

Геодинамические режимы в раннем архее Алданского щита

Анализ геологических материалов и химического состава metabasalts в трех структурно-формационных зонах раннеархейского иенгрского комплекса Алданского щита на основе принципа актуализма позволил сделать вывод о формировании земной коры с самого начала геологической истории щита в обстановках океанического (Зверевская зона), островодужного (Чаро-Сеймская зона) и континентального (Нимнырская зона) геодинамических режимов.

Ключевые слова: Алданский щит, ранний архей, metabasalts, геодинамические режимы, актуализм.

I. M. FRUMKIN (AO «Yakutskgeology»)

Early Archean geodynamic regimes in the Aldan Shield

Analysis of geological materials and chemical composition of metabasalts in three structural and formational zones of the Early Archaean Yengrian Complex of the Aldan Shield based on the principle of actualism allowed making an inference concerning crustal formation from the very beginning of the geological history of the shield under oceanic (Zverev zone), island arc (Chara-Seimsky zone) and continental (Nimnyr zone) geodynamic regimes.

Keywords: Aldan Shield, Early Archean, metabasalt, geodynamic regimes, actualism.

Для цитирования: Фрумкин И. М. Геодинамические режимы в раннем архее Алданского щита // Региональная геология и металлогения. — 2021. — № 86. — С. 45–61. DOI: 10.52349/0869-7892_2021_86_45-61

Алданский щит почти полностью находится в Южной Якутии. Эта часть республики Саха (Якутия) с начала XXI в. стала регионом интенсивного экономического освоения. Через нее проложены железная дорога от БАМа и нефтепровод на Дальний Восток, в больших объемах ведется угледобыча, развита золотодобывающая промышленность, начинается освоение крупных рудных месторождений. В такой экономической ситуации стало актуальным наращивание минерально-сырьевого потенциала региона. Для эффективного ведения поисков новых месторождений в условиях высокой геологической изученности территории Южной Якутии необходим новый современный взгляд на ее геологическое строение, который сможет привести к переоценке перспектив региона. Эта задача и стала целью настоящей статьи.

Алданский щит — это выход на дневную поверхность южного края кристаллического фундамента Сибирской платформы [25]. Щит обладает двумя важными положительными характеристиками: значительной площадью распространения глубокометаморфизованных образований архея — не менее 270 тыс. км² — и большой полнотой их стратиграфического разреза — от катархея до протерозоя. Столь представительный пространственный и временной объем архея позволяет решать на материалах Алданского щита практически все геологические проблемы архейских образований. До недавнего времени всякое рассмотрение

материалов по архею щита могло осуществляться лишь с позиций господствовавшей фиксистской платформенно-геосинклинальной концепции. С таких позиций производил анализ, систематизацию и обобщение информации по геологии архея Алданского щита и автор [6; 23]. Появление в 1970–1980 гг. мобилистской концепции тектоники литосферных плит предоставляет интересную возможность рассмотреть геологию архея Алданского щита с позиций этой новой тектонической концепции. Такой возможностью решил воспользоваться автор в предлагаемой работе, при этом полностью отдавая себе отчет в сложности задачи и гипотетичности ожидаемых результатов.

Решение проблемы геодинамических режимов в раннем докембрии по сути своей сводится к выбору одного из двух альтернативных вариантов: осуществлялся ли механизм тектоники литосферных плит с начала геологической истории Земли или этот механизм проявился лишь на более позднем и молодом этапе ее эволюции. Разумеется, существуют и иные модели тектоники раннего докембрия, которые уместно рассматривать в истории развития тектонической мысли.

Предлагаемое исследование касается только самых древних образований Алданского щита — так называемого иенгрского структурно-вещественного комплекса (СВК), возраст которого принимается старше 3,2 млрд лет, а также еще более древнего небольшого выхода катархейских

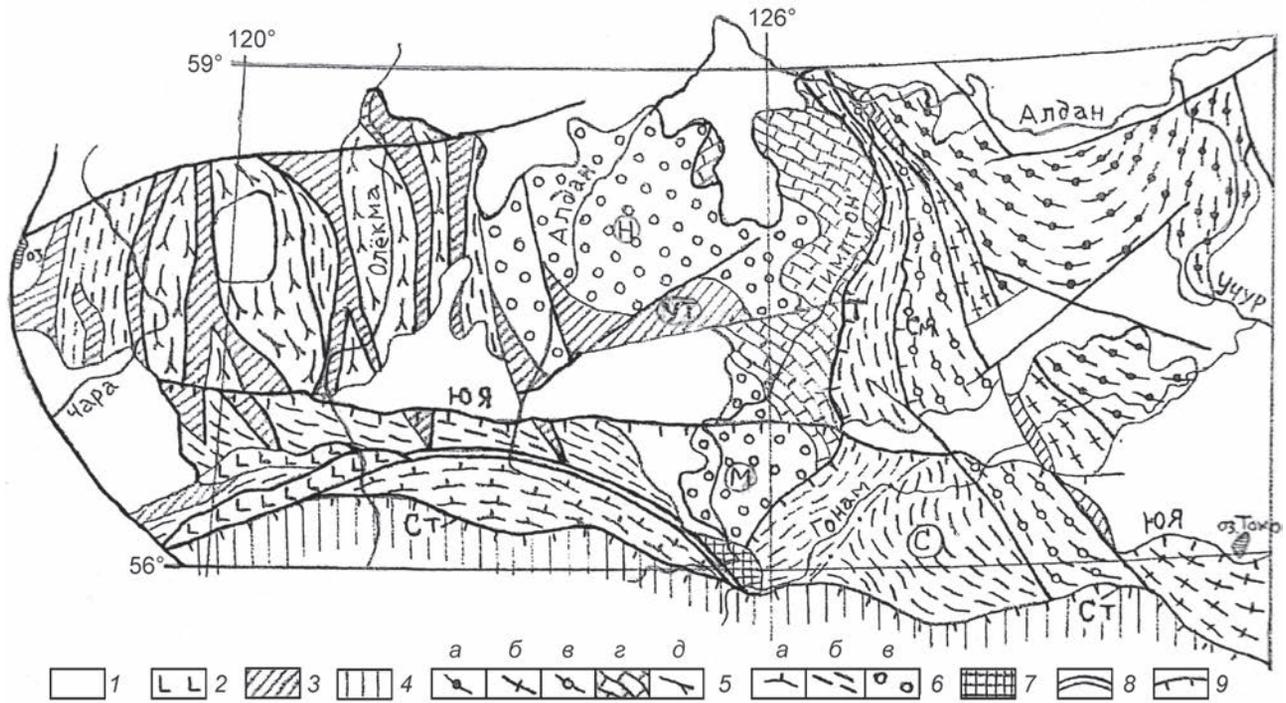


Рис. 1. Тектоническая схема археид Алданского щита

1 – постархейские платформенные образования; 2, 3 – поздний архей: 2 – анортозиты, 3 – структуры (зеленокаменные пояса) субганского СВК; 4 – нерасчлененные архейские структуры Станового хребта; 5 – средний архей: СФЗ тимптоно-желтулинского СВК: а – Учурская, б – Тыркандинская, в – Желтулинская, г – Тимптонская, д – Олёкминская; б – ранний архей: СФЗ иенгского СВК: а – Зверевская, б – Чаро-Сеймская, в – Нимнырская; 7 – катархей: Тангракский блок; 8 – Алдано-Становой структурный шов; 9 – надвиги: Ст – Становой, ЮЯ – Южно-Якутский, Т – Тимптонский, См – Сеймский. Буквы в кружках: Н – Нимнырский, М – Модемконский, С – Сутамский блоки, УТ – Унгра-Тимптонская зона.

В подписях к рис. 1 и 2 и в таблицах приняты следующие сокращения: ТФР – трансформный разлом, СОХ – срединно-океанический хребет, ОО – океанический остров, ОД – островная дуга, ВП – вулканический пояс, КП – континентальная плита, КРф – континентальный рифт

пород (Тангракский блок). Площадь, занимаемая этими древнейшими образованиями в центральной и западной частях щита, более 100 тыс. км² (рис. 1). Рассматриваются геодинамические режимы лишь этих самых древних толщ с целью демонстрации вероятности действия механизма тектоники литосферных плит уже на этой самой ранней стадии геологической жизни Земли, чтобы затем увереннее можно было признать его реальность в более молодое послераннеархейское время.

Изотопно-геохимические исследования последних десятилетий, массовые Sm-Nd измерения возраста метаморфических пород, позволившие осуществить изотопное районирование Алданского щита [18], внесли коррективы в принятые схемы расчленения и корреляции стратиграфических серий (например, олёкминская серия оказалась древнее), в то же время был подтвержден их архейский возраст, особенно в центральной (иенгерский комплекс) и западной (олёкминский и субганский комплексы) частях щита [4; 16; 19]. Были также представлены геодинамические модели формирования континентальной коры Алданского щита (А. Б. Котов, 2003). Однако все предыдущие построения геодинамических моделей щита рассматривали его как

неструктурированное образование, что не позволяло выявить все разнообразие геодинамических режимов и их пространственное размещение.

Цель настоящей статьи – выявление геодинамических режимов путем анализа материалов по выделенным автором структурно-формационным зонам (СФЗ) раннеархейского иенгского СВК Алданского щита.

Методологическую основу нашего исследования представляют два фундаментальных обстоятельства:

1 – выявленная и реально закартированная латеральная неоднородность архейских образований Алданского щита, выраженная в расчлененности их на ряд СВК (иенгский, тимптоно-желтулинский и субганский) и СФЗ, показанных на составленной автором схеме (рис. 1) [23; 25]. Только изучение всякого материала по СФЗ – залог успешного решения возникающих проблем архейских метаморфических образований, в данном случае – выявления геодинамических режимов их существования. Игнорирование факта наличия СФЗ в архее, рассмотрение его как неструктурированного образования привело многих исследователей тектонической природы архея Алданского щита к «открытию» исключительного

«своеобразия» архейского этапа и необходимости введения для его обозначения таких же своеобразных терминов вроде «лилоплинтный, перилилоплинтный», «пермобильный» и тому подобный тектонический режим;

2 — доказанный и теперь общепризнанный изохимический характер регионального метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой фаций, что сделало возможным актуалистическую реконструкцию исходного состава и природы древних метаморфических пород.

«Метод актуализма, т. е. параллелей и аналогий с современными геологическими явлениями, считается определяющим и единственно приемлемым для понимания геологических явлений прошлого» [20, с. 4]. Актуалистический подход в данном случае выражается в использовании разработанных для молодых магматических пород петрохимических и геохимических диаграмм и методов при анализе архейских супракристалльных пород. В результате применения этих методических приемов установлено, что среди глубокометаморфизованных пород архея Алданского щита в большом количестве присутствуют первично вулканические породы почти всех известных в фанерозойской магматической геологии видов и групп. При этом кристаллические сланцы основного состава оказались изначально разнообразными базальтами, пикритобазальтами, андезитобазальтами, что убедительно было показано С. Д. Великославинским (1978 г.). Кроме того, в разных геодинамических обстановках базальты геохимически различаются [3]. То, что основные кристаллические сланцы являются именно метабазами, а не интрузивными породами (габбро), утверждается полевыми геологическими наблюдениями: пласты кристаллосланцев всегда лежат согласно с вмещающими метаосадочными породами, рвущие контакты не наблюдались.

