

УДК 550.838.5:551.86:551.215:552.323

## ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ БАЗИТОВ БАСЕЙНА Р. УДЖА (СЕВЕРО-ВОСТОК СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ)

© 2012 г. К. М. Константинов\*, М. Д. Томшин\*\*, Д. П. Гладкочуб\*\*\*, А. Е. Васильева\*\*

\*Научно-исследовательское геологоразведочное предприятие АК “АЛРОСА”  
678174, Республика Якутия (Саха), г. Мирный, Чернышевское шоссе, 16  
E-mail: KonstantinovKM@alrosa.ru

\*\*Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН  
677980, Республика Якутия (Саха), г. Якутск, просп. Ленина, 39  
E-mail: museum@diamond.ysn.ru

\*\*\*Институт земной коры СО РАН  
667033, г. Иркутск, ул. Лермонтова, 128  
E-mail: dima@crust.ru

Поступила в редакцию 29.04.2011 г.

Проведены геологические, петрохимические и палеомагнитные исследования раннемезозойских базитов бассейна р. Уджа. Магматическая деятельность в районе контролировалась Молодо-Поппайской зоной разломов (МПЗР) северо-западного простирания и носила многоактный характер, при этом разные петрохимические группы пород имеют сближенный возраст (250–230 млн. лет). Магматиты основного состава представлены производными толеит-базальтового и щелочно-базальтового исходных магматических расплавов, которые отражаются и на распределении значений магнитных параметров. По комплексу признаков изученные базиты объединены в четыре петромагнитных таксона (ПМТ), которые включают три петромагнитные группы (ПМГ) и одну петромагнитную неоднородность (ПМН). Базиты ПМГ характеризуются векторами естественной остаточной намагниченности (ЕОН) первичной, а ПМН – сложной метакронной природы. По группировкам векторов ЕОН изученных ПМТ рассчитаны виртуальные геомагнитные полюсы, которые сопоставлены с базовыми данными по Восточной Сибири. На основе полученных результатов предложен сценарий развития магматических событий в пределах МПЗР в начале мезозоя.

Ключевые слова: Сибирская платформа, Молодо-Поппайская зона разломов, раннемезозойские базиты, щелочные базиты, палеомагнетизм.

### ВВЕДЕНИЕ

На территории Сибирской платформы наиболее изученными, в палеомагнитном отношении, объектами являются пермтриасовые траппы Тунгусской синеклизы [3, 6, 7, 26, 38–40, 44]. По результатам этих исследований с высокой степенью надежности рассчитан средний палеомагнитный полюс для границы перми-триаса ( $\approx 250$  млн. лет), который используется для геодинамических реконструкций Сибирской платформы. Однако круг геолого-геофизических задач, решаемых на основе петро- и палеомагнитного методов, на этом не ограничивается.

В связи с разработкой единой “Схемы базитового магматизма Сибирской платформы” с целью изучения этапов тектоно-магматической активизации на границе перми-триаса наряду с геологическими, аналитическими, изотопными и др. исследованиями широко применяется и палеомагнитный метод [8, 14, 20, 22, 34]. Он изучает особенности магнитного поля Земли по векторам естественной оста-

точной намагниченности (ЕОН,  $I_n$ ), которые образуются в момент становления горных пород. Поскольку магнитное поле носит глобальный характер, то с помощью палеомагнетизма можно проводить региональную возрастную корреляцию геологических объектов, удаленных на значительные расстояния друг от друга [32, 33]. Поэтому палеомагнитные исследования целесообразно рассматривать в качестве основы для детальной петромагнитной классификации и ранжирования, в частности, траппов, широко развитых на Сибирской платформе [15, 21].

В конце прошлого–начале нынешнего столетия проведены детальные геологические и петрогеохимические исследования базитов восточного борта Тунгусской синеклизы, с целью изучения истории ее геологического строения и развития, а также установления закономерностей проявления кимберлитового магматизма. На основе полученных данных, единый пермтриасовый тектоно-магматический цикл разделен на три фазы внедрения траппов:

интрузивная ( $\gamma\beta P_2$ ), вулканно-субвулканическая ( $\beta_0\text{-}\gamma\beta P_2\text{-}T_1$ ) и интрузивная ( $\gamma\beta T_1$ ) [2, 29, 30]. По двум последним из них получены виртуальные геомагнитные полюсы (ВГП) [39]. Взаимоотношения этих фаз внедрения детально изучались на кимберлитовой трубке Комсомольская [12, 17]. Оказалось, что при взаимодействии базитов третьей фазы внедрения с ранними фазами в эндоконтактных областях последних образуются мощные (до 20–25 м) петромагнитные неоднородности (ПМН) зон обжига [11, 13]. При этом в образованных петромагнитных гибридах не наблюдается петрографических, минералогических, химических и т. п. преобразований, что часто запутывало ситуацию при классификации базитов по петромагнитным группам (ПМГ) [21]. Тем не менее, ПМН фиксируются векторами ЕОН метакристаллической природы с характерными для зон обжига признаками, относительно повышенными значениями коэрцитивных спектров титаномагнетитов, по сравнению с исходными параметрами, а в некоторых случаях – изменением анизотропии магнитной восприимчивости.

В последнее время интерес к изучению мезозойских магматитов, развитых на северо-востоке Сибирской платформы, вызван тем, что они могут служить в качестве потенциальных источников россыпных алмазов в поздне триасовых коллекторах [27]. В этой связи задача установления пространственной и временной (парастерической) связи базитов разных районов Якутской алмазоносной провинции (ЯАП) является наиболее актуальной. Логично предположить, что палеомагнитный метод, исходя из его возможностей, будет играть в решении этого вопроса одну из главных ролей. Кроме того, петромагнитные данные по базитам необходимы и для интерпретации материалов магниторазведки, являющейся основным геофизическим методом изучения глубинного строения территории ЯАП и поисков кимберлитовых трубок. Имеющиеся по северо-востоку Сибирской платформы архивные палеомагнитные данные [9, 10, 25] явно недостаточны для решения подобных задач. Поэтому, с целью накопления надежной петромагнитной информации и совершенствования “Схемы...” нами выбраны мезозойские разнофазные базиты бассейна р. Уджда.

### ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА

Раннемезозойские базитовые образования, широко распространенные в долине р. Уджда (рис. 1), пространственно приурочены к Анабаро-Уджинской магматической провинции. Ее своеобразие заключается в том, что здесь совмещены два типа магмы: толеит-базальтовая и щелочно-базальтовая, сменяющая ее во времени. Магматическая активизация на рассматриваемой территории первоначально была обусловлена процессами, связанными с глобальными событиями, охватившими Сибир-

скую платформу в конце палеозоя – начале мезозоя, выразившихся формированием трапповых синеклиз, а, затем, заложением в триасе по северо-восточной периферии платформы Хатангско-Анабарско-Ленского прогиба. В начале, в раннетриасовое время (250 млн. лет), по магмоподводящим каналам, входящим в Молодо-Поигайскую зону разломов (МПЗР), произошло внедрение толеит-базальтового расплава. В результате были сформированы дайки и площадные трапповые силлы, вулканические аппараты, туфовые и лавовые образования толеитового состава. Силлы траппов зачастую внедрялись по межформационным поверхностям терригенных песчано-глинистых отложений перми и пирокластическим образованиям триаса, что свидетельствует об их нижнетриасовом возрасте.

Следующий этап магматической деятельности связан с образованием вдоль Хатангско-Анабарского-Ленского прогиба глубокопроникающих разломов, совпадающих в пределах долины р. Уджда с МПЗР. Эти разломы, отражающие процессы растяжения и, как следствие, заложение более глубоких магмогенерирующих очагов, способствовали выплавлению более щелочных, нежели толеиты, выплавок, отвечающих по составу щелочно-базальтовым расплавам и внедрению их в верхние горизонты коры. В результате сформировались дайки трахидолеритовых порфиритов, трахиандезитов и разнообразные тела монцонитпорфиритов [31]. Неоднократно наблюдаемые случаи контакта даек трахидолеритов, трахиандезитов и монцонитпорфиритов но без зон закалки, свидетельствуют если не о синхронности, то о близости времени их образования. Дайки щелочного ряда пространственно совмещены с раннетриасовыми траппами. Они зачастую прорывают последние и содержат их ксенолиты, что однозначно свидетельствует о более позднем времени их образования. Из вышесказанного следует, что нижний возрастной предел формирования щелочных базитов определяется как постнижнетриасовый. Установленный факт налегания нижнеюрских отложений (плинсбахский ярус) на размытую поверхность даек трахидолеритов [19] и присутствие в карнийских конгломератах верхнего триаса обломков долеритов, трахидолеритов и монцонитов [24], несомненно, говорит о том, что магматическая активизация на данной территории закончилась в конце среднетриасового времени (230 млн. лет).

### МЕТОДИКА РАБОТ

Согласно географическому положению и геологической обстановке, объекты исследования нами разбиты на два участка (рис. 1): 1 – восточный борт Анабарской антеклизы (нижнее течение р. Уджда от устья р. Чымара до р. Анабар) и 2 – Билירו-Уджинское поднятие (верхнее течение

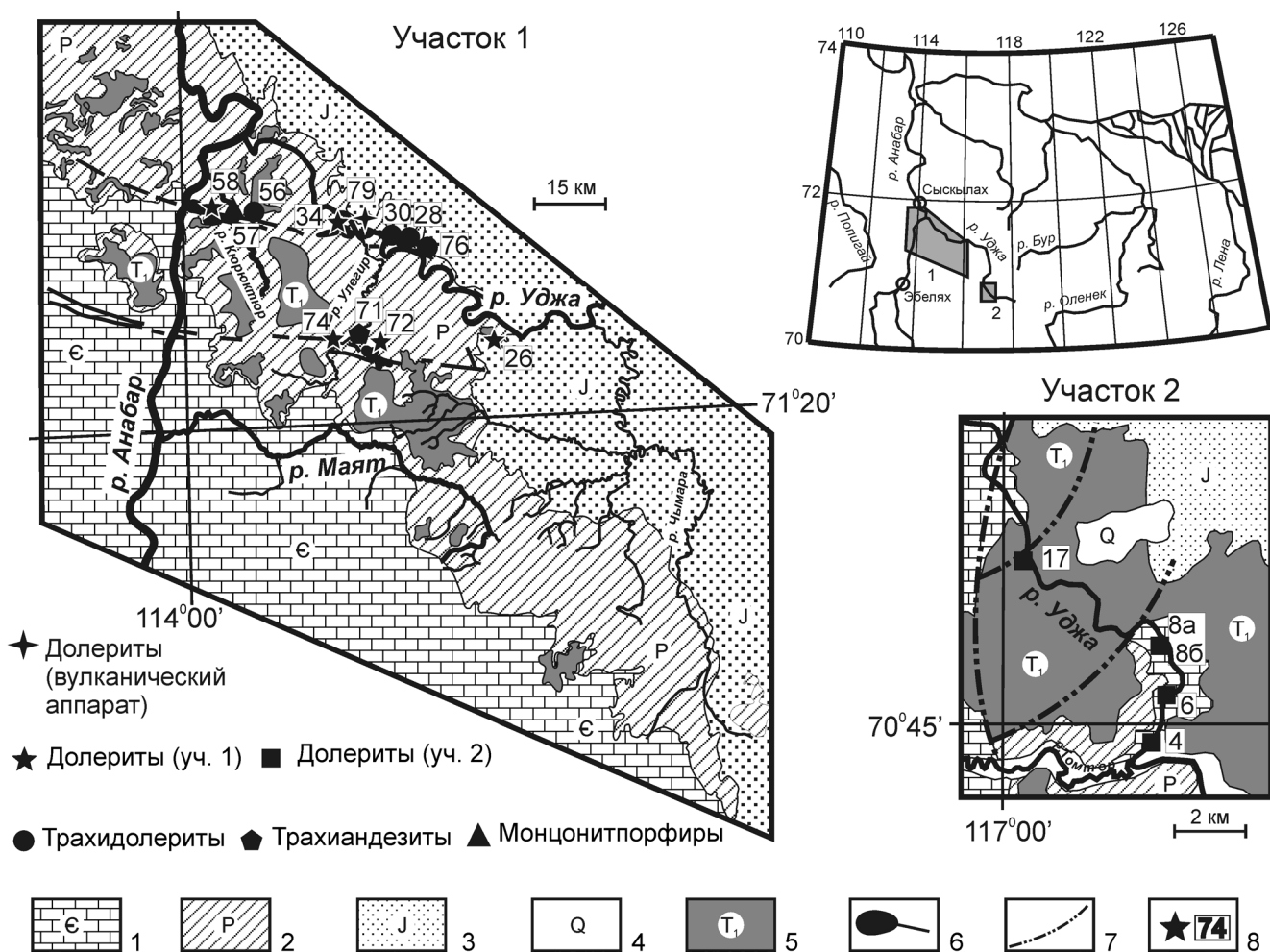


Рис. 1. Схематические геологические карты участков исследований.

1 – отложения кембрия нерасчлененные, 2 – отложения перми нерасчлененные, 3 – отложения юры нерасчлененные, 4 – четвертичные отложения нерасчлененные, 5 – раннетриасовые силлы траппов, 6 – интрузии Эбеаинского дайкового пояса, 7 – разломы, 8 – обнажения и их номера.

