

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ ИНСТИТУТ
НЕФТЕГАЗОВОЙ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ ИМ А.А. ТРОФИМУКА
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи

КИРГУЕВ Александр Альбертович

**ПЕТРОМАГНИТНЫЕ ТАКСОНЫ БАЗИТОВ ВОСТОЧНОГО БОРТА
ТУНГУССКОЙ СИНЕКЛИЗЫ**

Специальность 1.6.9 – Геофизика

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

Константинов. Константин Михайлович

доктор геол.-минерал. наук

Мирный - 2023

Оглавление

Список обозначений величин, принятых в палеомагнитологии	3
Список принятых сокращений:.....	5
ВВЕДЕНИЕ	6
Глава 1 История петромагнитного картирования траппов	13
1.1. Анализ петромагнитной изученности траппов	14
1.2. Современные представления о базитовом магматизме района	23
Глава 2 Методика петрофизических исследований	30
2.1. Объекты исследований	30
2.2. Лабораторные работы	44
2.3. Аппаратура и оборудование	51
2.4. Хранение и обработка петрофизической информации	52
2.5. Экспресс-метод определения магнитной полярности по керну скважин	54
2.6. Концепция формирования петромагнитных таксонов траппов	60
Глава 3 Петро- и палеомагнитная характеристика разнофазных базитов	66
3.1. Первичные измерения	69
3.2. Магнито-минералогические исследования	74
3.3. Палеомагнитные исследования	78
Глава 4. Петромагнитная легенда базитов	89
4.1. Формирование схемы	89
4.2. Примеры решения прикладных задач	94
4.2.1. Петромагнитное картирование и районирование территорий	94
4.2.2. Решение задач физико-геологического моделирования	100
Заключение	106
Литература	107
Опубликованная:	107
Фондовая	120
Приложение № 1 - Сводная таблица структурно-текстурных и петрофизических характеристик пород верхнеалакитской вулкано-интрузивной ассоциации	125
Приложение № 2 - Палеомагнитные направления и полюсы пермо-триасовых траппов восточного борта Тунгусской синеклизы	136
Приложение № 3 - Плотностные и магнитные свойства базитов структурно-картировочных скважин Моркокинской площади	142
Приложение № 4 - Магнитные свойства петрофизических СВК месторождений алмаза Далдыно-Алакитского района	144

Список обозначений величин, принятых в палеомагнитологии

Намагниченность горных пород:

J_n – естественная остаточная,

J_n^s – начальная,

J_n^0 – первичная,

J_n^h – вторичная,

J_n^a – древняя,

J_n^m – метахронная, или древняя вторичная,

J_n^r – реликтовая,

J_n^c – синхронная,

J_{nh}, J_{nt}, J_{nc} – характерная (компонента намагниченности J_n , оставшаяся после соответствующей чистки),

J_{nv} – вязкая,

J_i – индуктивная,

J_r – нормальная остаточная,

J_{rt} – термоостаточная,

J_{rc} – химическая,

J_{ro} – ориентационная,

J_s – насыщения,

J_{rs} – остаточная насыщения,

J_{ri} – идеальная (безгистерезисная),

J_{rv} – вязкая,

J_{rpt} – парциальная термоостаточная;

H_T – полный вектор напряжённости геомагнитного поля;

H – постоянное намагничивающее поле;

H_s – поле насыщения;

H'_{cs} – разрушающее поле насыщения;

H_c – коэрцитивная сила;

H'_c – поле, компенсирующее намагниченность J_n (разрушающее поле);

h – размагничивающее переменное магнитное поле;

t – время;

τ – время релаксации;

T_σ – блокирующая температура;

V_σ – блокирующий объём

Полярность поля и намагниченности пород:

N, n – прямая,

R, r – обратная;

D – склонение геомагнитного поля и намагниченности;

I – наклонение геомагнитного поля и намагниченности;

$Q = J_n / (\kappa H_T)$ – фактор Q , отношение Кенигсбергера;

κ – магнитная восприимчивость;

T_c – температура (точка) Кюри;

T – температура;

φ, λ – географические координаты точки отбора (φ – широта, λ – долгота);

Φ, Λ – широта и долгота палеомагнитного и геомагнитного полюсов в современных географических координатах;

φ_m – геомагнитная широта;

M – магнитный момент Земли;

N – число нормализованных (единичных) векторов, участвующих в статистике;

R – модуль их геометрической суммы;

K – кучность, определяющая степень ориентации векторов;

S – мера палеомагнитной стабильности;

α_{95} – радиус овала доверенности при вероятности $p=95$;

Θ_1, Θ_2 – полуоси овала погрешности для среднего полюса.

Список принятых сокращений:

- АК «АЛРОСА» (ПАО) – Акционерная компания «АЛРОСА» Публичное акционерное общество
- АМВ - анизотропия магнитной восприимчивости
- ВЧР – верхняя часть разреза
- ГРК – геологоразведочный комплекс
- ГРР – геологоразведочные работы
- ГРЭ – геологоразведочная экспедиция
- ДТМА – дифференциальный термомагнитный анализ
- ЕОН (англ. NRM), I_n – естественная остаточная намагниченность
- ГП – гистерезисные параметры
- МВ (англ. MS), χ – магнитная восприимчивость
- МД (англ. MD) – много(мульти)доменная структура частиц
- МНН – минералы носители намагниченности
- МСА - магнито-структурный анализ
- МТА – магнито-тестурный анализ
- НИГП – Научно-исследовательское геологическое предприятие
- ОД (англ. SD) – однодоменная структура частиц
- ПМГ – петромагнитные группа
- ПМИ – палеомагнитные исследования
- ПМК- петромагнитный комплекс
- ПМЛ - петромагнитная легенда
- ПМН – петромагнитные неоднородности
- ПМТ – петромагнитный таксон
- ПМС - петромагнитные серии
- ПСД (англ. PSD) – псевдооднодоменная структура частиц
- ПФМ - петрофизическая модель
- ПСВК – петрофизический структурно-вещественный комплекс
- СПМ (англ. SPM) – суперпарамагнитная структура частиц
- ТКМП – траектория кажущейся миграции полюса
- ТМА – термомагнитный анализ
- ФГМ - физико-геологическая модель
- ЯАП - Якутская алмазоносная провинция

ВВЕДЕНИЕ

Объект исследования - пермотриасовые базиты оленек-велингнинского, катангского и кузьмовского интрузивных комплексов [Томшин и др., 2001; Салихов и др., 2005; Салихов и др., 2008 ф], расположенные в пределах восточного фланга Тунгусской синеклизы: Далдыно-Алакитский, Ыгыаттинский и Малоботуобинский районы Якутской алмазоносной провинции (ЯАП).

Предмет исследования - физические свойства базитов, которые необходимо охарактеризовать корректными среднестатистическими (дескриптивными) значениями плотностных и магнитных параметров, а также установить природу и возраст намагниченности.

Актуальность исследования. Магниторазведка является одним из основных геофизических методов поисков коренных месторождений алмазов на территории ЯАП. Именно этот метод в модификации аэромагнитной съемки зарекомендовал себя как наиболее эффективный для площадей I и II геотипов – территорий преимущественного развития раннепалеозойских пород карбонатного цоколя [Владимиров и др., 1984]. На их фоне даже слабомагнитные кимберлитовые тела обнаруживались достаточно надежно по аномалиям трубчатого типа. Начиная с середины 70-х годов прошлого века алмазопромышленные работы проводятся в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы на площадях IV и V геотипов – территориях развития пород трапповой формации [Олейников, 1984; Траппы Сибири и Декана..., 1991]. В связи с тем, что плотностные и магнитные характеристики базитов варьируют в значительных пределах [Саврасов, 1963; Сидарас, 1984; Трухин и др., 1989; Зинчук и др., 2002; Мишенин, 2002; Константинов, 2014; Киргуев и др., 2019; 2020], эффективность магниторазведки заметно снизилась. Поэтому, с целью повышения качества интерпретации данных магниторазведки, перед геофизиками встала задача по петромагнитному картированию траппонасыщенных территорий [Эринчек, 1974; Ивлиев и др., 1976; 1987; Миков и др., 1986; Блох и др., 1986; Давыденко и др., 2008 и др.]. Петромагнитное картирование – сочетание магнитной съемки (телеинформация о площадном распределении магнитных масс) с площадными

геологическими данными и исследованиями магнитных свойств горных пород района, региона [Печерский, Соколов, 2010]. Основным продуктом петромагнитного картирования является карта [Физические свойства горных ..., 1984; Петрофизика, 1992]. Ключом к дешифрированию такой карты служит петромагнитная легенда (ПМЛ), атрибутами которой являются петромагнитные группы (ПМГ). Таким образом, составленная в ходе петрофизических исследований карта отражает пространственное распределение ПМГ горных пород различных геологических эпох, генетических типов, составов ферромагнитных минералов (породообразующих и акцессорных), влияющих на особенности распределения современной намагниченности пород (магнитной восприимчивости – α и/или векторов естественной остаточной намагниченности - ЕОН).

В реальности, решение задачи по формированию ПМЛ базитов ЯАП оказалось достаточно сложным, поскольку их современные магнитные свойства зависят от таких факторов, как: временная последовательность внедрения фаз и их пространственное распределение; формы проявленности в виде даек и силлов; разнообразия составов (минералогического, химического и петрографического) [Томшин и др., 2001; Убинин и др., 2001 ф; Салихов и др., 2005; Салихов и др., 2008 ф], положения Сибирской платформы на моменты становления (палеогеографическое) и изучения (современное) и др. [Печерский, Диденко, 1995]. ПМГ, которые закладывались в основу первых схем и легенд для восточного борта Тунгусской синеклизы, не смогли описать все многообразие траппов и их магнитных свойств [Саврасов, Камышева, 1962 ф; Камышева, Саврасов, 1965 ф; Саврасов, 1969; Давыдов, Кравчинский, 1967 ф; Ивлиев и др., 1976; 1987; Кравчинский, 1979; Zhitkov, Savrasov, 1995; Мишенин, 2002; Коробков и др., 2013]. По этой причине, для описания ряда аномальных эффектов в характере поведения намагниченности внутри базитовых тел (отклонения векторов ЕОН от нормального закона распределения [Fisher, 1953]), в ПМЛ было введено понятие: петромагнитные неоднородности (ПМН) [Константинов и др., 2014]. Поскольку ПМГ и ПМН представляют практически всё разнообразие

магнитных свойств базитов, то их было логично объединить под общим термином: петромагнитный таксон (ПМТ) – петрографически однородная область внутри базитовых тел, характеризующаяся определенными законами распределения петромагнитных параметров (синоним структурно-вещественных комплексов (СВК)). Таким образом, актуальность настоящей работы заключается в разработке методики выделения и количественного описания ПМТ для построения современной ПМЛ базитов, корреспондирующей с геологической ситуацией и её отражением в геофизических полях.

Цель исследования - создание надёжной петрофизической (петромагнитной) основы для повышения достоверности и однозначности интерпретации геофизических данных при прогнозировании и поисках коренных источников алмазов в пределах закрытых траппами территорий IV и V алмазопромышленных геотипов Якутской алмазоносной провинции.

Научные задачи исследования:

1. Разработать методику идентификации ПМТ базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы;
2. Определить первичную полярность интрузивных (петромагнитных) базитовых комплексов восточного фланга Тунгусской синеклизы;
3. Разработать петромагнитную легенду базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы для применения при алмазопромышленных работах.

Методы исследования и фактический материал

Основными методами являются комплексные петрофизические [Петрофизика, 1992; Вахромеев и др., 1997], магнито-минералогические [Буров, Ясонов, 1979; Tarling, Hroudá, 1993; Dunlop, 2002] и палеомагнитные [Храмов и др., 1982] исследования, позволяющие однозначно идентифицировать ПМТ базитов.

Графическое исполнение и аналитическое сопровождение при решении задач петрофизического и палеомагнитного направления осуществлялось при помощи компьютерных программ Statistica, Opal, Enkin, Anisoft, «PetroStat» и

«AMSSStat» [Боровиков, 2001; Винарский и др., 1987; Enkin, 1994; Jelinek, 1997; Константинов и др., 2018б].

Фактическим материалом послужили около 2800 образцов, из которых примерно 2200 - ориентированные штуфы базитов, отобранные из 185 обнажений на 15 участках, включающие 6 месторождений алмазов (Алакит-Мархинский район: трубки Айхал, Заря, Комсомольская, Краснопресненская, Сытыканская и Юбилейная), а также около 600 образцов керна 18 структурно-поисковых скважин на участке Структурный [Салихов и др., 2008 ф].

При подготовке работы дополнительно использованы фондовые материалы петрофизических исследований Амакинской ГРЭ [Убинин и др., 2001 ф; Салихов и др., 2008 ф] и НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) [Бессмертный и др., 2012 ф, 2015 ф; Специус и др., 2019 ф], а также материалы полевых наблюдений М.И. Лелюха, С.П. Сунцовой, М.Д. Томшина К.М. Константинова и др.

Защищаемые научные результаты

1. Разработана методика идентификации петромагнитных таксонов (ПМТ) базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы, включающая комплекс определений: объемного веса, магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности и коэффициента Кёнигсбергера. Природа ПМТ устанавливается на основе палеомагнитных (компонентный состав векторов ЕОН) и магнито-минералогических (анизотропия магнитной восприимчивости и гистерезисные параметры) исследований.

2. Установлено, что формирование интрузивных (петромагнитных) базитовых комплексов восточного борта Тунгусской синеклизы сопровождалось сменой полярности магнитного поля Земли с прямой (при формировании оленёк-велингнинского и катангского комплексов) на обратную (при становлении кузьмовского комплекса), что необходимо учитывать при геолого-геофизических и прогнозно-поисковых построениях в Западной Якутии.

3. Предложена петромагнитная легенда (ПМЛ) базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы, позволяющая надежно выделять магматические фазы и фации внедрения, повысить достоверность и однозначность интерпретации

геофизических данных при прогнозировании и поисках коренных месторождений алмазов.

Научная новизна

1. С помощью современной аппаратуры, получен спектр петрофизических параметров базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы. На основе этих данных, сформулированы основные понятия и критерии по классификации ПМТ.