Для выявления геодинамической природы той или иной СФЗ использовались в основном три ее характеристики: вещественное выполнение зоны — петрографический состав, количество, сочетание и последовательность пород в разрезе; химизм основных кристаллических сланцев — метабазальтов; взаимоположение и геометрия зон. Использовались только метабазальты по причине принадлежности к вулканическим породам (базальтам), которые широко представлены в геологических структурах всех геодинамических режимов, что позволяет производить сопоставление пород и структур.

Из 340 имеющихся у автора силикатных анализов основных ортосланцев в дальнейшую работу брались только анализы с SiO_2 менее 51,5 вес. %, так как, по мнению С. Д. Великославинского (1978 г.), более кислые кристаллосланцы являются гранитизированными, и поэтому их первичный химический состав искажен. Таким требованиям удовлетворили 303 анализа.

Работа с химическими анализами метабазальтов сводилась к идентификации пород до

вида и выявлению их положения на специальных петрохимических диаграммах. Определение вида — по диаграмме А–S [15], где $A = \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ и $S = \text{SiO}_2 - (\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} + \text{MgO} + \text{MnO} + \text{TiO}_2)$, вес. %. К сожалению, на этой диаграмме даны поля составов основных вулканических пород только нормального по щелочности ряда. Для использования диаграммы А–S при определении пород субщелочного ряда (трахибазальтов) и коматиитов пришлось доработать диаграмму полями таких пород.

С целью выявления возможной принадлежности архейских метабазальтов к определенному тектоническому режиму использовалось предложенное Б. Г. Лутцем [20] калий-титановое отношение, которое, по его мнению, индивидуально при формировании базальтовой магмы в различной геодинамической обстановке. На диаграмме К–Ті Б. Г. Лутца показал тренды базальтов современных и мезозой-кайнозойских срединно-океанических хребтов, океанических островов, островных дуг, континентальных молодых и древних платформ. Однако фигуративные точки архейских метабазальтов, нанесенные на такую диаграмму, не ложатся строго на тренды, а образуют вокруг них некое «облако». Это существенное обстоятельство вынудило автора отстроить на диаграмме К–Ті вместо трендов соответствующие поля. Для построения полей из различных литературных источников было собрано 2901 индивидуальных и средних анализов базальтов (в том числе островодужных 328, срединно-океанических хребтов 724, океанических островов 193, континентальных плит-платформ 1138, континентальных рифтов 268, вулканических поясов 163 и трансформных разломов 87) из современных и мезозой-кайнозойских ясных тектонических обстановок, которые затем были сгруппированы в 303 средних анализа, поскольку все множество точек поместить на диаграмму невозможно. Вынесенные на диаграмму К–Ті фигуративные точки этих базальтов вырисовали строго индивидуальные поля (рис. 2). Перекрывание некоторых смежных полей не превышает 5 %. По своей сути диаграмма К–Ті является геодинамической. Она существенно отличается от «трендовой» диаграммы Б. Г. Лутца: поле континентальных базальтов не перекрывает смежные поля, а тренда океанических базальтов вообще не существует. Океанические базальты образовали два самостоятельных поля, не контактирующих между собой: поля базальтов срединно-океанических хребтов и океанических островов. Таким образом, авторская диаграмма К–Ті является новой геодинамической диаграммой (диаграмма Лутца — Фрумкина). Она характеризуется простотой и результативностью использования и может быть применена для выяснения геодинамических режимов структур любого возраста. Преимуществом нашей диаграммы по сравнению с некоторыми другими (например, Пирса или Муллена) служит и то, что на ней показано положение всех основных геодинамических

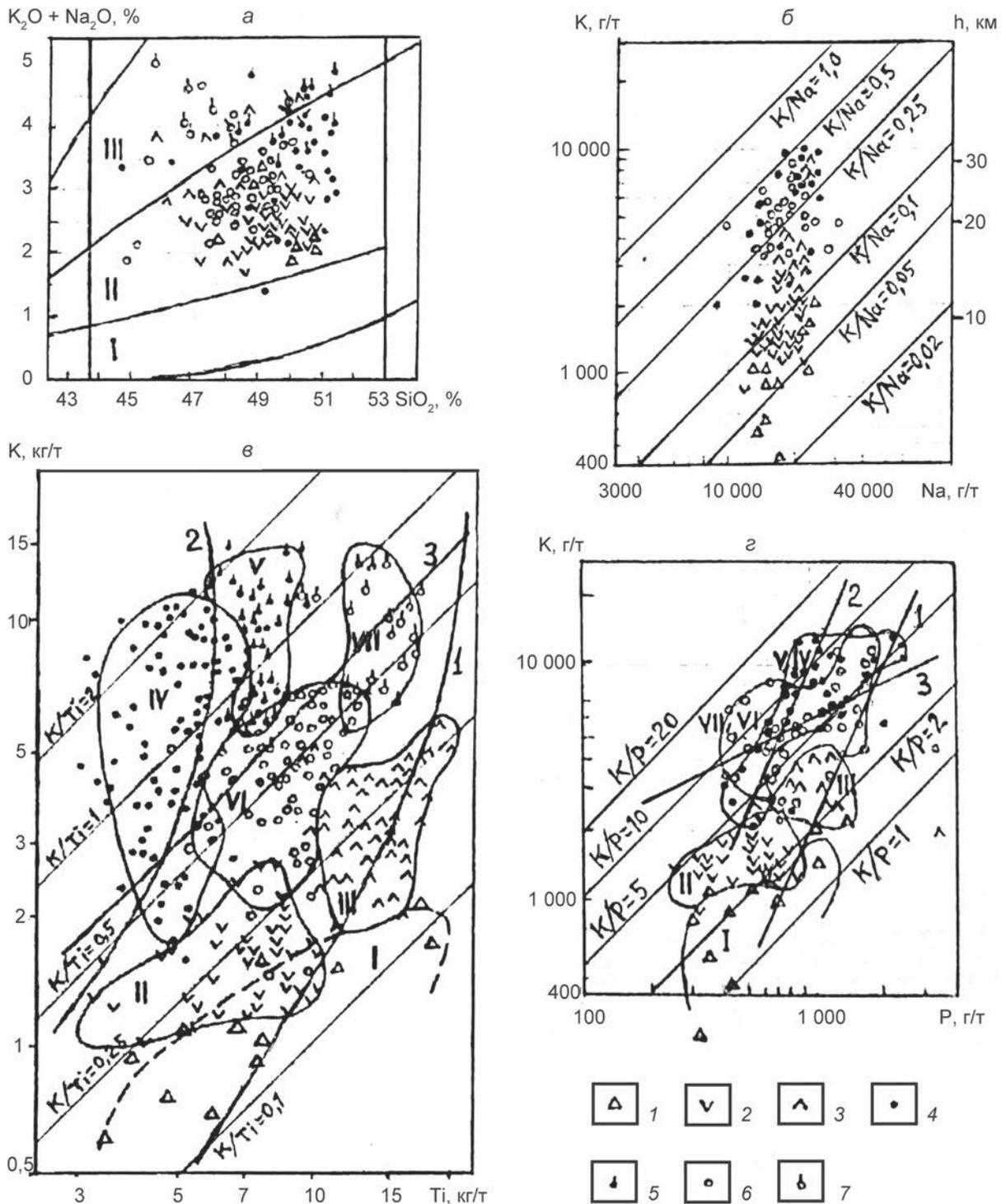


Рис. 2. Положение химических составов базальтов различных современных и мезозой-кайнозойских геодинамических обстановок на петрохимических (а – классификационной $SiO_2 - (K_2O + Na_2O)$; б – K–Na) и геодинамических (в – K–Ti; з – K–P) диаграммах

На а поля: I – пикритобазальтов, II – толеитобазальтов, III – субщелочных базальтов. На б – вероятная глубина магмогенерации h , км. На в, з поля базальтов: I – ТФР и межплитных разломов, II – СОХ, III – ОО, IV – ОД, V – континентальных ВП, VI – платформ, КП, VII – КРф; корреляционные тренды базальтов по Б. Г. Лутцу [18]: 1 – океанических, 2 – островных дуг, 3 – платформ. Фигуративные точки базальтов: 1 – ТФР, 2 – СОХ, 3 – ОО, 4 – ОД, 5 – ВП, 6 – КП, 7 – КРф

режимов, в то время как у Пирса на тройной диаграмме нет места режимам вулканических поясов и континентальных рифтов, а у Муллена — даже полю континентальных плит. Ряд диаграмм Дж. Пирса построен с использованием редких элементов, которых в наших анализах нет.

Кроме отношения K/Ti для тех же целей использовалось отношение K/R , предложенное Б. Г. Лутцем [20]. Здесь также вместо трендов были отстроены соответствующие поля. Диаграмма **К—R оказалась весьма полезной как уточняющая и контролирующая**. Однако поля островодужных и платформенных базальтов на ней почти на три четверти перекрываются, зато они четко отделены от полей океанических базальтов.

Привлечение диаграммы распределения K и Na (рис. 2) призвано демонстрировать различие щелочности метабазальтов из разных СФЗ архея Алданского щита, что, как оказалось, имеет значение при идентификации их геодинамической природы. Одновременно диаграмма показывает определяющую роль калия в решении этой задачи.

Для уточнения геодинамической природы СФЗ архея большое значение имеет определение глубины генерации базальтовой магмы. Этот вопрос решался вычислением отношения K/Na в различных метабазальтах, поскольку «эти геохимические отношения могут служить указателем и мерой глубины очагов генерации магмы» [20, с. 9]. Расположение фигуративных точек базальтов из современных ясных геодинамических обстановок на диаграмме **К—Na наглядно** отражает справедливость этого утверждения: точки расположились соответственно глубине магмогенерации базальтов.

Теперь можно приступить к краткому изложению геологического и геохимического материала по СФЗ и блокам раннего архея Алданского щита.

Тангракский структурно-вещественный блок (рис. 1) расположен на юге Алданского щита в верховьях рек Тимптон и Гонам. Блок со всех сторон ограничен разломами, подчеркнутыми здесь зеленосланцевыми диафоритами и грабенами с юрско-меловыми вулканогенно-терригенными отложениями. Северный разлом (с грабеном) известен как Окурданский разлом, южный (с диафоритами) — Алдано-Становой структурный шов. Блок выполнен толщей пород гранулитовой фации с наложенным метаморфизмом амфиболитовой и зеленосланцевой фаций.