р. Уджа в районе устья ее левого притока р. Тортор). На уч. 1 нами изучены следующие магматиты: долериты  $v\beta T_1$  (обн. 26, 34, 58, 58', 72, 74 и 79); трахидолериты  $t\beta T_2$  (обн. 28, 30, 56 и 76), трахиандезиты  $t\beta T_2$  (обн. 71 и 71') и монзонитпорфиры  $t\beta T_2$  (обн. 57). На уч. 2 изучены долериты  $v\beta T_1$  из 4 даек (обн. 4, 6, 8a и 8б) и силла (обн. 17). Из-за плохой обнаженности территории не удалось детально изучить контактовые взаимоотношения между разнофазными телами базитов, что не позволило применить тест обжига в качестве основного доказательства природы векторов ЕОН. Всего, из 19 коренных обнажений, согласно принятой методике [32], отобрано около 170 ориентированных в современной системе координат штуфов.

Петрографические и петрохимические исследования магматических образований выполнены в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск) и ИЗК СО РАН (г. Иркутск). При изучении вещественного состава маг-

матитов использовались традиционные петрографические и геохимические методы исследования. Минеральный состав пород определялся на микрозонде Camebax-misgo и сканирующем микроскопе JSM-6480LM. При разделении пород на серии использовалась диаграмма  $(Na_2O + K_2O) - SiO_2$  с дискриминантными линиями деления на толеитовые и субщелочные разности по [42], субщелочные и высокощелочные – по [45]. На основе тройной диаграммы  $FeO - Fe_2O_3 - TiO_2$  [35] базиты, в зависимости от содержащихся в них ферромагнитных минералов, подразделялись на титаномагнетитовую и гемоильменитовую серии.

Петромагнитные работы проводились на базе Специализированной партии петрофизических исследований Амакинской ГРЭ АК «АЛРОСА» (пгт. Айхал). Измерения магнитной восприимчивости  $\alpha$  выполнены на каппа-мосте KLY-3S, а векторов  $In$  – на рок-генераторе JR-5a. Для палеомагнит-

ных исследований использовались размагничивающие устройства переменного тока AF-Demagnetizer и температуры ММТD80. Аппаратура и оборудование располагаются в комнате “магнитного вакуума” (по типу колец Гельмгольца), обеспечивающей однородное поле в центре в 15–20 раз ниже внешнего (геомагнитного).

Обработка, анализ и интерпретация материалов выполнены по программам Statistica-6 [1], OPAL-3 [4] и PMGSC-4.2 [36]. По результатам первичных измерений  $\alpha$  и  $I_n$  рассчитывались производные характеристики: вектор индуцированной намагниченности –  $I_i = \alpha H$  (где  $H$  – вектор напряженности геомагнитного поля, который в точке отбора проб, согласно математической модели [41], характеризуется величиной  $H = 60300$  нТл, наклоном  $D = 348^\circ$  и наклоном  $J = 84^\circ$ ); коэффициент Кенигсбергера – фактор  $Q = I_n/I_i$ ; вектор суммарной намагниченности –  $I = I_n + I_i$ . Кроме дескриптивных характеристик магнитных параметров, для векторов  $I_n$  и  $I$  рассчитывались параметры статистического распределения на сфере: среднее склонение –  $D_{ср}$ , среднее наклонение –  $J_{ср}$ , кучность –  $k$ , радиус овала доверия с вероятностью 95% –  $\alpha_{95}$  [37].

Как известно, вектор  $I_n$  горных пород может включать компоненты разной природы, синхронные каким-либо геологическим или физико-химическим событиям: первичной –  $I_n^0$ , метасинхронной –  $I_n^m$ , вязкой –  $I_n^v$  и т. п. [32]. Природа той или иной компоненты устанавливается по комплексу геологических, геофизических и статистических признаков (тестов). От степени доказательства природы векторов  $I_n$  зависит достоверность решения определенных геологических вопросов. Для удобства интерпретации данных компонентного анализа используется понятие “характеристическая ЕОН” ( $I_n^{ch}$ ), которая отождествляется с магнито-жесткой (высокотемпературной и высококоэрцитивной) составляющей вектора  $I_n$  [47]. Обычно ее определяют по прямому, стремящимся в центр диаграммы Зийдервельда, а в сложных случаях – по пересечению кругов перемагничивания. По кластерам векторов  $I_n^{ch}$  рассчитываются ВГП для каждого геологического объекта. После объединения ВГП по каким-либо признакам (геологическим, геохронологическим, химическим, физическим и т. п.) в группы рассчитываются средние палеомагнитные полюсы, на основе которых осуществляется геологическая интерпретация палеомагнитных данных (палинспастические реконструкции блоков земной коры, палеомагнитное датирование “немых” геологических процессов и т. п.).

## РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

**Долериты** ( $v\beta T_1$ ). Становление трапповых интрузий в Анабаро-Уджинском районе контролировал МПЗР. Наиболее подробно, нами изучены ин-

трузии долеритов, локализованные вдоль Харабийского (среднее и нижнее течение р. Уджи) и Куойкского (верхнее течение р. Уджи) разломов (рис. 1). К первому из них приурочен Уджинский (уч. 1), а ко второму – Верхнеуджинский (уч. 2) силлы.

**Уджинский силл** (уч. 1) – крупный магматический объект района. Он следится в виде развалов и коренных обнажений на водораздельном участке между рр. Уджа и Кюрюктюр (обн. 26, 58, 58', 72 и 74; рис. 1). Несмотря на огромные размеры (по площади), мощность его видимо была незначительной, поскольку как в развалах, так и в коренных выходах отмечены лишь мелкозернистые разности пород, имеющие преимущественно пойкилоофитовую структуру. Отличительная особенность долеритов силла – значительная (до 12%) доля слабо раскристаллизованного стекловатого мезостазиса. Последнее, несомненно, свидетельствует о близкповерхностных условиях кристаллизации расплава, формировавшего силл.

Основным порообразующим минералом долеритов является плагиоклаз, изменяющий свой состав от битовнита ( $An_{74}$ ) до андезина ( $An_{37}$ ). Ойкокристаллы пироксена имеют округлую форму и отвечают железистому авгиту ( $Wo_{39-33}En_{42-35}Fs_{29-17}$ ). Оливин в породе присутствует постоянно. Доля его меняется незначительно, в целом варьирует от 4 до 6%. По составу минерал отвечает гортонолит-гидросидериту ( $Fa_{59-47}$ ). Титаномагнетит, как правило, приурочен к мезостазисным участкам и характеризуется игольчатыми формами кристаллов. Слабо раскристаллизованное интерстиционное стекло имеет буроватый цвет. В тех случаях, когда это удается, в стекле диагностируются скелетные кристаллы клинопироксена и окисно-рудные минералы.

В качестве примера жерловой фации вулканической деятельности в пределах первого участка нами изучался *вулканический аппарат*, расположенный на правом берегу р. Уджи против устья р. Улегир (обн. 79, рис. 1). Согласно [28] жерловина имеет диаметр 250 м и куполообразное строение. Стенка жерлового аппарата (около 12–18 м толщиной) сложена монолитными (сливными) тонко- и мелкозернистыми базальтами (долеритами). Далее к центру структуры зернистость пород увеличивается до средней. Одновременно с этим в породе появляется трещиноватость, вначале редкая, затем (по направлению к центру) более интенсивная. В результате порода приобретает раздробленный, блочный облик, формируется эруптивная брекчия. Трещинки заполнены кальцитом. Связующей массой в эруптивной брекчии является вулканическое стекло, туфы и туфогенно-осадочные образования, пропитанные кальцитом и кремнеземом. Центральная часть жерловины около 100 м выполнена гидротермально преобразованным туфовым материалом. Неизменные породы вулкана по своим структурным и минералогическим характеристикам подоб-

ны долеритам Уджинского силла. Строение вулкана, несомненно, свидетельствует о продолжительности магматической деятельности при его формировании и неоднократном ее возобновлении. В петрографическом отношении долеритам вулканического аппарата подобны породы предположительно *штокообразного интрузива*, описанного в обн. 34.

*Верхнеуджинский интрузив* (уч. 2) состоит из хонолитоподобной залежи максимальной видимой мощности около 40 м (обн. 17) и дайкообразных тел, выполняющих роль подводящих каналов (обн. 4, 6, 8а и 8б). Описание интрузии дается с использованием данных [23]. Слагается интрузив пойкилоофитовыми долеритами. Структурный и минеральный анализ пород позволил констатировать, что становление интрузива происходило в субвулканических условиях. Как в хонолите, так и в дайках, вариации колебаний составов породообразующих минералов идентичны. Кристаллы лабрадора ( $An_{67-63}$ ) окружены очень узкой внешней каймой более кислого плагиоклаза. Количество оливина несколько меньше в долеритах даек (5–7%), чем в долеритах хонолита (9–11%). Состав его в дайках, более магнезиальный ( $Fa_{22-27}$ ), против гиалосидерита ( $Fa_{32-35}$ ) в хонолите. Клинопироксен, в обоих случаях, отвечает авгиту ( $Wo_{30-37}En_{46-47}Fs_{17-23}$ ). В слагающих Верхнеуджинский интрузив долеритах отсутствуют даже сидеронитовые формы выделения титаномагнетита. Скелетные индивиды последнего развиты лишь как продукты раскристаллизации интестиционного стекловатого вещества.

Химический состав долеритов описанных интрузий приведен в табл. 1. Он достаточно выдержан рис. 2а. По петрохимическим данным расплав, сформировавший оба интрузива, характеризуется типично толеитовым составом с нормальной кремнекислотностью и щелочностью и отличающийся от среднего траппа Сибирской платформы [18] только меньшей степенью окисленности железа и низким коэффициентом фракционирования ( $f = 68-72$ ). Последнее свидетельствует о достаточно быстром перемещении расплава в субвулканическую камеру без потери магнезиальной силикатной фазы. Отличное поведение окислов в вулканическом аппарате (обн. 79) и штокообразном теле (обн. 34) отражает длительность становления интрузий, наложенность позднемагматических процессов, флюидное поступление вещества и т.д., что приводит к перераспределению основных породообразующих компонентов.

Петромагнитные исследования долеритов приведены в табл. 2. Согласно петрохимической классификации [35], фигуративные точки долеритов двух участков сгруппированы в области титаномагнетитовой серии (рис. 2б). Полученные петрохимические данные о носителях намагниченности долеритов р. Уджа соответствуют аналогичным исследованиям и результатам дифференциального тер-

момангнитного анализа долеритов восточного борта Тунгусской синеклизы [15, 21, 30]. В то же время, долериты четко делятся по своим физическим свойствам ( $\alpha$ ,  $In$ , фактор  $Q$ ) на два петромагнитных таксона (ПМТ), соответствующие вышеназванным силлам (рис. 2в). К первому ПМТ-1 принадлежат долериты Уджинского силла уч. 1 со значениями:  $\alpha < 1600 \cdot 10^{-5}$  СИ,  $In$  – от 1000 до  $6300 \cdot 10^{-3}$  А/м и фактором  $Q$  – от 3.0 до 20.0. Однако на тернарном графике  $In-\alpha-I$  (рис. 2г) долериты из обн. 79 (вулканический аппарат), обн. 34 (шток) и обн. 58' (участок силла вблизи от рвущей его дайки трахидолеритов) выпадают из соответствующего этому ПМТ поля фигуративных точек, что возможно является следствием наложенных термальных процессов. Причем фигуративные точки двух последних объектов тяготеют к области рассеяния фигуративных точек долеритов Верхнеуджинского интрузива уч. 2. Таким образом, логично разделить первый ПМТ-1 на две подгруппы: ПМТ-1А (обн. 26, 58, 72 и 74) и ПМТ-1Б (обн. 34, 58' и 79). В ПМТ-2 объединены долериты Верхнеуджинского интрузива, характеризующиеся следующими изменениями магнитных значений:  $\alpha$  – от 1600 до  $3200 \cdot 10^{-5}$  СИ,  $In$  – от 1500 до  $3100 \cdot 10^{-3}$  А/м и фактора  $Q$  – от 1.3 до 3.0. Здесь важно отметить, что аналогичная тенденция увеличения значений  $\alpha$  между ПМТ-1 и ПМТ-2 наблюдается и у базитов второй и третьей фаз восточного борта Тунгусской синеклизы [12, 15, 21, 30].

