

Два этапа в развитии Мунилканского массива отражаются и на диаграмме главных трендов эволюции цирконо-вых популяций (см. рис. 3). Первая унаследованная высокотемпературная высокощелочная составляющая в популяции цирконов диоритов, представляющая, по мнению автора, предполагаемый типоморфный состав цирконов первичных расплавов (см. рисунки 2, В; 3), располагается в корнях ствола 6 диаграммы, соответствующего тренду развития популяций цирконов производных щелочных мантийных или преимущественно мантийных источников [8]. Усредненные параметры кристаллизации всей популяции цирконов диоритов (см. рисунки 2, А; 3) отклоняются в сторону повышения глиноземистости (уменьшения щелочности) среды кристаллизации за счет включения в состав реститовых цирконов из ассимилируемых первичным расплавом подплавленных коровых субстратов.

Среднестатистические параметры популяции цирконов гранитов соответствуют прикорневой части ствола 4с (см. рис. 3) цирконов производных известково-щелочных расплавов преимущественно коровых источников, и приграничной части ствола 5 цирконов производных субщелочных серий гибридных корово-мантийных источников, что объясняется коровым характером субстратов магмогенерации, с одной стороны, и продолжающимся поступлением мантийных флюидов, с другой.

Таким образом, специфика магматической ассоциации Мунилканского массива и типоморфных особенностей

цирконов изученных популяций обусловлены положением массива в зоне длительной эндогенной активности, началом плавления нижнекоровых субстратов под воздействием подъема мантийного диапира и продолжающимся поступлением мантийных флюидов в процессе кристаллизации гранитов главной фации.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. — М.: Наука, 1986.
2. Ляхович В.В. Редкие элементы в акцессорных минералах гранитоидов. — М.: Недра, 1973.
3. Оксман В.С., Куренков С.А. Мунилканский офиолитовый комплекс хребта Черского (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 1996. № 1. С. 44—57.
4. Таусон Л.В. Типизация магматитов и их потенциальная рудоносность // 27-й МКГ. Т. 9. Петрология. — М.: Наука, 1984. С. 221—228.
5. Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С. Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). — Якутск, 1999.
6. Хабибулина Т.С., Трунилина В.А., Роев С.П. Акцессорные минералы анорогенных гранитоидов Северо-Востока Верхояно-Колымских мезозой // Отечественная геология. 1999. № 4. С. 57—60.
7. Хабибулина Т.С. Типология и состав цирконов гранитоидов Верхояно-Колымских мезозой (петрогенетические аспекты). — Якутск: Сахаполиграфиздат, 2003.
8. Pupin J.P. Zircon and granite petrology // Contrib. Miner. Petrol. 1980. Vol. 73. P. 207—220.

Региональная геология и тектоника

УДК 551.243(571.5)

А.В.Прокопьев, Г.В.Ивенсен, 2006

Реконструкция питающих провинций позднемеловых Аркагаалинских впадин (Северо-Восток Азии)

А.В.ПРОКОПЬЕВ, Г.В.ИВЕНСЕН

Аркагаалинские впадины (Верхне- и Нижнеаркагаалинская), выполненные позднемеловыми угленосными отложениями аркагаалинской (350—450 м) и вышезалегающей с незначительным угловым несогласием долгинской (250 м) свит, локализованы вдоль границы между восточной окраиной Северо-Азиатского кратона и Колымо-Омолонским микроконтинентом. Цепочка позднемеловых впадин, включающая кроме Аркагаалинских и расположенную северо-западнее Верхненерскую (Делянкирскую) депрессию, вытянута вдоль зоны Чай-Юреинского разлома сдвиговой кинематики на сочленении Кулар-Нерского сланцевого пояса (Аян-Юряхский антиклинорий) и Иньяли-Дебинского синклиория (рис. 1). Считается, что эти впадины представляют собой структуры пулл-апарт, возникшие в зонах растяжения Чай-Юреинского сдвига [6, 9]. Верхнемеловые породы с конгломератами и бентонитовыми глинами в основании залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на интенсивно деформированных толщах триаса и юры. По существующим представлениям, отложения впадин состоят в основном из пластов конгломератов, песчаников, алевролитов, аргиллитов, каменных углей с редкими прослоями туфов риолитов и дацитов [4,

13]. Возраст осадков, выполняющих впадины, дискусионен. Он оценивается для аркагаалинской свиты как сеноманский [11], турон-коньякский [4] или сантон-кампанский [13], а для долгинской — как сеноманский [4]. Впадины вмещают Верхне- и Нижнеаркагаалинское месторождения каменного угля.

Исследования пород аркагаалинской свиты проводились в Нижнеаркагаалинской впадине (рис. 2). Основная задача — реконструкция питающих провинций и уточнение направления сноса обломочного материала при формировании отложений. Петрохимические особенности различных типов пород изучались по методике Я.Э.Юдовича и М.П.Кетрис [15] на основе химических силикатных анализов. Геодинамические обстановки, влиявшие на осадконакопление, реконструировались с помощью диаграмм М.Бхатия [16] и Дж.Мейнарда [17]. Для определения процессов осадконакопления применялся седиментологический анализ палеопотоков [18] с использованием статистически обработанных элементов залегания косой слоистости. Корректировка замеров косой слоистости за наклон пласта проводилась на стереографической сетке по методике, описанной в публикации [10]. Рассчитанный средний

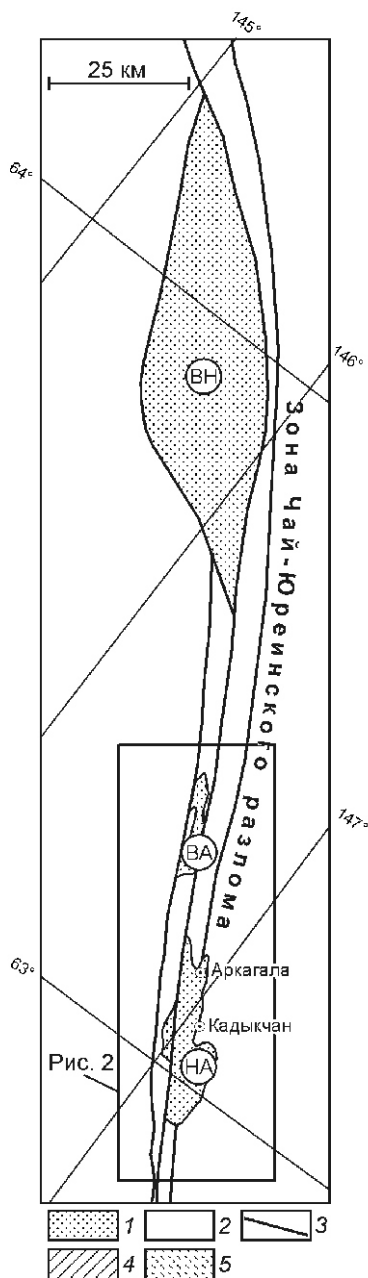
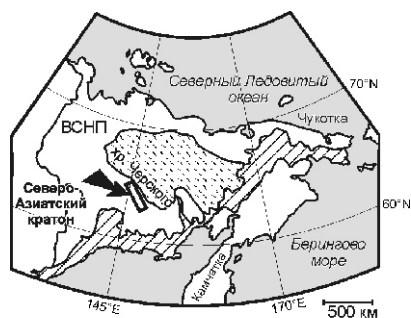


Рис. 1. Тектоническая схема мезозойско-кайнозойских впадин в зоне Чай-Юренского разлома:

1 — верхнемеловые—кайнозойские отложения; 2 — до меловые складчатые образования; 3 — разломы; впадины: ВН — Верхне-нерская (Делянкирская), ВА — Верхнеаркагалинская, НА — Нижнеаркагалинская; 4 — Охотско-Чукотский вулканоплутонический пояс; 5 — Колымо-Омолонский микроконтинент; ВСНП — Верхоянский складчато-надвиговый пояс, на врезке — местоположение района исследований

вектор направления падения на розе-диаграмме показывает усредненное направление перемещения палеопотока. Одновременно проводились наблюдения и за изменением фациального состава пород.