Мощность толщи около 8 км. Стратиграфическое положение тангракских пород всеми исследователями признается самым нижним, т. е. наиболее древним на Алданском щите, и выделяется в катархей. Любопытно, что самая древняя на щите цифра изотопного возраста — 4,5 млрд лет ($K-Ar$ метод по пироксенам) [8] получена именно здесь.

Метаморфические породы Тангракского блока объединены в тангракскую серию, которая представлена толщей грубого перепластовывания меланократовых преимущественно массивных двупироксеновых, амфибол-двупироксеновых, амфиболовых, иногда гранатсодержащих кристаллических сланцев, вверху — с линзами гиперстеновых плагиогнейсов, редкими прослоями биотит-гранатовых гнейсов и тонкими (первые метры) пластами кварцитов. Обращает на себя внимание весьма меланократовый облик и основной характер пород тангракской серии. Столь мощных толщ подобного состава на Алданском щите больше нигде нет.

Общему силикатному анализу подвергнуты 32 образца тангракских основных кристаллических сланцев. По своему химизму все они соответствуют различным базальтам, причем почти в равной доле нормального и субщелочного рядов, **Na и K-Na серий. Преобладают низкоглиноземистые меланократовые разности**. Среди тангракских метабазальтов практически нет пород океанического типа (рис. 3).

Средний химический состав тангракских метабазальтов не соответствует базальтам ни одного из известных в кайнозой геодинамических режимов (табл. 1), на диаграмме **К—Ti его средняя фигуративная точка** попадает на границу полей островодужных и окраинноконтинентальных базальтов (рис. 3).

Важной характеристикой химизма метабазальтов является отношение K/Na , величина которого прямо пропорциональна глубине магмогенерации базальтов [20]. У тангракских метабазальтов нормальной щелочности это отношение равно 0,23, а у субщелочных пород — 0,27. Эти цифры минимальны среди неокееанических метабазальтов архея Алданского щита. Поэтому можно предположить, что в самой древней структуре щита — Тангракском блоке — магмогенерация происходила на небольшой глубине (не более 20 км) и, следовательно, мощность коры была минимальной. При этом повышенная калиевая и общая щелочность тангракских катархейских

Таблица 1

Средний химический состав метабазальтов Тангракского блока

	<i>n</i>	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
1	25	48,95	1,186	14,79	4,31	8,09	0,20	7,54	10,21	3,11	0,79	0,14
2	11	48,21	1,09	14,78	4,40	8,36	0,22	7,37	9,45	3,18	1,16	0,13

1 — метабазальты тангракской серии; **2** — средний состав амфиболитов из ксенолитов в мезозойских сиенитах Центрально-Алданского района [22].

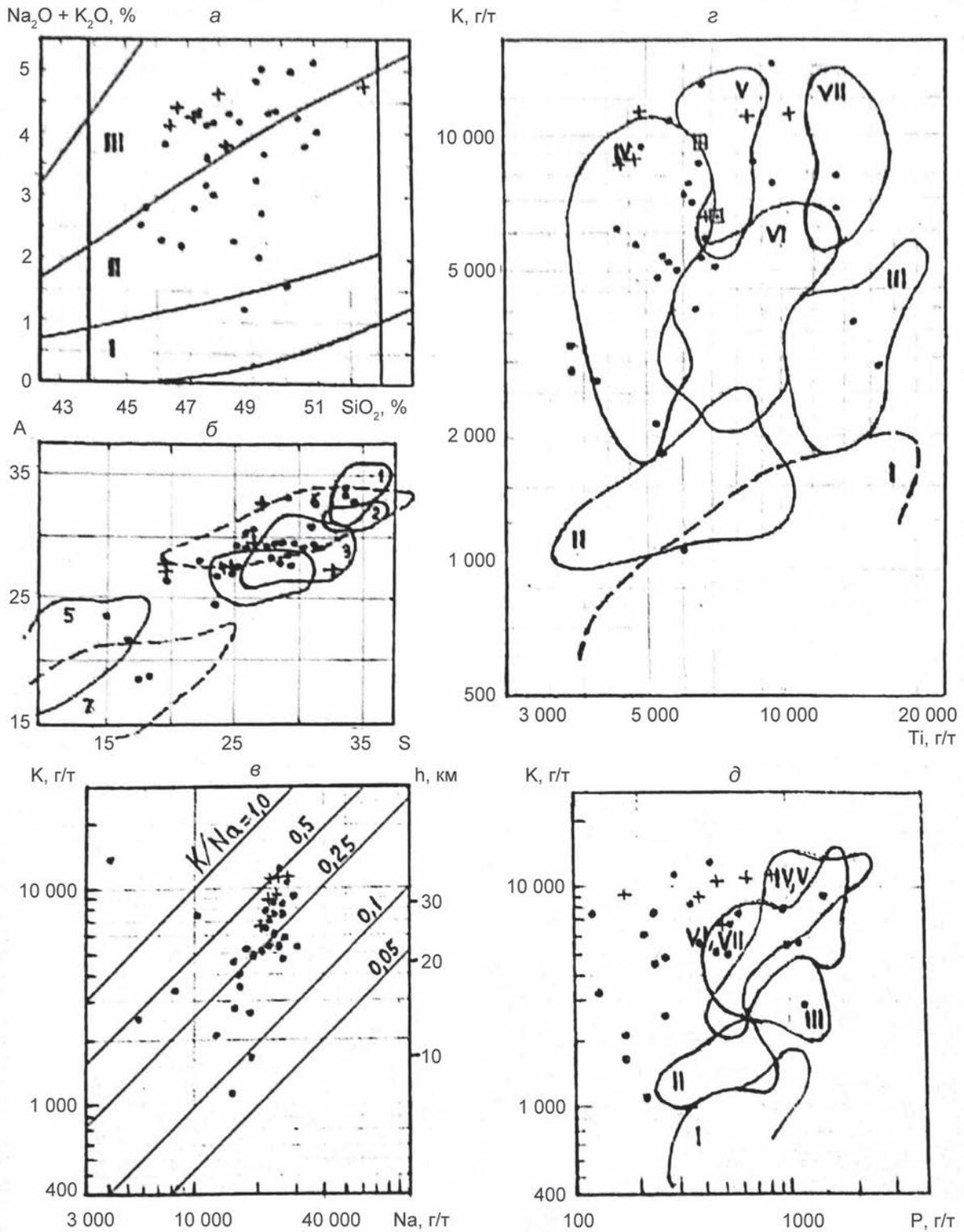


Рис. 3. Положение химических составов метабазальтов Тантракского блока катархей Алданского щита на классификационных (а – $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; б – А–S; в – К–Na) и геодинамических (г – К–Ti; д – К–P) диаграммах

На б поля: 1 – лейкобазальты (толеитовые), 2 – гиперстенные базальты, 3 – собственно (толеитовые) базальты, 4 – оливиновые (толеитовые) базальты, 5 – пикритобазальты, 6 – трахибазальты, 7 – коматиты. Крестики – амфиболиты из ксенолитов в мезозойских сиенитах Центрально-Алданского района. Квадратики на г – средние составы метабазальтов и амфиболитов. Обозначения полей на диаграммах а, г, д см. на рис. 2

основных метавулканитов, возможно, указывает на выплавку этих протобазальтов из еще недостаточно дифференцированной верхней мантии в условиях высокого геотермического градиента в первые полмиллиарда лет жизни Земли.

Специфический состав и базальное положение пород Тангракского блока наводят на мысль о возможном их распространении в качестве базальтового основания под всеми архейскими комплексами Алданского щита. На такую возможность указывают ксенолиты амфиболитов в мезозойских сиенитах Центрально-Алданского, Верхне-Амгинского и Кет-Капского районов, изученные Ар. Н. Угрюмовым [22]. Оказалось, что химически они близки тангракским метабазальтам (табл. 1). Так, показатель окисленности Fe_2O_3/FeO тангракских пород и ксенолитов почти одинаков — 0,53 и 0,52, а глубины магмогенерации K_2O/Na_2O заметно разнятся — 0,25 и 0,36 соответственно. Повышенный второй показатель у ксенолитов, вызван их обогащением калием в высокощелочной сиенитовой среде. Фигуративные точки средних составов тангракских метабазальтов и амфиболитов из ксенолитов на диаграмме **К—Тi** находятся в одинаковой позиции: на границе полей островодужных и окраинноконтинентальных базальтов (рис. 3, з).

Таким образом, метабазальты Тангракского блока допускают предположение о возможности их формирования в обстановке первоначально доплитотектонического катархейского геодинамического режима, в котором происходил интенсивный базальтовый вулканизм из близповерхностного магматического очага. Такой процесс, вероятно, мог происходить на большом пространстве, создавая базальтовое ложе Алданского щита [22]. Следовательно, «первая стабильная кора была по составу базальтовой» [17, с. 331]. На такой коре затем разыгралась архейская история щита. В самом начале этой новой истории (около 4 млрд лет тому назад) по каким-то глубинным причинам произошла латеральная дифференциация катархейской базальтовой поверхности на структурные зоны с различным геодинамическим режимом. Таких зон в раннем архее возникло три: Зверевская, Чаро-Сеймская и Нимнырская.

Воспользовавшись разработками О. Г. Сорохтина и др. [7], эти «какие-то глубинные причины» можно представить следующим образом. К началу архея в основном завершилась гравитационная дифференциация вещества молодой Земли с образованием ядра и мантии. Продолжающееся химико-плотностное разделение вещества мантии вызвало в ней конвективные течения. Горизонтальная составляющая течения конвективных ячеек смогла разорвать тонкую катархейскую базальтовую кору, создав тем самым условия для формирования первой океанической коры (Зверевская зона). Это событие стало началом самого древнего (4,0–3,5 млрд лет назад) ранне-архейского тектонического цикла — Иенгского, в рамках которого на возникшей первой океанической коре вскоре стала расти первая островная

дуга (Чаро-Сеймская зона), а к концу цикла на катархейской базальтовой поверхности — первый небольшой массив континентальной коры (Нимнырская зона).