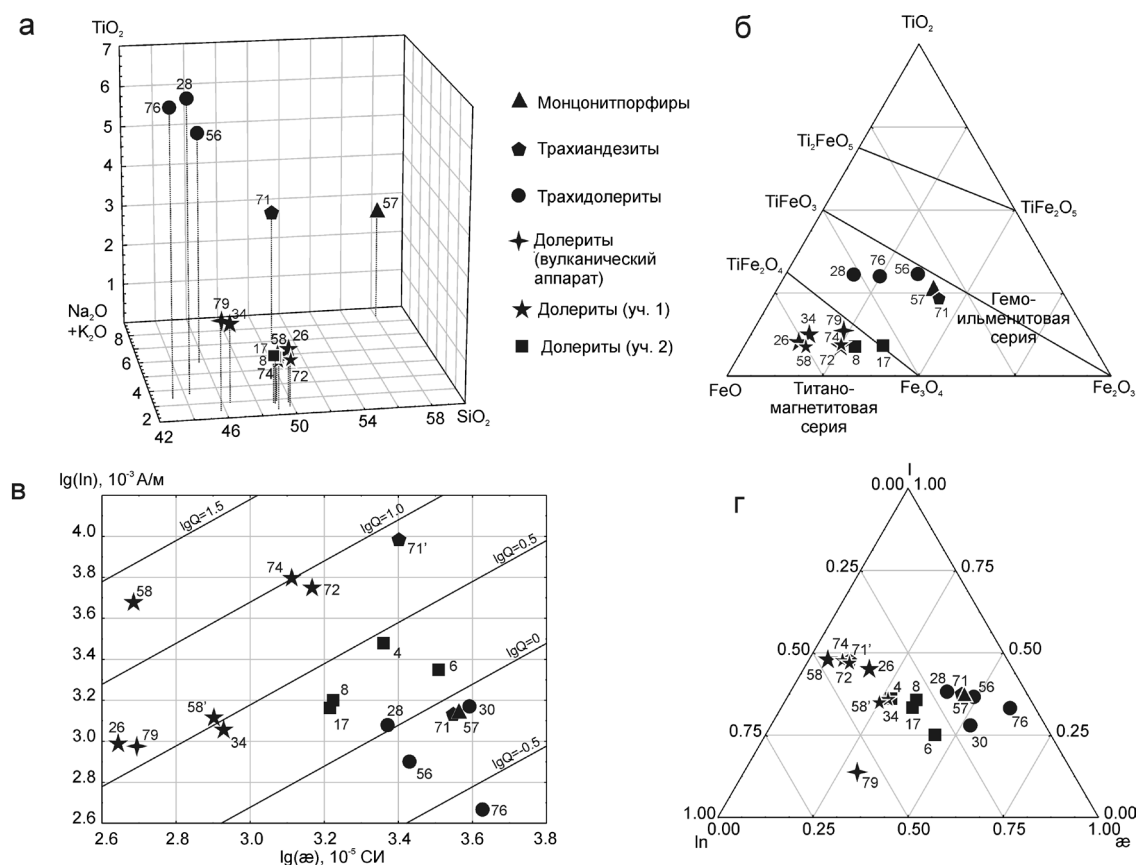
По данным ступенчатых размагничиваний, выполненных на разной физической основе, все долериты содержат не более двух компонент, условно относимых к магнитомягкой и магнито жесткой (рис. 3–5). Первая снимается температурой до 250°C или переменным магнитным полем до 20 мТл. Судя по тому, что она проявляется избирательно, как правило, присутствует у долеритов ПМТ-1Б и ПМТ-2 (рис. 4 и 5) и не образует кучных группировок, вероятнее всего, она имеет вязкую  $In^v$  природу, связанную с перемагничивающим воздействием современного магнитного поля Земли. Магнито жесткая компонента ( $In^{ch}$ ) уверенно диагностируется в переменных магнитных полях свыше 20 мТл и при температуре свыше 250°C. Природа этой компоненты в изученных долеритах трактуется неоднозначно.

Направления векторов  $In^{ch}$  изученных долеритов также распадаются на две группировки, соответствующие положительной и отрицательной полярности. Причем в долеритах ПМТ-1А (обн. 26, 58, 72 и 74) установлена положительная полярность векторов  $In^{ch}$  (рис. 3), а в долеритах ПМТ-1Б (обн. 34, 58' и 79) и ПМТ-2 (обн. 4, 6, 8а, 8б и 17) – отрицательная полярность векторов  $In^{ch}$  (рис. 4 и 5). В отличие от обн. 58' и 79 в обн. 34 установлены долериты с более сложным компонентным составом векторов ЕОН. Так, например, в обр. udz06/34-9m3 (рис. 4) по кругам перемагничивания снимаются

**Таблица 1.** Химический состав пород раннемезозойских магматических образований р. Уджа, вес. %

Тип пород	Долериты								Трахидолериты			Трахиандезиты	Монцитит-порфиры
	58	72	74	26	17	8	34	79	28	76	56	71	57
№ обн., морф-я тела	силл	силл	силл	силл	силл	дайка	шток	вулкан	силл	силл	дайка	дайка	дайка
n	5	3	2	3	4	2	3	4	2	3	8	3	4
SiO <sub>2</sub>	49.18	49.8	49.08	49.84	48.83	49.06	46.45	45.74	44.31	43.24	45.77	50.7	58.03
TiO <sub>2</sub>	1.12	1.13	1.14	1.29	1.29	1.27	1.89	2.14	6.99	6.85	5.74	3.22	2.68
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.29	15.32	15.43	14.75	14.79	14.91	15.05	14.54	10.53	10.46	11.97	15.54	14.86
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.94	3.1	3.09	1.67	4.99	4.03	2.21	3.55	3.94	5.61	6.4	5.96	4.25
FeO	9.22	8.24	8.06	9.49	7.68	8.77	10.77	9.63	11.75	10.28	6.59	4.53	3.48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> + FeO	11.16	11.34	11.15	11.16	12.67	12.8	12.99	13.19	15.69	15.89	12.98	10.5	7.73
MnO	0.16	0.18	0.18	0.19	0.34	0.26	0.24	0.17	0.17	0.18	0.17	0.15	0.12
MgO	7.02	7.24	6.72	7.27	6.96	6.57	6.03	4.78	6.51	6.27	4.91	3.35	2.97
CaO	11.22	10.73	11.29	10.57	10.96	10.99	9.79	10.76	10.64	10.97	8.78	5.73	3.57
Na <sub>2</sub> O	2.44	1.89	1.77	2.4	2.41	2.48	2.48	2.35	2.33	2.25	3.03	3.06	3.56
K <sub>2</sub> O	0.47	0.6	0.6	0.4	0.43	0.33	0.47	0.14	1.36	1.22	2.68	4.07	4.88
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	2.91	2.49	2.37	2.79	2.85	2.81	2.95	2.49	3.69	3.47	5.71	7.13	8.45
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.13	0.12	0.14	0.13	0.14	0.12	0.25	0.29	0.77	0.76	1.09	0.73	0.6
H <sub>2</sub> O+	1.12	1.2	0.81	1.01	0.95	0.81	1.8	1.98	0.76	0.87	1.16	1.95	0.79
CO <sub>2</sub>	0.57	0.23	1.32	0.53	0.32	—	2.13	3.86	0	1.33	3.6	0.8	—
S <sub>общ</sub>	—	0.02	0.03	0.02	0.02	0.04	0.03	0.02	0.04	0.03	0.28	0.02	—
F	0.44	0.05	0.08	0.02	0.05	—	0.14	0.02	0.17	0.19	0.28	0.24	0.31
Сумма	100.33	99.82	99.73	99.59	99.91	99.62	99.7	99.96	100.25	100.51	99.73	100.06	100.1

Примечание. n – количество анализов.



**Рис. 2.** Распределение петрохимических и магнитных характеристик базитов р. Уджа.

а – трехмерный график SiO<sub>2</sub>–(Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O)–TiO<sub>2</sub>; б – тернарный график FeO–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub> (по [35]); в – график логарифмов ln, æ и Q; г – тернарный график ln–æ–I (по [15]). Цифры – номера обнажений.

**Таблица 2.** Магнитные свойства раннемезозойских магматических образований р. Уджа в “естественном залегании”

№ п.п.	№ обнажения, тип пород, индекс	N	$\alpha$ $10^{-5}$ СИ	In				Q ед.	Ii $10^{-3}$ А/м	I			
				In $10^{-3}$ А/м	Dcp <sup>0</sup>	Jcp <sup>0</sup>	k, ед./ $\alpha_{95}^0$			I $10^{-3}$ А/м	Dcp <sup>0</sup>	Jcp <sup>0</sup>	k, ед./ $\alpha_{95}^0$
Восточный борт Анабарского щита (участок 1)													
1	26 – силл долеритов, $v\beta T_1$	30	440 (1.04)	975 (1.08)	345	80	7.3/10.4	4.65 (1.06)	210 (1.04)	1170 (1.07)	345	80	10.3/8.6
2	34 – штокообразное тело долеритов, $v\beta T_1$ *	44	860 (1.07)	1090 (1.12)	320	-65	1.3/39.4	2.64 (1.15)	410 (1.07)	1115 (1.11)	345	-5	1.3/40.6
3	58 – силл долеритов, $v\beta T_1$	17	485 (1.15)	4765 (1.25)	55	35	1.8/38.9	20.6 (1.20)	230 (1.15)	4870 (1.24)	55	40	1.9/36.8
4	58 <sup>2</sup> – силл долеритов $v\beta T_1$ *	14	800 (1.05)	1305 (1.16)	335	-50	4.1/22.3	3.44 (1.16)	380 (1.05)	1160 (1.17)	340	-30	3.5/25.1
5	72 – силл долеритов, $v\beta T_1$	16	1470 (1.04)	5580 (1.08)	105	80	35.2/6.3	7.93 (1.12)	705 (1.04)	6280 (1.07)	95	80	43.7/5.6
6	74 – силл долеритов, $v\beta T_1$	21	1295 (1.09)	6325 (1.21)	20	45	3.1/21.7	10.25 (1.20)	615 (1.09)	6970 (1.19)	15	45	3.4/20.6
7	79 – жерло вулкана, долериты, $v\beta T_1$ *	49	495 (1.06)	950 (1.16)	110	-80	4.6/10.7	4.03 (1.15)	235 (1.06)	760 (1.19)	65	-75	2.6/16.3
8	28 – силл трахидолеритов, $\tau\beta T_2$	34	2350 (1.04)	1200 (1.23)	310	50	1.7/30.1	1.07 (1.22)	1120 (1.04)	2205 (1.14)	335	65	4.2/13.8
9	30 – дайка трахидолеритов, $\tau\beta T_2$	47	3875 (1.04)	1480 (1.04)	0	-25	12.8/6.1	0.80 (1.03)	1850 (1.04)	2125 (1.05)	0	35	27.5/4.0
10	56 – дайка трахидолеритов, $\tau\beta T_2$	21	2690 (1.13)	800 (1.09)	10	50	13.2/9.1	0.62 (1.07)	1285 (1.13)	2020 (1.11)	5	65	91.3/3.3
11	76 – силл трахидолеритов, $\tau\beta T_2$	54	4270 (1.02)	545 (1.12)	30	30	1.9/20.4	0.27 (1.13)	2040 (1.02)	2320 (1.03)	355	70	11.5/6.0
12	57 – дайка монзонит-порфиров, $\tau\beta T_1$	35	3635 (1.07)	1380 (1.20)	355	20	2.3/21.1	0.80 (1.18)	1735 (1.07)	2935 (1.14)	350	55	4.5/13.0
13	71 – дайка трахиандезитов, $\tau\beta T_2$	6	3530 (1.01)	1345 (1.04)	340	50	21.4/14.8	0.80 (1.04)	1685 (1.01)	2925 (1.02)	345	65	96.2/6.9
14	71' – дайка трахиандезитов, $\tau\beta T_2$	12	2525 (1.11)	9630 (1.51)	20	45	3.2/29.1	7.98 (1.40)	1205 (1.11)	10815 (1.47)	20	50	4.0/25.0
Уджинское поднятие (участок 2)													
15	4 – дайка долеритов, $v\beta T_1$	17	2290 (1.04)	3010 (1.13)	315	-15	2.3/30.7	2.75 (1.13)	1095 (1.04)	3015 (1.16)	325	15	3.0/25.4
16	6 – дайка долеритов, $v\beta T_1$	21	3230 (1.03)	2230 (1.16)	15	-65	4.3/17.3	1.45 (1.16)	1540 (1.03)	1830 (1.16)	0	-5	2.0/31.4
17	8а, 8б – сводное по 2 дайкам долеритов, $v\beta T_1$	36	1650 (1.05)	1550 (1.12)	315	-25	1.8/26.7	1.97 (1.10)	800 (1.05)	1655 (1.10)	320	15	2.1/22.3
19	17 – силл долеритов, $v\beta T_1$	57	1645 (1.04)	1505 (1.15)	325	-25	2.6/15.1	1.92 (1.14)	785 (1.04)	1710 (1.14)	335	20	3.5/12.0
	Всего: 19 обнажений	531											