2. Предложена принципиально новая методика выделения ПМТ базитов, которая включает оптимальный комплекс методов: петрофизический, магнито-минералогический и палеомагнитный. Установлены главные и второстепенные физические параметры, определяющие таксономию базитов.

3. Решена производственная задача по определению магнитной полярности траппов из керна скважин районов поисковых и разведочных работ.

4. Предложена актуализированная версия ПМЛ базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы, которая в перспективе может быть дополнена новыми ПМТ.

5. Продемонстрированы возможности применения ПМЛ для решения вопросов классификации базитов при поисках коренных источников алмазов на территориях преимущественного развития пород трапповой формации (IV и V геотипов ЯАП) геофизическими методами.

Личный вклад соискателя состоит в создании авторского варианта ПМЛ базитового магматизма восточного фланга Тунгусской синеклизы. Для этого соискателем проведены:

- постановка цели исследования и обсуждение содержания решаемых задач;
- обзор и критический анализ имеющихся геолого-геофизических материалов по развитию пород трапповой формации Тунгусской синеклизы [Саврасов, Камышева, 1962 ф; Milanovskiу, 1976; Масайтис, 1983; Камышева и др., 1984 ф; Траппы Сибири и Декана..., 1991; Морозова и др., 1995 ф; Васильев и др., 2000; Томшин и др., 2001; Мишенин, 2002; Альмухамедов и др., 2004; Reichowa et al., 2009; Иванов, 2011; и др.];

- выбор реперных объектов (совместно с геологами) и корректный отбор ориентированных образцов в полевых маршрутах;
- комплекс лабораторных исследований с занесением необходимой информации в петрофизическую базу данных;
- анализ полученных дескриптивных значений и корреляционных зависимостей петрофизических параметров с обоснованием оптимального комплекса методов идентификации ПМТ базитов;
- формулировка основных положений диссертационной работы, подготовка публикаций по теме диссертации и устных докладов на научных конференциях.

Теоретическая и практическая значимость

Работа является обобщением новой и ранее накопленной информации по породам трапповой формации восточного фланга Тунгусской синеклизы. В ней предложен логично структурированный, понятный для геологов и геофизиков вариант ПМЛ, который, в перспективе может быть расширен за счёт изучения других магматических комплексов. Практическое применение ПМЛ найдёт при решении задач петромагнитного картирования и физико-геологического моделирования (ФГМ) при поисках коренных месторождений алмазов в пределах IV и V геотипов ЯАП геофизическими методами.

Апробация работы и публикации

Представленные результаты известны научному сообществу, докладывались и получили одобрение специалистов на всероссийских и международных конференциях: XXVII Всероссийской молодёжной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2017), IX Всероссийской научно-практической конференции для студентов, аспирантов и молодых ученых «Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире» (Мирный, 2018), V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием «Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические и инновационно-технологические направления её повышения» (Мирный, 2018), II международной научно-практической конференции «Наука и инновационные разработки-северу» (Мирный,

2019), Палеомагнитный онлайн-семинар ИФЗ СО РАН (Москва, 2021), XXIX Всероссийской молодежной конференции «Строение литосферы и геодинамика» (Иркутск, 2021).

Результаты диссертационной работы отражены в 21 научной работе, из них 5 статей в ведущих рецензируемых научных журналах из перечня научных изданий, рекомендованных Минобрнауки России для публикации результатов диссертаций и 16 публикаций в материалах международных и всероссийских научных конференций.

Структура и объем работы

Диссертация состоит из введения, четырёх глав, заключения и списка литературы, включающего 157 источников. Объём работы – 145 страниц, в том числе включая 52 рисунка, 11 таблиц и 4 приложения.

Благодарности.

Автор выражает искреннюю благодарность своему научному руководителю д.г.-м.н. К.М. Константинову, за предоставленную возможность заниматься такой важной и интересной темой; д.г.-м.н. А.В. Толстову, оказавшему огромную помощь в продвижении работы. А также коллегам, поделившимся своим огромным опытом по решению трапповой проблематики: ветерану АмГРЭ А.П. Кугаевскому, начальнику КГП ВГРЭ В.М. Морозову, Р.Ф. Салихову, С.П. Сунцовой, к.г.-м.н. М.Д. Томшину, С.Г. Убинину и А.Е. Васильевой. Отдельную благодарность за содействие на разных этапах профессионального роста и научного исследования хотелось бы выразить д.г.-м.н. В.М. Зуеву, д.г.-м.н. Е.В. Поспеевой, М.С. Хороших, Э.А. Фахретдинову.

Работа посвящена моей жене Муллаяровой Ларисе Сагитовне.

Глава 1

ИСТОРИЯ ПЕТРОМАГНИТНОГО КАРТИРОВАНИЯ ТРАППОВ

Картирование петромагнитных комплексов траппов ЯАП началось в результате острой производственной необходимости поисков коренных месторождений алмаза геофизическими методами, главным из которых являлась магниторазведка. Именно этот метод в модификации аэромагнитной съемки в течение 60-80-х годов прошлого века зарекомендовал себя как наиболее эффективный для площадей I и II геотипов – территории преимущественного развития раннепалеозойских пород карбонатного цоколя, частично перекрытых четвертичными наносами мощностью до 5 м [Владимиров и др., 1984]. На их фоне даже слабомагнитные кимберлитовые тела обнаруживались достаточно надежно по аномалиям трубчатого типа [Миков и др., 1986].

В результате смещения алмазопроисловых геологоразведочных работ (ГРР) на закрытые территории восточного борта Тунгусской синеклизы (III – V геотипы) эффективность магниторазведки заметно снизилась. В такой ситуации полезный сигнал гасился вследствие увеличения высоты точки наблюдения (расстояние от искомого объекта до магнитометра) и магнитных помех от перекрывающих горных пород. Особенно сильные аномалии-помехи наблюдались на площадях IV и V геотипов – территории преимущественного развития пород трапповой формации, магнитные свойства которых имеют значительные вариации как по интенсивности, так и по направлениям векторов естественной остаточной J_n и суммарной J намагниченностей.

Благоприятным моментом для постановки петромагнитного картирования явилось то обстоятельство, что некоторые фазы траппов, благодаря своим магнитным характеристикам, оказались квазипрозрачными для просвечивания магнитных аномалий от кимберлитовых тел [Эринчек и др., 1972 ф]. Например [Kravchinsky et al., 2002; Константинов и др., 2004а; 2012], на участке трубки Сытыканская перекрывающий ее силл долеритов имеет субгоризонтальный вектор суммарной намагниченности $J \approx -10^\circ$. Это объясняется взаимной

компенсацией векторов ЕОН J_n отрицательной полярности и индуцированной намагниченности J_i положительной полярности. В данной ситуации вертикальная составляющая намагниченности кимберлитов $J_z=210$ мА/м оказалась больше чем у долеритов $J_z=-195$ мА/м. В результате их суперпозиции в точке наблюдения проявляется положительная эффективная намагниченность $J_{\text{эф}}=15$ мА/м, которая и генерирует аномалию трубчатого типа.

Таким образом, перед геофизиками стала важная задача по районированию территории восточного борта Тунгусской синеклизы и картированию в ее пределах участков, благоприятных на обнаружение аномалий трубчатого типа кимберлитовой природы – отрицательно намагниченные фазы базитов, амагнитные «коридоры» и «окна» в траппах и др. благоприятные поисковые критерии [Мишенин и др., 1994 ф; Морозова и др., 1995 ф; Убинин и др., 2001 ф; Никулин и др., 2002]. С целью интерпретации потенциальных геофизических полей для рассматриваемой территории необходимо было создать Схему базитового магматизма и, как следствие - Петромагнитную легенду (ПМЛ). Первая задача была решена в начале нулевых годов XXI века и принята на вооружение специалистами Амакинской и Ботуобинской геологоразведочных экспедиций АК «АЛРОСА» (ПАО) [Томшин и др., 2001; Салихов и др., 2005]. Решению второй задачи посвящены работы [Константинов и др., 2014 Константинов, 2014] и настоящие исследования [Киргуев и др., 2019; 2020].

1.1. Анализ петромагнитной изученности траппов

Поскольку одним из основных поисковых геофизических методов поисков кимберлитовых тел является магниторазведка, то для интерпретации ее материалов требуются данные по магнитным свойствам «траппового панциря». От петрофизических данных зависит методология работ: обоснование рационального комплекса геолого-геофизических методов, выбор оптимальной высоты наблюдения (полета), геолого-геофизическое моделирование, петромагнитное картирование и районирование территорий и др. [Ивлиев и др., 1976; 1987; Эринчек и др., 1991].

Результаты петрофизических, магнито-минералогических и палеомагнитных исследований пермтриасовых траппов Тунгусской синеклизы освещены в многочисленных работах [Саврасов и др., 1963; Саврасов, 1969; Камышева, Саврасов, 1965 ф; Саврасов, 1963; Ивлиев и др., 1976; 1987; Кравчинский, 1979; Трухин и др., 1989; Zhitkov, Savrasov, 1995; Дукарт и др., 2002; Kravchinsky et al., 2002; Мишенин, 2002; Heunemann et al., 2004; Казанский, 2000; 2002; Веселовский, 2006; Pavlov et al., 2007; Щербаков и др., 2017 и мн. др.]. Согласно полученным материалам траппы характеризуются хаотическим распределением векторов J_n (их величины варьируют в широких пределах, а направления разбросаны по всей сфере), что является серьезным препятствием к применению магниторазведки при поисках месторождений полезных ископаемых. По мнению исследователей, решение этой проблемы возможно с помощью создания ПМЛ. Идея заключается в том, что каждой определённой разновидности базитов, соответствует конкретное количественное магнитное состояние. Задача по построению классификации траппов осложняется тем, что породы трапповой формации характеризуются большой изменчивостью магнитных свойств (магнитная восприимчивость α от единиц до первых тысяч $\times 10^{-5}$ СИ, векторы ЕОН - в пределах от первых десятков до десяти и более тысяч $\times 10^{-3}$ А/м). Для описания максимально возможного количества параметров, отвечающих за намагниченность траппов, многие авторы в основу своих легенд закладывали петромагнитные группы (ПМГ) [Ивлиев и др., 1976; Камышева, Солоненко, 1978 ф, 1981 ф; Камышева, Сунцова, 1989 ф, Макаров и др., 1989 ф; Эринчек и др., 1991]. Особенно остро задача по установлению объективной картины распределения магнитных свойств трапповых пород возникла при поисках коренных месторождений алмазов ЯАП в начале 70-х годов XX века. Сотрудниками петрофизического отряда Амакинской ГРЭ [Саврасов, Камышева, 1962 ф.; Камышева, Саврасов, 1965 ф., Камышева и др., 1984 ф] траппы разделены на шесть петромагнитных комплексов (ПМК), объединявших в себе более 40 ПМГ. В основу разделения были положены различия по магнитным характеристикам и генетической принадлежности. Каждая из ПМГ

характеризуется фиксированными пределами изменений величин α и Q (Таблица 1.1). На основе этих данных, для Далдыно-Алакитского и Моркокинского районов были составлены петромагнитные карты. ПМГ на них обозначались специальными символами (аббревиатуры с индексами) [Физические свойства горных ..., 1984; Петрофизика, 1992], которые оказались не совсем удобны для решения практических задач из-за сложности условных обозначений.

Относительно простая схема классификационного разделения траппов для Моркокинского района (и Алакит-Мархинского междуречья) на ПМГ по величине α и фактора Q и направлению вектора J_n была предложена [Ивлиев и др., 1976; 1987] в своей работе. Согласно схеме, представленные трапповые тела были разделены на три группы: прямонамагниченные и прямонамагниченные слабомагнитные, а также обратномагниченные ПМГ (Таблица 1.1).

В работе [Макаров и др., 1989 ф.] была предложена модель расчленения трапповых образований юга и востока Тунгусской синеклизы на магматические комплексы. Она предполагала связь типов магматических тел с характером их намагниченности на основе петрохимических серий и внесистемных петрохимических коэффициентов. При этом не учитывалась пространственно-временная связь между эффузивной и интрузивной фациями, а классификация в пределах выделенных серий проводилась по минералогическому составу пород (Таблица 1.1)

По совокупности накопленного геолого-геофизического материала и результатам собственных исследований Эринчек Ю.М. с соавторами [Эринчек и др., 1991] выделяли среди траппов раннего мезозоя четыре ПМГ, которые различаются по типу магматических тел и величине J_n . На их основе составлена обобщенная геолого-геофизическая характеристика ПМЛ (Таблица 1.1).

В 90-е годы С.Г. Мишениным значительные коллекции направляются для детальных магнитно-минералогических исследований. Согласно результатам, в траппах установлены четыре петромагнитные серии (ПМС): I - магнетитовая, II - титаномагнетитовая, III - гемоильменит-титаномагнетитовая и IV - ильменит-титаномагнетитовая, отличающиеся в т.ч. магнитными свойствами (напр. J_n , Q).

На основе этих результатов [Морозова и др., 1995 ф] были составлены петромагнитные карты масштаба 1:50000 (Верхне-Моркокинская площадь), в основу которых положено разделение траппов на ПМС по принципу доминирующего магнитного минерала (титаномагнетита) [Мишенин, 2002].

Комплексные магнито-минералогические и петрохимические исследования [Морозова и др., 1995 ф; Убинин и др., 2001 ф; Мишенин, 2002] позволили создать Петромагнитную модель пород трапповой формации. В трапповом комплексе было выделено 8 ПМГ (или 11 фаций), характеризующихся средними значениями плотности и намагниченности (Таблица 1.2). К сожалению, без привлечения палеомагнитных данных невозможно было объяснить причину присутствия у ряда ПМГ знакопеременной полярности векторов ЕОН.