Зверевская СФЗ представлена разрозненными выходами (блоками) на стыке Алданского щита и Становой складчатой области, а также в виде разновеликих блоков внутри последней. На стыке структур в верховьях р. Алдан расположен крупный (около 4000 км²) Зверевский блок, с севера он ограничен Алдано-Становым структурным швом, который вообще является северной границей всей зоны, хотя во многих местах он не наблюдается, так как перекрыт надвинувшимися с юга гранитоидами и метаморфическими породами Станового комплекса (рис. 1). Протяженность зоны с запада на восток более 1000 км, в поперечном направлении — 200–250 км. Все блоки Зверевской зоны обладают примерно одинаковым породным составом, хотя объединяются и описываются под разными названиями серий: зверевская, джанинская, могочинская, дамбукинская [13]. Сложены эти серии тремя толщами метаморфических пород (снизу вверх — названия свит зверевской серии): джелиндинская свита — меланократовые двупироксеновые, амфибол-клинопироксеновые, не редко с гранатом, амфиболовые кристаллические сланцы, амфиболиты (основные кристаллические сланцы составляют не менее 70 % объема свиты), мощность более 3000 м; холодниканская свита — лейкократовые гиперстеновые, биотит-гранатовые, часто с силлиманитом гнейсы с пластами и линзами мономинеральных, полевошпатовых, иногда магнетитовых кварцитов и основных кристаллосланцев (магнетитовые кварциты изредка формируют железорудные проявления, например Холодниканское с ресурсами до 1 млн т руды), мощность 1500–2000 м; курбаликитская свита — биотит- и гиперстен-амфиболовые, гиперстеновые кристаллосланцы, переслаивающиеся с биотитовыми, биотит-гиперстеновыми, биотит-гранатовыми гнейсами, линзы и пласты кварцитов, мощность 2000 м. Эти породы возникли при гранулитовом метаморфизме наибольшей глубины (чогарская фация): давлении 10–11 кбар и температуре 1000–1100 °С [12].

Возраст метапород могочинской серии, определенный свинцовым изохронным методом, равен 3600–3800 млн лет [11]. Из гранулитовых пород Зверевской зоны собрано и проанализировано большое число образцов, из которых требованиям настоящей работы удовлетворили 59 химических анализов кристаллических сланцев основного состава. Все они соответствуют различным базальтам, но господствующие (80 %) среди них — низкогленоземистые меланократовые натриевые оливиновые толеиты.

По положению на диаграмме **К—Тi** зверевские метабазальты уникальны во всем Алдано-Становом регионе: большинство из них (63 %) заполнили поля океанических базальтов (рис. 4), причем всех трех типов океанических структур: трансформных разломов, срединно-океанических

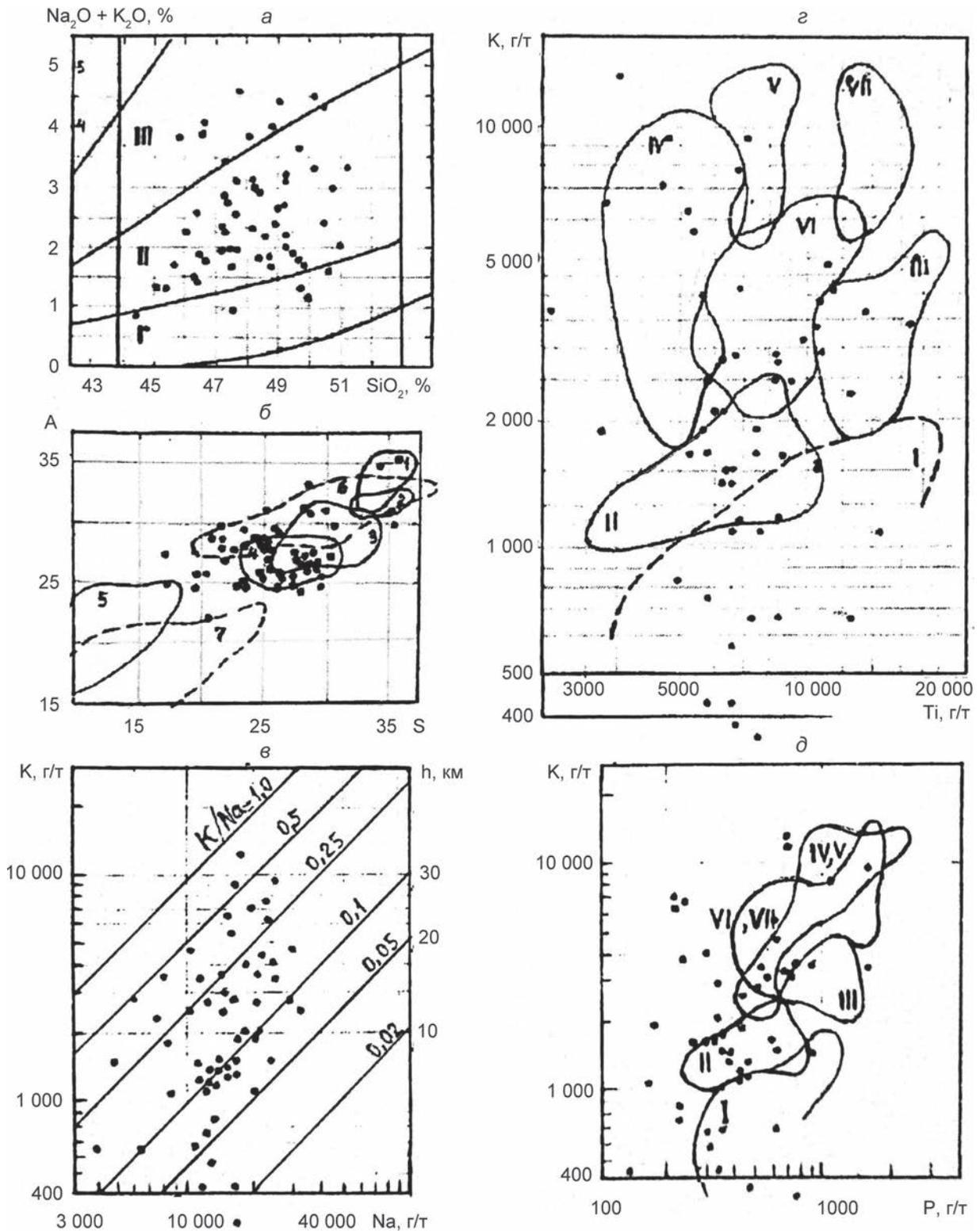


Рис. 4. Положение химических составов метабазальтов Зверевской структурно-формационной зоны раннего архея Алданского щита на классификационных (а – $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; б – А-S; в – К-Na) и геодинамических (г – К-Ti; д – К-P) диаграммах

Обозначения полей на диаграммах рис. 4–7 см. на рис. 2 и 3

хребтов и океанических островов. Диаграмма К-P убедительно подтверждает океаническую природу большинства зверевских метабазальтов. Диаграмма К-Na демонстрирует малоглубинную генерацию многих зверевских метабазальтов.

Такие геохимические особенности зверевских метабазальтов, как весьма низкое содержание калия и особенно низкое $\text{K}/\text{Ti} = 0,1-0,3$, не могут быть следствием каких-либо последующих наложенных процессов, а являются их

Средний химический состав толеитовых метабазальтов Зверевской СФЗ

	<i>n</i>	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
1	12	47,95	1,28	13,84	5,47	8,07	0,19	7,48	11,42	1,56	0,076	0,08
2	17	48,27	1,20	13,93	4,99	8,05	0,206	7,64	11,08	2,10	0,19	0,103
3	8	47,64	2,14	16,16	7,09	7,39	0,16	4,91	9,65	2,76	0,40	0,18
4	11	49,58	1,55	15,26	2,24	8,08	0,17	7,80	11,80	2,20	0,12	0,13
5	387	49,14	1,17	15,64	2,64	6,66	0,16	8,22	11,84	2,40	0,20	0,12
6	—	48,80	2,20	14,25	2,52	8,17	0,17	7,60	10,88	2,70	0,30	0,26

1, 2, 3 – метабазальты трансформных разломов, срединно-океанических хребтов, океанических островов зверевской серии; **4, 5, 6** – средний состав базальтов современных трансформных разломов, срединно-океанических хребтов [21], океанических островов [20].

генетическим свойством и, скорее всего, свидетельствуют о малой глубине выплавления базальтовой магмы в раннеархейской Зверевской СФЗ. В справедливости предположения о близкой поверхности магмогенерации зверевских метабазальтов убеждает и крайне низкое отношение K_2O/Na_2O , которое отражает глубинное положение магматического очага [20]. Это отношение в метабазальтах трансформных разломов равно 0,05; в метабазальтах срединно-океанических хребтов – 0,09 и в метабазальтах океанических островов – 0,145. В современных океанических базальтах отношение K_2O/Na_2O равно соответственно 0,05, 0,08 и 0,11–0,20, т. е. практически такое же, как в раннем архее (табл. 2). Как известно, выплавление толеитовых базальтов в современных океанических обстановках осуществляется в близкоповерхностных условиях при $P = 1–3$ кбар, т. е. на глубинах 4–10 км. На диаграмме $K–Ti$ 15 % зверевских метабазальтов попали в поле платформенных базальтов, тяготея при этом к полям океаническим. Принадлежность этих базальтов к континентальным платобазальтам сомнительна. Показатель глубины магмогенерации в них $K_2O/Na_2O = 0,19$, а у траппов современных платформ он в два раза выше (0,35–0,40) [5], в то время как у базальтов современного океанического плато – 0,17. Скорее всего, зверевские платобазальты принадлежат океаническому плато.

Таким образом, учитывая, что, во-первых, Зверевская СФЗ находится по одну сторону Алдано-Станового структурного шва, по другую сторону которого развита островодужная Чаро-Сеймская зона; во-вторых, Зверевскую зону слагает толща метасадочных пород преимущественно основного состава с метасадочными породами в верхней части разреза; в-третьих, петрохимические особенности большинства метабазальтов свидетельствуют об их океанической природе и малоглубинной магмогенерации, – мы можем с большой вероятностью утверждать присутствие в раннем архее на месте Зверевской СФЗ океанической земной коры со срединно-океаническим хребтом, трансформными разломами и океаническими островами на океаническом плато.

Чаро-Сеймская СФЗ в виде крутой дуги (радиус дуги 250 км) с трех сторон опоясывает центральный – Нимнырский – массив Алданского щита (рис. 1), в состав зоны включены на юго-востоке крупный (8000 км²) изометричный Сутамский блок, а на западе два небольших узких меридиональных блока – Оломокинский и Нелюкинский. Границы зоны везде дизъюнктивные, наиболее значимые из них Тимптонский и Сеймский надвиги на востоке, Южно-Якутский надвиг и Алдано-Становой структурный шов на юге, Верхне-Амгинский и Жуинский разломы на западе зоны.

На всем своем огромном протяжении (1000 км) Чаро-Сеймскую дугообразную зону слагает близкий по составу и последовательности в разрезе набор пород, объединенных в Сеймской (восточной) ветви в гидатскую, в Верхне-Унгринской (южной) ветви – в курульгинскую, а в Чарской (западной) – в чарскую серии. Во всех трех синхронных сериях стратиграфические разрезы между собой схожи. Начинаются они с толщи гиперстеновых, амфибол- и биотит-гиперстеновых плагиогнейсов с многочисленными пластами дупироксеновых, амфибол-дупироксеновых, амфиболовых кристаллических сланцев (объем основных кристаллических сланцев около 30 %); вверх по разрезу количество основных кристаллосланцев уменьшается, а плагиогнейсов возрастает, появляются прослои биотит-гранатовых гнейсов, линзы и пласты разнообразных, в том числе магнетитовых кварцитов. Мощность нижней толщи 3–4 км. Она картируется в виде одной свиты (нельгуйская в гидатской и несмуринская в чарской сериях) или двух (каруракская и иманграканская свиты в курульгинской серии). Выше лежащая толща пород резко отличается от нижней существенным преобладанием первично-осадочных пород над первично-вулканогенными. Она везде представлена лейкократовыми гнейсами с гранатом и (или) биотитом, пироксенами, силлиманитом, кордиеритом, графитом, среди которых много прослоев разнообразных кварцитов, в том числе магнетитовых, иногда мраморов и кальцифиров. По всему разрезу встречаются пласты основных кристаллических сланцев.