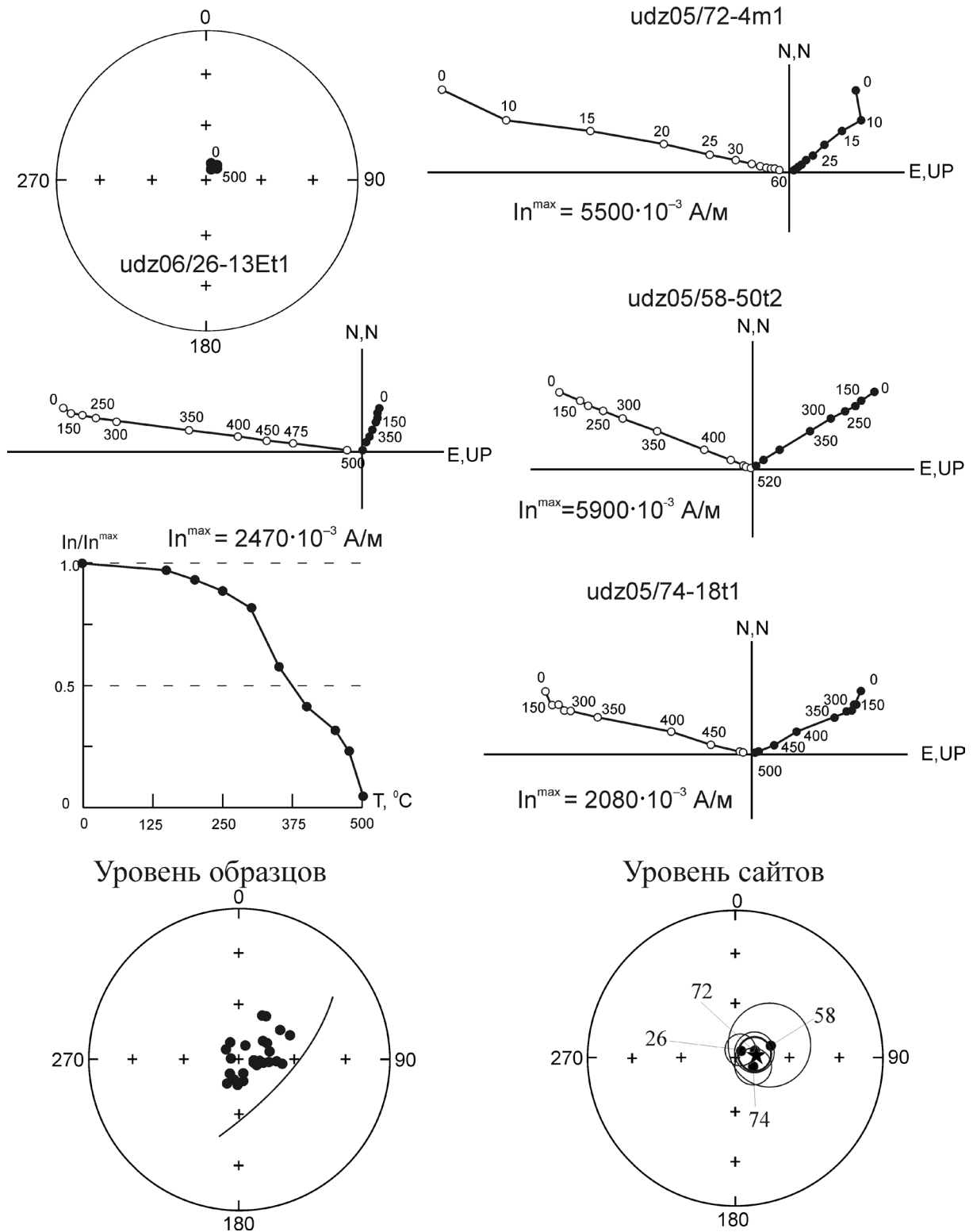
Примечание. N – количество образцов, участвующих в статистике. В скобках – стандартная ошибка среднего геометрического ( $\epsilon$ ). \* – петромагнитные неоднородности, ЕОН которых, вероятнее всего, имеет метакхронную природу. Средние направления In и I округлены. Другие пояснения см. в тексте.

две компоненты: первая “низкоэргитивная” (от 5 до 20 мГл) стремится из положительной в отрицательную полусферу, а вторая “высокоэргитивная” (от 25 до 70 мГл) – возвращается обратно. Среднее направления векторов In<sup>ch</sup> по перечисленным группировкам приведены в табл. 3.

Из приведенных в табл. 3 архивных материалов только данные по Верхнеуджинскому интрузиву [25] используются для расчета ВГП, поскольку они соответствуют современным требованиям, предъявляемым к такому типу данных (ступенчатые размагничивания с последующим компонентным со-

ставом векторов ЕОН). Данные [9, 10] приведены только для сравнительного анализа.

**Трахидолериты** ( $\tau\beta T_2$ ) образуют силлы (обн. 28 и 76) и дайкообразные тела (обн. 30 и 56), интрузирующие на западе уч. 1 **карбонаты среднего кембрия**, а в восточной части – терригенные песчано-глинистые образования перми и трапповые силлы (рис. 1). Протяженность даек от первых сотен метров до нескольких километров. Мощность тел колеблется от нескольких до 30 м. В петрографическом отношении описываемые породы относятся к клинопироксеновым трахидолеритовым порфи-



**Рис. 3.** Результаты ступенчатого размагничивания раннемезозойских толеитовых базитов ПМТ-1А.

Стереогаммы: залитые/прозрачные кружочки – направления прямой/обратной полярности векторов  $In^{ch}$ ; сплошная/пунктирная дуга – часть круга перемагничивания вектора  $In$ , лежащего, соответственно, на положительной/отрицательной полусфере; залитые/прозрачные звездочки со сплошным/пунктирным эллипсом – проекции средних направлений векторов  $In^{ch}$  с овалом доверия 95% на положительную/отрицательную полусферу. Диаграммы Зийдервельда: линии с залитыми/прозрачными кружочками – проекции векторов  $In^{ch}$  на горизонтальную/вертикальную плоскости. Цифры – значения температуры ( $^\circ\text{C}$ ) или переменного магнитного поля (мТл).



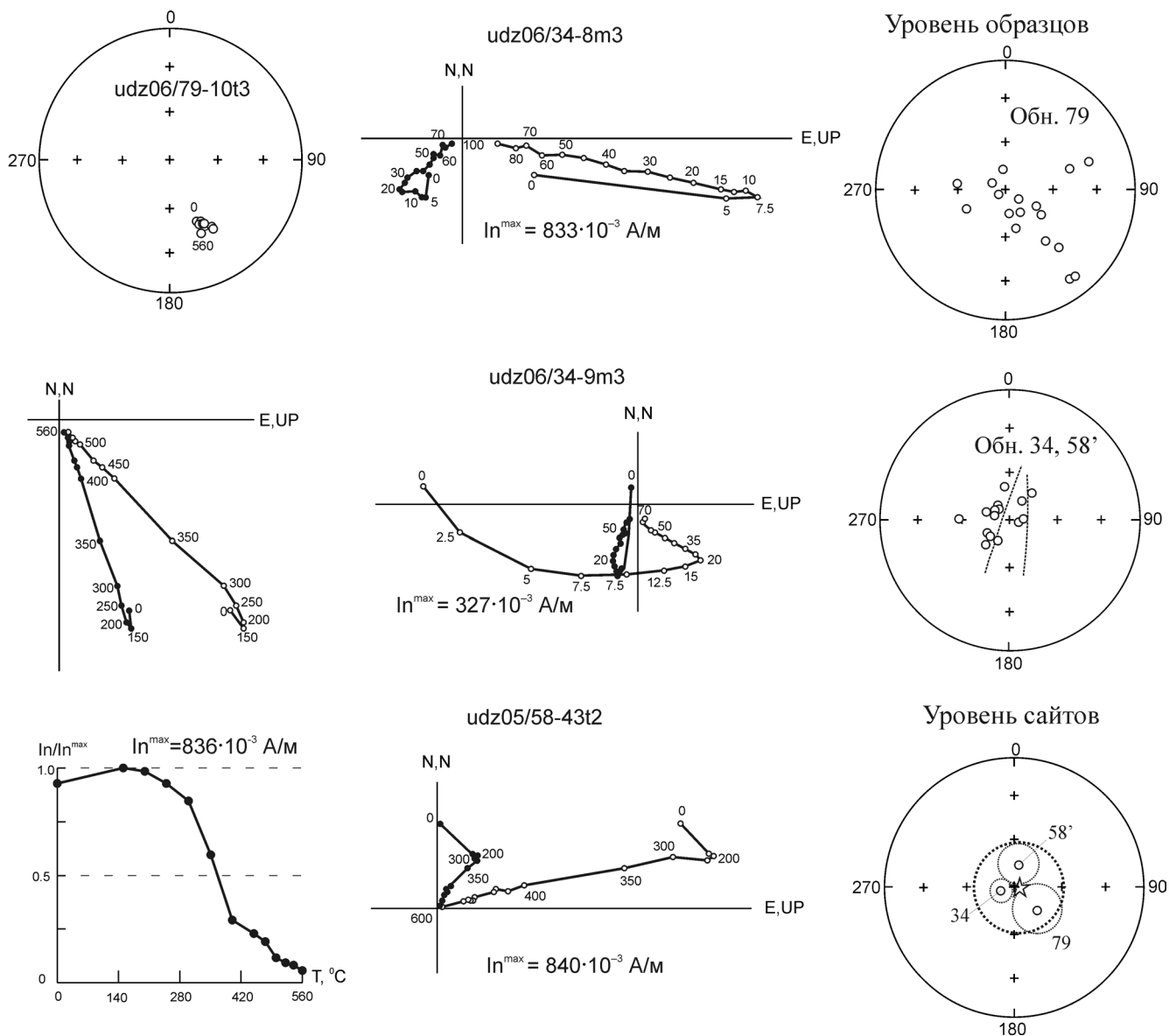


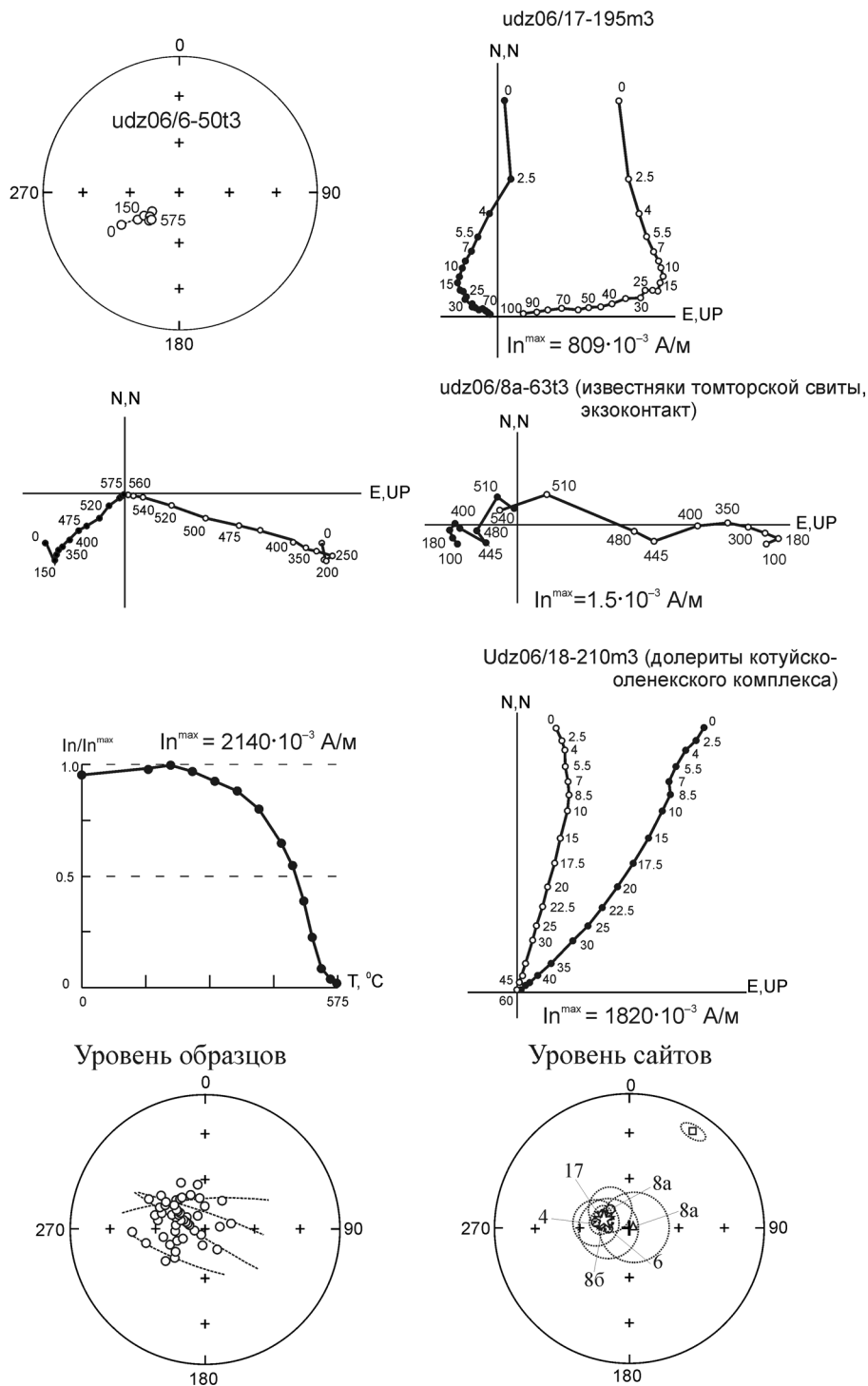
Рис. 4. Результаты ступенчатого размагничивания раннемезозойских толеитовых базитов ПМТ-1Б.

Пояснения см. на рис. 3.

ритам. Это зеленовато-серые тонкозернистые породы, среди основной массы которых наблюдаются порфиновые призматические кристаллы клинопироксена, реже таблички плагиоклаза и удлиненные кристаллы апатита. Текстура порфировая с микролитовой и пилотакситовой структурой основной массы. Клинопироксен порфиров составляет большую часть порфировых вкрапленников. Он по составу отвечает титанавгиту ( $Wo_{40-44}En_{46-44}Fs_{14-13}$ ), содержит 0.6–2%  $TiO_2$ . Основной же фазой-концентратором титана породы является ильменит, доля которого иногда достигает 25%. Плагиоклаз в порфировых выделениях встречается реже клинопироксена. Он имеет более основной ( $An_{63-49}$ ), чем мелкие лейсты базиса ( $An_{49-26}$ ), состав.