Таблица 1.2 - Соотношение фаций базитов восточного борта Тунгусской синеклизы и средних значений физических параметров ПМГ [Мишенин, 2002]

ПМГ	Фация	σ , кг/м ³	α , 10 ⁻⁵ СИ	J_n , 10 ⁻³ А/м	Q , ед.	Поляр- ность	Фаза
1	Недифференцированных пластовых и секущих интрузий	2941	945.6	8294.9	14.62	<i>N</i>	Первая
2	Дифференцированных пластовых интрузий	2919	222.5	832.4	4.74	<i>N</i>	Первая
3	Субинтрузивная	2820	738.9	1395.7	3.15	<i>N/R</i>	Вторая
4	Интрузивная	3000	1151.2	825.8	1.20	<i>R</i>	Третья
5	Интрузивная	2915	1316.3	3152.6	3.99	<i>N/R</i>	Вторая
6	Даечных тел и глубинных маломощных пластовых интрузий	2949	836.7	2586.5	5.15	<i>N</i>	Первая
7	Жерловых или бескорневых вулканов	2867	74.8	238.2	5.08	<i>R</i>	Вторая
8-0	Туфовая	2106	<35	<15	<1.00	<i>R</i>	Первая
8-1	Туфовая	2203	55.1	172.0	4.84	<i>N</i>	Первая
8-2	Туфовая	2248	221.3	623.7	4.89	<i>N/R</i>	Вторая
8-3	Туффизитовая	2361	990.8	3054.9	5.13	<i>N/R</i>	Вторая

* *N(R)* – прямая (обратная) полярность векторов ЕОН in situ.

Авторская модель вулканоструктур И.Г. Коробкова с соавторами (2013, 2015) предполагает наличие в пределах восточного борта Тунгусской синеклизы не менее чем двух фаз внедрения интрузий долеритов (Таблица 1.3): *«Одна из фаз внедрения выражена недифференцированными интрузиями (катангский тип) с прямым направлением намагничения; интрузии с обратным направлением намагничения, представленные тремя типами (ангарским, кузьмовским и катангским), могут быть однофазными либо представлять последовательность трех фаз с одинаковым (обратным) направлением намагничения. ... разделение интрузий ранее единого катангского типа на две самостоятельных группы само по себе уже является серьезным достижением палеомагнитных исследований»* (стр. 172 [Коробков и др., 2013]).

Таблица 1.3 - Основные характеристики петромагнитных групп по [Коробков и др., 2013]

Классификатор	Типы интрузий	Магнитная восприимчивость ($\chi \cdot 10^{-5}$ ед. СИ)	Фактор Q	Направление вектора ЕОН	Распределение (χ) в вертикальном разрезе
I ПМГ	Катангский	$(625-6125)$ 1600*	$(1,0-11,0)$ 4,5*	Прямое	Симметрично-трехчленное
II ПМГ		$(800-3700)$ 1350	$(0,3-7,0)$ 2,8	Обратное	Симметрично-трехчленное
III ПМГ	Ангарский	$(600-7500)$ 1500	$(0,3-5,0)$ 1,0	Обратное	Асимметрично-трехчленное
IV ПМГ	Кузьмовский	$(200-13000)$; 5500 1800	$(0,1-12,0)$ 1,5	Обратное	Асимметрично-четырёхчленное

Примечание: * – в числителе общий диапазон, в знаменателе – модальное значение.

За основу выделения вулканоструктур использованы гидрографические границы в рамках современного рельефа, при этом роль глубинных разломов в качестве магмоподводящих каналов [Олейников, 1984] игнорируется. Несмотря на постановку палеомагнитных исследований, предложенная модель не объясняет наличие у интрузии катангского типа двух полярностей векторов ЕОН (I ПМГ и II ПМГ). Предложенное автором понятие ПМГ, которые *«... представляют собой генетически связанные ассоциации пород, слагающие отдельные тела и их совокупности, обладающие индивидуальным петромагнитным строением,*

отражающим общность становления и время внедрения интрузий») следует скорее относить к ПМК [Камышева и др., 1984 ф].

Не смотря на продолжительность изучения базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы, целостной точки зрения по их классификации у исследователей на данный момент нет, поэтому практического применения при проведении алмазопоисковых геологоразведочных работ не получила ни одна из вышеупомянутых петромагнитных схем и легенд. С появлением новых полученных данных по геологии, аналитике, петрофизике, магнитной минералогии, палеомагнетизму, геофизике и др. методам, все прежние легенды и схемы нуждаются в существенной ревизии и актуализации.

Действительно, качественный скачок в этом направлении произошел после того как в характере распределения современной намагниченности пермо-триасовых траппов восточного борта Тунгусской синеклизы [Константинов и др., 2006; Константинов и др., 2014 Константинов, 2014] были установлены статистические закономерности. По этой причине пришлось кардинально пересмотреть методику петромагнитного картирования базитов [Физические свойства горных ..., 1984; Петрофизика, 1992]. Так, выборки образцов базитов при однородных химических, петрографических и т. п. параметрах, но разным характером распределения намагниченности, впервые предложено называть не ПМГ, а петромагнитными таксонами (ПМТ). В зависимости от закона распределения магнитных параметров J_n - α - Q ПМТ могут относиться либо к ПМГ (Рисунок 1.1), или к ПМН (Рисунок 1.2 и 1.3).

Магнитные характеристики ПМГ изменяются в пространстве по величинам α , J_n и Q , но не по направлениям векторов ЕОН. Для ПМГ характерны:

1. Однородный петрографический и петрохимический состав;
2. Одномодальное распределение скалярных параметров: α , J_n и Q ;
3. Кучные группировки векторов J_n или J , подчиняющиеся статистике [Fisher, 1953].

К ПМН относятся ПМТ траппов, магнитные характеристики которых изменяются во времени.

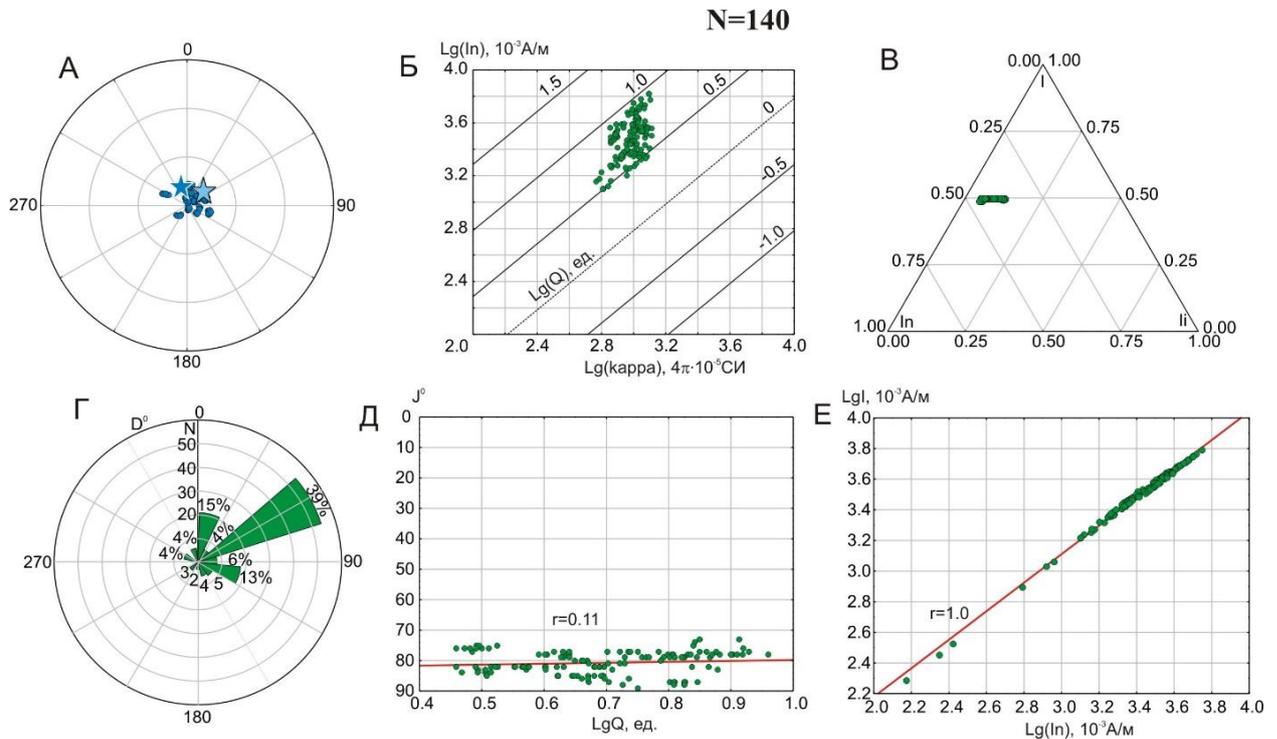


Рисунок 1.1 - Распределение магнитных параметров в ПМГ (долериты II фазы, трубка Айхал). А – стереограмма векторов суммарной намагниченности I_s (J); синие (красные) кружочки – проекции I_s (J) на положительную (отрицательную) полусферу; звездочки – древнее H_p (голубая/красная) на момент формирования траппов (прямая/обратная полярность) и современное H (синяя) направления магнитного поля. Б – график зависимости $\ln(J_n) - \propto -Q$. В – тернарный график $\ln(J_n) - I_i(J_i) - I(J)$. Г – гистограмма склонений D векторов I_s (J). Д – график зависимости наклонений J (I) векторов I_s (J) от фактора Q . Е – график зависимости величины I_s (J) от фактора Q . В скобках даны обозначения петромагнитных величин по [Храмов и др., 1982], соответствующие авторским обозначениям на рисунке [Константинов, 2014].

На сегодняшний день в пермо-триасовых базитах установлены ПМН четырех генетических типов: первый тип сформировался за счёт их перемагничивания геомагнитным полем (Рисунок 1.2); второй тип – за счёт обжига базитов ранних (первой и второй) фаз внедрения поздней (третьей) интрузивной фазой (Рисунок 1.3); третий тип – в результате эффекта самообращения в титаномагнетитах; четвертый тип – вследствие ударов грозových разрядов.

ПМН характеризуются более сложным распределением спектра магнитных параметров и имеют аморфное строение: границы их условные (размытые) и могут не совпадать с морфологией тел и геологическими (петроплотностными) границами! Игнорирование ПМН как структурных элементов физико-

геологических моделей (ФГМ) может отрицательно сказаться на решении научных и прикладных геологических задач [Константинов, 2014].

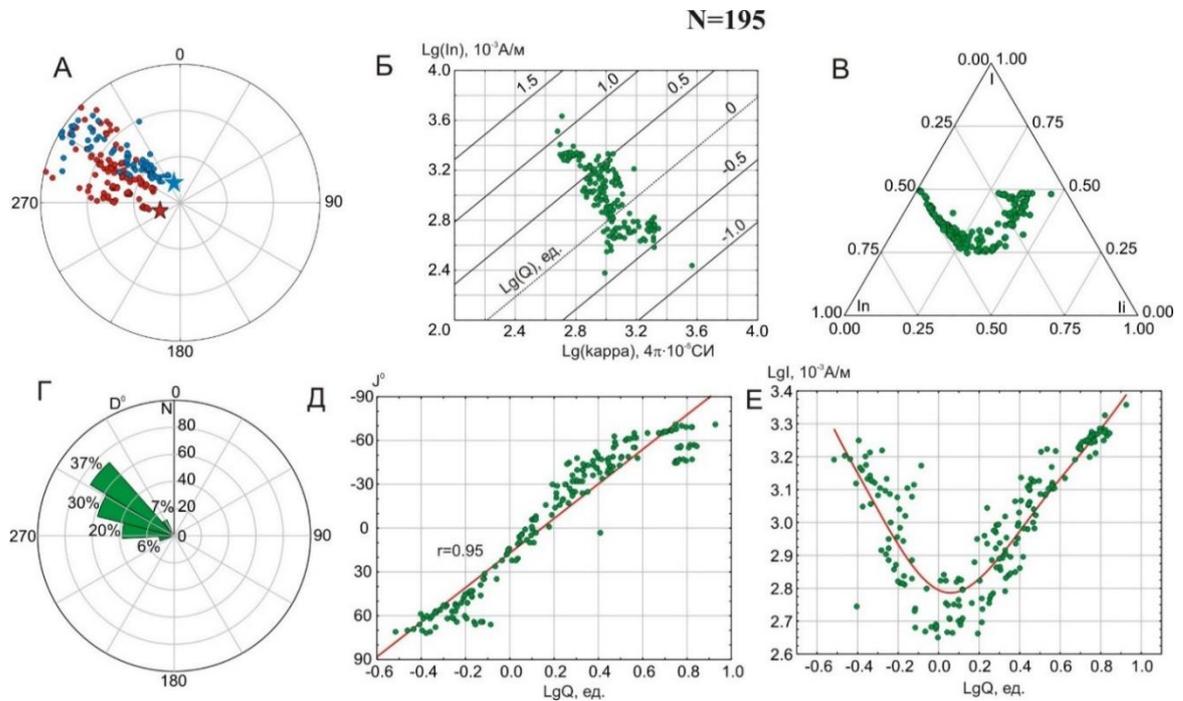


Рисунок 1.2 - Распределение магнитных параметров в ПМН 1 типа [Константинов, 2014] (долериты III фазы, трубка Сытыканская). Пояснения см. на Рисунке 1.1.

