасовые осадочные бассейны севера Западной Сибири // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1986, т. 61, № 6, с. 22—34.

Добрецов Н.Л. Пермотриасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН, 1997, т. 354, № 2, с. 220—223.

Добрускина И.А. Триасовые флоры Евразии. М., Наука, 1982, 196 с.

Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Бочкарев В.С. Расчленение осадочно-вулканогенной толщи триаса (красноселькупская серия) в Тюменской сверхглубокой скважине // Триас Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001, с. 32—48.

Ехлаков Ю.А., Угрюмов А.Н., Брехунцов А.М., Бочкарев В.С., Горбачев В.И., Карасева (Белоконь) Т.В., Дещеня Н.П., Бородкин В.Н., Санфиорова С.С. Особенности геологического строения доюрского комплекса севера Западной Сибири в связи с нефтегазоносностью // Горные ведомости, 2005, № 2, с. 28—37.

Интерпретация геохимических данных / Ред. Е.В. Склярова. М., „Интермет Инжиниринг“, 2001, 288 с.

Казakov А.М., Могучева Н.К., Девятov В.П., Смирнов Л.В. Триасовая система в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6 // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 318—326.

Казakov А.М., Константинов А.Г., Курушин Н.И., Могучева Н.К., Соболев Е.С., Фрадкина А.Ф., Ядренкин А.В., Девятov В.П., Смирнов Л.В. Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Триасовая система. Новосибирск, Изд-во СО РАН, филиал „Гео“, 2002, 322 с.

Казанский Ю.П., Мозгунова Е.В., Москвин В.И., Солотчина Э.П. Состав и строение триасовых вулканогенных отложений сверхглубокой скважины ТСГ-6 (Уренгойский район, Западная Сибирь) // Геология и геофизика, 1995, т. 36 (6), с. 157—164.

Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно-Сибирской плиты по палеомагнитным данным (по материалам изучения кернa Тюменской сверхглубокой скважины СГ-6) // Геология и геофизика, 2000, т. 41 (3), с. 327—339.

Киричкова А.И., Куликова Н.К., Овчинникова Л.Л., Тимошина Н.А., Травина Т.А., Федорова В.А. Биостратиграфическое расчленение мезозойских отложений, вскрытых Тюменской сверхглубокой скважиной // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1999, т. 7, № 1, с. 71—85.

Кременецкий А.А., Гладких В.С. Низкокальциевые толеитовые базальты — индикатор эволюции палеогеодинамических обстановок и прогноза углеводородного сырья (по данным Тюменской скв. СГ-6) // Геохимия, 1997, № 6, с. 609—617.

Кунин Н.Я., Самойлюк Л.А. Строение земной коры севера Западно-Сибирской плиты // Советская геология, 1982, № 8, с. 97—105.

Кунин Н.Я., Иогансон Л.И., Дмитриева Г.А. Строение триасовых отложений Западной Сибири по геофизическим данным // Бюл. МОИП. Отд. геол., 1986, т. 61, № 6, с. 10—21.

Липатова В.В., Букина Т.Ф., Яночкина З.А., Романовская Г.М., Ильина Н.В. Корреляция нижне- и среднетриасовых отложений Западной Сибири // Триас Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001а, с. 185—192.

Липатова В.В., Букина Т.Ф., Николаев А.А. Доюрский комплекс в Новоомской скв. П-1 // Триас Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001б, с. 163—166.

Мигдисов А.А., Ярошевский А.А., Бреданова Н.В. Отражение в осадочном чехле платформ изменений состава внешних оболочек Земли // Глобальные изменения природной среды. Новосибирск, Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГГМ, 1998, с. 167—176.

Мигдисов А.А., Бреданова Н.В., Розен О.М., Аббясов А.А. Эволюция минерального состава глинистых и песчаных пород в геологической истории континентов // Геохимия, 2003, № 10, с. 1048—1068.

Могучева Н.К. Фитостратиграфия триасовых и нижнесреднеюрских отложений в разрезе сверхглубокой скважины СГ-6 // Триас Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001, с. 90—97.

Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск, Наука, 1977, 321 с.

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

Решение VI межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири (Новосибирск, 2003 г.). Новосибирск, СНИИГГиМС, 2004, 114 с.

Сараев С.В., Филиппов Ю.Ф., Пономарчук В.А., Мельгунов М.С. Седиментология, геохимия, абсолютный возраст и геодинамические обстановки формирования доюрских вулканогенных и осадочных толщ из разрезов глубоких скважин Западно-Сибирской плиты // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ. Сб. науч. докл. Кн. 2. Пермь, КамНИИКИГС, 2001, с. 140—151.

Сараев С.В., Клец А.Г., Батурина Т.П. Триасовый вулканизм и осадконакопление на территории Западно-Сибирской геосинеклизы // Осадочные процессы: седиментогенез, литогенез, рудогенез. (Материалы 4-го всерос. литол. совещания, Т. 2). М., ГЕОС, 2006, с. 102—105.