Основные складчатые структуры Нижнеаркагалинской впадины: Аркагалинская и Долгинская синклинали, разделенные Кедровской антиклиналью, имеют северо-западное простирание. На северо-западе впадины выделяется несколько складок более мелкого порядка шириной от 0,6 до 3 км. Углы падения крыльев прямых и асимметричных складок изменяются от 30—60 до 10—15°. Для Нижнеаркагалинской впадины характерны многочисленные ступенчатые сбросы с амплитудой смещения до 150 м преимущественно северо-западного, значительно реже широтного или северо-восточного простираний. Надвиги наблюдаются редко [13]. Разломы сопровождаются зонами дробления мощностью до 50 м.

Изученный разрез аркагалинской свиты видимой мощностью около 250 м расположен в районе пос. Аркагала, в приустьевой части левого притока р. Аркагала (63 08 59 с.ш., 146 55 43 в.д.) и вскрыт на северо-восточном крыле Аркагалинской синклинали (см. рис. 2). Породы залегают моноклинально с падением слоев на юго-запад под углами 20—45°. В зонах малоамплитудных разломов наблюдались зеркала скольжения с субгоризонтально ориентированной штриховкой, характерной для сдвиговых деформаций.

При изучении различных типов пород аркагалинской свиты были получены данные, которые показали, что они не являются здесь обычными терригенными осадочными отложениями, а имеют вулканогенное происхождение (рис. 3). Диагностика вулканогенного материала в осадочных толщах часто затруднена, особенно, если они претерпели значительные постседиментационные изменения, поэтому для его распознавания были использованы петрохимические критерии. Методика [15] включает определенную систему модулей (отношения петрогенных оксидов) и их генетическую интерпретацию. Применение модулей позволяет получить неискаженную характеристику силикатной части осадочных пород, что очень важно при сравнительном анализе и дает возможность довольно легко отличить вулканогенно-осадочные породы от нормально-осадочных. Кроме того, модули вычисляются непосредственно по данным силикатного анализа породы (массовое содержание в процентах), что значительно упрощает применение этого метода. Были использованы следующие модули:

гидролизатный
 ГМ $(Al_2O_3 \ TiO_2 \ Fe_2O_3 \ FeO \ MnO)/SiO_2$;
 алюмокремневый АМ Al_2O_3/SiO_2 ;
 фемический ФМ $(Fe_2O_3 \ FeO \ MgO \ MnO)/SiO_2$;
 титановый ТМ TiO_2/Al_2O_3 ;
 натриевый НМ Na_2O/Al_2O_3 ;
 калиевый КМ K_2O/Al_2O_3 ;
 щелочной ЩМ Na_2O/K_2O ;
 нормированной щелочности НКМ $(Na_2O \ K_2O)/Al_2O_3$;
 железный ЖМ $(Fe_2O_3 \ FeO \ MnO)/(Al_2O_3 \ TiO_2)$;
 закисный ЗМ FeO/Fe_2O_3 ;
 показатель степени дифференциации осадков
 $S \ SiO_2/(Na_2O \ K_2O)$.

Петрохимическими критериями присутствия вулканогенного материала кислого состава в осадочных отложениях являются высокие содержания Na_2O , K_2O или сумма щелочей больше 5%; аномально высокие величины НМ,

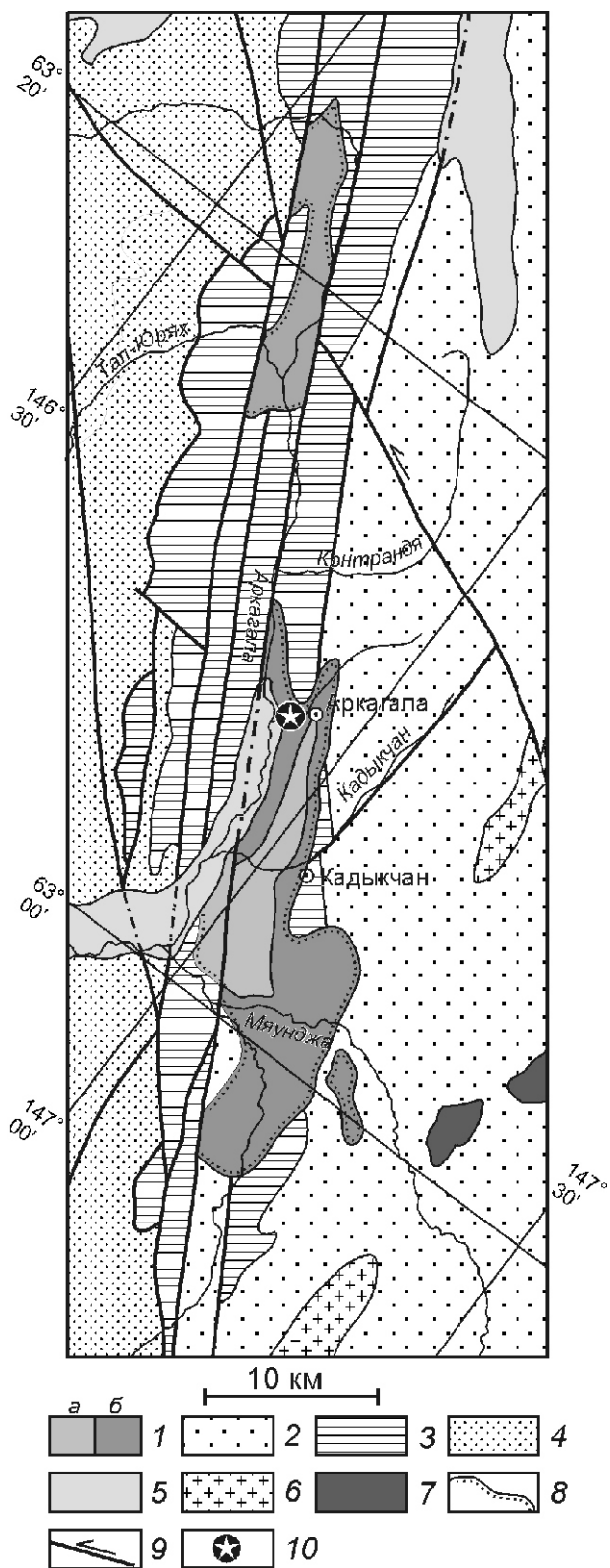


Рис. 2. Геологическая схема района Аркагалинских впадин [4]:

отложения: 1 — верхний мел (свиты: *а* — долгинская, *б* — аркагалинская); 2 — юрские; 3 — триасовые; 4 — пермские; 5 — четвертичные аллювиальные; позднемеловые плутоны: 6 — гранитов, 7 — сиенитов и монцодиоритов; 8 — стратиграфические и угловые несогласия; 9 — разломы, в т.ч. сдвиги (стрелка — направление смещения блоков); 10 — местоположение изученного разреза; местоположение района см. на рис. 1