Мощность толщи 1,5–2,0 км. Она известна как улунчинская (на севере), сеймская (на юге) свиты гидатской серии, чебаркасская свита курультинской и давачанская свита чарской серий.

Магнетитовые, гиперстен-магнетитовые кварциты, развитые на границе нельгуйской и сеймской свит, формируют в Сутамском блоке ряд месторождений магнетитовых руд, объединенных в Сутамский железорудный район.

Метаморфизм пород Чаро-Сеймской зоны гранулитовый, весьма глубинный (сутамская фация), осуществлялся при $P = 9–11$ кбар и $T = 900–1000$ °C [14].

Весьма древний раннеархейский возраст пород Чаро-Сеймской дуги подтвержден рядом изотопных датировок: 3960 ± 35 млн лет (**Rb-Sr** изохрона) на севере Сеймской ветви [2]; 3450, 4050 млн лет в Сутамском блоке (по отношению Pb^{206}/U^{238} , О. П. Стеценко, Приленская экспедиция, 1985 г.).

Из метаморфических пород Чаро-Сеймской СФЗ отобрано и проанализировано очень большое число образцов. Для целей данного исследования взят 171 химический анализ пород основного состава; из них 95, относящихся к породам Сутамского блока, рассматриваются отдельно от остальных 76 пород зоны. Проанализированные основные породы по содержанию $SiO_2 = 45–51$ % соответствуют базальтам. Раздельное рассмотрение метабазальтов Сутамского блока и остальной части Чаро-Сеймской СФЗ вызвано их существенными петрохимическими различиями (табл. 3).

Но главное отличие метабазальтов этих двух структур выявилось на диаграмме К–Тi (рис. 5 и 6): фигуративные точки метабазальтов Чаро-Сеймской зоны (без Сутамского блока) вполне ожидаемо заполнили поле островодужных базальтов. И напротив, точки метабазальтов Сутамского блока в основном легли в поле базальтов континентальных плит (плато-базальтов). Заметны различия и среди метабазальтов океанического типа: в зоне больше метабазальтов срединно-океанических хребтов, а в блоке многие метабазальты попали в поле базальтов океанических островов. Возможное гипотетическое объяснение преобладания плато-базальтов среди основных метавулкаников Сутамского блока таково: эти метабазальты характеризуют океаническое плато, а не континентальное. По-видимому, не случайно

вместе с ними присутствует так много (около 20 % всех анализов) метабазальтов, типичных для океанических островов. Положение сутамских, предположительно океанических, плато-базальтов на диаграмме К–Тi в поле базальтов континентальных плит не является чем-то исключительным. Так, Л. П. Зоненшайн и М. И. Кузьмин [10] указывают на аналогию современных океанических плато-базальтов в приэкваториальной части Тихого океана (бассейн Наури) и континентальных плато-базальтов. Гипотеза океанического плато объясняет и более низкую (в 1,5 раза) калиево-содержание сутамских метабазальтов по сравнению с континентальными плато-базальтами как архея, так и фанерозоя. А это (низкий калий), в свою очередь, указывает на меньшую глубину выплавления базальтовой магмы в Сутамском блоке. Веское подтверждение предположению об океанической природе сутамских плато-базальтов представляет отношение K_2O/Na_2O , которое здесь минимально – 0,21 и близко таковому у метабазальтов океанических островов Сутамского блока – 0,18. Напомним, отношение K_2O/Na_2O у толеитовых базальтов современных океанических островов в среднем 0,16, а у плато-базальтов фанерозойских континентальных платформ в два раза выше – 0,35–0,40. Все это свидетельствует о малоглубинной магмогенерации сутамских метабазальтов, что свойственно лишь структурам с океаническим режимом. Возможным дополнительным подтверждением океанической природы метаспоров Сутамского блока (по крайней мере, нельгуйской свиты) служат сутамские месторождения магнетитовых руд железисто-кремнистой и железисто-марганцево-кремнистой формаций, т. е. типичные для океанических структур тонкие (5–20 м) пласты кремнистых отложений с железом и марганцем.

Таким образом, Сутамский блок по своей первоначальной природе – реликт несубдуцированного раннеархейского океанического плато с океаническими островами на нем. Все указанные особенности Сутамского блока допускают предположение, что, возможно, он является первым террейном в архейской истории Алданского щита, примкнувшим к Чаро-Сеймской островной дуге в досеймское время. Не случайно Сутамский блок четко оконтурен разломами, выраженными протяженными грабенами-впадинами

Таблица 3

Средний химический состав толеитовых метабазальтов Чаро-Сеймской СФЗ

	<i>n</i>	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
1	17	48,26	2,06	13,35	6,79	10,45	0,25	5,85	9,67	2,41	0,43	0,14
2	37	48,69	1,29	13,80	3,79	10,49	0,24	7,22	10,74	2,26	0,47	0,09
3	23	48,72	0,93	13,49	2,60	10,15	0,21	8,90	10,54	2,20	0,79	0,12
4	38	49,01	0,79	15,31	2,73	8,91	0,18	7,77	10,72	2,44	0,68	0,10
5	50	49,70	0,75	17,28	3,64	7,02	0,18	6,35	11,52	1,97	0,24	0,12

1, 2, 3 – метабазальты океанических островов, плато и островных дуг Сутамского блока; 4 – островодужные метабазальты Чаро-Сеймской зоны (без Сутамского блока); 5 – средний состав базальтов современных островных дуг [20].

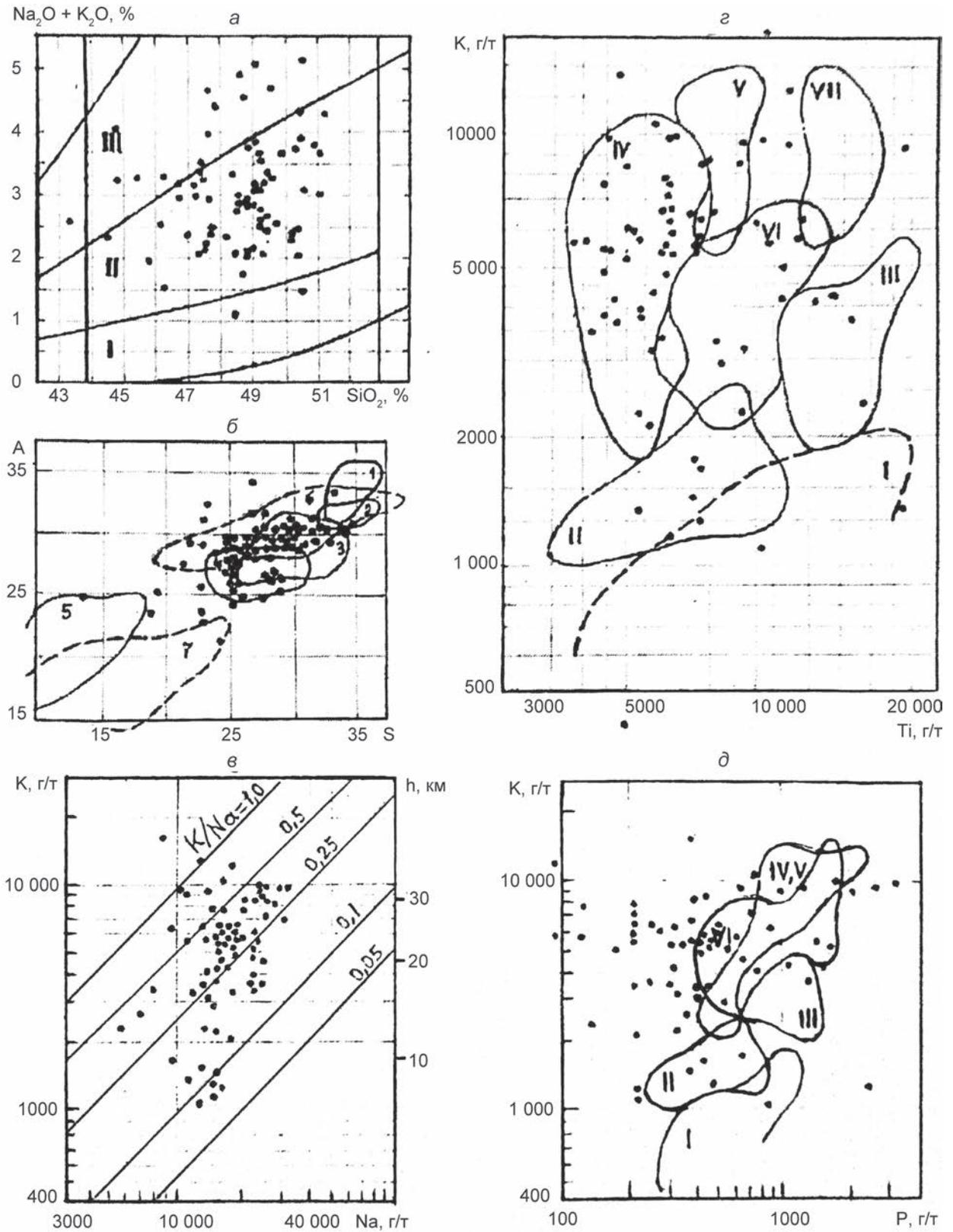


Рис. 5. Положение химических составов метабазальтов Чаро-Сеймской структурно-формационной зоны раннего архея Алданского щита на классификационных (а – $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; б – A-S; в – K-Na) и геодинамических (г – K-Ti; д – K-P) диаграммах