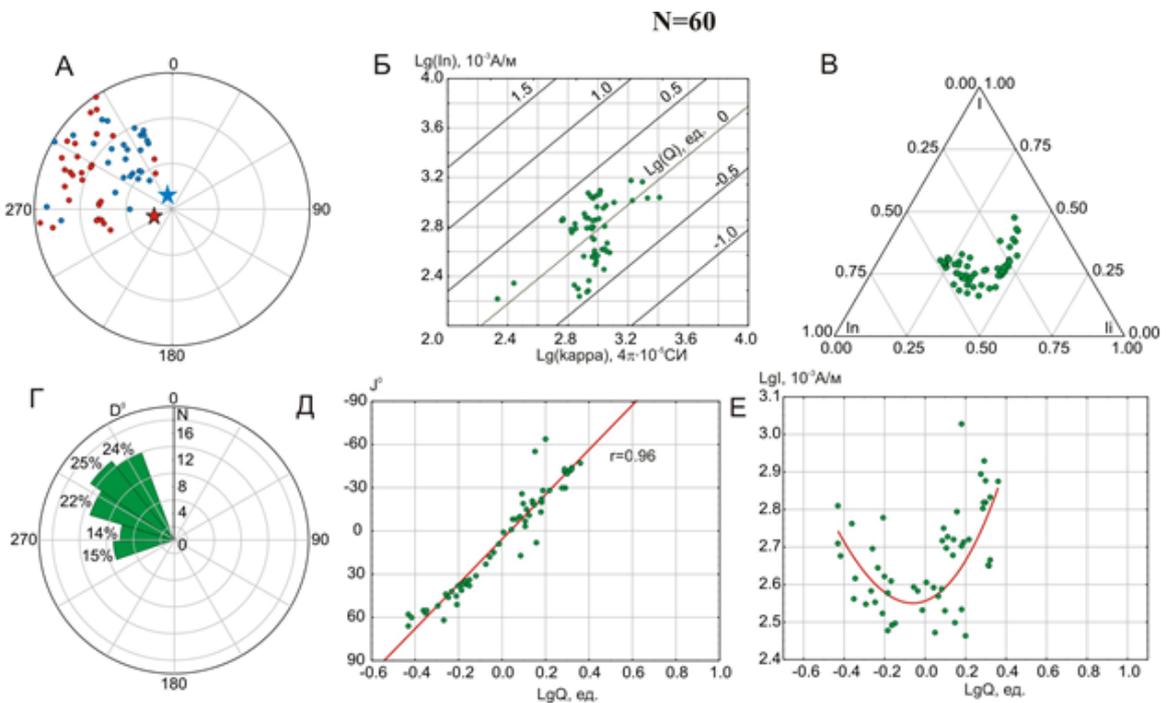


Рисунок 1.3. - Распределение магнитных параметров в ПМН 2 типа [Константинов, 2014] (долериты II фазы, трубка Комсомольская). Пояснения см. на рисунке 1.1.

ПМТ базитов позволяют более корректно формировать ФГМ коренных месторождений алмазов, что положительно сказывается на их поисках геофизическими методами. ПМН полностью и проще объясняют наличие в той или иной фазе базитового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы векторов ЕОН противоположного знака, чем ранее выдвинутые гипотезы [Константинов, 2014].

ПМГ отличаются от ПМН природой образования векторов ЕОН, что требует обязательного включения в комплекс их изучения палеомагнитных и магнито-минералогических методов.

Таким образом, назрела острая необходимость создания качественно новой версии ПМЛ базитового магматизма. И как любая легенда (схема, модель), для получения широкой практики, должна строиться на конкретных принципах, понятиях, методах исследования и пр. *Поэтому, в рамках настоящей научной работы, необходимо сосредоточиться на тех методах исследования, которые позволят надежно идентифицировать ПМТ in situ по количественным параметрам.*

1.2. Современные представления о базитовом магматизме района

Объекты исследований расположены в пределах восточного фланга Тунгусской синеклизы (Рисунок 1.4). По времени становления, базитовые образования изучаемой территории приурочены к позднепалеозойско - раннемезозойскому тектономагматическому циклу. По форме залегания представлены в виде пластовых и секущих интрузий, а также даек и долерит-туффицитовых тел сложного строения [Кутолин, 1972; Лурье и др., 1973; Виленский, 1974; Milanovskiy, 1976; Масайтис, 1983; Олейников, 1984; Лелюх, 1988; Траппы Сибири и Декана, 1991; Fedorenko et al., 1996; Томшин и др., 1997; Васильев и др., 2000; Альмухамедов и др., 2004; Reichowa et al., 2009; Иванов, 2011]. Разнофазные интрузии долеритов вместе с вулканогенно-осадочными образованиями объединяются в верхнеалакитскую вулcano-интрузивную ассоциацию, которая является объектом помех при поисках месторождений

алмазов. Последние, в свою очередь, сосредоточены в ряде локальных магматических образований - кимберлитовых тел (трубки, дайки, жилы) далдыно-алакитского интрузивного комплекса iPZ_{2da} , относящегося к среднепалеозойскому тектономагматическому циклу развития Вилуйской синеклизы [Масайтис, 1983; Олейников, 1984; Тектоника, геодинамика и ..., 2001; Киселев и др., 2006; 2014; и др].

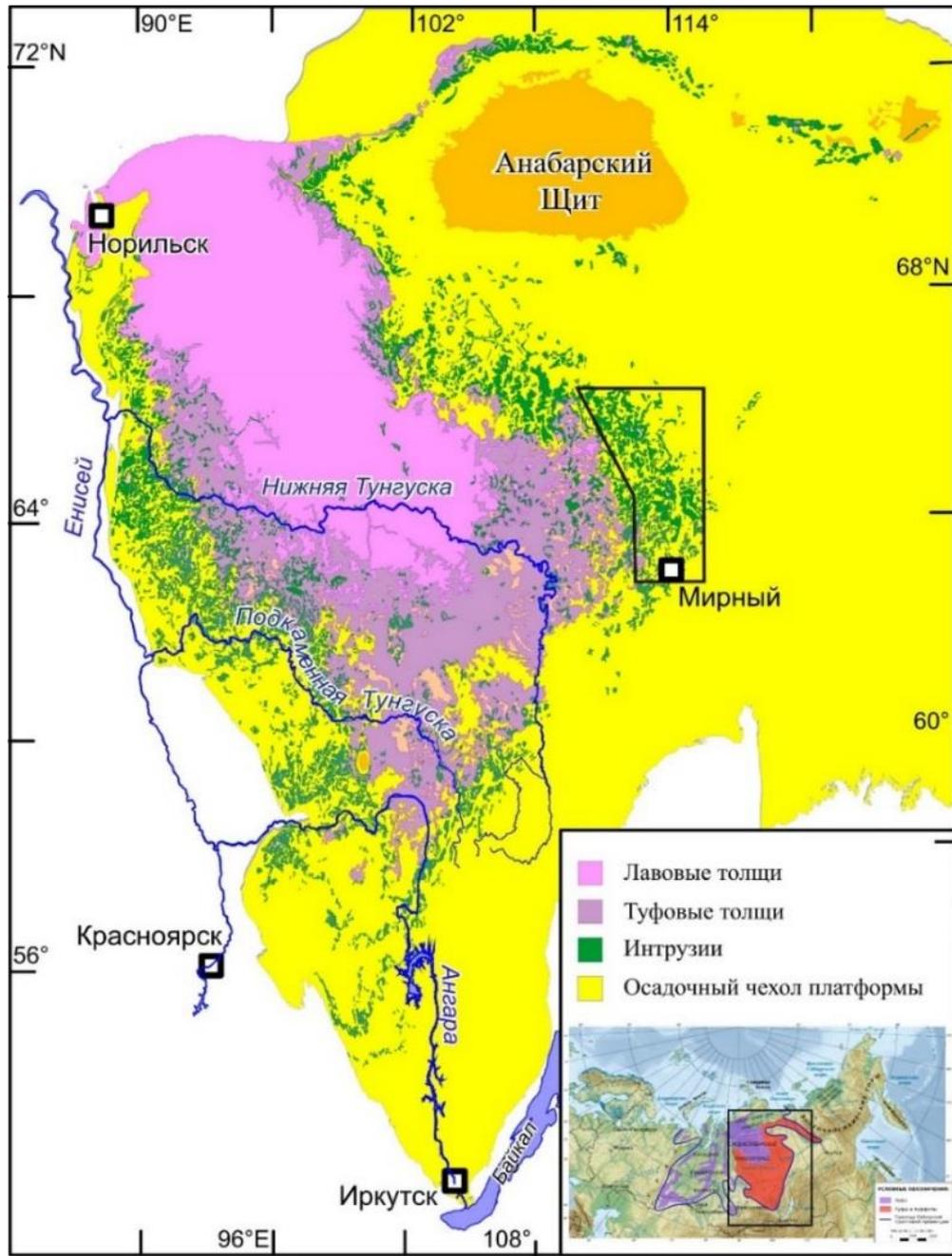


Рисунок 1.4 - Схема геологического строения Тунгусской синеклизы по [Konstantinov et al., 2014]. Многоугольник – участок работ.

Распространение траптовых интрузий неравномерное, наибольшая их концентрация наблюдается на окраинах синеклизы. Внедрение интрузий

контролировалось зонами глубинных разломов - на юго-востоке - Ангаро-Вилуйской, на северо-востоке - Вилуйско-Котуйской [Мокшанцев и др., 1975].

В пределах Тунгусской синеклизы находятся три аламазоносных района – Далдыно-Алакитский, Ыгыаттинский и Малоботубинский. Вулканогенные образования пермотриаса пользуются преимущественным развитием в бассейнах рр. Моркоки, Мархи, Мархараты, Могды, Вилуя, Левого, Нижнего и Среднего Вилуйкана, Верхней Томбы, Ыгыатты и др. Изученная площадь имеет протяженность с севера на юг около 500 км от южного склона Анабарской антеклизы до Вилуйской синеклизы. Здесь базиты изучены наиболее детально, в том числе и петрофизическим методом [Камышева, Солоненко, 1981 ф; Камышева и др., 1984 ф; Лелюх, 1988; Морозова и др., 1995 ф; Поляничко и др., 1995 ф; Убинин и др., 2001 ф; Томшин и др., 2001; Мишенин, 2002; Мащак и др., 2002 ф; Салихов и др., 2005; Горев и др., 2005 ф; Салихов и др., 2008 ф; Коробков и др., 2013; Граханов и др., 2015 ф; и др.].

Интрузии долеритов делятся на пластовые и пологосекущие тела по характеру залегания и на секущие интрузии неправильной формы, дайки и штоки по форме тел [Лелюх, 1988; Никулин и др., 1998; 2002; Салихов и др., 2008 ф].

Большинство тел, распространённых в пределах площади принадлежат к формации пластовых интрузий (силлов) и пологосекущих тел. В современном рельефе, пластовые интрузии покрывают значительные пространства в пределах водоразделов, также картируются в виде протяженных уступов на склонах речных долин. Мощность тел меняется от первых метров до 150-200 м по простиранию. Морфология интрузий тесно связана с плотностными и текстурно-структурными особенностями вмещающих пород. Большая часть силлов внедрялась в терригенные отложения верхнего палеозоя, меньшая - в карбонатные породы нижнего и среднего палеозоя. Также периодически встречаются интрузии, внедрившиеся по границам структурных ярусов (межформационные интрузии). В самих траптовых интрузиях, на разных их горизонтах, часто встречаются ксенолиты вмещающих пород, нередки и отторженцы (массивные блоки карбонатных и терригенных пород).

Дайки являются подводными каналами силлов, их развитие ограничено в пространстве. К дайкам следует относить вертикальные и наклонные тела прямолинейной и извилистой формы (реже кольцевой), большой протяжённости до 10 (в некоторых случаях до 50) километров. Мощность даек начинается от 2 м, чаще всего около 10 м, в некоторых случаях до 30 м. В рельефе дайки прослеживаются в виде вытянутых гряд высотой около 1 м. Формирование даек согласуется с Вилюйско-Котуйской и Ангаро-Вилюйской зонами глубинных разломов и имеют преимущественно северо-западное, реже – северо-восточное простирание.

Штоки редки, они обычно хорошо выражены в рельефе в виде конусов высотой 20-40 м и диаметром 50-400 м. В некоторых районах (Верхний Алакит, Левобережный и др.) отмечались скопления этих тел [Макаров и др., 1989 ф.]. Так, в районе озер Тегюрюк и Усун-Кюель они слагают до 50% площади, занятой траппами. Генезис штоков проблематичен. Одни исследователи [Лурье и др., 1973; Ивлиев и др., 1976, 1987] относят их к самостоятельной заключительной фазе траппового магматизма на основании содержания в них ксенолитов более ранних фаз, другие [Фолисевич, 1983 ф.] к эффузивным образованиям – корням эродированных потоков и покровов [Мишенин 2002].

В настоящее время в основу классификационного расчленения базитов на магматические комплексы положен петрохимический тип исходного магматического расплава (Таблица 1.4, Рисунок 1.5 А) [Убинин и др., 2001 ф; Томшин и др., 2001; Салихов и др., 2005]. Анализ петрохимических особенностей трапповых интрузивов района исследований показал возможность существования среди них трёх петрохимических серий, сопоставимых с магматическими комплексами (фазами внедрения). Серии выделяются по различию в содержании титана, суммарного железа, калия и фосфора: умеренно-титанисто-железистая (оленок-велинггинский комплекс, I фаза), магнезиально-известковистая (катангский комплекс, II фаза) и титанисто-железистая (кузьмовский комплекс, III фаза) (Таблица 1.4). При этом, пределах каждого комплекса выделены подфазы внедрения интрузий по основным (геологическим) и вспомогательным

(петрохимическим, петрографическим и петрофизическим) признакам.

Так все тела I фазы (серии) подразделяются на две группы по степени внутрикамерной дифференциации: недифференцированные и дифференцированные, в каждой из которых устанавливаются по две подфазы. Интрузии II фазы, уверенно разделяются на три петрохимические группы, сопоставимые с подфазами внедрения (предположительно вследствие процессов дифференциации в промежуточных очагах). Тела III фазы подразделяются на две петрохимические группы, сопоставимые с подфазами внедрения (недифференцированные и слабодифференцированные интрузии). На приведенных тернарных диаграммах (Рисунок 1.5 А) видно, как выделенные фазы формируют самостоятельные спектры на основе петрохимических и геохимических данных. В то же время, независимо от этого деления, минералы носители ЕОН долеритов относятся к титаномагнетитовой серии (Рисунок 1.5 Б)

Разработанная схема расчленения интрузивных базитов на магматические комплексы, легла в основу легенды Верхневилуйской серии листов (Таблица 1.5) [Убинин и др., 2001 ф; Томшин и др., 2001; Салихов и др., 2005; Государственная геологическая карта..., 2013; Мащак и др., 1967]. В схеме отражена общая последовательность становления и эволюции базитового магматизма района, включающая три самостоятельные фазы внедрения: первая – интрузивная $\gamma\beta P_2$, соответствуют оленек-велингнинскому, вторая – вулканно-субвулканическая $\beta_0\text{-}\gamma\beta P_2\text{-}T_1$, соответствуют катангскому и третья – интрузивная $\gamma\beta T_1$, соответствуют кузьмовскому комплексам. Геологическим картированием установлена стратиграфическая приуроченность изученных фаз базитов ВЧР. Базиты первой фазы бронируют водоразделы и в настоящее время, в основном, представлены элювием. Базиты второй фазы интрузируют терригено-осадочные образования пермокарбона от подошвы по всей мощности. Третья фаза базитов залегает в межформационной плоскости карбонатных отложений силура-ордовика, но возможны ее переходы и верхние этажи по зонам повышенной трещиноватости (разломам) [Константинов, Гладков, 2009].