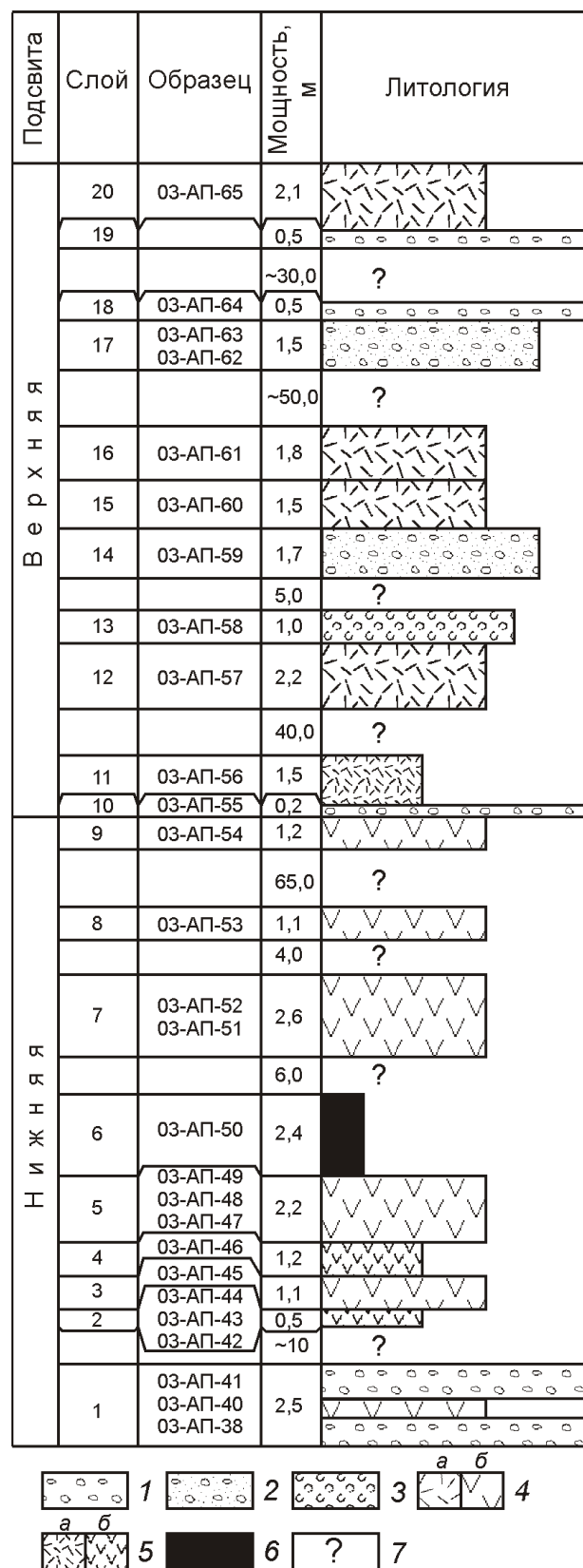


Рис. 3. Стратиграфическая колонка изученного разреза аркагалинской свиты:

1 — туфоконгломераты; 2 — туфогравелиты; 3 — псаммитовые туфы дацитового состава; 4 — псаммитовые туффиты составов: *а* — дацитового, *б* — андезитового; 5 — алевритовые туффиты составов: *а* — дацитового, *б* — андезитового; 6 — уголь; 7 — закрытые интервалы (в закрытых интервалах масштаб уменьшен)

КМ или НКМ 0,40; низкие ФМ и ЖМ; нарушение корреляции между ГМ и АМ; низкие ТМ при ГМ 0,30.

Были проанализированы образцы: 1 псаммитового туфа, 21 туффитов размером обломочного материала псаммитовой и алевроитовой размерности и 14 галек из пластов конгломератов. Химические составы пород и рассчитанные для них петрохимические модули приведены в таблицах 1—3; там же для сравнения помещены средние составы андезита [2], дацита [12] и песчаника по Ф.Кларку [8].

Прослой темно-серого среднеобломочного массивного псаммитового туфа видимой мощностью 1 м залегает в средней части изученного разреза. Химический состав туфа (обр. 03-АП-58) отличается низким содержанием TiO_2 , MgO , Fe и повышенным — щелочей (Na_2O K_2O 5,56%) и карбоната (табл. 1). По значению ГМ 0,28 туф относится к силитам. Силитами обычно являются кварцевые песчаники с повышенной титанистостью и низким содержанием щелочей, глинозема, железа, что свидетельствует о неоднократном переотложении обломочного материала. Для нормального среднего песчаника АМ 0,06, НМ 0,09 и ЩМ 0,34 (табл. 2), т.к. при транспортировке обломочного материала в первую очередь разрушаются плагиоклазы. В исследованном авторами образце туфа наблюдаются аномально высокие значения АМ 0,20, НКМ 0,45, НМ 0,21 и ЩМ 0,89, которые свидетельствуют о том, что в бассейн седиментации поступал совершенно свежий обломочный материал, не подвергавшийся процессам выветривания и дальнего переноса — вулканогенный. Величина ТМ 0,042 гораздо меньше, чем характерно для нормальных песчаников. По данным А.А.Мигдисова, в песчаных породах осадочного чехла Русской платформы ТМ 0,055—0,075 [15], а по расчетам Ф.Кларка, средний песчаник имеет модуль ТМ 0,052 (см.табл. 2), что связано с динамической сортировкой обломочного материала и накоплением титансодержащих аксессуаров. Содержание железа в туфе низкое с преобладанием двухвалентного (ЗМ 1,51), в то время как в нормальных осадочных породах железо присутствует преимущественно в трехвалентной форме. Совокупность всех признаков: Na_2O K_2O 5%, низкие модули ГМ, ФМ, ТМ и высокие НМ, НКМ, ЩМ, ЗМ позволяют считать образец 03-АП-58 туфом, в котором пирокластика является производной кислой магмы. На модульной диаграмме ГМ-НКМ фигуративная точка химического состава этого образца находится в непосредственной близости от точки среднего состава дацитов (рис. 4, А), а модульная кривая практически совпадает с модульной кривой дацита (см. рис. 4, Б), что демонстрирует их генетическое единство.

Туффиты изученного разреза по размеру обломочного материала делятся на псаммитовые и алевроитовые. Образовались они, очевидно, в результате переотложения вулканогенного материала различными водотоками. Псаммитовые туффиты серые и темно-серые, мелко-, средне- и крупнозернистые, массивные, иногда наблюдается косая слоистость и практически повсеместно углистый детрит. В нижней части разреза присутствует пласт угля мощностью более 2,5 м. Диагностические признаки вулканогенного материала в псаммитовых туффитах те же, что и для туфа: высокие значения АМ, НМ, КМ, НКМ, ЗМ и низкие ФМ и ТМ, однако для туффитов значения ТМ выше, а НМ, ЩМ, НКМ — ниже, что свидетельствует о некоторой переработке обломочного материала.

Среди псаммитовых туффитов по значениям гидролизатного модуля выделяются силиты (ГМ 0,24—0,30), сиаллиты

(ГМ 0,32—0,38) и гидролизаты (ГМ 0,64—1,09). На диаграмме ГМ—НКМ точки анализов силитов и сиаллитов расположены компактно в области между точками средних химических составов дацита и андезита и далеко от точки, соответствующей среднему химическому составу песчаников по Ф.Кларку (см. рис. 4, А). Внутри этой совокупности можно выделить две группы пород, различающиеся по содержанию щелочей и железа. В первой группе пород, относящихся к верхней части разреза (образцы 03-АП-65, 63, 62, 61, 59, 57), сумма щелочей значительно превышает 5%, поэтому наблюдаются более высокие модули НМ, КМ и НКМ. Во второй группе из нижней части разреза (образцы 03-АП-54, 53, 52, 51, 48, 47, 45) сумма щелочей меньше 5%, но содержание железа больше, в результате модули ФМ и ЖМ повышенные. Образец 53 представляет собой сиферлит, характеризующийся ЖМ 0,75.

Высокое содержание щелочей в породах верхней части разреза свидетельствует о том, что в осадок поступал вулканогенный материал кислого (дацитового) состава (низкие значения ФМ и ТМ). В нижней части разреза вулканогенный материал по составу ближе к андезиту (повышенные значения ТМ, ФМ и ЖМ). Это разделение пород разреза по составу отчетливо наблюдается и на графике в координатах ГМ—НКМ (см. рис. 4, А).

На модульной диаграмме ФМ—(Na_2O K_2O) точки составов сиаллитов верхней части разреза расположены довольно компактно (см. рис. 4, В), в то же время сиаллитов и силитов нижней части разреза разбросаны. Такая «рыхлость» кластеров обычно связана с развитием аллохимических процессов, с привнесением—выносом компонентов. Аномально высокие модули ФМ и ЖМ свидетельствует о том, что в осадок поступали растворы, содержащие гидроксиды железа.