Кроме плагиоклаза базис порфиров выполняют альбит и калиевый полевой шпат. Оливин в породе очень редок и преимущественно замещен боулингом. Отличительная особенность порфиров – обилие биотита и апатита, которые являются основными носителями калия, фосфора и фтора. Кроме того, в породе постоянны кальцит (как поздне-, так и постмагматический), базальтическая роговая обманка и сфен. Иногда встречаются миндалекаменные разности трахидолеритов, в которых миндалины выполнены кальцитом и хлоритом.

В петрохимическом отношении рассматриваемые породы соответствуют трахидолеритовой формации. Они характеризуются пониженным содержанием кремнезема (табл. 1) и относятся к классу



**Рис. 5.** Результаты ступенчатого размагничивания раннемезозойских толеитовых базитов ПМТ-2 и вмещающих их пород.

На стереограмме сайтов: кружки – долериты Верхнеуджинского интрузива, треугольник – известняки томторской свиты венда из экзоконтакта с дайкой (обн. 8а) и квадратик – долериты котуйско-оленекского комплекса неопроterозоя. Другие пояснения см. на рис. 3.

пород недосыщенных кремнекислотой (Q – от 7.8 до 10.9). Весьма показательным необычно высоким содержанием в трахидолеритах  $TiO_2$  (рис. 2а). Содержание  $K_2O$  в трахидолеритовых порфиритах более

чем в 3 раза выше, чем в находящимся здесь же долеритах, тогда как рост содержания  $Na_2O$  менее существенный. Показательно также высокое содержание фосфора, изменяющееся в основном в пре-

Таблица 3. Палеомагнитные направления и полюсы раннемезозойских магматических образований р. Уджа

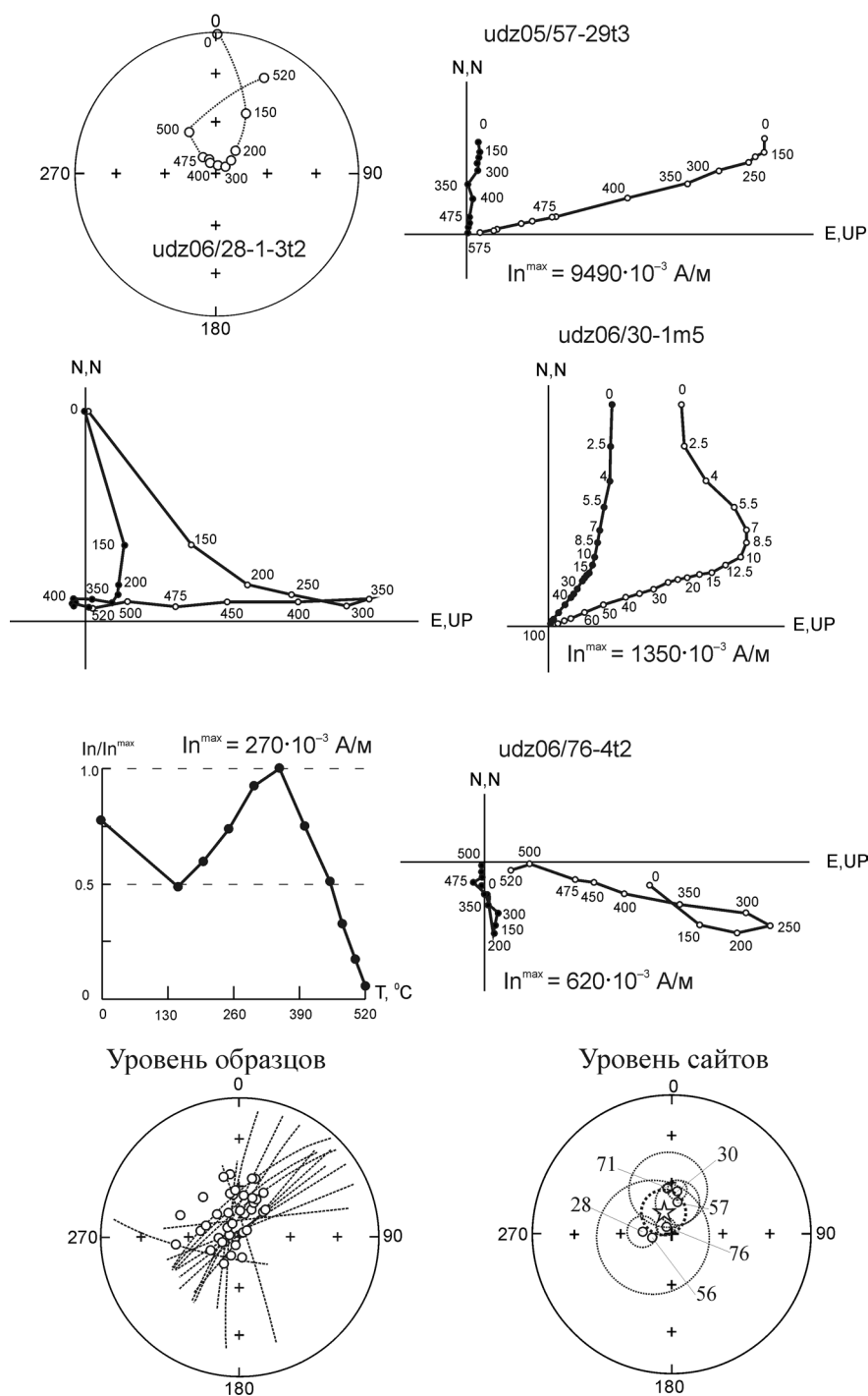
№ пп	Объекты, природа ЕОН	Координаты		N/n	Палеомагнитное направление				Виртуальный геомагнитный полюс			
		$\varphi_2, ^\circ$	$\lambda_2, ^\circ$		Dcp, °	Jcp, °	k, ед.	$\alpha_{95}, ^\circ$	$\Phi, ^\circ$	$\Lambda, ^\circ$	dp/dm, °	fm, °
Северо-восток Сибирской платформы, р. Уджа (настоящие исследования)												
Участок 1												
<i>толеитовые базиты (ПМТ-1А или ПМГ-1)</i>												
1	Обн. 26	71.5	115.4	-/10	19	85	30.5	8.9	80	134	17.4/17.6	80
2	Обн. 58	71.6	114.3	-/3	47	69	29.8	23.0	62	222	33.2/39.1	53
3	Обн. 72	71.5	114.7	-/5	51	79	49.7	11.0	73	189	19.8/20.9	69
4	Обн. 74	71.5	114.7	-/8 (1)	93	79	30.8	10.2	61	164	18.4/19.4	69
5	р. Уджа *	71.4	115.2	1/9	124	73	28.0	10.0	46	154	15.9/17.8	59
6	№№ 1 ÷ 4	71.6	114.5	-/26 (1)	70	81	29.8	5.3	70	169	9.9/10.2	72
7	№№ 1 ÷ 4			4/-	68	79	94.3	9.5	68	178	17.1/18.0	69
<i>толеитовые базиты с метахронной ЕОН сложной природы (ПМТ-1Б или ПМН)</i>												
8	Обн. 79	71.6	114.8	-/17	121	-70	6.2	15.6	60	21	23.1/26.8	54
9	Обн. 34	71.6	114.7	-/13 (2)	241	-82	34.3	7.2	73	158	13.6/14.0	74
10	Обн. 58'	71.6	114.1	-/4	359	-75	52.8	12.8	43	115	21.3/23.4	62
11	№№ 8 ÷ 10	71.6	114.5	-/34 (2)	133	-83	8.2	9.1	77	66	17.4/17.8	76
<i>субщелочные базиты эбеаинского интрузивного комплекса (ПМТ-3 или ПМГ-3)</i>												
12	Обн. 28	72.4	115.0	-/11 (5)	262	-73	27.8	9.0	57	185	14.2/16.1	59
13	Обн. 30	71.4	114.9	-/16	356	-64	48.0	5.4	27	118	6.9/8.6	46
14	Обн. 56	71.4	114.3	-/3 (2)	247	-79	38.5	33.5	68	178	60.4/63.6	69
15	Обн. 57	71.4	114.2	-/4 (2)	359	-71	69.3	12.9	37	115	19.6/22.5	55
16	Обн. 71	71.5	114.6	-/3	344	-64	31.1	22.5	28	127	28.5/35.8	46
17	Обн. 76	71.6	115.1	-/20 (6)	311	-85	38.5	5.4	64	132	10.6/10.7	80
18	№№ 12 ÷ 17	71.6	114.5	-/57 (15)	337	-77	21.1	4.2	48	129	7.3/7.8	65
19	№№ 12 ÷ 17			6/-	328	-77	28.9	12.7	49	134	22.1/23.7	65
Участок 2												
<i>толеитовые базиты (ПМТ-2 или ПМГ-2)</i>												
20	Обн. 4	70.6	117.1	-/7	269	-69	19.3	14.1	49	185	20.4/24.0	53
21	Обн. 6			-/7	259	-77	11.9	18.2	62	179	31.6/33.9	65
22	Обн. 8а			-/7 (1)	303	-74	22.5	13.1	47	155	21.3/23.6	60
23	Обн. 8б			-/12	270	-72	40.8	6.9	52	180	10.7/12.2	57
24	Обн. 17	70.7	117.0	-/23 (3)	286	-72	34.6	5.2	48	169	8.1/9.2	57
25	№№ 20 ÷ 24	70.7	117.2	-/56 (4)	280	-73	25.6	3.8	51	172	6.0/6.8	59
26	№№ 20 ÷ 24			5/-	278	-74	207.2	5.3	53	171	8.6/9.6	60
27	р. Анабар **	72	114	1/18	300	-71	34.0	6.0	44	157	9.1/10.5	55
28	р. Уджа ***	70.6	117.1	1/11	271	-71	59.0	6.0	51	179	9.1/10.5	55
Средний по участку 1 и 2												
29	№№ 7+19+26+28	71.1	115	16/-	108	78	41.7	5.8	56	157	10.3/10.9	67
Восточный борт Тунгусской синеклизы [39]****												
30	Айхал, 2 фаза	66.0	111.5	10/-	103	82	89.4	5.1	58	143	9.6/9.9	74
31	Юбилейная, 2 фаза			4/-	54	81	635.1	3.6	72	161	6.7/6.9	72
32	Сытыканская, 3 фаза			10/-	273	-64	201.5	3.4	40	177	4.3/5.4	46
Якутская алмазоносная провинция												
33	№№ 7+30+31	68.5	113	6/-	70	80	129.9	5.9	67	166	10.8/11.3	71
34	№№ 26+28+32			7/-	276	-72	189.7	4.4	49	169	6.8/7.8	57
35	№№ 29 ÷ 32			19/-	105	78	44.1	5.1	55	154	9.0/9.7	67
P <sub>2</sub> -T <sub>1</sub> палеомагнитный полюс Сибирской платформы [44]												
36				8/-					57	151	4.0	48

Примечание. N/n – количество сайтов/образцов, участвующих в статистике (в том числе, кругов размагничиваний).  $\varphi$  и  $\lambda$  – широта и долгота места отбора ориентированных образцов. Палеомагнитный полюс: широта –  $\Phi$ , долгота –  $\Lambda$ , доверительные интервалы – dp/dm и палеоширота – fm. Данные по: \* – [9], \*\* – [10], \*\*\* – [25], \*\*\*\* – данные по каждому объекту принимаются как один сайт. Другие пояснения см. в тексте.

делах 0.8–1.4% и достигающее в отдельных телах, обогащенных апатитом, 2.5%.

Трахидолериты заметно отличаются от долеритов и по магнитным параметрам. Во-первых, со-

гласно тройной диаграмме FeO–Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>–TiO<sub>2</sub> [35], их ферримагнитные минералы принадлежат к гемоильменитовой серии (рис. 2б). Во-вторых, они характеризуются относительно повышенными значениями



**Рис. 6.** Результаты ступенчатого размагничивания раннемезозойских субшелочных базитов эбехаинского интрузивного комплекса ПМТ-3.

Пояснения см. на рис. 3.

ми  $\alpha$  ( $>2500 \cdot 10^{-5}$  СИ), пониженными значениями  $In$  ( $<1600 \cdot 10^{-3}$  А/м) и фактора  $Q$  ( $<1.0$ ) (табл. 2, рис. 2в). В-третьих, их фигуративные точки образуют достаточно компактную группировку и на тернарном графике  $In-\alpha-I$  (рис. 2г). Все это вместе взятое позволяет выделить трахидолериты в самостоятельный ПМТ-3.

Магнитомягкая компонента трахидолеритов снимается температурой до  $350^\circ\text{C}$  и переменным магнитным полем до 10 мТл (udz06/28-1-3t2, udz06/30-1m5, udz06/76-4t2, рис. 6). Вероятнее всего, она имеет вязкую природу  $In^v$ . Свыше этих значений по прямым, стремящимся в начало координат

нат диаграмм Зийдверельда, уверенно фиксируется  $In^{ch}$ . Эта компонента во всех обнажениях образует крутые отрицательные кластеры, средние направления которых приведены в табл. 3.