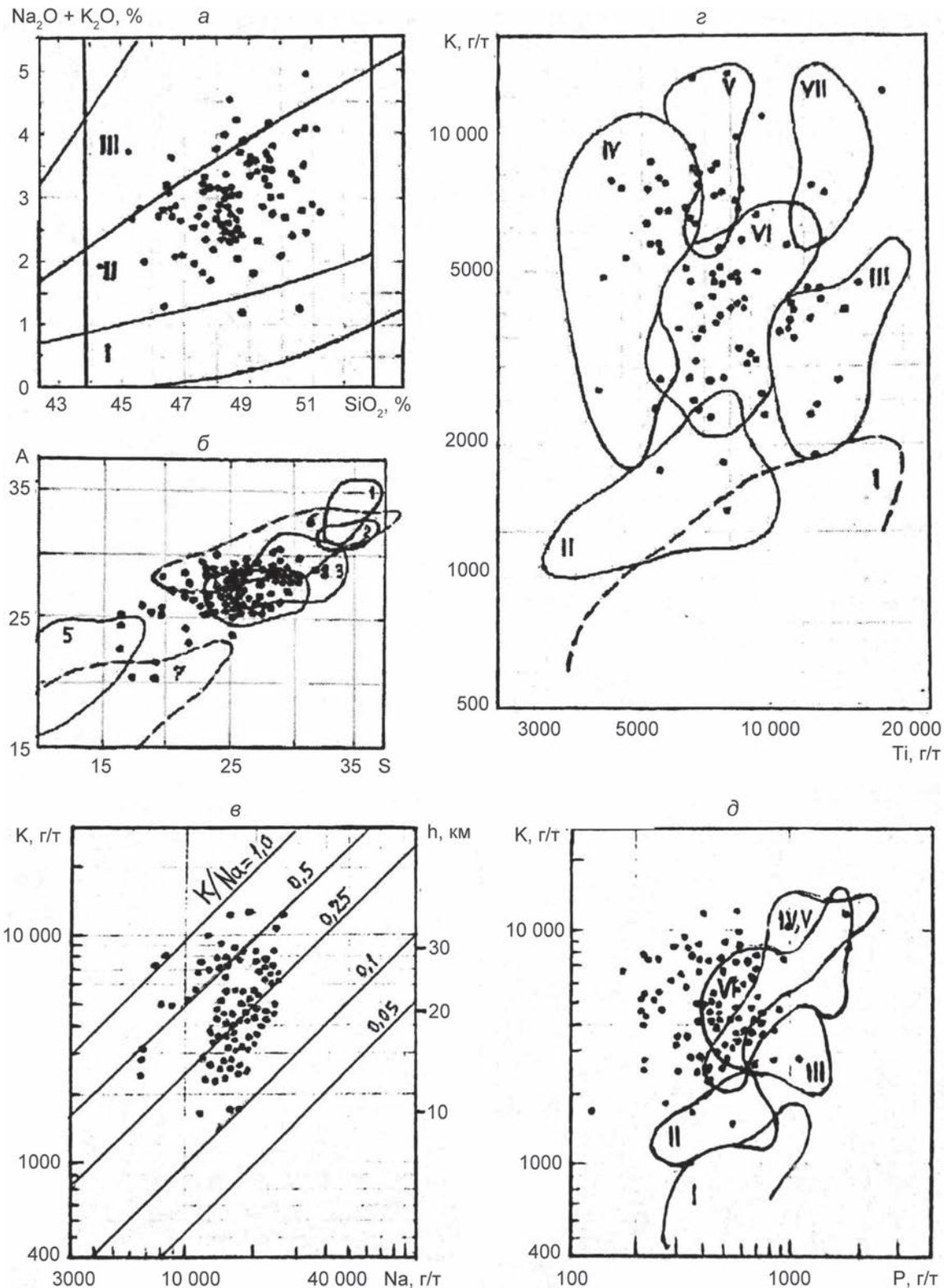


Рис. 6. Положение химических составов метабазальтов Сутамского блока раннего архея Алданского щита на классификационных (а – $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; б – A–S; в – K–Na) и геодинамических (г – K–Ti; д – K–P) диаграммах

с терригенными отложениями нижнепротерозойского, рифейского и мезозойского возрастов.

В Сеймской же ветви Чаро-Сеймской СФЗ в то же время (нельгуйской свиты) ситуация была иная: накапливались вулканиты островодужного типа. На следующем этапе геологической истории

региона, во время формирования существенно осадочных толщ сеймской (улунчинской) свиты, геодинамическая ситуация выровнялась, что позволило исследователям Сутамского блока Р. Н. Ахметову и В. М. Никитину в отчете о проведенных в 1984–1988 гг. работах заявить:

«По своей петрохимии сеймская свита р. Сейма является полным аналогом выделяемой нами сеймской свиты в Сутамском блоке».

Для metabазальтов островодужного типа из Сеймской ветви Чаро-Сеймской зоны С. Д. Велюков (1978 г.) определил давление генерации базальтовой магмы в 9 кбар, что соответствует глубине, или мощности, земной коры 25–30 км. Немаловажно напомнить, что под современными «островными дугами мощность коры составляет 20–25 км» [10, с. 61].

Подводя итог рассмотрению геологии и петрохимии metabазальтов Чаро-Сеймской СФЗ, следует подчеркнуть ее специфику: большую протяженность (более 1000 км) при дугообразной форме; положение между Зверевской СФЗ океанического типа (с юга) и Нимнырской СФЗ континентального типа (с севера); преобладание в составе основных метавулканитов островодужных metabазальтов, типичную для островных дуг мощность земной коры. Все это вместе позволяет с большой вероятностью квалифицировать Чаро-Сеймскую зону Алданского щита как раннеархейскую островную дугу.

Нимнырская СФЗ в виде изометричного в плане массива (средний диаметр 200 км) выступает в центральной части щита на Алдано-Тимптонском междуречье. Это Нимнырский блок. В зону включен также Модемконский блок. Границы зоны сложные и разные: на западе – Верхне-Амгинский разлом, на юго-востоке (где Модемконский блок) – южный фланг Тимптонского надвига и Окурданский разлом; на юге край зоны скрыт под юрскими угленосными отложениями Чульманской и Усманской впадин, на севере образования зоны полого погружаются под венд-кембрийские карбонатные отложения Алданской антеклизы, а на востоке – под метапороды тимптонской серии среднего архея (рис. 1).

Нимнырский блок слагают разнообразные кварциты, высокоглиноземистые и глиноземистые гнейсы, кварцито-гнейсы, редкие прослои амфиболовых и амфибол-диопсидовых гнейсов, объединенные в верхнеалданскую серию. В Модемконском блоке аналогичные толщи пород выделены в иенгскую серию. По всему разрезу серии встречаются маломощные (5–20 м) пласты и линзы основных кристаллических сланцев (их менее 10 %). По своей первичной природе породы

зоны, по мнению почти всех исследователей, являются в основном осадочными терригенными песками и глинами, сформировавшимися за счет кор выветривания на базальтах. Пласты основных кристаллических сланцев представляют собой метаморфизованные базальты (табл. 4). Прогрессивный региональный метаморфизм образований Нимнырской зоны, по данным Р. Н. Ахметова и В. И. Кицула (1984 г.), протекал при $P = 6–7$ кбар и $T = 685–760$ °С, что соответствует условиям малоглубинной гранулитовой фации (алданская фация).

Раннеархейский возраст пород Нимнырской СФЗ подтвержден Sm-Nd датировкой гнейсо-эндербитов на р. Алдан близ устья р. Чуга – 3480 млн лет [9].

Химический анализ 42 образцов основных кристаллических сланцев Нимнырской зоны показал их принадлежность как к базальтам нормальной, так и повышенной (субщелочной) общей щелочности, K-Na и Na серий.

На диаграмме K–Ti (рис. 7) фигуративные точки нимнырских metabазальтов попали преимущественно в два поля: островодужных базальтов (50 %) и базальтов континентальных рифтов (31 % – это самое большое число подобных пород на всем Алданском щите). Здесь возникает проблема: сочетание глубокодифференцированных осадочных пород, каковыми являются кварциты и высокоглиноземистые гнейсы, и островодужных metabазальтов динамически противоречиво. На это противоречие впервые обратил внимание Е. П. Максимов (1982 г.), предложивший для его разрешения признать более позднее внедрение вулканических пород. Это один из возможных вариантов.

Второй возможный вариант устранения замеченного динамического противоречия таков: нимнырские metabазальты островодужного типа не более молодые, а, наоборот, более древние – катархейские тангракские. Дело в том, что глубокодифференцированные метаосадочные породы Нимнырской СФЗ формировались на тангракской базальтовой коре, что подтверждается сходством составов тангракских metabазальтов и основных пород из ксенолитов в мезозойских сиенитах Центрально-Алданского района (табл. 1). В результате последующих совместных деформаций часть базальтов катархейского основания была включена в складчатые

Таблица 4

Средний химический состав metabазальтов Нимнырской СФЗ

	<i>n</i>	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
1	26	48,84	0,97	14,50	4,44	8,57	0,19	7,70	9,94	2,83	0,80	0,11
2	12	46,57	2,32	13,20	5,46	10,18	0,22	7,36	9,71	2,45	1,18	0,34
3	167	48,90	1,5	15,6	4,5	9,04	0,2	6,6	10,04	2,0	0,8	0,1
4	7	47,72	2,93	14,48	3,35	10,12	0,23	5,52	11,20	3,0	1,18	0,56

1 – metabазальты верхнеалданской и иенгской серий; **2** – metabазальты континентальнорифтового типа верхнеалданской и иенгской серий; **3** – траппы Сибирской платформы [5]; **4** – базальт рифта Грегори, Кения [20].