Таблица 1.4 - Средние химические составы (вес. %) в долеритах верхнеалакитской вулcano-интрузивной ассоциации [Салихов и др., 2008 ф]

Компонент	Комплекс													
	Оленёк-велингнинский						Катангский				Кузьмовский			
	Петрохимическая серия													
	Умеренно-железисто-титанистая						Магнезиально-известковистая				Железисто-титанистая			
	Группа						Петрохимическая группа			Среднее значение по комплексу	Петрохимическая группа		Среднее значение по комплексу	
	1 (недифференцированные интрузии)		Среднее значение по группе*	2 (дифференцированные интрузии)		Среднее значение по группе	1	2	3		1	2		
	Фаза			Фаза										фаза
1	2		3?	4??		1	2	3?		1?	2?			
SiO ₂	47,69	47,97	47,99	47,85	47,71	47,79	47,87	48,54	48,78	49,53	48,84	47,57	47,64	47,62
TiO ₂	1,45	1,45	1,46	1,49	1,48	1,48	1,47	0,82	1,10	0,92	1,05	1,71	2,06	1,90
Al ₂ O ₃	15,21	15,01	15,12	15,29	14,96	15,15	15,13	14,35	15,13	15,17	15,10	15,10	14,49	14,76
Fe ₂ O ₃	3,98	4,32	4,12	3,25	3,99	3,56	3,87	2,69	3,50	3,36	3,33	4,38	5,05	4,66
FeO	9,18	8,82	8,92	10,31	9,67	10,05	9,41	7,98	7,92	8,08	8,01	8,96	9,58	9,35
∑Fe	13,16	13,14	13,04	13,57	13,63	13,59	13,28	10,67	11,42	11,44	11,34	13,34	14,61	14,01
MnO	0,19	0,20	0,19	0,20	0,20	0,20	0,20	0,16	0,18	0,18	0,18	0,19	0,22	0,20
MgO	6,82	6,46	6,83	7,03	7,80	7,35	7,05	9,74	7,92	6,72	7,93	7,43	5,90	6,67
Kф	65,86	67,04	65,67	66,16	64,22	65,36	65,53	52,43	59,17	63,11	59,02	64,27	71,38	67,88
CaO	10,94	11,19	10,86	10,81	10,27	10,59	10,74	12,19	11,55	13,04	11,80	10,54	10,21	10,33
Na ₂ O	2,42	2,42	2,40	2,37	2,40	2,38	2,39	1,71	2,21	2,04	2,14	2,37	2,49	2,43
K ₂ O	0,47	0,47	0,45	0,42	0,49	0,45	0,45	0,16	0,40	0,36	0,37	0,52	0,63	0,58
N ₂ O+K ₂ O	2,88	2,86	2,85	2,79	2,89	2,83	2,84	1,90	2,38	2,41	2,34	2,90	3,12	3,01
P ₂ O ₅	0,16	0,16	0,16	0,14	0,15	0,14	0,15	0,08	0,11	0,12	0,11	0,18	0,23	0,21
Сумма	99,98	99,61	99,79	100,1 3	100,1	100,13	99,94	99,57	100,01	99,97	99,97	100,09	99,84	99,93
n	26	21	65	30	21	51	116	9	79	15	103	35	41	76

* При расчёте среднего по первой петрохимической группе оленёк-велингнинского комплекса учитывались данные химанализов долеритов интрузивных тел участки Трасса и Высотный; n – количество анализов.

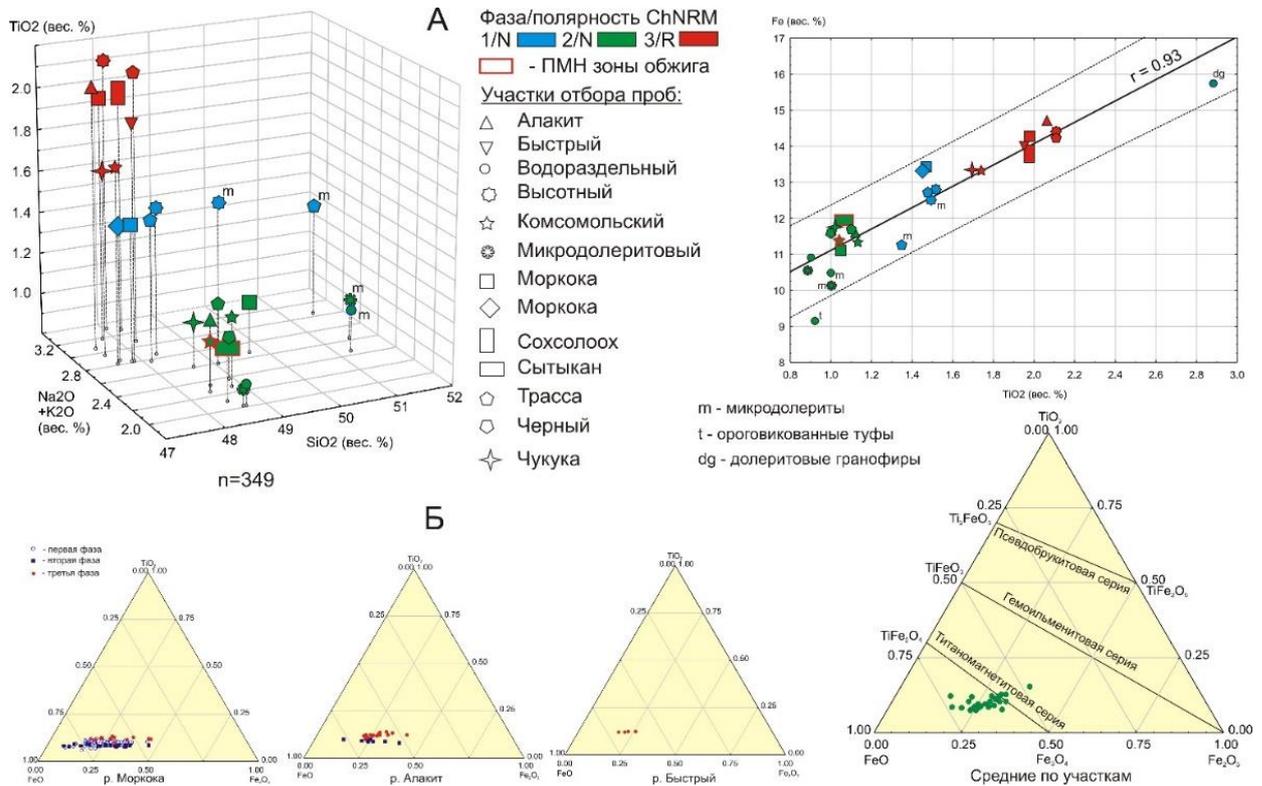


Рисунок 1.5 - Распределение петрохимических характеристик (А) и химический состав минералов-носителей намагниченности (Б) базитов Далдыно-Алаakitского алмазоносного района [Константинов, 2014].

Таблица 1.5 - Схема развития траплов восточного фланга Тунгусской синеклизы по [Убинин и др., 2001 ф; Томшин и др., 2001]

№	Фаза	Фация	Петрографический состав
1	Интрузивная, $\gamma\beta P_2$ (бронирует водоразделы)	Пластовых и секущих интрузий	Долериты, оливинные долериты, в зонах контакта толеитовые долериты, микродолериты, в шлирах габбро-долериты, ферро-габбро, гранофиры
2	Вулкано-субвулканическая, $\beta_0-\gamma\beta P_2-T_1$ (интрузирует P_2-C_1 отложения)	Туфовая	Туфы, ксенотуфы, пизолитовые туфы, туфопесчаники, туфоалевролиты
		Туффизитовая	Туфы, ксенотуфы, эруптивные брекчии переходных зон
		Бескорневых вулканов (жерловая)	Микродолериты, атаксивные микродолериты, эруптивные брекчии (кластолавы)
		Пластовых и секущих интрузий	Долериты, оливинные долериты, в эндоконтактах – толеитовые долериты и микродолериты, часто миндалекаменные, иногда стекловатые разности, в шлирах габбро-долериты
3	Интрузивная, $\gamma\beta T_1$ (интрузирует породы PZ_1 цоколя)	Пластовых и секущих интрузий	Долериты, микродолериты (эндоконтакт), габбро-долериты трахитоидного облика

Глава 2

МЕТОДИКА ПЕТРОФИЗИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

В основе методики исследований магнитных свойств базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы лежат общепринятые принципы палеомагнитологии [Храмов и др., 1982; Печерский, 1985; Butler, 1992; Герник, 1993; Шипунов, 1994 и др.], поэтому нет необходимости останавливаться на ней подробно. Особенностью настоящих исследований является то, что для решения поставленных научных задач (см. Введение) по выделению и классификации ПМТ базитов, необходим более скрупулезный анализ, чем это требуется при палеомагнитных исследованиях. Настоящие исследования предусматривали некоторое дополнение к объемам работ, что было в последствии оправдано на стадии интерпретации материалов. Главным образом это отразилось на увеличении: числа образцов, отбираемых из реперных обнажений со сложным геологическим строением (базиты разных типов и фаз внедрения); количества магнитных измерений и экспериментов, направленных на установление природы векторов ЕОН; видов аналитических исследований и др.; фактографических (стереограммы, графики, таблицы и пр.) материалов для статистической обработки. Этим объясняется приведенная в главе, более детальная информация по методике работ, касающаяся обоснования количественных характеристик и природы ПМТ.

2.1. Объекты исследований

Район работ расположен на восточном фланге Тунгусской синеклизы, где в верхней части разреза (ВЧР) развиты породы трапповой формации (Рисунок 1.4). Опыт работ по созданию ПМЛ показал, что ее классификация на ПМТ нуждается в комплексном подходе при решении задачи. Прежде всего, надежность обоснования ПМТ зависит от качества полевых работ по отбору ориентированных образцов из разных фаз базитового магматизма. В самом начале необходимо корректно решить «прямую задачу» - получение петрофизических характеристик по реперным геологическим объектам, представляющим рассматриваемые

вулканогенные комплексы (фазы) и их фации согласно [Убинин и др., 2001 ф; Томшин и др., 2001; Салихов и др., 2005]. С этой целью на территории восточного борта Тунгусской синеклизы выбрано 3 участка: Северный, Восточный и Южный (Рисунок 2.1).

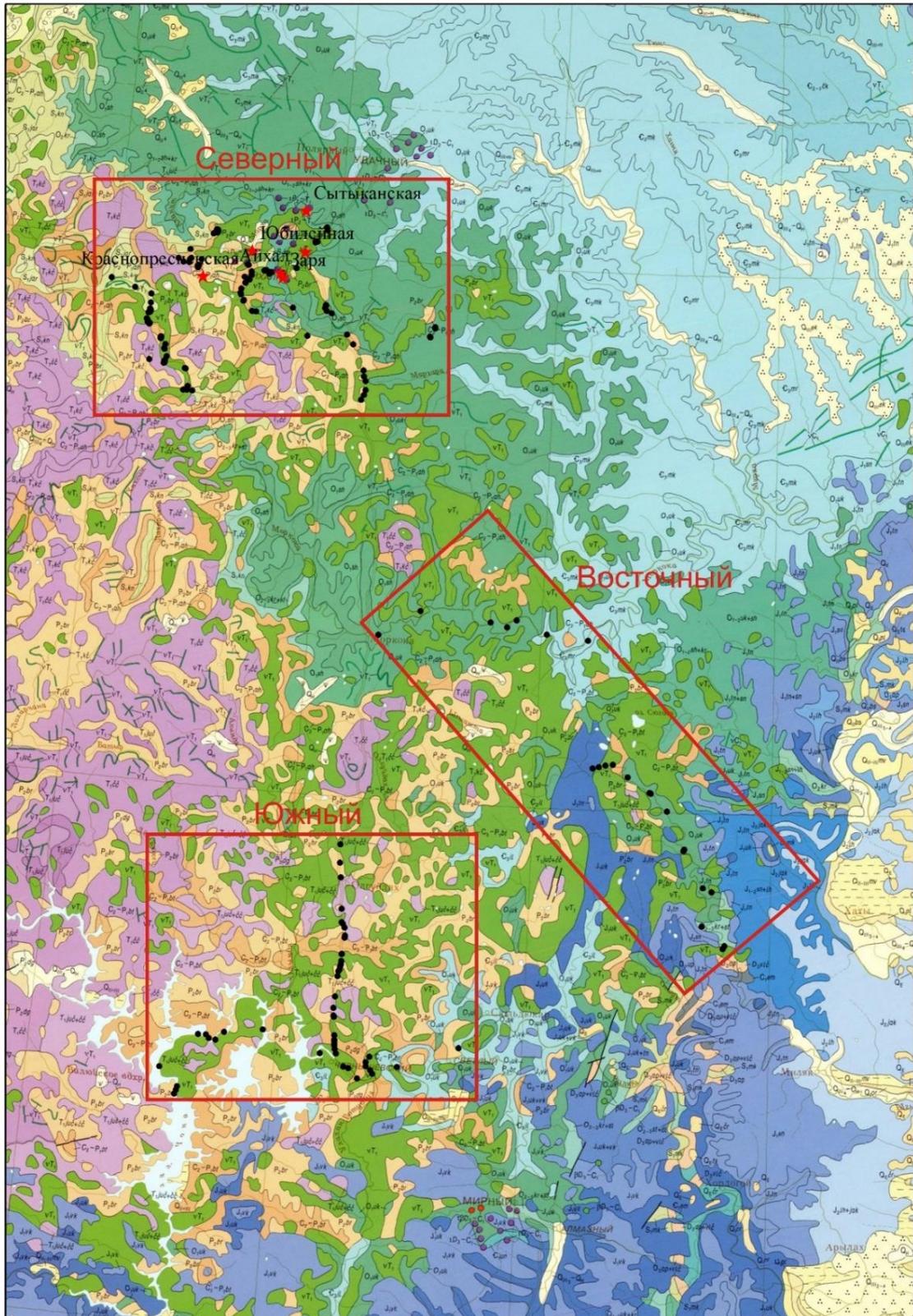


Рисунок 2.1 - Участки петрофизических работ.