Гидролизаты (образцы 03-АП-60, 49, 40) имеют ГМ 0,64—1,09. Они отличаются низким содержанием SiO_2 и высоким FeO (13,96—26,32%), MnO (0,12—0,25%) и MgO (1,65—2,92%) (см. табл. 1), довольно много щелочей (2,23—4,19%). Обычно эти породы — продукты кор выветривания, но в данном случае высокие значения ГМ связаны с поступлением в осадок гидротермальных вод, содержащих железо. Железо входит в основном в состав сидерита, так как в породах отмечено высокое содержание CO_2 . Если рассматривать совокупность всех модулей, то гидролизаты выделяются только значениями ГМ, ФМ и ЖМ, а в остальных случаях не отличаются от туффитов, слагающих данный разрез (см. табл. 2).

Алевроитовые туффиты серые и темно-серые, скорлуповатые, с углистым детритом на плоскостях напластования занимают в разрезе подчиненное положение. По значению ГМ они относятся к сиаллитам. О присутствии вулканогенного материала можно судить по высокому содержанию щелочей (обр. 03-АП-56) и аномальному значению ЖМ 0,78 (обр. 03-АП-43), что нехарактерно для нормальных осадочных пород. Кроме того, значения ТМ у них повышены по сравнению с типичными для псаммитовых туффитов, что свойственно именно вулканогенно-осадочным образованиям. В нормальных осадочных породах модуль ТМ для песчаных пород всегда выше, чем для более мелкозернистых. На диаграмме ГМ—НКМ фигуративные точки составов алевроитовых туффитов ложатся рядом с таковыми туфов и псаммитовых туффитов.

Для вулканогенного материала характерна низкая степень сортировки обломков, что указывает на близкое рас-

1. Химический состав вулканогенных пород пород аркагалинской свиты (в %)

| Образцы | SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | P ₂ O ₅ | CO ₂ | ППП | Сумма |
|--------------|------------------|------------------|--------------------------------|--------------------------------|-------|------|------|-------|-------------------|------------------|-------------------------------|-----------------|------|-------|
| 03-АП-65 | 52,51 | 0,66 | 14,21 | 0,50 | 2,23 | 0,09 | 0,68 | 11,52 | 2,22 | 3,24 | 0,20 | 8,13 | 3,26 | 99,45 |
| 03-АП-63 | 65,76 | 0,79 | 16,95 | 0,79 | 2,32 | 0,04 | 1,04 | 0,75 | 2,50 | 3,66 | 0,22 | 0,00 | 4,54 | 99,36 |
| 03-АП-62 | 53,08 | 0,74 | 13,66 | 1,00 | 3,68 | 0,16 | 0,69 | 9,88 | 2,12 | 2,98 | 0,22 | 7,85 | 3,30 | 99,36 |
| 03-АП-61 | 65,06 | 0,87 | 17,92 | 0,50 | 2,61 | 0,05 | 0,90 | 0,99 | 2,37 | 3,51 | 0,26 | 0,00 | 4,49 | 99,53 |
| 03-АП-60 | 46,71 | 0,65 | 13,15 | 0,87 | 16,2 | 0,18 | 1,79 | 1,45 | 1,59 | 2,60 | 0,41 | 9,83 | 4,07 | 99,50 |
| 03-АП-59 | 65,19 | 0,93 | 17,80 | 0,98 | 2,32 | 0,04 | 0,71 | 1,09 | 2,90 | 3,99 | 0,27 | 0,00 | 3,17 | 99,39 |
| 03-АП-58 | 61,58 | 0,53 | 12,48 | 1,54 | 2,32 | 0,13 | 1,16 | 6,34 | 2,62 | 2,94 | 0,13 | 4,24 | 3,31 | 99,32 |
| 03-АП-57 | 64,89 | 0,76 | 17,05 | 0,55 | 2,16 | 0,04 | 1,13 | 2,21 | 3,15 | 3,77 | 0,24 | 0,27 | 3,24 | 99,46 |
| 03-АП-56 | 64,95 | 1,08 | 18,40 | 0,12 | 2,30 | 0,00 | 1,02 | 0,45 | 2,22 | 2,86 | 0,19 | 0,00 | 5,91 | 99,50 |
| 03-АП-54 | 49,51 | 0,67 | 14,31 | 0,04 | 2,83 | 0,08 | 0,69 | 12,88 | 1,79 | 2,29 | 0,27 | 9,55 | 4,81 | 99,72 |
| 03-АП-53 | 62,02 | 0,76 | 12,63 | 2,90 | 6,89 | 0,20 | 0,99 | 0,69 | 2,09 | 2,67 | 0,22 | 2,90 | 4,65 | 99,61 |
| 03-АП-52 | 65,79 | 0,74 | 14,51 | 3,07 | 3,56 | 0,10 | 0,68 | 0,97 | 2,08 | 2,17 | 0,15 | 0,54 | 5,10 | 99,46 |
| 03-АП-51 | 62,01 | 0,71 | 13,68 | 3,30 | 5,85 | 0,09 | 0,97 | 0,84 | 1,97 | 2,33 | 0,15 | 2,47 | 5,06 | 99,43 |
| 03-АП-49 | 33,07 | 0,53 | 7,91 | 0,91 | 26,32 | 0,25 | 2,92 | 2,99 | 0,95 | 1,28 | 0,73 | 18,03 | 4,05 | 99,94 |
| 03-АП-48 | 53,68 | 0,60 | 12,37 | 0,28 | 5,10 | 0,04 | 0,97 | 9,67 | 1,44 | 1,93 | 0,12 | 9,55 | 3,59 | 99,34 |
| 03-АП-47 | 67,21 | 0,69 | 15,47 | 1,18 | 2,56 | 0,04 | 1,43 | 2,48 | 1,55 | 2,85 | 0,15 | 0,53 | 3,72 | 99,86 |
| 03-АП-46 | 66,45 | 1,07 | 17,60 | 0,27 | 1,96 | 0,00 | 0,93 | 0,33 | 1,80 | 2,82 | 0,10 | 0,00 | 6,07 | 99,40 |
| 03-АП-45 | 72,09 | 0,71 | 14,65 | 0,33 | 1,66 | 0,00 | 0,95 | 0,60 | 2,04 | 2,58 | 0,10 | 0,00 | 3,83 | 99,54 |
| 03-АП-44 | 43,16 | 0,64 | 12,13 | 0,42 | 7,02 | 0,09 | 0,79 | 13,94 | 1,22 | 1,61 | 0,94 | 13,13 | 4,69 | 99,78 |
| 03-АП-43 | 42,60 | 0,74 | 11,16 | 0,50 | 8,60 | 0,13 | 0,83 | 13,06 | 1,18 | 1,59 | 0,90 | 13,39 | 4,67 | 99,35 |
| 03-АП-42 | 64,44 | 0,88 | 16,99 | 0,34 | 3,77 | 0,04 | 0,93 | 0,39 | 1,92 | 2,67 | 0,15 | 0,53 | 6,19 | 99,24 |
| 03-АП-40 | 47,91 | 0,56 | 11,82 | 4,41 | 13,96 | 0,12 | 1,65 | 1,24 | 0,91 | 1,53 | 0,07 | 11,78 | 3,07 | 99,07 |
| Андезит [2] | 59,00 | 0,84 | 17,00 | 2,40 | 4,20 | 0,15 | 3,16 | 6,10 | 3,60 | 2,10 | 0,30 | — | — | — |
| Дациг [12] | 66,76 | 0,52 | 16,05 | 1,94 | 2,11 | 0,11 | 0,84 | 1,85 | 4,16 | 3,49 | — | — | — | — |
| Песчаник [8] | 78,33 | 0,25 | 4,77 | 1,07 | 0,30 | 0,00 | 1,16 | 5,50 | 0,45 | 1,31 | 0,04 | — | — | — |

Примечание. 1. Здесь и далее: 03-АП-58 — псаммитовый туф; 03-АП-65—59, 03-АП-57, 03-АП-54—47, 03-АП-45, 03-АП-40 — псаммитовые туффиты; 03-АП-56, 46, 44—42 — алевроитовые туффиты. 2. Силикатные анализы выполнены в ИГАБМ СО РАН, анализик О.А. Самсонова.