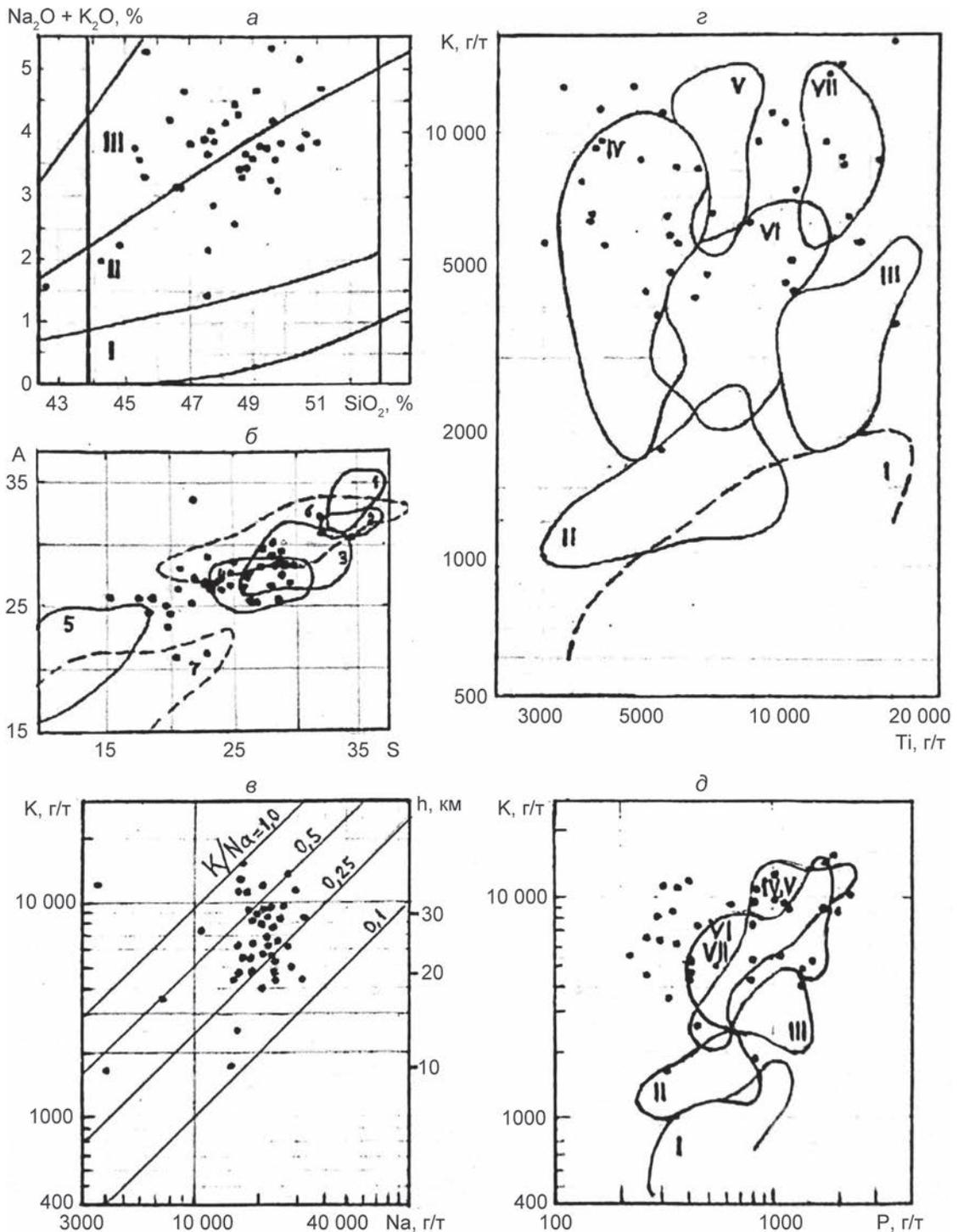


Рис. 7. Положение химических составов метабазальтов Нимнырской структурно-формационной зоны раннего архея Алданского щита на классификационных (а – $\text{SiO}_2 - (\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$; б – А–S; в – К–Na) и геодинамических (г – К–Ti; д – К–P) диаграммах

структуры раннеархейской Нимнырской зоны. Это положение подтверждается большим петрохимическим сходством значительной части тангракских и нимнырских метабазальтов (табл. 4): показатель глубинности магмогенерации тангракских пород $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 0,26$, нимнырских – $0,28$, показатель окисленности $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ почти одинаков – $0,53$ и $0,52$, коэффициент железистости одинаков – $0,63$.

Время внедрения нимнырских метабазальтов континентальнорифтового типа также требует уточнения. Дело в том, что в среднеархейской Тимптонской СФЗ, развитой на Нимнырском блоке, довольно много петрохимически весьма сходных метабазальтов также континентальнорифтового типа: показатели $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$ у нимнырских пород – $0,38$, у тимптонских – $0,36$; $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 0,54$ и $0,57$. Скорее всего, те и другие

метабаза́льты – магматические продукты единого процесса рифтогенеза, проявившегося в начале тимптонского времени.

Непосредственно для пород Нимнырского блока С. Д. Великославинский (1978 г.) указывает давление магмогенерации 2–3 кбар, т. е. как будто бы метабаза́льты выплавлялись в близповерхностных условиях и отнесены им к океаническому типу. Вышеприведенные данные и соображения никак не согласуются с такой оценкой и выводом. Это расхождение вполне объяснимо. Следует обратить внимание на то, что в центре Нимнырской СФЗ расположена крупная (30 × 100 км) грабен-синклинозная Унгра-Тимптонская структура (рис. 1), имеющая совсем иную, чем Нимнырская зона, геологическую историю. В составе пород этого синклинория действительно довольно много (19 %) метабаза́льтов океанического типа, которые, естественно, выплавлялись в близповерхностных условиях, что подтверждается отношением в них $K_2O/Na_2O = 0,12$. Но эти породы не имеют отношения к верхнеалданской серии раннего архея, будучи позднеархейскими.

Таким образом, вся совокупность геологических, петрохимических данных с высокой вероятностью свидетельствует в пользу гипотезы о континентальной природе раннеархейской Нимнырской СФЗ, т. е. зарождении на катархейском тангракском базальтовом основании уже на заре геологической истории небольшого массива континентальной земной коры (протоконтинента).

Если высказанные предположения и доводы о времени внедрения «нимнырских» метабаза́льтов и принадлежности одних из них (траппового и островодужного типов) к катархейскому базальтовому ложу, а других (континентальнорифтового типа) – среднеархейскому тимптонскому рифтингу соответствуют действительности, то Нимнырский протоконтинент окажется структурой амагматичной. Это, в свою очередь, усиливает вывод о его протоконтинентальной природе и полностью снимает противоречие в присутствии среди глубокодифференцированных метасадочных пород верхнеалданской и иенгрской серий магматических продуктов (метабаза́льтов), свойственных активным геодинамическим обстановкам.

Итак, завершено рассмотрение раннеархейских СФЗ иенгрского СВК Алданского щита с целью выявления их геодинамической природы. Три зоны этого комплекса демонстрируют весьма вероятное существование на самой ранней стадии геологической истории Земли трех взаимосвязанных режимов: океанического – Зверевская, островодужного – Чаро-Сеймская, континентального – Нимнырская СФЗ.

Важное следствие выполненной работы – объективное независимое подтверждение реальности существования и обоснованности выделения СФЗ в раннем архее Алданского щита. Если первоначально они были выделены только

на основании различий в их вещественном (на уровне пород) составе [23; 24], то теперь они характеризуются еще и индивидуальным составом и геодинамической принадлежностью метабаза́льтов. Наглядным выражением этого положения выступает весьма разное присутствие в трех иенгрских зонах метабаза́льтов океанического типа: в Нимнырской зоне их практически нет, в Чаро-Сеймской они составляют 18 %, в Зверевской – 63 % (а вместе с океаническими платобаза́льтами – 78 %) от числа проанализированных пород. Таким образом, наши СФЗ отражают объективную реальность, являясь продуктом тектонических структур с разным геодинамическим режимом. Выделение СФЗ в глубокометаморфизованных архейских породах Алданского щита – важнейшее фундаментальное геологическое достижение. Только на этом фундаменте удалось установить геодинамические режимы в раннем архее щита, показать их площадное распространение, т. е. впервые появилась возможность построить геодинамическую карту Алданского щита. Однако для построения карты всего щита необходимо выяснить геодинамические режимы не только в СФЗ Иенгрского комплекса, но и четырех зонах Тимптоно-Джелтулинского комплекса, развитого на восточной половине щита (Тимптоно-Учурское междуречье), что возможно только в качестве продолжения нашей статьи.

Другое важное следствие настоящей работы – два практических вывода, первый из которых: возможность построить более обоснованную стратиграфическую схему расчленения и корреляции раннеархейских образований Алданского щита – важен для практики геологического картирования; второй: по-новому оценить перспективы Южной Якутии на выявление месторождений полезных ископаемых, связанных с архейскими образованиями щита, основываясь на плитотектонических построениях и актуалистических реконструкциях – незаменим в практике поисковых работ. Этот второй важный вывод требует специального подробного рассмотрения, что в рамках данной статьи невозможно.

Здесь стоит обратить внимание на Алдано-Становой структурный шов, разделяющий Зверевскую «океаническую плиту» и Чаро-Сеймскую «островную дугу». Шов на всем своем протяжении (около 1000 км при ширине 3–10 км) подчеркнут зеленосланцевыми диафоритами, рассланцованными породами, к нему также приурочены крупные массивы архейских анортозитов, габбро-анортозитов (Олёкмо-Каларский, Джугджурский и др.), что указывает на его большую древность, высокую проницаемость и значительные динамические напряжения в нем. А. М. Алакшин и Л. П. Карсаков [1] отмечают обстановку интенсивного сжатия в этой шовной зоне в раннем архее. Плоскость шва наклонена на север под Чаро-Сеймскую «островную дугу». Из современной геологии известно, что океанические плиты и островные дуги разделяет тектоническая зона

Беньофа. Исповедуя актуалистический подход к расшифровке геологии архея, приходится признать Алдано-Становой структурный шов реликтом раннеархейской зоны Беньофа.

Проведенное исследование в значительной мере базируется на химических анализах архейских метаморфических пород Алданского щита. Образцы для анализов в течение ряда лет собирались очень многими геологами, которым автор глубоко признателен. Выражаю благодарность тем из них, чей вклад наиболее значителен: это геологи В. Л. Дук, Е. П. Максимов, С. Д. Великославинский, Р. Н. Ахметов, В. М. Никитин, В. И. Уютов, Д. В. Утробин, Л. П. Карсаков, И. М. Фрумкин.

1. Алакшин А. М., Карсаков Л. П. Глубинное строение Станового структурного шва // Тихоокеанская геология. — 1985. — № 3. — С. 76–86.

2. Брант С. В. Абсолютный возраст кристаллических сланцев Алданского щита по данным рубидий-стронциевого и калий-аргонового методов // Советская геология. — 1978. — № 9. — С. 70–79.

3. Великославинский С. Д., Крылов Д. П. Геодинамическая типизация базальтов по геохимическим данным // Геотектоника. — 2014. — Т. 48, № 6. — С. 77–91.

4. Великославинский С. Д. Новые данные о возрасте тоналит-трондиemitовых ортогнейсов олекминского комплекса центральной части Чаро-Олекминского геоблока Алданского щита / С. Д. Великославинский, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, А. Б. Кузнецов, В. П. Ковач, Н. В. Попов, Е. В. Толмачева, И. В. Анисимова, Ю. В. Плоткина // Докл. РАН. Науки о земле. — 2018. — Т. 482, № 5. — С. 547–552.

5. Геология Сибирской платформы. — М.: Недра, 1966. — 448 с.

6. Геология Якутской АССР. — М.: Недра, 1981. — 300 с.

7. Геофизика океана. Т. 2: Геодинамика. — М.: Наука, 1979. — 416 с.

8. Геохронология докембрия Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. — Л.: Наука, 1968. — 334 с.

9. Древнейшие породы Алдано-Станового щита: Путеводитель между геолог. экскурсиями проекта МПГК № 280 «Древнейшие породы Земли». — Л., 1989. — 360 с.

10. Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И. Палеогеодинамика. — М.: Наука, 1993. — 192 с.

11. Искандерова А. Д., Неймарк Л. А., Рудник В. А. Результаты датирования раннедокембрийских полиметаморфических комплексов Восточной Сибири свинцово-изохронным методом // Геологические формации региона БАМ. — Л., 1980. — С. 123–128. — (Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 307).

12. Карсаков Л. П. Глубинные гранулиты (на примере чогарского комплекса Становой складчатой системы Восточной Сибири). — М.: Наука, 1978. — 152 с.