**Монцонитпорфиры** ( $\tau\beta T_2$ ). Расплав, сформировавший монцонитпорфиры (обн. 57; рис. 1), внедрялся вслед за трахидолеритами, практически одновременно с ними. Характер взаимоотношений этих пород показывает отсутствие между ними горячего контакта. Более того, по всей видимости, в глубинной обстановке, в промежуточных камерах происходило смешение трахидолеритового и монцонитового расплавов. В результате этого возникла жидкость, из которой сформировался весь спектр переходных пород от типичных трахидолеритов к типичным монцонитам, которые мы условно объединили в группу трахиандезитов, хотя по химии правильнее относить их к андезибазальтам. Характеристика этих пород будет дана ниже.

Для монцонитов характерны секущие вытянутые дайкообразные тела, часто имеющие значительные расширения и раздувы, в плане приобретающие штокообразную форму. Протяженность интрузивов от нескольких сотен метров до нескольких километров. Мощность не выдержана даже в пределах одного тела и меняется от 5–6 до 50–60 м. В раздувах она может достигать 1 км. Падение тел крутое.

Монцонитпорфиры резко отличаются от долеритов и трахидолеритов (табл. 1, рис. 2а). Они представлены светло-серыми с зеленоватым оттенком на свежем сколе породами порфирированного облика. Порфирированный облик породы обусловлен табличками и призматическими кристаллами плагиоклаза ( $An_{54-46}$ ) и амфибола, призматическими кристаллами клинопироксена и апатита, а также ксеноморфными зернами ильменита. Клинопироксен и амфибол в порфирированном сложении породы играют подчиненную роль. Последний по составу отвечает паргаситу и, реже, паргаситовой роговой обманке. Структура основной массы пород преимущественно пилотакситовая. Мелкозернистая основная масса монцонитпорфиров сложена андезином и калиевым полевым шпатом (преобладает), биотитом, ильменитом, апатитом, кальцитом и реже клинопироксеном.

Монцонитпорфиры – наиболее богатые кремнеземом породы. Низкая доля темноцветной минеральной составляющей нашла свое подтверждение в содержании основных породообразующих окислов (табл. 1, рис. 2а). В монцонитпорфирах, по сравнению с трахидолеритовыми порфиритами, значительно меньше  $TiO_2$ , резко уменьшаются доли магния, кальция и общего железа (при этом степень окисленности последнего возрастает). В противоположность этому возрастает роль алюминия и щелочей. Содержание  $K_2O$  в отдельных случаях достигает значений более 7%. Существенно возрастает

натриевость (может превышать 5%), и тогда доли щелочных металлов становятся почти равными.

Несмотря на петрогеохимические отличия, по петромагнитным характеристикам монцонитпорфиры близки к трахидолеритам и, особенно, к трахиандезитам. Во-первых, по содержанию ферромагнитных минералов их можно также отнести к гемильменитовой серии (рис. 2б). Во-вторых, среднегеометрическое значение имеет:  $\alpha \sim 3600 \cdot 10^{-5}$  СИ,  $In$  – до  $1400 \cdot 10^{-3}$  А/м и фактор  $Q$  – около 0,8, что укладывается в пределы изменений значений магнитных параметров трахидолеритов (табл. 2, рис. 2в). В-третьих, на тернарном графике  $In-\alpha-I$  области рассеяния фигуративных точек трахидолеритов и монцонитпорфиров так же совпадают (рис. 2г). Полученные петромагнитные данные позволяют объединить их с ПМТ-3.

В монцонитпорфирах также установлены две компоненты ЕОН: магнитомягкая и магнито жесткая ( $udz05/57-29t3$ , рис. 6). Первая снимается до температур  $200^\circ C$  или переменным магнитным полем до 15 мТл. Природа этой компоненты может быть вязкая  $In^v$ . Вторая, судя по стремлению ее в центр диаграммы Зийдверельда, относится к разряду характеристических  $In^{ch}$  компонент. Кластер векторов  $In^{ch}$  образует крутое отрицательное направление. Среднее направление векторов  $In^{ch}$  по этому типу базитов приведено в табл. 3.

Тела **трахиандезитов** ( $\tau\beta T_2$ ) наблюдаются лишь в сочетании с интрузиями монцонитпорфиров (обн. 71 и 71'; рис. 1). Наиболее крупным объектом, сложенным трахиандезитами, является массив Эбехая, его размеры  $2 \times 1$  км. Дайкообразные интрузии менее внушительны. Мощность их 14–25 м, а протяженность – до нескольких километров. Поскольку группа пород, объединенных в трахиандезиты, имеет переменный минералогический и петрохимический состав, постольку основным фактором для выделения трахиандезитов являются их петрохимические свойства.

Трахиандезиты также относятся к группе порфирированных пород с тонко- и мелкозернистой основной массой, имеющей микролитовую либо призматическизернистую структуру. Основными порфирированными минералами являются клинопироксен, амфибол, плагиоклаз и менее – биотит. Клинопироксен, как правило, доминирует, меньше доля роговой обманки и биотита. Плагиоклаз в порфирированных выделениях имеет подчиненное значение и количество его не стабильно. В некоторых дайках он практически отсутствует, в других – его доля сопоставима с клинопироксеном. По составу названные породообразующие минералы близки таковым в трахидолеритах.

Основная масса трахиандезитов состоит из удлиненных лейст плагиоклаза, ксеноморфных зерен калиевого полевого шпата, кварца, зерен окисно-рудных минералов, округлых выделений клинопи-

роксена и роговой обманки. Распределение минералов по площади шлифа равномерное. В трахиандезитах отмечаются четкие округлые миндалины кальцитового сложения. Вторичные, в виде хлорит-слюдистого агрегата, чаще всего развиваются по основной массе.

Химический состав трахиандезитов занимает промежуточное положение между трахидолеритами и монцонитпорфирами (табл. 1, рис. 2а). В них достаточно высокая кремнекислотность (содержание  $\text{SiO}_2$  изменяется в пределах 49–54%), довольно значительное содержание титана ( $>3\%$   $\text{TiO}_2$ ), общего железа ( $>9\%$   $\text{FeO}$ ), фосфора (в среднем 0.75%  $\text{P}_2\text{O}_5$ ), а суммарное содержание щелочей достигает 7.5%. При этом в трахиандезитах, как и в монцонитах, низкое содержание  $\text{MgO}$  и  $\text{CaO}$ .

Судя по составу окислов ( $\text{FeO}$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$ ), ферримангнитные минералы в трахиандезитах также принадлежат к гемоильменитовой серии (рис. 2б). Однако в значениях петромагнитных параметров  $\alpha$ ,  $\text{In}$ , фактора  $Q$  трахиандезитов наблюдаются резкие отличия (табл. 2, рис. 2в). Распределение значений  $\alpha$ ,  $\text{In}$  и фактора  $Q$  является бимодальным: среднегеометрические значения  $\alpha$ ,  $\text{In}$  и фактора  $Q$  для обн. 71 и 71' составляют, соответственно, для первого –  $3500 \cdot 10^{-5}$  СИ,  $1500 \cdot 10^{-3}$  А/м и 0.8 ед., а для второго –  $2500 \cdot 10^{-5}$  СИ,  $10000 \cdot 10^{-3}$  А/м и 8 ед. На тернарном графике  $\text{In}-\alpha-I$  область рассеяния фигуративных точек трахиандезитов из обн. 71 и 71' совпадает, соответственно со щелочными и толеитовыми базитами (рис. 2г). Возможно отклонение петромагнитных характеристик трахиандезитов из обн. 71' связано с их положением в эндоконтактной зоне дайки. По петромагнитным характеристикам только трахиандезиты из обн. 71 близки к монцонитпорфирам, что также позволяет объединить их в один ПМТ-3.

Несмотря на некоторые различия в петромагнитных характеристиках, в трахиандезитах двух обнажений также присутствуют вектора  $\text{In}^{\text{ch}}$  отрицательной полярности, а среднее направление их кластера приведено в табл. 3. Следует отметить, что у сильномагнитных разностей из обн. 71' с  $\text{In} > 10000 \cdot 10^{-3}$  А/м наблюдаются пологие положительные направления векторов  $\text{In}^{\text{ch}}$ , вызванные неустановленным на данном этапе исследований эффектом.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Для определения сценария развития раннемезозойских магматических событий в пределах МПЗР мы, прежде всего, должны опираться на полученные комплексными исследованиями факты и вытекающие из них логические следствия. К ним относятся следующие:

1. Исследуемые породы по петрохимическим данным делятся на две серии: толеитовая и субщелочная специализация расплавов. Кроме того, пер-

вой соответствует титаномагнетитовая, второй – гемоильменитовая серия ферримангнитных минералов.

2. Изученные породы условно объединены в четыре петромагнитных таксона: ПМТ-1А – долериты уч. 1 из обн. 26, 58, 72 и 74; ПМТ-1Б – долериты уч. 1 из обн. 34, 58' и 79; ПМТ-2 – долериты уч. 2 из обн. 4, 6, 8а, 8б и 17; ПМТ-3 – субщелочные базиты уч. 1 из обн. 28, 30, 56, 57, 71 и 76 (за исключением обн. 71').

3. Субщелочные базиты (ПМТ-3) моложе толеитовых (ПМТ-1А, ПМТ-1Б и ПМТ-2), поскольку в последних и содержат их ксенолиты [31].

4. Природа векторов  $\text{In}^{\text{ch}}$  субщелочных базитов (ПМТ-3), вероятнее всего, первичная  $\text{In}^0$ , поскольку в районе не проявлены более молодые геологическо-тектонические образования, которые могли бы вызвать региональное перемагничивание в ранее сформированных породах. В противном случае, мы бы наблюдали в толеитовых базитах (ПМТ-1А) векторы  $\text{In}^{\text{ch}}$  не положительной, а отрицательной полярности.

5. Процесс внедрения толеитовых магм был растянут во времени, поскольку они содержат векторы  $\text{In}^{\text{ch}}$  положительной (ПМТ-1А) и отрицательной (ПМТ-1Б и ПМТ-2) полярности, скорее всего связанные, как минимум, с одной эпохой инверсии магнитного поля Земли. В целом, антиподная полярность векторов ЕОН базитов не может определяться самообращением в титаномагнетитах, так как в лабораторных экспериментах отсутствуют аналогичные этому эффекту признаки, установленные в трапповых силлах р. Столбовая на западе Тунгусской синеклизы [3, 5].

6. С относительно высокой степенью надежности первичная природа векторов  $\text{In}^0$  установлена только для долеритов Верхнеуджинского интрузива (ПМТ-2). Согласно геологическим данным, развитие магматитов субщелочной специализации на участке 2 не установлено. Кроме того, согласно рис. 5, крутая отрицательная полярность векторов  $\text{In}^{\text{ch}}$  зафиксирована в образцах терригенно-карбонатных пород томторской свиты венда  $V_{\text{tm}}$ , в экзоконтакте дайки долеритов обн. 8а (обр. udz06/8а-63t3). В то же время, вмещающие их образования рифея (долериты котуйско-оленекского интрузивного комплекса  $v\beta R_3ko$  и терригенно-осадочные образования уджинской  $R_2ud$ , хапчаньской  $R_2hr$  и унгуостахской  $R_2un$  свит), удаленные на значительные расстояния от долеритов Верхнеуджинского силла, имеют пологие направления векторов  $\text{In}^0$  в северо-восточных румбах (обр. udz06/18-210m3) [16]. Приведенные материалы можно рассматривать в качестве теста обжига, свидетельствующего о том, что векторы  $\text{In}^{\text{ch}}$  образовались только во время внедрения интрузий ПМТ-2.

7. По материалам петро- и палеомагнитных исследований долеритов Уджинского силла, его внутреннее строение трактуется неоднозначно.

С одной стороны, по данным петрографии, геохимии и петрофизики ( $\alpha$ ,  $\ln$ , фактор  $Q$ ) – это квазиоднородное геологическое тело (рис. 2а–в). С другой стороны, по результатам палеомагнитных исследований долериты “силла” распадаются на две подгруппы: ПМТ-1А и ПМТ-1Б, соответственно, с положительной (рис. 3) и отрицательной (рис. 4) полярностью векторов  $\ln^{\text{ch}}$ . На тернарном графике  $\ln$ – $\alpha$ – $I$  фигуративные точки базитов ПМТ-1Б (за исключением обн. 79, вулканический аппарат) совпадают с базитами ПМТ-2 (рис. 2г). На основании этого факта, природа векторов  $\ln^{\text{ch}}$  долеритов из обн. 34 и 58' может рассматриваться как первичная (см. п. 6), а собственно магматиты можно объединить с Верхнеуджинским интрузивом (ПМТ-2). Однако данное предположение не выдерживает критики, поскольку:

а) Существуют четкие петрографические признаки, отличающие долериты Уджинского и Верхнеуджинского интрузивов друг от друга (см. выше).