2. Петрохимические модули пород аркагалинской свиты

| Образцы | ГМ | АМ | ФМ | ТМ | НМ | КМ | ЩМ | НКМ | ЖМ | ЗМ | K ₂ O Na ₂ O | S |
|-------------|------|------|------|-------|------|------|------|------|------|-------|------------------------------------|-------|
| 03-АП-65 | 0,34 | 0,27 | 0,07 | 0,046 | 0,16 | 0,23 | 0,69 | 0,38 | 0,19 | 4,46 | 5,46 | 9,62 |
| 03-АП-63 | 0,32 | 0,26 | 0,06 | 0,047 | 0,15 | 0,22 | 0,68 | 0,36 | 0,18 | 2,94 | 6,16 | 10,68 |
| 03-АП-62 | 0,36 | 0,26 | 0,10 | 0,054 | 0,16 | 0,22 | 0,71 | 0,37 | 0,34 | 3,68 | 5,10 | 10,41 |
| 03-АП-61 | 0,34 | 0,28 | 0,06 | 0,049 | 0,13 | 0,20 | 0,68 | 0,33 | 0,17 | 5,22 | 5,88 | 11,06 |
| 03-АП-60 | 0,66 | 0,28 | 0,41 | 0,049 | 0,12 | 0,20 | 0,61 | 0,32 | 1,25 | 18,62 | 4,19 | 11,15 |
| 03-АП-59 | 0,34 | 0,27 | 0,06 | 0,052 | 0,16 | 0,22 | 0,73 | 0,39 | 0,18 | 2,37 | 6,89 | 9,46 |
| 03-АП-58 | 0,28 | 0,20 | 0,08 | 0,042 | 0,21 | 0,24 | 0,89 | 0,45 | 0,31 | 1,51 | 5,56 | 11,08 |
| 03-АП-57 | 0,32 | 0,26 | 0,06 | 0,045 | 0,18 | 0,22 | 0,84 | 0,41 | 0,15 | 3,93 | 6,92 | 9,38 |
| 03-АП-56 | 0,34 | 0,28 | 0,05 | 0,059 | 0,12 | 0,16 | 0,78 | 0,28 | 0,12 | 19,17 | 5,08 | 12,79 |
| 03-АП-54 | 0,36 | 0,29 | 0,07 | 0,047 | 0,13 | 0,16 | 0,78 | 0,29 | 0,20 | 70,75 | 4,08 | 12,13 |
| 03-АП-53 | 0,38 | 0,20 | 0,18 | 0,060 | 0,17 | 0,21 | 0,78 | 0,38 | 0,75 | 2,38 | 4,76 | 13,03 |
| 03-АП-52 | 0,33 | 0,22 | 0,11 | 0,051 | 0,14 | 0,15 | 0,96 | 0,29 | 0,44 | 1,16 | 4,25 | 15,48 |
| 03-АП-51 | 0,38 | 0,22 | 0,16 | 0,052 | 0,14 | 0,17 | 0,85 | 0,31 | 0,64 | 1,77 | 4,30 | 14,42 |
| 03-АП-49 | 1,09 | 0,24 | 0,92 | 0,067 | 0,12 | 0,16 | 0,74 | 0,28 | 3,26 | 28,92 | 2,23 | 14,83 |
| 03-АП-48 | 0,34 | 0,23 | 0,12 | 0,049 | 0,12 | 0,16 | 0,75 | 0,27 | 0,42 | 18,21 | 3,37 | 15,93 |
| 03-АП-47 | 0,30 | 0,23 | 0,08 | 0,045 | 0,10 | 0,18 | 0,54 | 0,28 | 0,23 | 2,17 | 4,40 | 15,28 |
| 03-АП-46 | 0,31 | 0,26 | 0,05 | 0,061 | 0,10 | 0,16 | 0,64 | 0,26 | 0,12 | 7,26 | 4,62 | 14,38 |
| 03-АП-45 | 0,24 | 0,20 | 0,04 | 0,048 | 0,14 | 0,18 | 0,79 | 0,32 | 0,13 | 5,03 | 4,62 | 15,60 |
| 03-АП-44 | 0,47 | 0,28 | 0,19 | 0,053 | 0,10 | 0,13 | 0,76 | 0,23 | 0,59 | 16,71 | 2,83 | 15,25 |
| 03-АП-43 | 0,50 | 0,26 | 0,24 | 0,066 | 0,11 | 0,14 | 0,74 | 0,25 | 0,78 | 17,20 | 2,77 | 15,38 |
| 03-АП-42 | 0,34 | 0,26 | 0,08 | 0,052 | 0,11 | 0,16 | 0,72 | 0,27 | 0,23 | 11,09 | 4,59 | 14,04 |
| 403-АП-0 | 0,64 | 0,25 | 0,42 | 0,047 | 0,08 | 0,13 | 0,59 | 0,21 | 1,49 | 3,17 | 2,44 | 19,64 |
| Андезит [2] | 0,42 | 0,29 | 0,17 | 0,049 | 0,21 | 0,12 | 1,71 | 0,34 | 0,38 | 1,75 | 5,70 | 10,35 |
| Дациг [12] | 0,31 | 0,24 | 0,07 | 0,032 | 0,26 | 0,22 | 1,19 | 0,48 | 0,25 | 1,09 | 7,65 | 8,73 |
| Песчаник[8] | 0,08 | 0,06 | 0,03 | 0,052 | 0,09 | 0,27 | 0,34 | 0,37 | 0,27 | 0,28 | 1,76 | 44,51 |