Общей объем работ составил 2781 шт. (Таблица 2.1).

Таблица 2.1 - Объемы полевых петрофизических исследований по фазам внедрения

№ пп	Название	N	1 фаза	2 фаза	3 фаза
Маршруты					
Северный участок					
1	Алакит	69		+	+
2	Быстрый	70		+	+
3	Водораздельный	101		+	
4	Высотный	61	+		+
5	Микродолеритовый	69		+	
6	Моркока	504	+	+	+
7	Сохсолох-Мархинский	86		+	+
8	Сытыкан	16		+	
9	Трасса	74	+		+
10	Чёрный	45		+	
11	Чукука	64		+	+
12	Структурно-поисковые скважины	575	+	+	+
Восточный участок					
13	Устьморкокинский	47		+	
14	Ыгыатта	150		+?	
Южный участок					
15	Олгулдах	198		+	+
16	Виллой (водохранилище)	227		+	+
Месторождения					
17	Айхал (1995)	18		+	
18	Заря (2016-18)	47		+	
19	Комсомольская (2001-16)	250		+	+
20	Краснопресненская (1985)	43			+
21	Сытыканская (1996)	24			+
22	Юбилейная (1996, 2016)	43		+	
	ВСЕГО	2781			

В том числе:

- ориентированных образцов по 15 маршрутам и 6 кимберлитовым трубкам – 2206 шт;
- полуориентированных (вертикальная ось) образцов по структурно-картировочным скважинам, пробуренным на участке Северный (объекты Алаakit-Моркокинский и Подтрапповый) – 575 шт.

В отборе образцов так же принимали участие Васильева А.Е., Елизаров К.В., Житков А.Н., Константинов К.М., Константинов И.К, Кузьменок А.Н., Кугаевский А.П., Томшин М.Д., Саврасов Д.И., Сунцова С.П., Убинин С.Г. и др.

Северный участок пространственно совпадает с Алаakit-Мархинским полем ЯАП (Рисунок 2.1). В его пределах ориентированные образцы базитов отбирались по 11 маршрутам (Рисунок 2.2) и 6 кимберлитовым трубкам (Рисунок 2.3 – 2.9), а также использовался полуориентированный керн структурно-поисковых скважин.

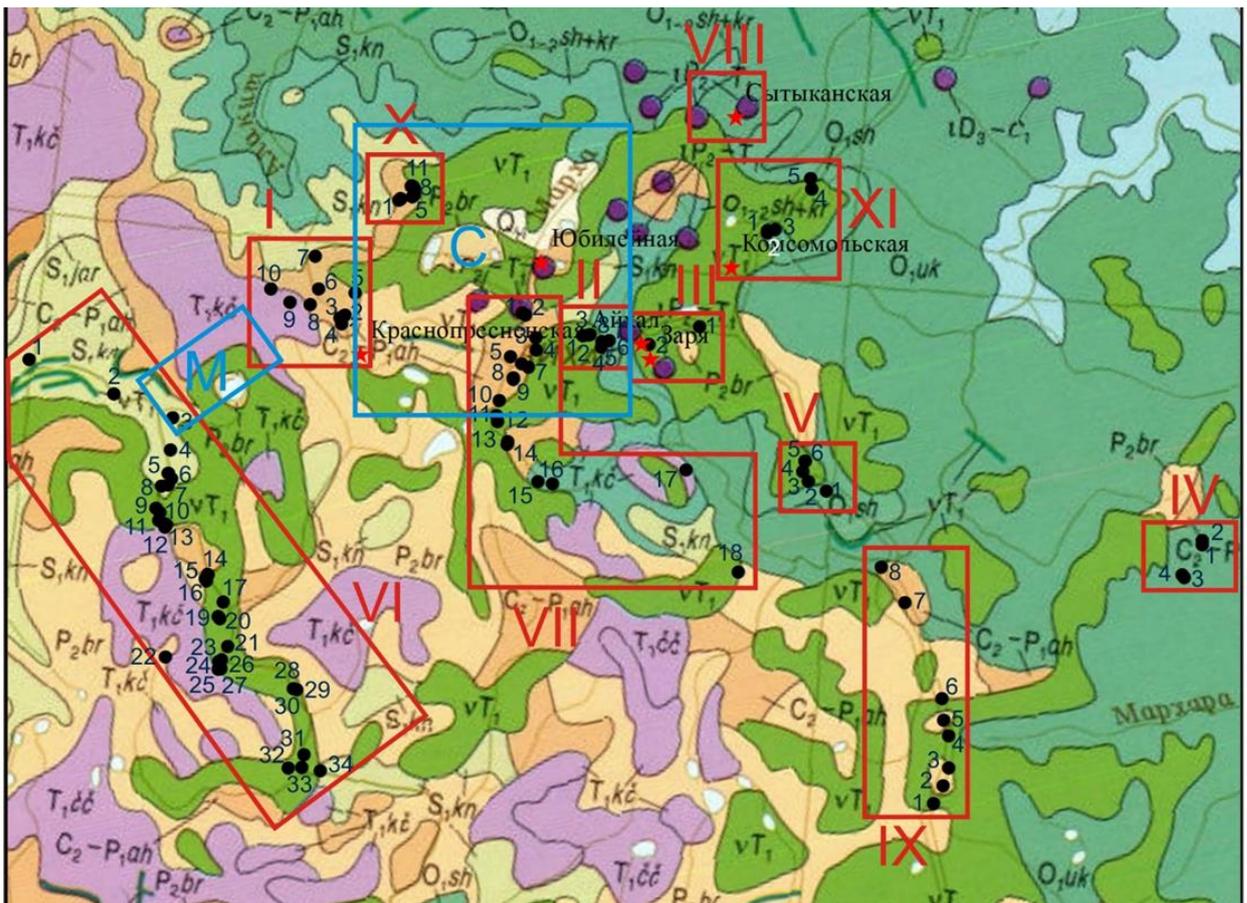


Рисунок 2.2 - Участок Северный. I – Алаakit, II – Быстрый, III – Водораздельный, IV – Высотный, V – Микродолеритовый, VI – Моркока, VII - Сохолох-Мархинский, VIII – Сытыкан, IX – Трасса, X – Черный, XI – Чукука. Звездочки – кимберлитовые трубки. Площади структурно-поискового бурения: М - Моркокинский, С - Структурный.

Q	1	C_3mrh	11	βP_2-T_1	21		31
J ₁	2	C_3il	12	βPZ	22		32
$\Gamma P_2-T_1al\Gamma$	3	$C_{2-3}vl$	13	σD_3-C_1	23		33
C_2-P_1	4	$C_{2-3}ck$	14	$\Upsilon \Upsilon$	24		34
S ₁ ln	5	C_2zl	15	$\perp \Delta \perp$	25		35
$O_{2-3}kl$	6	C_2mt	16	$\perp \circ \perp$	26		36
$O_{1-2}ss$	7	$C_{1-2}jč$	17	$\nabla \nabla$	27		37
O_1ol	8	$C_1čr$	18	$\Gamma \nabla \Gamma$	28		38
O_1uk	9	C_1ol	19		29		39
C_3mrk	10	$\gamma \beta P_2-T_1$	20		30		40

Рисунок 2.3 - Условные обозначения к объемным моделям по [Костровицкий и др., 2015]. 1-19 – осадочные образования: 1 – четвертичные отложения; 2 – юрские отложения; 3 – туфовые образования взрывных кальдер верхнепермско-раннетриасового возраста (туффизиты); 4 – посткимберлитовые карбон-пермские терригенные отложения; 5-19 – морские кимберлитовмещающие отложения: 5 – лландоверийский ярус нижнего силура, 6-9 – свиты ордовика (6 – кыллахская, 7 – сохсолохская, 8 – олдондинская, 9 – устькутская), 10-19 – свиты кембрия: (10 – моркокинская, 11 – мархинская, 12 – илгинская, 13 – верхоленская, 14 – чукукская, 15 – зеленоцветная, 16 – метегерская, 17 – ичерская, 18 – чарская, 19 – олекминская); 20-21 – пермо-триасовые долеритовые силлы: 20 – верхнего уровня, 21 – нижнего уровня; 22 – палеозойские долеритовые силлы; 23 – кимберлитовые тела; 24 – порфиновые кимберлиты; 25 – кимберлитовые брекчии; 26 – автолитовые кимберлитовые брекчии; 27 – долериты; 28 – долерито-базальты; 29 – известняки; 30 – глинистые известняки; 31 – доломиты; 32 – глинистые доломиты; 33 – алевритистые доломиты; 34 – песчанистые доломиты; 35 – мергели; 36 – аргиллиты; 37 – песчаники; 38 – ангидриты; 39 – каменная соль; 40 – приконтактовые зоны брекчирования в осадочной толще.

Поскольку на этом участке развиты все три базитовых комплекса (Таблица 2.1) [Убинин и др., 2001 ф; Салихов и др., 2008 ф], то он был принят в качестве реперного для обоснования ПМТ. Особый интерес представляют исследования базитов, перекрывающих кимберлитовые трубки (Рисунок 2.3 – 2.9), поскольку полученные по ним результаты необходимы для формирования ФГМ с целью разработки рекомендаций по их поискам на территориях IV и V геотипов.

Полуориентированный керн опробовался с целью решения задачи по восстановлению полярности ЕОН базитов в «естественном залегании» для построения физико-геологических разрезов перспективных площадей. Поскольку бурение является основным поставщиком каменного материала, то для этого необходимо разработать методику проведения массовых экспериментов с целью снижения себестоимости петрофизических работ.

Над трубками Айхал (Рисунок 2.4) и Заря (Рисунок 2.5) развиты мощные (от 30 м и более) силлы долеритов катангского комплекса с положительной намагниченностью (V геотип), из-за чего аномалии трубочного типа от них не фиксируются [Константинов и др., 2012].

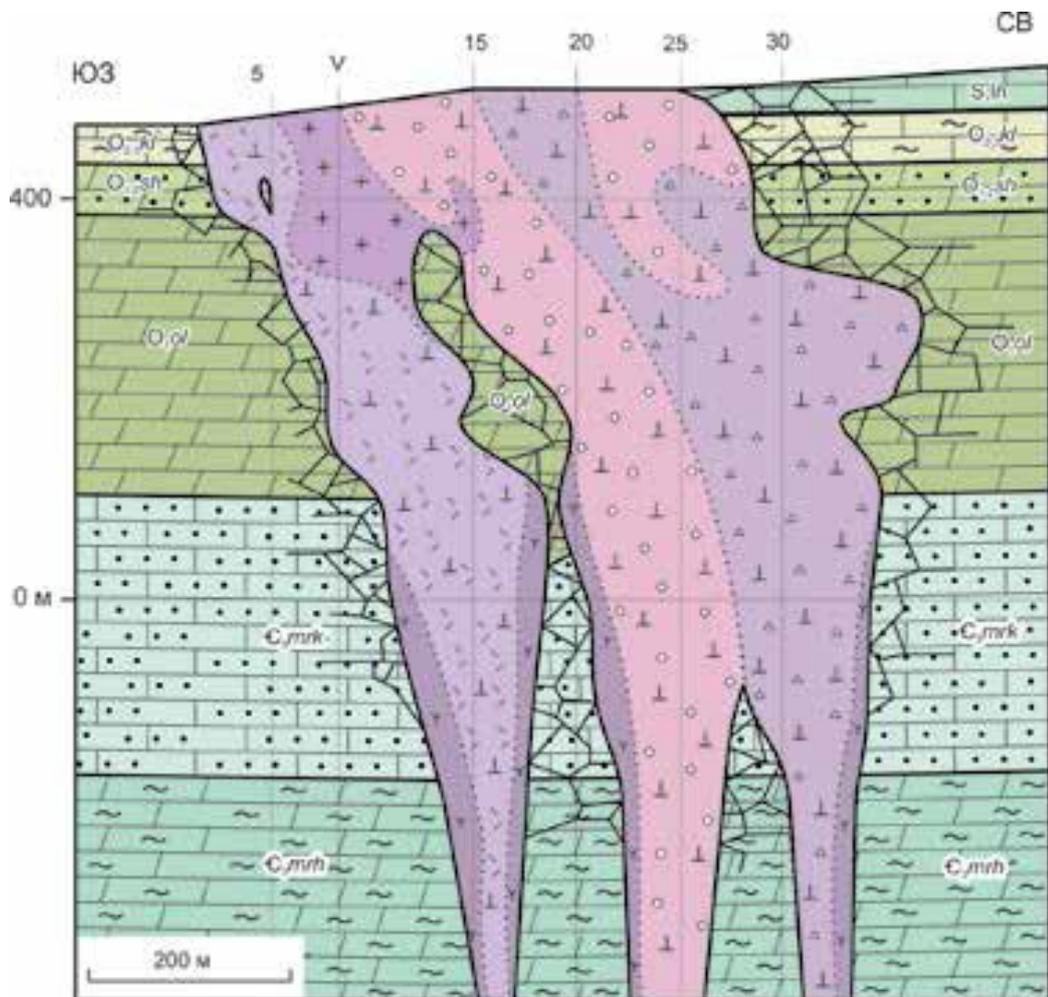


Рисунок 2.4 - Геологический разрез трубки Айхал [Костровицкий и др., 2015]. Условные обозначения см. на рисунке 2.3.