б) Согласно результатам геологической съемки (рис. 1), долериты ПМТ-1Б развиты только в пределах разлома, контролирующего тела относительно молодых щелочных базитов (ПМТ-3) эбехаинского интрузивного комплекса. В данной геолого-тектонической ситуации не исключена возможность достаточно мощного перемагничивания долеритов со стороны субщелочных базитов. Это объясняет тот факт, что в долеритах из обн. 58 и 58' Уджинского силла, расположенных в непосредственной близости от контакта рвущей его дайки трахидолеритов (развал), зафиксированы, соответственно, как положительные, так и отрицательные векторы  $\ln^{\text{ch}}$ . Кроме того, в обн. 34 отмечен случай присутствия высококоэрцитивной положительной компоненты векторов  $\ln^{\text{ch}}$  (рис. 4, обр. **udz06/34-9m3**). Возможно, это слабый сигнал реликтовой компоненты вектора ЕОН. В настоящее время методика отбора образцов (см. выше) не позволила нам уверенно выявить в долеритах ПМТ-1Б признаки векторов  $\ln^{\text{ch}}$  положительной полярности.

в) Эффекты самообращения векторов ЕОН в долеритах не установлены (см. п. 5).

С другой стороны, присутствие в теле Уджинского силла двух ПМТ с разными полярностями векторов  $\ln^{\text{ch}}$  не может быть объяснено длительным временем его формирования, захватившим эпоху инверсии магнитного поля Земли, поскольку это физическое явление противоречит установленным геологическим фактам о небольшой мощности силла (см. выше).

г) Положение фигуративных точек на тернарном графике  $\ln$ – $\alpha$ – $I$  (рис. 2г) можно интерпретировать и как петромагнитную неоднородность (ПМН) зон обжига, подобно установленным в трапах месторождения алмазов Комсомольская [11, 13, 15].

Даже весь этот не полный перечень контраргу-

ментов позволяет нам сделать заключение о метакронной природе векторов  $\ln^{\text{m}}$  ПМТ-1Б. В этом случае базиты ПМТ-1Б следует рассматривать в качестве ПМН сложной (комплексной) природы, ЕОН которых могла возникнуть в процессе длительного развития магматического очага и/или в результате температурного воздействия со стороны поздних субщелочных базитов.

8. Исходя из нашего заключения о метакронной природе векторов  $\ln^{\text{ch}}$  ПМТ-1Б, логически следует вывод о первичной природе векторов  $\ln^0$  долеритов Уджинского силла. Кроме того, согласно п. 3 долериты ПМТ-1А, несмотря на широкое развитие в пределах уч. 1 субщелочных базитов ПМТ-3, в большинстве своем, сохранили положительную полярность векторов ЕОН (см. также исследования [9]). Эффект самообращения векторов ЕОН ПМТ-1А, согласно приведенным публикациям в п. 5, также исключается.

Таким образом, первичная природа векторов  $\ln^0$  устанавливается для ПМТ-1А, ПМТ-2 и ПМТ-3, а метакронная  $\ln^{\text{m}}$  – для ПМТ-1Б, что согласуется с геологическими данными. По этой причине, первые три ПМТ мы относим к петромагнитным группам, переименовав их, соответственно, в ПМГ-1, ПМГ-2 и ПМГ-3. Последний ПМТ-1Б, согласно п. 7, мы перевели в разряд ПМН. Открытым остался вопрос о последовательности внедрения толеитовых базитов ПМГ-1 и ПМГ-2, пространственные взаимоотношения между которыми не установлены.

Для решения этого вопроса проведен анализ распределения палеомагнитных полюсов. В первую очередь, для всех ПМТ по установленным группировкам векторов  $\ln^{\text{ch}}$  рассчитаны ВГП (табл. 3). Для сравнительного палеомагнитного анализа магматических событий мы принимаем ВГП, рассчитанные по первичным векторам  $\ln^0$  на уровне образцов (№№ 6, 18 и 25 в табл. 3), поскольку в этом случае радиусы овалов доверия  $\alpha_{95}$  более компактны. ВГП базитов согласно [46] характеризуются высоким индексом надежности  $\Theta \geq 5$ , который определяется следующими критериями:

1. Возраст изученных базитов по геологическим и изотопным (К-Аг) данным оценивается примерно в 250–230 млн. лет [23, 24, 31].

2. Количество использованных при расчетах ВГП образцов  $N > 25$ , а статистические параметры определения среднего палеомагнитного направления – кучность более  $k > 10$  и радиус овала доверия менее  $\alpha_{95} < 15^\circ$  (табл. 3).

3. Векторы  $\ln^{\text{ch}}$  определены комплексом детальных ступенчатых размагничиваний переменным магнитным полем и температурой, с последующим компонентным анализом (рис. 3–6).

4. Природа векторов  $\ln^{\text{ch}}$  обоснована сочетанием геологических (отсутствие регионального перемагничивания, свежий облик пород, разный состав минералов носителей ЕОН и др.) и полевых (обжиг) тестов.

Таблица 4. Результаты теста обращения по [43]

10	р. Уджа				ЯАП
	Уровень образцов		Уровень сайтов		“ранняя фаза” (33) “поздняя фаза” (34)
	ПМГ-1 (6) ПМГ-3 (18)	ПМГ-1 (6) ПМГ-2 (25)	ПМГ-1 (7) ПМГ-3 (19)	ПМГ-1 (7) ПМГ-2 (26)	
$\gamma$	15.4	10.2	15.4	8.4	10.0
$\gamma_c$	7.1	6.6	16.1	9.0	6.7
$\gamma/\gamma_c$	2.17	1.55	0.96	0.93	1.49
Результат	отрицательный	отрицательный	положительный	положительный	отрицательный

Примечание. Цифра в скобках – номер палеомагнитного определения, согласно табл. 3.  $\gamma$  и  $\gamma_c$  – углы, соответственно, истинный (рассчитанный) и максимально допустимый (критический) между средними направлениями группировок векторов ЕОН.

5. Изученные участки находятся в пределах Сибирской платформы, чехол которой не испытал существенных деформаций.

6. Наличие векторов  $In^0$  прямой (ПМГ-1) и обратной (ПМГ-2 и ПМГ-3) полярностей. Однако, согласно методике [43], распределение векторов  $In^0$  не является антиподным (табл. 4): угол  $\gamma$  между палеомагнитными направлениями ПМГ-1 (№ 6, табл. 3) и ПМГ-2 (№ 25, табл. 3), по сравнению с критическим  $\gamma_c$ , больше и составляет  $\gamma/\gamma_c = 10.2/6.6$ , а для ПМГ-1 (№ 6, табл. 3) и ПМГ-3 (№ 18, табл. 3) –  $\gamma/\gamma_c = 15.4/7.1$ . Отрицательный тест обращения может свидетельствовать о том, что эти направления не являются синхронными. Следует отметить, что тест обращения, выполненный на уровне сайтов (табл. 4), получается положительным, но предельно допустимым, поскольку отношение  $\gamma/\gamma_c$  для ПМГ-1 (№ 7, табл. 3) и ПМГ-2 (№ 26, табл. 3), а так же ПМГ-1 (№ 7, табл. 3) и ПМГ-3 (№ 19, табл. 3) составляет, соответственно, 0.93 и 0.96.

7. Новые ВГП раннемезозойских базитов р. Уджа достаточно хорошо согласуются с архивными данными по этому району: № 5 р. Уджа [9] – для ПМГ-1, а № 27 р. Анабар [10] и № 28 р. Уджа [25] – для ПМГ-2 (табл. 3). В то же время, ВГП №№ 6, 18 и 25 имеют существенные отклонения относительно пермотриасового отрезка траектории кажущейся миграции полюса (ТКМП) Сибирской платформы [46] (рис. 7а), что может объясняться разными физико-геологическими причинами (например, вариациями магнитного поля, существенной разницей во времени внедрения базитовых магм, резкими перемещениями Сибирской платформы и др.).

На рис. 7а наблюдается некоторая тенденция к разделению полюсов на группировки с положительной и отрицательной полярностью векторов  $In^0$ . Например, ВГП № 6 (прямо намагниченные долериты ПМГ-1, уч. 1) и ВГП №№ 25 и 28 (обратно намагниченные долериты ПМГ-2, уч. 2) хорошо согласуются с полюсами, соответственно, №№ 30 и 31 (трубки Айхал и Юбилейная) для силлов второй (“ранней”) фазы и № 32 (трубка Сытыканская) для силла третьей (“поздней”) фазы внедрения восточного борта Тунгусской синеклизы [39]. По этому

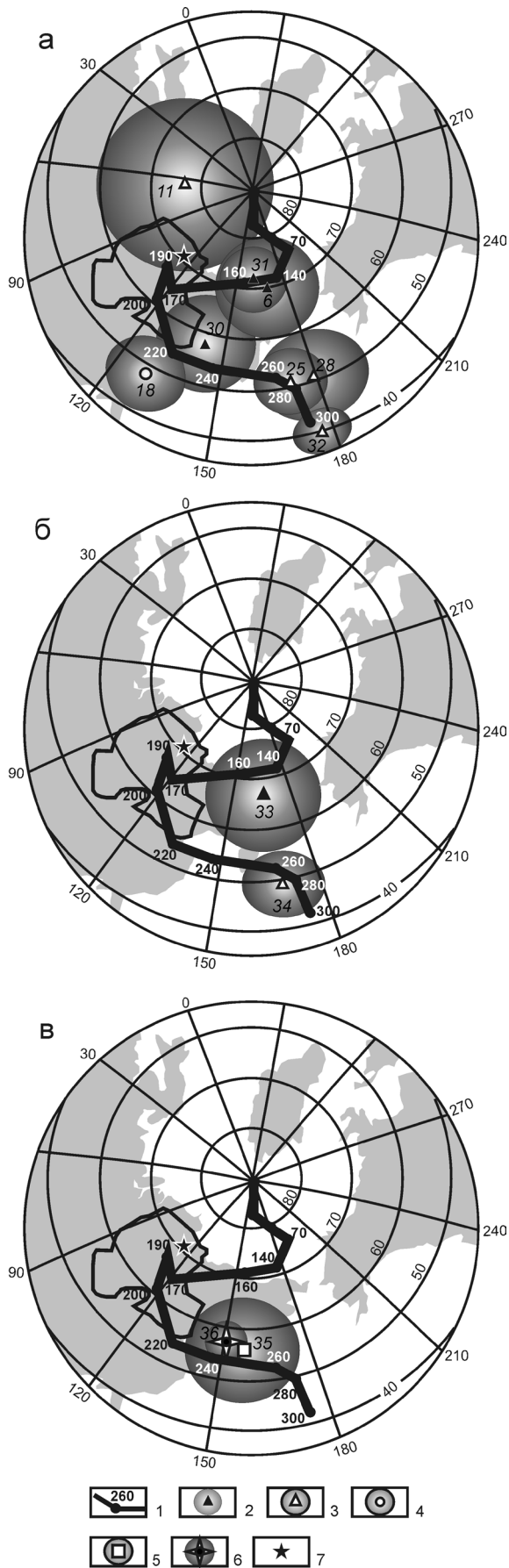
признаку для ЯАП они были объединены на уровне сайтов, соответственно, в полюсы №№ 33 и 34 (табл. 3), что позволило исключить из рассмотрения проблему, связанную с влиянием вековых вариаций магнитного поля Земли на точность палеомагнитных определений. Координаты палеомагнитных полюсов “ранней” № 33 и “поздней” № 34 стадий существенно различаются (последний полюс расположен южнее первого), а овалы доверия не пересекаются (рис. 7б). Тест обращения по ним также получился отрицательным с высокой степенью надежности:  $\gamma/\gamma_c = 10.0/6.7 = 1.49$  (табл. 4). Вероятнее всего, разброс полюсов №№ 33 и 34 объясняется геологическими причинами: разное время внедрения долеритов Уджинского и Верхнеуджинского силлов и/или смена геодинамических обстановок, связанная с резким перемещением Сибирской платформы. В то же время, изученные базиты ЯАП принадлежат к единому тектоно-магматическому циклу, о чем свидетельствует рассчитанный по ним сводный палеомагнитный полюс № 35, который совпадает в пределах овалов доверия со средним пермотриасовым палеомагнитным полюсом № 36 Сибирской платформы [44] (табл. 3, рис. 7в).

Таким образом, на основе геологических наблюдений и палеомагнитных корреляций, мы можем представить следующий сценарий развития магматических событий, имеющих место на территории северо-востока Сибирской платформы в раннемезозойское время. На начальном этапе в пределах МПЗР внедрялись толеитовые базиты ПМГ-1, а позднее – ПМГ-2. Завершающий этап знаменуется внедрением интрузий субщелочных базитов ПМГ-3, с которым, возможно, связано образование ПМН в толеитовых базитах ПМТ-1Б. В целом, предложенный вариант последовательности внедрения раннемезозойских базитов МПЗР согласуется с геодинамической обстановкой, определяемой постепенным углублением магмогенерирующего очага.

## ВЫВОДЫ

По результатам геологических наблюдений, изучения вещественного состава, петро- и палеомаг-





нитных исследований раннемезозойских пород основного состава, развитых в бассейне р. Удза, можно сделать следующие основные выводы:

1. В базитах установлены векторы ЕОН первичной  $In^0$  (ПМГ-1, ПМГ-2 и ПМГ-3) и метахронной  $In^m$  (ПМТ-1Б) природы. Долериты последней рассматриваются как ПМН сложной (комплексной) физической природы.

2. По векторам первичной природы  $In^0$  базитов разных фаз внедрения рассчитаны ВГП с высоким индексом надежности:  $\Theta \geq 5$ . Полюсы достаточно хорошо согласуются с палеомагнитными данными по траппам восточного борта Тунгусской синеклизы.