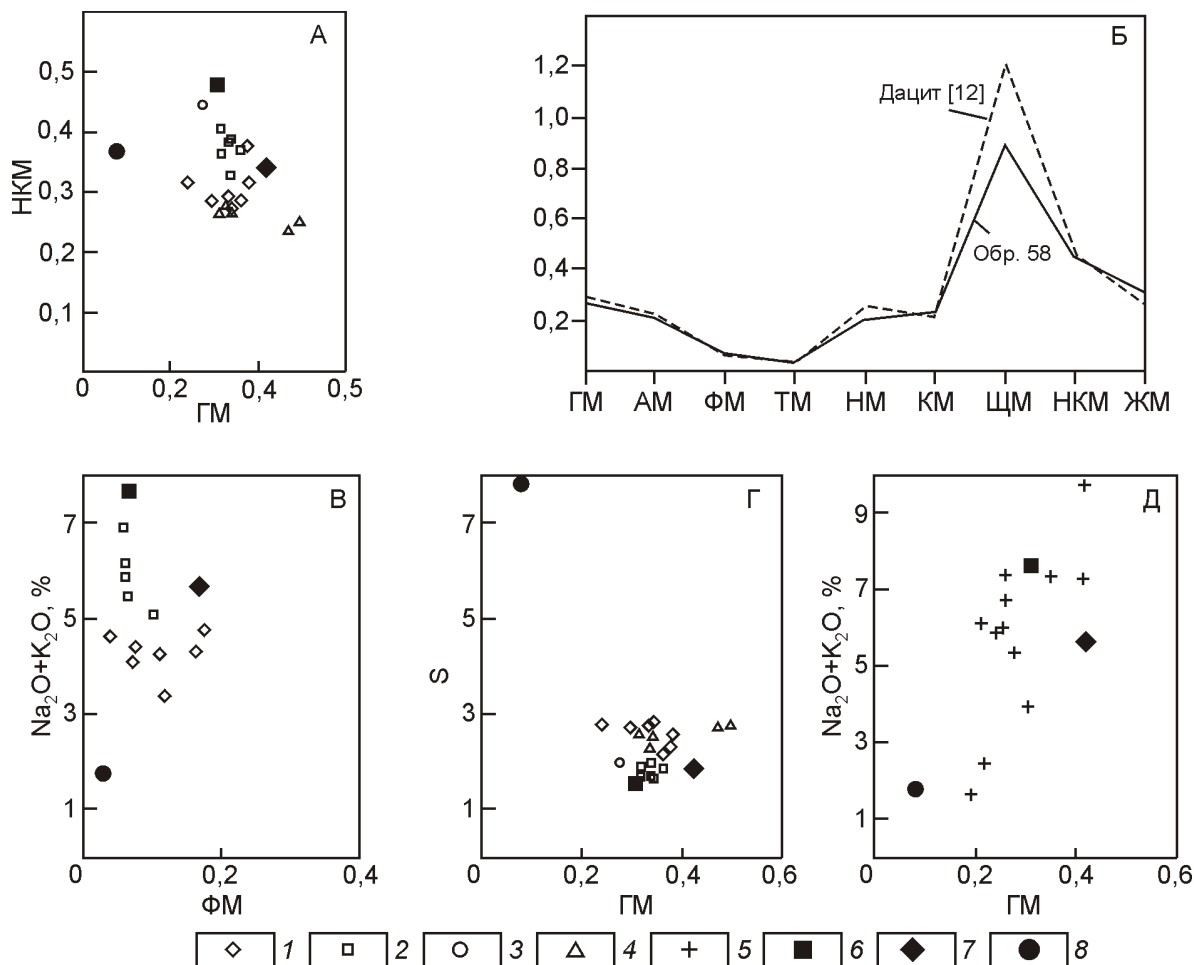


Рис. 4. Модульные диаграммы пород аркагалинской свиты:

А — ГМ—НКМ; Б — модульная кривая; В — ФМ—(Na₂O K₂O); Г — ГМ—S; Д — ГМ—(Na₂O K₂O); псаммитовые туффицы подсвиты: 1 — нижней, 2 — верхней; 3 — псаммитовый туф (обр. 58); 4 — алевритовые туффицы нижней подсвиты; 5 — гальки из конгломератов; средние химические составы: 6 — дацитов [12], 7 — андезитов [2], 8 — песчаников [8]

положение питающей провинции. На графике в координатах ГМ—S (см. рис. 4, Г) точки всех типов изученных пород расположены компактно (за исключением лежащих в стороне гидролизатов) вблизи точек средних химических составов дацитов и андезитов, в то время как для среднего песчаника по Ф.Кларку значение S 44,51 (см. табл. 2).

В прослоях конгломератов, присутствующих в разрезе, большая часть галек характеризуется высоким содержанием щелочей до 9,75%, аномальными значениями АМ до 0,36, НМ до 0,31, ЩМ до 1,74 и НКМ до 0,49 (табл. 3). На графике в координатах ГМ—(Na₂O K₂O) они попадают в область, соответствующую кислым породам (см. рис. 4, Д). Два образца (03-АП-55 и -41/3) состоят преимущественно из сидерита, а 03-АП-41/2, -41/5, -38, скорее всего, являются нормальными метаосадочными породами. В них очень мало щелочей (аномально низкие модули НМ, ЩМ, НКМ) и высокое содержание кремнезема. На графике в координатах ГМ—(Na₂O K₂O) они тяготеют к точке, соответствующей химическому составу среднего песчаника.

Проведенное исследование показало, что изученный разрез аркагалинской свиты сложен главным образом вулканогенно-осадочными породами. Основными диагностическими признаками присутствия в них вулканогенного материала андезитового и дацитового составов являются:

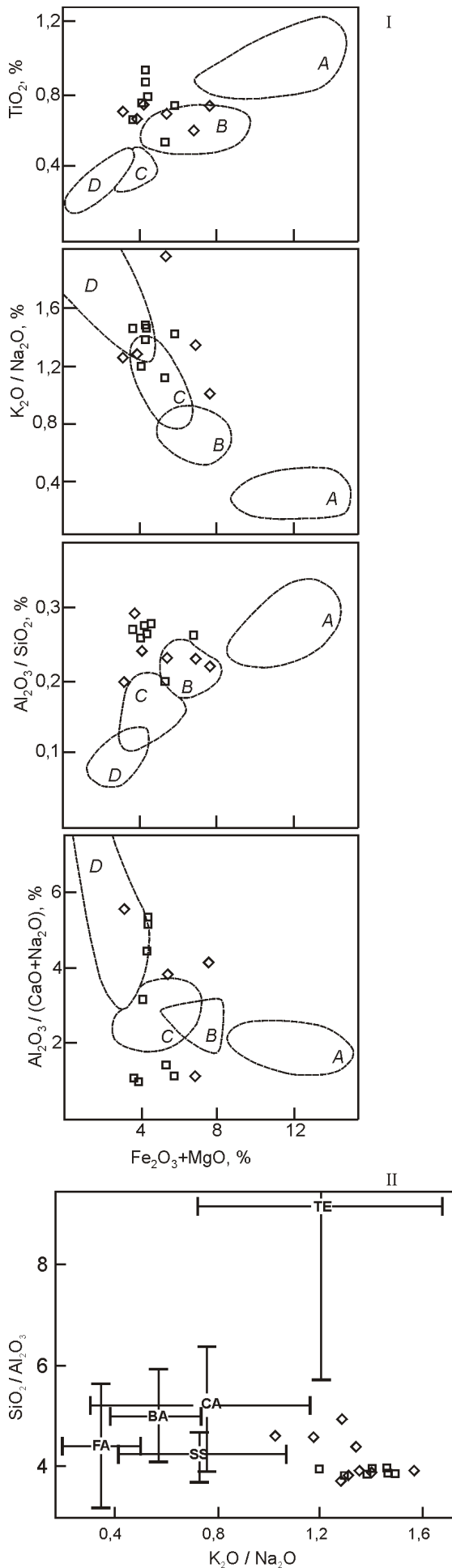
высокое содержание щелочей, низкие значения ТМ и высокие АМ, НМ, ЩМ и НКМ, плохая сортировка обломочного материала.

На диаграммах М.Бхатия [16] фигуративные точки составов тяготеют к полям континентальных островных дуг и активных континентальных окраин (рис. 5, I), а на диаграмме Дж.Мейнарда и др. [17] близки к интервалам активных континентальных окраин (см. рис. 5, II).

Таким образом, изученный вулканогенно-осадочный разрез аркагалинской свиты по петрохимическим показателям четко подразделяется на две части (подсвиты): нижнюю, сложенную породами преимущественно андезитового состава, и верхнюю — дацитового (см. рис. 3). В прилегающих районах Охотского-Чукотского вулканогенного пояса в аркагалинском стратиграфическом горизонте выделяются две свиты (снизу вверх): ульинская и нитканская [4], содержащие флору аркагалинского комплекса. Ульинская свита распространена южнее Аркагалинских впадин и представлена в основном андезитами, андезитобазальтами, андезиодацитами и, реже, дацитами. Нитканская свита сложена игнимбридами и туфами риолитов, риодацитов и дацитов с прослоями песчаников, алевролитов, аргиллитов и их туфогенных разновидностей и локализована к западу и юго-западу от впадин. Здесь ульинская свита отсутствует, и нитканская непо-