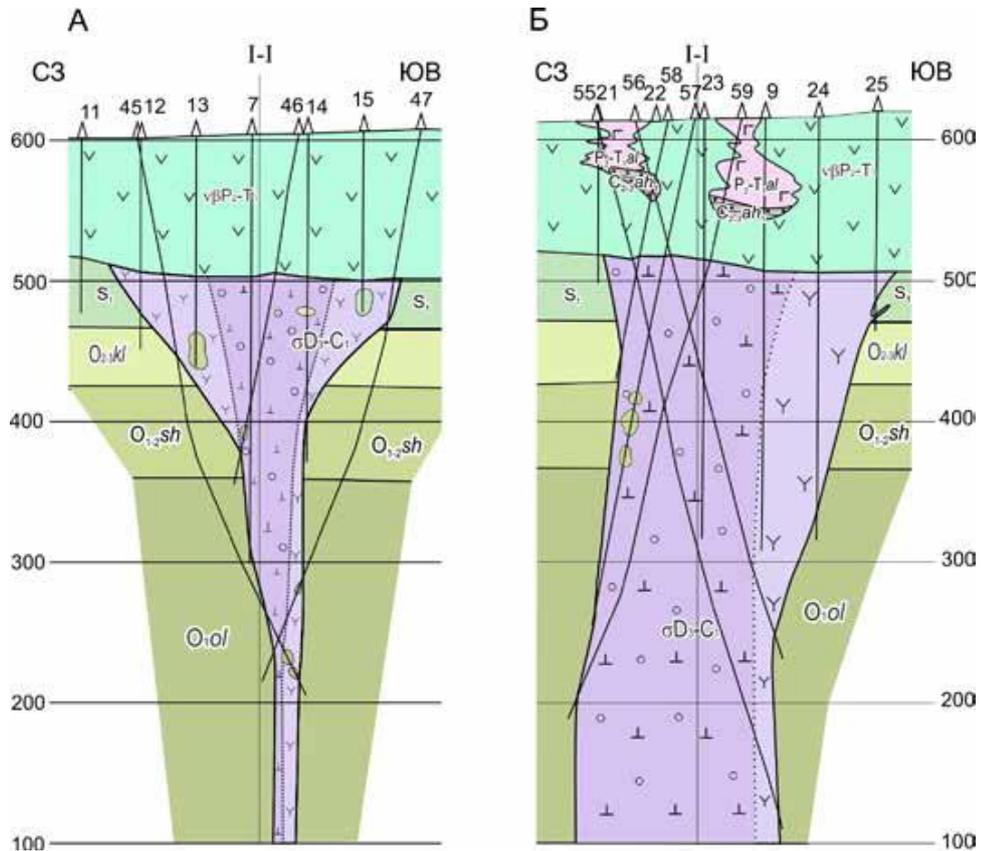


Рисунок 2.5 - Геологические разрезы трубки Заря по профилям II-II и V-V [Костровицкий и др., 2015]. Условные обозначения см. на рисунке 2.3.

Наиболее сложным объектом для физико-геологического моделирования является трубка Комсомольская (Рисунок 2.6 и 2.12 Ж), которую одновременно бронируют базиты катангского и кузьмовского комплексов, соответственно прямой и обратной полярностью векторов ЕОН. В этой ситуации сформировать корректную ФГМ будет сложно, если не знать о существовании таких петрофизических структурно-вещественных комплексов (ПСВК) как зоны обжига (ПМН 2 типа) [Константинов и др., 2003; Константинов и др., 2004б; Константинов, Гладков, 2009]. Зоны обжига возникают в результате перемагничивания вышележащего силла при подъеме к его подошве силла поздней фазы на участках карбонатного цоколя с повышенной трещиноватостью, оперяющих в кимберлитовое тело. Благодаря этому явлению будет наблюдаться аномалия структурного типа – положительная гравитационная и отрицательная магнитная. В этом случае ПМН 2 типа представляют собой петрофизический критерий, повышающий шанс обнаружения кимберлитового тела.

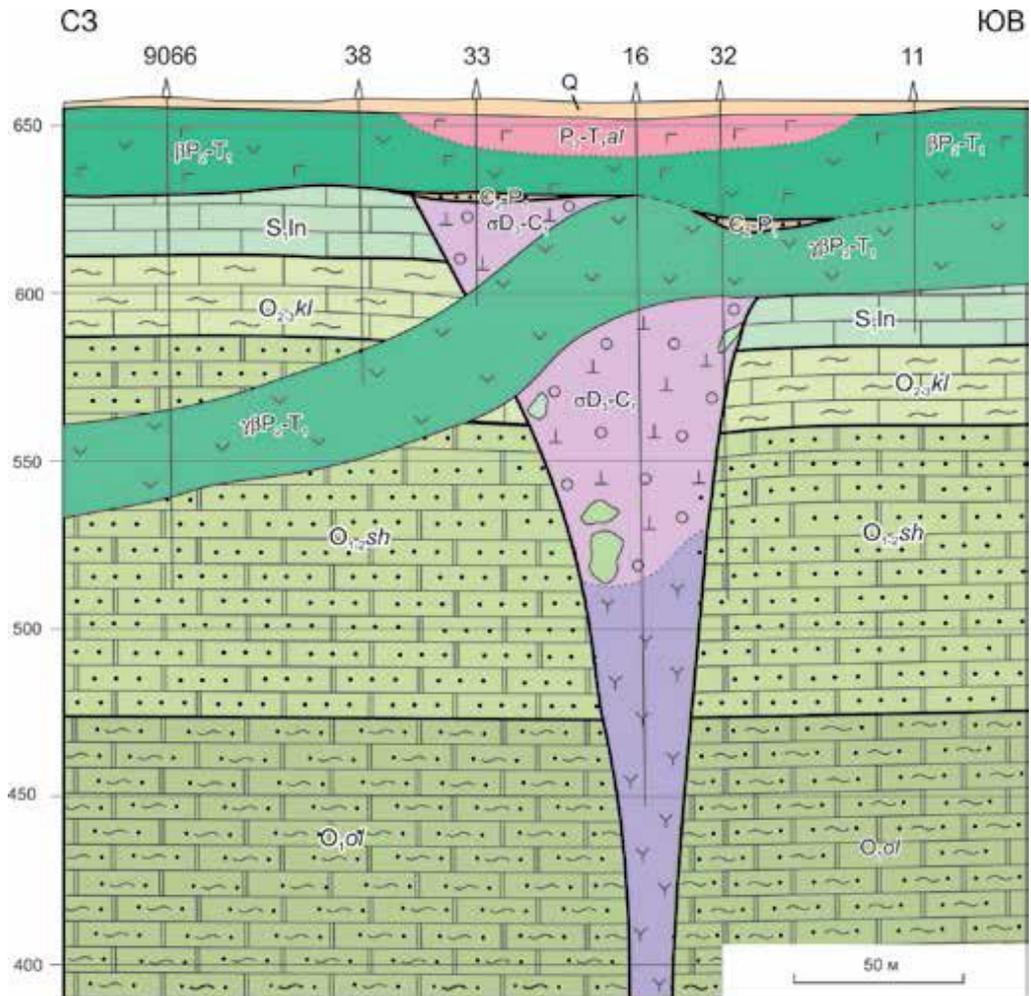


Рисунок 2.6 - Геологический разрез месторождения трубки Комсомольская по разведочному профилю IV [Костровицкий и др., 2015]. Условные обозначения см. на рисунке 2.3.

Аналогичная обстановка наблюдается и на трубке Краснопресненская (Рисунок 2.7), где при отсутствии силла долеритов катангского комплекса, силл долеритов кузьмовского комплекса срезает кимберлиты образуя уступ. В этом случае так же будет проявлена аномалия структурного типа. Результаты физико-геологического моделирования месторождений алмазов приводятся ниже (см. Глава 4.2).

Относительно простой в поисковом плане является ФГМ трубки Сытыканская (Рисунок 2.8), которая перекрыта силлом долеритов кузьмовского комплекса с отрицательной намагиченностью (V геотип). В результате аномалия от трубки «просвечивает» в магнитном поле [Эринчек и др., 1972 ф; Константинов и др., 2012].

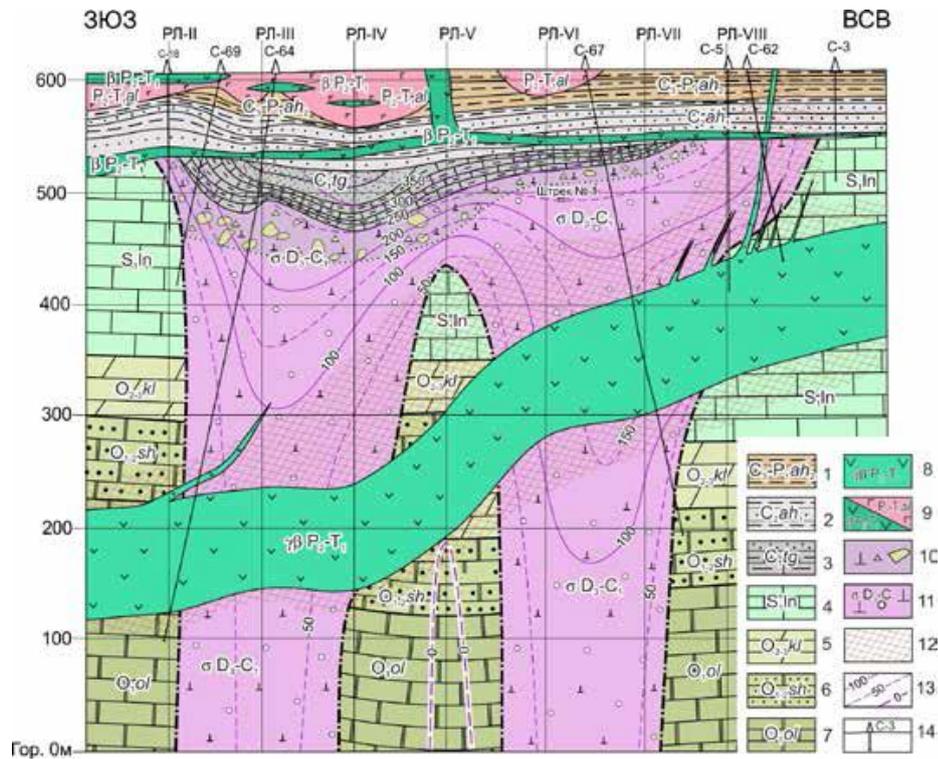


Рисунок 2.7 - Геологический разрез месторождения трубки Краснопресненская по линии А-Б [Костровицкий и др., 2015]. 1-3 – перекрывающие толщи: 1, 2 – верхний-средний карбон (айхальская свита: 1 – верхняя подсвита, 2 – нижняя подсвита), 3 – нижнекаменноугольные отложения тегюрюкской толщи (визе-серпухов); 4-7 – кимберлитовмещающий субстрат: 4 – нижний силур (лландовери), 5 – верхний-средний ордовик (кыллахская свита), 6 – нижний-средний ордовик (сохсолохская свита), 7 – нижний ордовик (олдондинская свита); 8-9 – базитовые тела: 8 – верхнепермский-нижнетриасовый долеритовый силл нижнего уровня, 9 – верхнепермские-нижнетриасовые базитовые тела верхнего уровня (а) и их туфы (б), 10-11 – кимберлиты: 10 – кимберлитовые туфобрекчии с крупными ксенолитами вмещающих пород, 11 – КБ; 12 – зона скарнирования в околосилловом пространстве; 13 – изолинии горизонтальной мощности кимберлитового тела (вертикальная проекция на плоскость разреза); 14 – скважины и их номера.

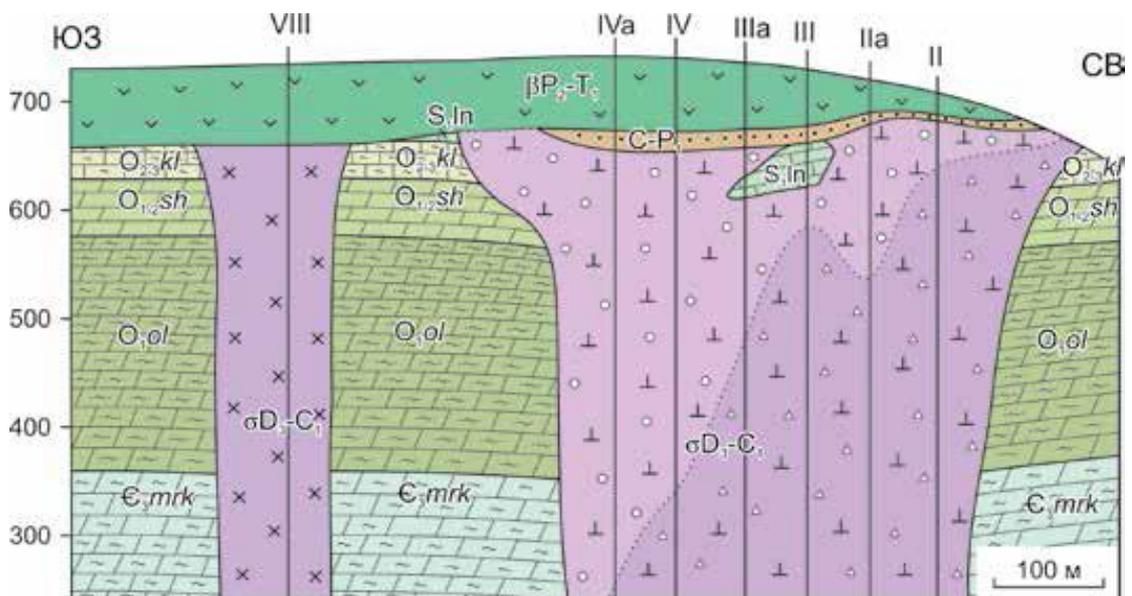


Рисунок 2.8 - Геологический разрез месторождения трубки Сытыканская [Костровицкий и др., 2015]. Условные обозначения см. на рисунке 2.3.

Так же по аномалии трубчатого типа обнаружена трубка Юбилейная (Рисунок 2.9) [Эринчек и др., 1972 ф]. В отличие от трубки Сытыканская она относится к IV геотипу, поскольку перекрыта практически немагнитными отложениями пермо-карбона и маломощным силлом долеритов катангского комплекса с положительной намагниченностью.