13. Карсаков Л. П., Вольский А. С. и др. Становая складчато-глыбовая область // Геология зоны БАМ. Т. 1: Геологическое строение. — Л.: Недра, 1988. — С. 168–199.

14. Кицул В. И., Березкин В. И. и др. Формации и минеральные фации архейских метаморфических пород Алданского щита. — Л., 1977. — С. 113–119. — (Тр. ВСЕГЕИ, новая серия, т. 265).

15. Классификация и номенклатура магматических пород: Справочное пособие. — М.: Недра, 1981. — 160 с.

16. Ковач В. П. Верхняя возрастная граница формирования Олондинского фрагмента Токко-Ханинского зеленокаменного пояса Алданского щита: результаты U-Pb (ID-TIMS) геохронологических исследований / В. П. Ко-

вач, А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, Н. В. Попов, С. Д. Великославинский, Ю. В. Плоткина, К.-Л. Ван, А. М. Федосеев // Докл. РАН. Науки о земле. — 2020. — Т. 494, № 2. — С. 13–19.

17. Конди К. Архейские зеленокаменные пояса. — М.: Мир, 1983. — 390 с.

18. Котов А. Б. Sm-Nd изотопные провинции Алданского щита / А. Б. Котов, Е. Б. Сальникова, В. А. Глебовицкий, В. П. Ковач, А. М. Ларин, С. Д. Великославинский, Н. Ю. Загорная // Докл. РАН. Науки о земле. — 2006. — Т. 410, № 1. — С. 91–94.

19. Котов А. Б. Новые данные о возрасте континентальной коры западной части Алданского щита: результаты изотопно-геохимических Sm-Nd исследований кайнозойских песчаных отложений Чарской и Токкинской впадин / А. Б. Котов, Т. М. Сквитина, В. П. Ковач, С. Д. Великославинский, Д. П. Лопатин, Е. В. Скларов, Е. В. Толмачева, О. В. Бобровская // Докл. РАН. Науки о земле — 2017. — Т. 475, № 3. — С. 291–294.

20. Лутц Б. Г. Геохимия океанического и континентального магматизма. — М.: Недра, 1980. — 247 с.

21. Магматические горные породы. Т. 3: Основные породы / отв. ред. Е. В. Шарков. — М.: Наука, 1985. — 488 с.

22. Угрюмов Ар. Н. О составе глубинных зон земной коры Алданского щита // Тектоника Сибири. Т. 3: Тектоника Сибирской платформы. — М.: Наука, 1970. — С. 164–167.

23. Фрумкин И. М. Структурно-литологический метод картирования докембрийских образований и результаты его применения на Алданском щите // Проблемы изучения геологии докембрия. — Л.: Наука, 1967. — С. 135–149.

24. Фрумкин И. М. Объем и структурно-стратиграфическое расчленение иенгского комплекса архея Алданского щита // Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР. — Якутск, 1971. — Вып. 19. — С. 11–26.

25. Фрумкин И. М. Алданский щит // Геология зоны БАМ. Т. 1: Геологическое строение. — Л.: Недра, 1988. — С. 123–144.

1. Alakshin A. M., Karsakov L. P. Glubinnoe stroenie Stanovogo strukturnogo shva [Deep structure of the Stanovoy structural seam]. *Tikhookeanskaya Geologiya*, 1985, no. 3, pp. 76–86. (In Russian).

2. Brant S. V. Absolyutnyy vozrast kristallicheskih slantsev Aldanskogo shchita po dannym rubidiiy-strontsiyevogo i kaliy-argonovogo metodov [Absolute age of crystalline schists of the Aldan Shield according to rubidium-strontium and potassium-argon methods]. *Sovetskaya Geologiya*, 1978, no. 9, pp. 70–79. (In Russian).

3. Velikoslavinskiy S. D., Krylov D. P. Geochemical discrimination of basalts formed in major geodynamic settings. *Geotectonics*, 2014, vol. 48, no. 6, pp. 77–91. (In Russian).

4. Velikoslavinskiy S. D., Kotov A. B., Sal'nikova E. B., Kuznetsov A. B., Kovach V. P., Popov N. V., Tolmacheva E. V., Anisimova I. V., Plotkina Yu. V. New data on the age of the tonalite-trondhjemite orthogneisses of the olekminsky complex in the central part of the Chara-Olekma Geoblock of the Aldan Shield. *Doklady Earth Sciences*, 2018, vol. 482, no. 5, pp. 547–552. (In Russian).

5. *Geologiya Sibirskoy platformy* [Geology of the Siberian Platform]. Moscow, Nedra, 1966, 448 p.

6. *Geologiya Yakutskoy ASSR* [Geology of the Yakut ASSR]. Moscow, Nedra, 1981, 300 p.

7. *Geofizika okeana. T. 2: Geodinamika* [Geophysics of the ocean. Vol. 2: Geodynamics]. Moscow, Nauka, 1979. 416 p.

8. *Geokhronologiya dokembriya Sibirskoy platformy i ee skladchatogo obramleniya* [Geochronology of the Precambrian of the Siberian Platform and its folded framing]. Leningrad, Nauka, 1968, 334 p.

9. Drevneyshie porody Aldano-Stanovogo shchita: Putevoditel' mezhdunarodnoy geoloicheskoy ekskursii proekta MPGK No 280 «Drevneyshie porody Zemli» [The most ancient rocks of the Aldan-Stanovoy Shield: A guide to the international geological excursion of the IGCP project No 280 «The oldest rocks of the Earth»]. Leningrad, 1989, 360 p.
10. Zonenshayn L. P., Kuz'min M. I. Paleogeodinamika [Paleogeodynamics]. Moscow, Nauka, 1993, 192 p.
11. Iskanderova A. D., Neymark L. A., Rudnik V. A. Rezul'taty datirovaniya rannedokembriyskikh polimetamorficheskikh kompleksov Vostochnoy Sibiri svintsovo-izokhronnym metodom [Results of dating the Early Precambrian polymetamorphic complexes of Eastern Siberia by the lead-isochronous method]. *Geologicheskie formatsii regiona BAM*. Leningrad, 1980, pp. 123–128. (In Russian).
12. Karsakov L. P. Glubinnye granulity (na primere chogarskogo kompleksa Stanovoy skladchatoy sistemy Vostochnoy Sibiri) [Deep granulites (on the example of the Chogar complex of the Stanovoy folded system of Eastern Siberia)]. Moscow, Nauka, 1978. 152 p.
13. Karsakov L. P., Vol'skiy A. S. et al. Stanovaya skladchato-glybovaya oblast' [Stanovaya fold-block area]. *Geology of the BAM zone, vol. 1. Geological structure*. Leningrad, Nedra, 1988, pp. 168–199. (In Russian).
14. Kitsul V. I., Berezkin V. I. et al. Formatsii i mineral'nye fatsii arkheyskikh metamorficheskikh porod Aldanskogo shchita [Formations and mineral facies of Archean metamorphic rocks of the Aldan Shield]. Leningrad, 1977, pp. 113–119.
15. Klassifikatsiya i nomenklatura magmaticheskikh porod: Spravochnoe posobie [Classification and nomenclature of igneous rocks: Reference manual]. Moscow, Nedra, 1981, 160 p.
16. Kovach V. P., Kotov A. B., Salnikova E. B., Popov N. V., Velikoslavinskiy S. D., Plotkina Yu. V., Van K.-L., Fedoseenko A. M. Upper age limit of formation of the Olondo fragment of Tokko-Khani greenstone belt, Aldan Shield: results of U-Pb (ID-TIMS) geochronological studies. *Doklady Earth Sciences*, 2020, vol. 494, no. 2, pp. 13–19. (In Russian).
17. Kondi K. Arkheyskie zelenokamennye poyasa [Archean greenstone belts]. Moscow, Mir, 1983. 390 p.
18. Kotov A. B., Sal'nikova E. B., Glebovitsky V. A., Kovach V. P., Larin A. M., Velikoslavinskiy S. D., Zagornaya N. Yu. Sm-Nd isotopic provinces of the Aldan Shield. *Doklady Earth Sciences*, 2006, vol. 410, no. 1, pp. 91–94. (In Russian).
19. Kotov A. B., Skovitina T. M., Kovach V. P., Velikoslavinskiy S. D., Lopatin D. V., Sklyarov E. V., Tolmacheva E. V., Bobrovskaya O. V. New data on continental crust age in the western part of Aldan Shield: results of Sm-Nd isotopic study of Cenozoic sand deposits in the Charskaya and Tokkinskaya basins. *Doklady Earth Sciences*, 2017, vol. 475, no. 3, pp. 291–294. (In Russian).
20. Lutts B. G. Geokhimiya okeanicheskogo i kontinental'nogo magmatizma [Geochemistry of oceanic and continental magmatism]. Moscow, Nedra, 1980, 247 p.
21. Magmaticheskie gornye porody. T. 3: Osnovnye porody [Igneous rocks. Vol. 3: Basic rocks]. Ex. ed. E. V. Sharkov. Moscow, Nauka, 1985, 488 p.
22. Ugryumov Ar. N. O sostave glubinykh zon zemnoy kory Aldanskogo shchita [On the composition of deep zones of the earth's crust of the Aldan Shield]. *Tectonics of Siberia. Vol. 3: Tectonics of the Siberian Platform*. Moscow, Nauka, 1970, pp. 164–167. (In Russian).
23. Frumkin I. M. Strukturno-litologicheskii metod kartirovaniya dokembriyskikh obrazovaniy i rezul'taty ego primeneniya na Aldanskom shchite [Structural-lithological method of mapping Precambrian formations and the results of its application on the Aldan Shield]. *Problemy izucheniya geologii dokembriya*. Leningrad, Nauka, 1967, pp. 135–149. (In Russian).
24. Frumkin I. M. Ob'em i strukturno-stratigraficheskoe raschlenenie iengrskogo kompleksa arkheya Aldanskogo shchita [Volume and structural-stratigraphic subdivision of the Yengra Archean Complex of the Aldan Shield]. *Materialy po geologii i poleznym iskopaemym Yakutskoy ASSR*. Yakutsk, 1971. Iss. 19, pp. 11–26. (In Russian).
25. Frumkin I. M. Aldanskiy shchit [Aldan Shield]. *Geology of the BAM zone, vol. 1. Geological structure*. Leningrad, Nedra, 1988, pp. 123–144. (In Russian).

Фрумкин Исаак Минаевич — канд. геол.-минерал. наук, гл. геолог, ПГО «Якутскгеология». Ул. Анотея, 11/2, Нетания, Израиль, 4230017. <isaakfrumkin@gmail.com>

Frumkin Isaak Minaevich — Candidate of Geological and Mineralogical Sciences, Chief Geologist. 11/2 st. Anotea, Netanya, Israel, 4230017. <isaakfrumkin@gmail.com>