3. Химический состав галек из конгломератов аркагалинской свиты и их петрохимические модули

| Компоненты | Образцы 03-АП- | | | | | | | | | | | | | |
|------------------------------------|------------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | -64/1 | -64/2 | -64/3 | -64/4 | -55 | -41/1 | -41/2 | -41/3 | -41/4 | -41/5 | -41/6 | -41/7 | -41/8 | -38 |
| | <i>Оксиды, %</i> | | | | | | | | | | | | | |
| SiO ₂ | 59,37 | 70,60 | 44,44 | 63,65 | 35,99 | 71,61 | 78,79 | 41,64 | 70,75 | 76,41 | 71,76 | 73,48 | 70,64 | 68,64 |
| TiO ₂ | 1,48 | 0,90 | 1,37 | 0,95 | 0,52 | 0,63 | 0,87 | 0,43 | 0,70 | 1,04 | 0,69 | 0,63 | 0,64 | 0,75 |
| Al ₂ O ₃ | 20,45 | 15,21 | 15,94 | 16,75 | 9,91 | 13,83 | 13,40 | 8,64 | 14,61 | 14,61 | 16,02 | 14,01 | 15,04 | 16,75 |
| Fe ₂ O ₃ | 2,04 | 0,29 | 0,17 | 0,51 | 3,43 | 2,40 | 0,63 | 13,91 | 2,46 | 0,90 | 1,03 | 0,36 | 3,52 | 1,61 |
| FeO | 0,70 | 1,94 | 0,80 | 4,00 | 22,41 | 0,40 | 0,28 | 14,25 | 0,56 | 0,14 | 0,57 | 0,57 | 0,42 | 1,71 |
| MnO | 0,13 | 0,00 | 0,10 | 0,04 | 0,37 | 0,00 | 0,00 | 0,21 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,00 | 0,03 | 0,00 |
| MgO | 0,21 | 0,80 | 0,20 | 1,77 | 1,84 | 0,80 | 0,00 | 1,69 | 0,65 | 0,35 | 0,69 | 0,74 | 0,63 | 0,65 |
| CaO | 1,64 | 0,33 | 15,78 | 1,96 | 1,97 | 0,81 | 0,12 | 1,67 | 0,33 | 0,18 | 0,30 | 0,69 | 0,15 | 0,21 |
| Na ₂ O | 4,39 | 4,66 | 3,08 | 3,52 | 1,08 | 3,87 | 0,25 | 1,21 | 3,86 | 0,41 | 2,80 | 3,68 | 2,41 | 1,12 |
| K ₂ O | 5,36 | 2,73 | 4,22 | 3,83 | 1,56 | 2,00 | 1,40 | 1,68 | 2,87 | 2,04 | 3,19 | 2,45 | 2,94 | 2,82 |
| P ₂ O ₅ | 1,06 | 0,16 | 0,68 | 0,35 | 0,38 | 0,04 | 0,05 | 0,09 | 0,05 | 0,05 | 0,09 | 0,04 | 0,05 | 0,05 |
| CO ₂ | 0,00 | 0,00 | 5,76 | 0,00 | 14,29 | 1,64 | 0,82 | 11,24 | 1,34 | 0,80 | 1,10 | 1,92 | 1,34 | 1,63 |
| П.п.п. | 2,85 | 1,81 | 7,21 | 2,12 | 5,79 | 1,46 | 3,36 | 3,04 | 1,27 | 2,68 | 1,48 | 0,67 | 1,92 | 3,63 |
| S | | | | | | 0,07 | 0,04 | 0,06 | 0,01 | 0,03 | 0,06 | 0,03 | 0,02 | 0,05 |
| Сумма | 99,68 | 99,43 | 99,75 | 99,45 | 99,54 | 99,56 | 100,01 | 99,76 | 99,46 | 99,64 | 99,78 | 99,27 | 99,75 | 99,62 |
| | <i>Модули</i> | | | | | | | | | | | | | |
| ГМ | 0,42 | 0,26 | 0,41 | 0,35 | 1,02 | 0,24 | 0,19 | 0,90 | 0,26 | 0,22 | 0,26 | 0,21 | 0,28 | 0,30 |
| АМ | 0,34 | 0,22 | 0,36 | 0,26 | 0,28 | 0,19 | 0,17 | 0,21 | 0,21 | 0,19 | 0,22 | 0,19 | 0,21 | 0,24 |
| ФМ | 0,05 | 0,04 | 0,03 | 0,10 | 0,78 | 0,05 | 0,01 | 0,72 | 0,05 | 0,02 | 0,03 | 0,02 | 0,07 | 0,06 |
| ТМ | 0,072 | 0,059 | 0,086 | 0,057 | 0,052 | 0,046 | 0,065 | 0,050 | 0,048 | 0,071 | 0,043 | 0,045 | 0,043 | 0,045 |
| НМ | 0,21 | 0,31 | 0,19 | 0,21 | 0,11 | 0,28 | 0,02 | 0,14 | 0,26 | 0,03 | 0,17 | 0,26 | 0,16 | 0,07 |
| КМ | 0,26 | 0,18 | 0,26 | 0,23 | 0,16 | 0,14 | 0,10 | 0,19 | 0,20 | 0,14 | 0,20 | 0,17 | 0,20 | 0,17 |
| ЩМ | 0,82 | 1,71 | 0,73 | 0,92 | 0,69 | 1,94 | 0,18 | 0,72 | 1,34 | 0,20 | 0,88 | 1,50 | 0,82 | 0,40 |
| НКМ | 0,48 | 0,49 | 0,46 | 0,44 | 0,27 | 0,42 | 0,12 | 0,33 | 0,46 | 0,17 | 0,37 | 0,44 | 0,36 | 0,24 |
| ЖМ | 0,13 | 0,14 | 0,06 | 0,26 | 2,51 | 0,19 | 0,06 | 3,13 | 0,20 | 0,07 | 0,10 | 0,06 | 0,25 | 0,19 |
| K ₂ O Na ₂ O | 9,75 | 7,39 | 7,30 | 7,35 | 2,64 | 5,87 | 1,65 | 2,89 | 6,73 | 2,45 | 5,99 | 6,13 | 5,35 | 3,94 |



средственно залегает на авлинской (андезиты, андезитобазальты, андезитодациты, дациты, туфы) и джастачанской (игнимбриты, риолиты, риодациты, дациты, реже вулканогенно-осадочные породы) свитах. Возраст перечисленных стратиграфических подразделений Охотского-Чукотского вулканогенного пояса, основанный на палеофлористических и изотопно-геохронологических данных, весьма проблематичен. Анализ опубликованных данных позволяет сделать вывод лишь об их формировании в альбе — кампане, но предполагается, что авлинская и джастачанская свиты, содержащие флору арманского комплекса, расположены ниже по разрезу, чем улынская и нитканская свиты, и, следовательно, древнее [1, 4, 5, 7, 11, 14 и др.].

Результаты исследований авторов позволяют провести корреляцию изученного разреза с этими толщами и констатировать, что нижняя подсвита аркагалинской свиты по петрохимическим характеристикам может соответствовать или улынской, или авлинской свитам, а верхняя — или нитканской, или джастачанской. Поскольку возраст аркагалинской свиты оценивается не древнее сеномана (чаще моложе) [4, 11, 13 и др.], а существенно андезитовая авлинская свита датируется, по крайней мере, поздним альбом, то мы вправе предположить, что накопление пород нижней подсвиты аркагалинской свиты происходило синхронно с излияниями андезитов улынской, а верхней подсвиты — с формированием кислых эффузивов нитканской.