Серебренникова О.В., Казаков А.М., Филиппова Т.Ю., Буркова В.Н., Петренко Т.В., Сыслова Г.Г. Триасовая система в южной части Западной Сибири // Критерии оценки нефтегазоносности ниже промышленно освоенных глубин и определение приоритетных направлений геолого-разведочных работ. Сб. науч. докл. Кн. 2. Пермь, КамНИИКИГС, 2001, с. 152—167.

Сурков В.С., Жеро О.Г. Фундамент и развитие платформенного чехла Западно-Сибирской плиты. М., Недра, 1981, 143 с.

Сурков В.С., Казаков А.М., Девятов В.П., Смирнов Л.В. Нижнесреднетриасовый рифтогенный комплекс Западно-Сибирского бассейна // Отечественная геология, 1997, № 3, с. 31—37.

Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора, ее состав и эволюция. М., Мир, 1988, 384 с.

Угрюмов А.Н. Вторичные изменения пород красноселькупской серии в разрезе Тюменской сверхглубокой скважины (СГ-6) // Тюменская сверхглубокая скважина. Сб. научн. докл. Пермь, КамНИИКИГС, 1996, с. 146—155.

Угрюмов А.Н., Ехлаков Ю.А. К вопросу о расчленении базальтовой толщи мезозоя Западной Сибири в районе бурения Тюменской скв. СГ-6 // Триас Западной Сибири. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2001, с. 185—192.

Фрадкина А.Ф., Кирда Н.П., Сараев С.В., Вакуленко Л.Г., Батурина Т.П., Парфенова А.О., Гайдебурова Е.А. Палинокомплексы и вещественный состав низов мезозойского разреза на эниторской группе площадей // Проблемы стратиграфии мезозоя Западно-Сибирской плиты. Новосибирск, СНИИГГиМС, 2003, с. 36—48.

Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов (год 2000). М., Научный мир, 2001, 606 с.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О геохимических критериях появления сероводородного заражения в водах древних водоемов // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1991, № 12, с. 74—82.

Холодов В.Н., Недумов Р.И. О применении молибденового модуля к реконструкции газового состава вод меловой Атлантики // Докл. РАН, 2005, т. 400, № 2, с. 250—253.

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

Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // J. Geol., 1983, v. 91, № 6, p. 611—627.

Bhatia M.R., Crook K.A.W. Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins // Contr. Miner. Petrol., 1986, v. 92, p. 181—193.

Condie K.C., Wronkiewicz D.J. Cr/Th ratio in Precambrian pelites from Kaapvaal Craton as an index of craton evolution // *Earth Planet. Sci. Lett.*, 1990, v. 97, p. 256—267.

Condie K.C., Lee D., Farmer G.L. Tectonic settings and provenance of the Neoproterozoic Uinta Mountain and Big Cottonwood groups, northern Utah: constraints from geochemistry, Nd isotopes, and detrital modes // *Sedim. Geol.*, 2001, v. 141—142, p. 443—464.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R.L. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1995, v. 59, p. 2919—2940.

Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. Rare earth abundances in chondritic meteorites // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1978, v. 42, p. 205—209.

Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleoweathering conditions and provenance // *Geology*, 1995, v. 23, № 10, p. 921—924.

Murray R.W., Buchholtz ten Brink M.R., Jones D.L., Gerlach D.C., Russ III P.G. Rare earth elements as indicators of different marine depositional environments in chert and shale // *Geology*, 1990, v. 18, p. 268—271.

Nesbitt Y.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // *Nature*, 1982, v. 299, p. 715—717.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. New York, Springer-Verlag, 1972, 535 p.

Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. New York, Longman Scientific & Technical, 1993, 352 p.

Roser B.P., Korsch R.J. Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio // *J. Geol.*, 1986, v. 94, №5, p. 635—650.

Taylor S.R., McLennan S.M. The chemical evolution of continental crust // *Rev. Geophys.*, 1995, v. 33, p. 241—265.

Veizer J. The evolving exogenic cycle // *Chemical cycles in the evolution of the Earth* / Eds. C.B. Gregor, R.M. Garrels, F.T. Mackenzie, J.B. Maynard. N.Y., John Wiley & Sons, 1988, 276 p.

Visser J.N.J., Young G.M. Major element geochemistry and paleoclimatology of the Permo-Carboniferous glaciogenic Dwyka Formation and postglacial mudrocks in southern Africa // *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleocology*, 1990, v. 81, p. 49—57.

Wronkiewicz D.J., Condie K.C. Geochemistry of shales from the Witwatersrand Supergroup, South Africa: source-area weathering and provenance // *Geochim. Cosmochim. Acta*, 1987, v. 51, p. 2401—2416.

*Рекомендована к печати 2 октября 2007 г.
Н.А. Берзиным*

*Поступила в редакцию
2 апреля 2007 г.*