3. В пределах МПЗР установлены три импульса внедрения базитового вещества в верхние горизонты коры, имевших место в раннем мезозое (250–230 млн. лет назад) и последовательно сменяющие друг друга во времени (от древних к молодым): толеитовые долериты Уджинского силла, толеитовые долериты Верхнеуджинского интрузива и щелочные базиты эбехаинского интрузивного комплекса.

Полученные данные о петрохимическом составе и петромагнитных свойствах раннемезозойских базитов МПЗР будут полезны для интерпретации материалов магнитных съемок, а также найдут свое применение при составлении схем магматизма, в рамках создания геологических карт нового поколения для северных территорий Сибири.

Авторы выражают благодарность А.М. Звягинцеву, М.И. Лелюху, С.Г. Мишенину, В.Э. Павлову за оказанную помощь в сборе первичного материала и обсуждение результатов работы.

*Работа выполнена в рамках “Программы петрофизических и палеомагнитных исследований ЯАП и прилегающих к ней территорий на 2002–2011 гг. с целью обеспечения крупномасштабных и региональных прогнозно-поисковых работ на алмазы”, принятой АК “АПРОСА” и при ее финансовой поддержке, а так же РФФИ (гранты № 09-05-98534-р-а и 08-05-00245), ФЦПК (ГК 02.740.11.0446 и ГК 02.740.11.0721), Программы фундаментальных исследований РАН № 10 (Проект 10.3) и НОЦ “Байкал” (РНП.2.2.1.1.7334).*

**Рис. 7.** Положение раннемезозойских палеомагнитных полюсов базитов ЯАП.

1 – интервал траектории кажущейся миграции полюса Сибирской платформы с указанием геологического возраста [46]; 2–6 – палеомагнитный полюс с овалом доверия 95% (цифры - номера согласно табл. 3); 2 – средний полюс долеритов с векторами характеристической ЕОН положительной полярности, 3 – средний полюс долеритов с векторами характеристической ЕОН отрицательной полярности, 4 – средний полюс щелочных базитов эбехаинского интрузивного комплекса, 5 – средний полюс для пермо-триаса ЯАП, 6 – средний полюс для пермо-триаса Сибирской платформы [44]; 7 – район исследований.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Боровиков В.П.* STATISTICA: искусство анализа данных на компьютере. Для профессионалов. СПб.: Питер, 2001. 658 с.
2. *Васильева А.Е., Томшин М.Д., Константинов К.М.* Трапповый магматизм зоны сочленения Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклизы // Наука и образование. 2006. № 4. С. 40–44.
3. *Веселовский Р.В., Галле И., Павлов В.Э.* Палеомагнетизм траппов долин рек Подкаменная Тунгуска и Котуй: к вопросу о реальности послепалеозойских относительных перемещений Сибирской и Восточно-Европейской платформ // Физика Земли. 2003. № 10. С. 78–94.
4. *Винарский Я.С., Житков А.Н., Кравчинский А.Я.* Автоматизированная система обработки палеомагнитных данных ОПАЛ // Алгоритмы и программы. Вып. 10/99. М.: ВИЭМС, 1987. 86 с.
5. *Ганеев А.К., Грибов С.К.* Магнитные свойства интрузивных траппов Сибирской платформы с признаками самообращения естественной остаточной намагниченности // Физика Земли. 2008. № 10. С. 75–92.
6. *Гусев Б.В.* Палеомагнитная корреляция и возрастные взаимоотношения магматических образований Маймеча-Котуйской провинции // Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970. С. 15–28.
7. *Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я.* Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири. Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М.: Наука, 1965. С. 294–302.
8. *Ивлиев К.А., Камышева Г.Г., Эринчек Ю.М.* Расчленение недифференцированных траппов пермотриаса по данным петромагнитных исследований и крупномасштабной аэромагнитной съемки в Алаakit-Мархинском кимберлитовом поле // Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1976. С. 47–63.
9. *Камышева Г.Г.* Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР / Под ред. А.Н. Храмова, Л.: ОНТИ ВНИГРИ, 1971. 124 с.
10. *Камышева Г.Г.* Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. Справочные данные по СССР / Под ред. А.Н. Храмова, Л.: ОНТИ ВНИГРИ, 1973. 90 с.
11. *Константинов К.М., Гладков А.С.* Петромагнитные неоднородности зон обжига пермотриасовых траппов месторождения трубки Комсомольская (Якутская алмазоносная провинция) // Докл. АН. 2009. Т. 427, № 2. С. 245–252.
12. *Константинов К.М., Иванюшин Н.В., Мишенин С.Г. и др.* Петрофизическая модель кимберлитовой трубки Комсомольская // Геофизика. 2004. № 6. С. 50–53.
13. *Константинов К.М., Мишенин С.Г., Томшин М.Д.* Изучение петромагнитных неоднородностей с целью поисков месторождений алмазов в Якутской алмазоносной провинции // Изменяющаяся геологическая среда: пространственно-временные взаимодействия эндогенных и экзогенных процессов: мат-лы Междунар. конф. Т. 2. Казань: КГУ, 2007. С. 175–180.
14. *Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г. и др.* Распределение векторов естественной намагниченности пермотриасовых траппов Далдыно-Алаakitского алмазоносного района // Геофизика. 2004. № 1. С. 49–53.
15. *Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г. и др.* Разработка петромагнитной легенды трапповых образований Якутской алмазоносной провинции // Вулканизм и геодинамика: мат-лы III Всерос. симпоз. по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Улан-Удэ: Бурятский НЦ СО РАН, 2006. С. 33–36.
16. *Константинов К.М., Павлов В.Э., Петухова Е.П. и др.* Результаты рекогносцировочных палеомагнитных исследований горных пород Уджинского поднятия (север Сибирской платформы) // Палеомагнетизм и магнетизм горных пород: теория, практика, эксперимент: мат-лы семинара. М.: ГЕОС, 2007. С. 69–72.
17. *Константинов К.М., Сунцова С.П., Убинин С.Г. и др.* Особенности взаимоотношения разнофазных пермотриасовых базитов на примере карьера трубки Комсомольская (Далдыно-Алаakitский алмазоносный район) по петрофизическим, магнитоминералогическим, палеомагнитным и петрохимическим данным // Новые идеи в науках о Земле: мат-лы VI междунар. конф. М.: МГТГА, 2003. С. 58.
18. *Кутюлин В.А.* Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
19. *Малевич Н.С., Масайтис В.Л., Старицкий Ю.Г. и др.* Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность. М.: Недра, 1974. 279 с.
20. *Миков Б.Д., Парасотка Б.С., Романов Н.Н. и др.* Методические рекомендации по крупномасштабным магнитным и гравиметрическим съемкам при поисках кимберлитовых тел в условиях развития траппов Западной Якутии. Новосибирск: СНИИГГиМС, 1986. 121 с.
21. *Мишенин С.Г.* Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Дис. ... канд. геол.-мин. наук. Казань, КГУ, 2002. 192 с.
22. *Никулин М.Л., Фон-дер-Флаасс Г.С., Лелюх М.И. и др.* Диагностика рудоперспективных железозонных и кимберлитовых структур на трапповых площадях по морфологическим и петрофизическим особенностям // Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов: тез. докл. к региональному совещ. Иркутск: ВСНИИГГиМС, 1987. С. 25–27.
23. *Олейников Б.В., Саввинов В.Т.* Петрология и геохимия фанерозойских базитов Оленекского и Билירו-Уджинского поднятия (северо-восток Сибирской платформы) // Кимберлитовый и базитовый магматизм района Оленекского поднятия. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1980. С. 120–143.
24. *Подчасов В.М., Евсеев М.Н., Богатых И.Я. и др.* Россыпи алмазов мира. М.: Геоинформмарк, 2005. 747 с.
25. *Родионов В.П.* Палеомагнетизм верхнего докембрия и нижнего палеозоя района р. Уджа // Палеомагнитные методы в стратиграфии. Л.: ВНИГРИ, 1984. С. 18–28.
26. *Саврасов Д.И.* О применении палеомагнитного метода для оценки возраста кимберлитов и траппов // Геология алмазных месторождений. Тр. ЯФ СО АН СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1963. № 9. С. 162–171.

27. *Томишин М.Д.* Магматиты Эбегаинского дайкового пояса как возможный источник россыпных алмазов на северо-востоке Сибирской платформы // Докл. АН. 2010. Т. 431, № 1. С. 78–80.
28. *Томишин М.Д., Елизаров К.В., Иванов П.О.* Удзинский палеовулкан (северо-восток Сибирской платформы). Наука и образование. 2011. № 2. С. 17–21.
29. *Томишин М.Д., Копылова А.Г., Тянь О.А.* Петрохимическое разнообразие траппов восточной периферии Тунгусской синеклизы // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 1. С. 72–82.
30. *Томишин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г. и др.* Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы // Отечественная геология. 2001. № 5. С. 19–24.
31. *Томишин М.Д., Округин А.В., Саввинов В.Т. и др.* Эбегаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 9. С. 1475–1483.
32. *Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А. и др.* Палеомагнитология. Л.: Недра, 1982. 312 с.
33. *Шолто Л.Е.* Использование магнетизма горных пород для решения геологических задач. Л., Недра, 1977. 182 с.
34. *Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Парасотка Б.С.* Пространственно-временная структура раннемезозойских интрузивных траппов восточного борта Тунгусской синеклизы. Л.: Наука, 1991. 183 с.
35. *Akimoto S.* Magnetic properties of FeO–Fe<sub>2</sub>O–TiO<sub>2</sub> system as a basis of rock magnetism // J. Phys. Soc. Japan. 1962. Suppl. B-1. V. 17. P. 84–97.
36. *Enkin R.J.* A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data. Sidney: Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada. 1994. 16 p.
37. *Fisher R.A.* Dispersion on a sphere. Proc. Soc. L. 1953. A 217. P. 295–305.
38. *Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V. et al.* Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic Siberian trap basalts. Tectonophysics. 2004. V. 379. P. 211–226.
39. *Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V. et al.* Paleomagnetism of East Siberian traps and kimberlites: two new poles and paleogeographic reconstructions at about 360 and 250 Ma // Geophys. J. Int. 2002. № 48. P. 1–33.
40. *Lind E.N., Kropotov S.V., Czamanske G.K. et al.* Paleomagnetism of the Siberian flood basalts of the Noril'sk area: a constraint on eruption duration // Int. Geol. Rev. 1994. V. 36. P. 1139–1150.
41. *Macmillan, S., Maus, S., Bondar, T., et al.* Ninth Generation International Geomagnetic Reference Field Released // Geophys. J. Int. 2003. V.155. P. 1051–1056.
42. *McDonald G.A., Katzura T.* Chemical composition of Hawaiian Lavas // J. Petrol. 1964. V. 5, № 1. P. 82–133.
43. *McFadden P.L., McElhinny M.W.* Classification of reversal test in paleomagnetism // Geophys. J. Int. 1990. V. 103. P. 725–729.
44. *Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L. et al.* Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // Tectonophysics. 2007. V. 443. P. 72–92.
45. *Saggerson E.P., Williams L.A.J.* Nguramanite from Southern Kenya and its bearing on the origin of rocks in the Northern Tanganyika alkaline district // J. Petrol. 1964. V. 5, № 1. P. 40–81.
46. *Van der Voo R.* Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys, and Iapetus Oceans, Cambridge University Press, Cambridge. 1993. 411 p.
47. *Zijderveld J.D.A.* Demagnetization of rocks, analysis of results // Methods in paleomagnetism / D.W. Collinson, K.M. Creer, S.K. Runcorn, eds. Elsevier, Amsterdam, 1967. P. 254–286.

Рецензент А.Э. Изох

## Paleomagnetic and petrogeochemical characteristics of Early Mesozoic basites in River Udzha basin (north-east of the Siberian Platform)

**K. M. Konstantinov\*, M. D. Tomshin\*\*, D. P. Gladkochub\*\*\*, A. E. Vasil'eva\*\***

\*Geological Enterprise of Exploration, Diamond Mining Company ALROSA Co. Ltd

\*\*Diamond and Precious Metal Geology Institute, Siberian Branch of RAS

\*\*\*Institute of the Earth's Crust, Siberian Branch of RAS

The geological, petrochemical and paleomagnetic characteristics of river Udzha Early Mesozoic basites were carried out. Magmatic activity controlled by north-west stretched Molodo-Popigai faults zone (MPFZ) had many landmark characters, in this case various rock petrochemical groups are close age (250–230 Ma). Basic magmatites derived from tholeiite and alkali basalt sources, which are reflected in the distribution of their magnetic parameters values. Over a range of symptoms studied basites are grouped into four petromagnetic taxon (PMT), which include three petromagnetic groups (PMG) and one petromagnetic heterogeneity (PMH). PMG basites characterized by remanent magnetization vectors of primary nature (NRM), and PMH basites – by complex metachronous ones. On groups of vectors NRM was calculated virtual geomagnetic poles of PMT studied, which are compared to basic data for the Eastern Siberia. Based on these results the scenario of magmatic events within MPFZ in the Early Mesozoic is suggested.

Key words: *Siberian platform, Molodo-Popigai fault zone, Early Mesozoic basites, alkaline mafic rocks, paleomagnetism.*