Проведена реконструкция питающих провинций позднемерловых Аркагалинских впадин и определение направления сноса обломочного материала при формировании их отложений. Разрез расположен на северо-восточном (здесь и далее в современных координатах) побережье палеозера Аркагала (рис. 6). Ранее было установлено [13], что основной перенос обломочного материала происходил с северо-запада на юго-восток палеореки. В обрамлении палеозера Аркагала накапливались плохоскатанные, грубообломочные делювиальные отложения, сменяющиеся к центральной части депрессии косо- и волнисто-слоистыми аллювиальными и озерными толщами. В результате анализа пространственной ориентировки косой слоистости в исследованном разрезе, проведенного авторами, установлена унимодальная азимутальная характеристика палеопотока (роза-диаграмма на рис. 6), характерная для аллювиальных отложений. Основной перенос осадков происходил с северо-востока на юго-запад мелкими реками, непосредственно впадавшими в озеро. Однако существенно туфогенный состав пород и отсутствие синхронных вулканогенных толщ к востоку, северу и северо-западу от Аркагалинских впадин позволяет предполо-

Рис. 5. Положение фигуративных точек пород аркагалинской свиты на дискриминационных диаграммах песчаников из различных геодинамических обстановок:

I — [16]: поля диаграмм: А — океанические и В — континентальные островные дуги, С — активная и D — пассивная континентальные окраины; II — [17]: пересекающиеся линии — стандартные отклонения от средних составов современных глубоководных песков из бассейнов: TE — пассивных, SS (осложненных сдвиговыми дислокациями), CA (сопряженных с окраинно-континентальными дугами), BA (с задуговыми бассейнами), FA (с преддуговыми бассейнами) — активных континентальных окраин; см. услов. обозн. на рис. 4

жить, что вулканогенный материал поступал с юга и юго-запада в виде пепла (возможно и мелких вулканических бомб), переносившихся воздушным путем во время эксплозивной деятельности в пределах Охотского-Чукотского вулканогенного пояса, который в это время был основной питающей провинцией. Такая пирокластика, попадая в северо-восточные притоки палеоозера, смешивалась с терригенным обломочным материалом и перемещалась аллювиальными потоками обратно в юго-западном направлении в сторону палеоозера. Ближайшие выходы вулканитов Охотского-Чукотского пояса (нитканская свита) расположены в 90—120 км южнее и юго-западнее Нижнеаркагалинской впадины. По всей вероятности, объем извергаемой пирокластики в этой части вулканогенного пояса был значительным, что привело к накоплению существенно туфовой толщи аркагалинской свиты — ее нижняя часть образовалась синхронно с вулканитами ульинской свиты, а верхняя — нитканской. В сеноман-туронское время палеоозеро Аркагала выполняло депрессию,

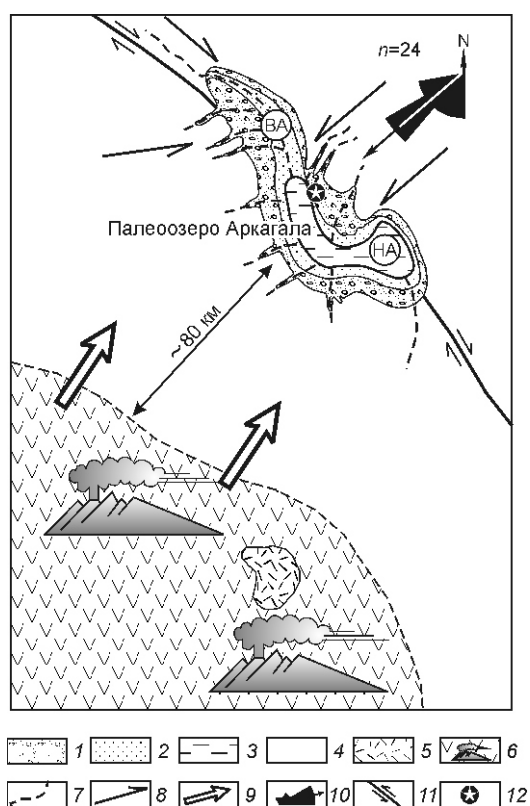


Рис. 6. Палеогеографическая схема района Аркагалинских впадин и северо-восточного фланга Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса. Используются данные работы [13]:

отложения верхнего мела Аркагалинских впадин: 1 — делювиально-аллювиальные, 2 — озерно-аллювиальные, 3 — озерные; 4 — домеловые складчатые образования; 5 — меловые образования Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса; 6 — предполагаемое распространение полей вулканитов в позднем мелу; 7 — палеоречи; направление: 8 — речных потоков, 9 — переноса вулканогенного материала (вулканического пепла); 10 — роза-диаграмма замеров косой слоистости (интервал 15°, n — число замеров); 11 — сдвиг; 12 — местоположение изученного участка; впадины: ВА — Верхнеаркагалинская, НА — Нижнеаркагалинская

образованную в процессе растяжения и формирования впадины пулл-апарт в Чай-Юреинской сдвиговой зоне [6, 9], на что указывают и многочисленные разноориентированные сбросы, установленные в пределах Аркагалинских впадин. Такие процессы происходили синхронно с заклиниванием в туроне Охотским океаническим вулканическим плато Охотской зоны субдукции [3] и поворотом Охотского террейна против часовой стрелки [9]. В дальнейшем верхнемеловые отложения были подвергнуты повторным деформациям сжатия в кайнозойское время (толщи смяты в открытые складки северо-западного простирания и смещены малоамплитудными надвигами юго-западной вергентности).

Исследования поддержаны грантами РФФИ (04-05-64711, 06-05-96070, 06-05-96008, 06-05-64369, 06-05-96069) и проводятся по Программе Отделения наук о Земле РАН ОНЗ-10.2.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белый В.Ф. Геология Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. — Магадан, 1994.
2. Беус А.А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). — М.: Недра, 1972.
3. Боданов Н.А., Добрецов Н.Л. Охотское вулканическое плато // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 101—114.
4. Геологическая карта и Карта полезных ископаемых Охотско-Кольимского региона. Масштаб 1:500 000. Объяснительная записка в 4-х кн. Кн. I. Геологическое описание. — Магадан, 1999.
5. Григорьев В.Б., Кирьянова В.В. Новые данные о возрасте вулканогенных образований северной части Куйдусунской впадины // Стратиграфия докембрия и фанерозоя Забайкалья и юга Дальнего Востока. — Хабаровск: ГКППГО Дальгеология, 1990. С. 231—232.
6. Имаев В.С., Имаева Л.П., Козьмин Б.М., и др. Сейсмоструктурные процессы на границе литосферных плит Северо-Востока Азии и Аляски // Тихоокеанская геология. 1998. Т. 17. № 2. С. 3—17.
7. Котляр И.Н., Жуланова И.Л., Русакова Т.Б., Гагиева А.М. Изотопные системы магматических и метаморфических комплексов Северо-Востока России. — Магадан, 2001.
8. Мейсон Б. Основы геохимии. — М.: Недра, 1971.
9. Прокопьев А.В., Гамянин Г.Н., Бахарев А.Г. и др. Тектоника, геодинамика и металлогения зоны сочленения и взаимодействия (интерференции) Верхоянского складчато-надвигового пояса, Охотского террейна и Кольмо-Омолонского микроконтинента // Рудогенез и металлогения Востока Азии. — Якутск, 2006. С. 145—148.
10. Родыгин А.И. Азимутальные проекции в структурной геологии. — Томск: Изд-во Томского гос. ун-та, 1980.
11. Самылина В.А. Меловая флора Омсукчана (Магаданская область). — Л.: Наука, 1976.
12. Соловьев В.И. Меловой вулканизм Северо-Востока СССР. — Новосибирск: Наука, 1986.
13. Угольная база России. Т. 5. Кн. 2. Угольные бассейны и месторождения Дальнего Востока (Республика Саха, Северо-Восток, о.Сахалин, п-ов Камчатка) / Под ред. В.Ф.Череповского. — М.: ЗАО «Геоинформмарк», 1999.
14. Щепетов С.В. Стратиграфия континентального мела Северо-Востока России. — Магадан, 1995.
15. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. — СПб.: Наука, 2000.
16. Bhatia M.R. Plate tectonics and geochemical composition of sandstones // Journal of Geology. 1983. Vol. 91. № 6. P. 611—627.
17. Maynard J.B., Valloni R., Yu H.-S. Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins // Trench-Forearc Geology. Sedimentation and tectonics of modern and ancient plate margins. — Oxford et al., 1982. P. 551—561.
18. Selley R.C. A classification of palaeoocurrent models // Journal of Geology. 1968. Vol. 76. P. 99—110.