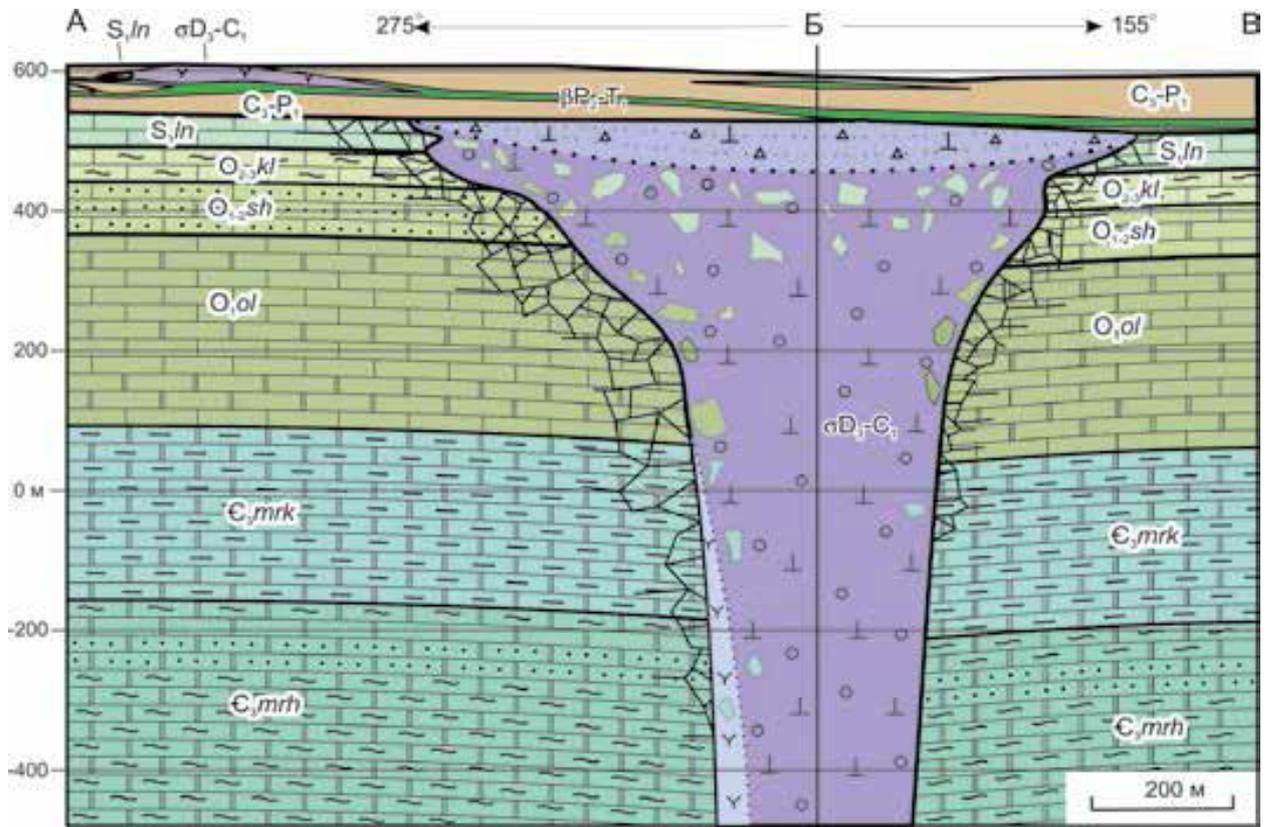


Рисунок 2.9 - Геологический разрез по линии А-Б-В месторождения трубки Юбилейная [Костровицкий и др., 2015]. Условные обозначения см. на рисунке 2.3.

Восточный участок находится между участком автотрассы Чернышевский-Моркока и р. Марха (Рисунок 2.1). Согласно геологической карте здесь повсеместно развиты базиты катангского комплекса (Рисунок 2.10) [Мащак и др., 2002 ф]. Производственные интересы этого участка связаны с перспективой обнаружения новых кимберлитовых тел в пределах Ыгыаттинского и, расположенного к югу, Сюльдюкарского полей ЯАП. На территории последнего обнаружено кимберлитовое тело Ан Т-54 [Мальцев, Толстов, 2017]. В связи с отсутствием априорной петрофизической информации по развитым здесь базитам на участке выполнено два маршрута: Устьморкокинский и Ыгыатта [Бессмертный и др., 2012 ф; Специус и др., 2019 ф]. Дополнительно, для построения ФГМ с

преимущественно развит катангский и реже кузьмовский комплексы [Коробков и др., 2013]. Нами выполнено два маршрута: Олгуйдах и Вилюй (Рисунок 2.11), в которых изучено около 50 обнажений. В отличие от первого, где изучались разнофациальные типы базитов, на втором маршруте, в основном, были отобраны только пластовые интрузии долеритов, относящихся ко 2 фазе внедрения.

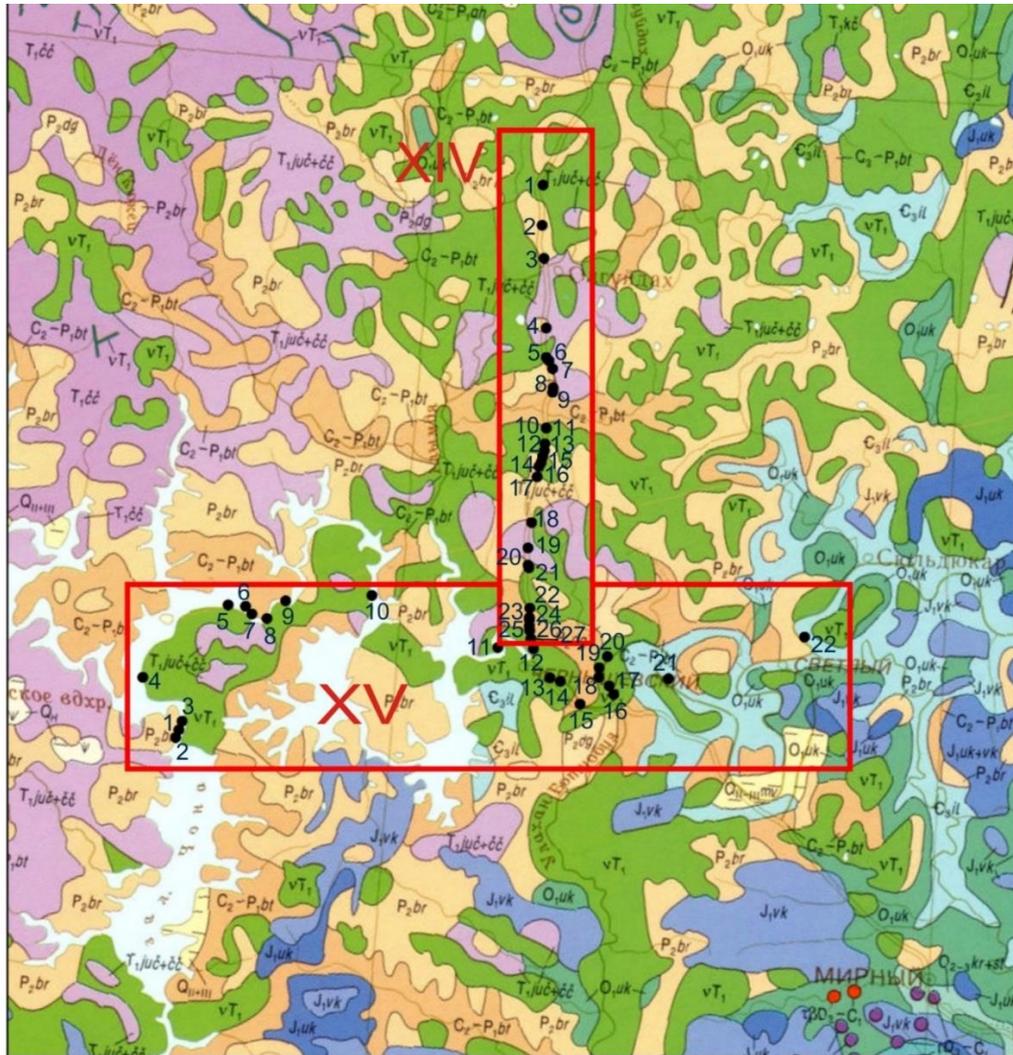


Рисунок 2.11. Участок Южный. XIV – Олгуйдах, XV – Вилюй (водохранилище).

2.2. Отбор и пробоподготовка образцов

Отбор проб для петрофизических исследований проводится из горных выработок: карьеры, канавы, шахты, скважины и др., и естественных обнажений (Рисунок 2.12). Корректность интерпретации результатов петрофизических исследований напрямую зависит от качества проведения полевых работ. По этой причине отбор проб выполнялся совместно с геологами, которые проводили детальную геологическую документацию коренных обнажений.



136 - место отбора ориентированного образца и его номер



1 2



28 - место отбора ориентированного образца и его номер



64 - место отбора ориентированного образца и его номер



74 - место отбора ориентированного образца и его номер

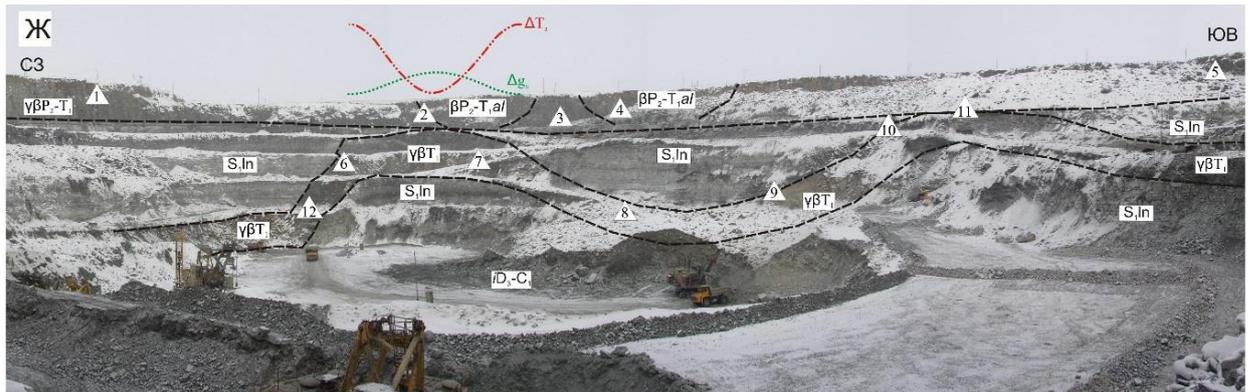


Рисунок 2.12 - Объекты петрофизических исследований [Киргуев и др., 2019; 2020] (привязка см. на Рисунке 2.1). А - контакт 2-х интрузивных тел (1-я и 2-я фаза внедрения) оленёк-велингнинского комплекса (участок Моркока, обнажение 61); Б – характер взаимоотношения интрузий 1-ой и 2-ой фазы внедрения оленёк-велингнинского комплекса с дайкой кузьмовского комплекса (участок Моркока, обнажение 61); В - контакт интрузии долеритов с телом микродолеритов (оленёк-велингнинский комплекс, участок Трасса, обнажение 2); Г, Д - контакт интрузий долеритов нормального ряда с телом микродолеритов (катангский комплекс, участок Водораздельный, обнажение 2), образец 59, 60 – габбро-долериты гранофировые, 61 – габбро-пегматит, 64, 65 – габбро гранофировые; Е – туфы алакитской свиты и силл долеритов катангского комплекса перекрывающие трубку Айхал; Ж – контакт катангского и кузьмовского интрузивных комплексов на месторождении Комсомольская (треугольники – сайты отбора образцов; зеленая/красная кривые – аномалии гравитационного/магнитного поля). 1 – место отбора ориентированного образца и его номер; 2 – дайка кузьмовского комплекса.

Кроме того, в журнал отбора проб заносилась вся необходимая информация по объекту: географические координаты, рисунки коренных обнажений со схемами отбора, макроскопическое описание образцов и пр. Особенно скрупулезно изучались обнажения приконтактных зон разнофазных базитов (Рисунок 2.12 Б, В, Г). Так, например, в карьере трубки Комсомольская детально изучался контакт силлов кузьмовского и катангского интрузивных комплексов (Рисунок 2.12 Ж). При отборе проб использовалась практика отбора ориентированных штуфов - образцы горных пород, положение которых определено в пространстве [Печерский, Соколов, 2010]. Полевая маркировка выполнялась с помощью горного компаса в современной системе координат [Храмов и др., 1982]. На горизонтальной плоскости наносилась стрелка, указывающая направление на магнитный север, а на двух ортогональных вертикальных гранях - линия горизонта (Рисунок 2.13). На местности производился контроль магнитного склонения. Предпочтительно отбирались штуфы, из которых возможно изготавливать не менее трех кубиков с ребром 20 ± 1 мм, спилы архивировались. Керн отбирался геологами на площадях структурно-поискового бурения - Моркокинский (29 скважин) и Структурный (18 скважин). Поскольку 100 % гарантии по положению отобранного керна к забою скважины не было, то ориентировка кубиков принималась по одной из горизонтальных граней. Опыт палеомагнитных исследований по восстановлению знака полярности известен [Буров и др., 1986; Печерский и др., 1975]. Однако в условиях ГРП на алмазы он будет достаточно трудоемкий и экономически невыгодный,

поскольку эксперименты требуется выполнять в больших объемах. Необходимо было разработать методику с высокой производительностью и однозначностью интерпретации (достоверности) материалов.

А



Б



Рисунок 2.13 - Отбор ориентированных образцов в современной системе координат из долеритов катангского комплекса, перекрывающих кимберлитовую трубку Комсомольская (А) и контакт долеритов с микродолеритами обнажения 3 участка Южный (Б).

2.2. Лабораторные работы

Петрофизические, магнито-минералогические и палеомагнитные исследования выполнены в лабораториях НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) на современной аппаратуре и оборудовании. С целью составления «образов» ПМТ базитов, по ним получены и обобщены геологические, аналитические (петрография, минералогия, геохимия и пр.) и петрофизические (σ , α , J_n и фактор Q) материалы. Проведена их корректная статистическая обработка (гистограммы, графики корреляции, стереограммы и т. п.) [Винарский и др., 1987; Боровиков, 2001; Константинов и др., 2018б]. Для доказательства природы ПМТ (разделение на ПМГ и ПМН) использовались данные магнито-минералогических (анизотропия магнитной восприимчивости, гистерезисные параметры, точки Кюри) и палеомагнитных (изучение компонентного состава векторов ЕОН) исследований. В массовых производственных объемах осуществлён комплекс детальных исследований базитов (Рисунок 2.14). Такая методика позволила не только охарактеризовать выделенные геологами субфации базитов средними значениями петрофизических параметров высокой точности, но и надежно обосновать природу их намагниченности (см. приложение 1).

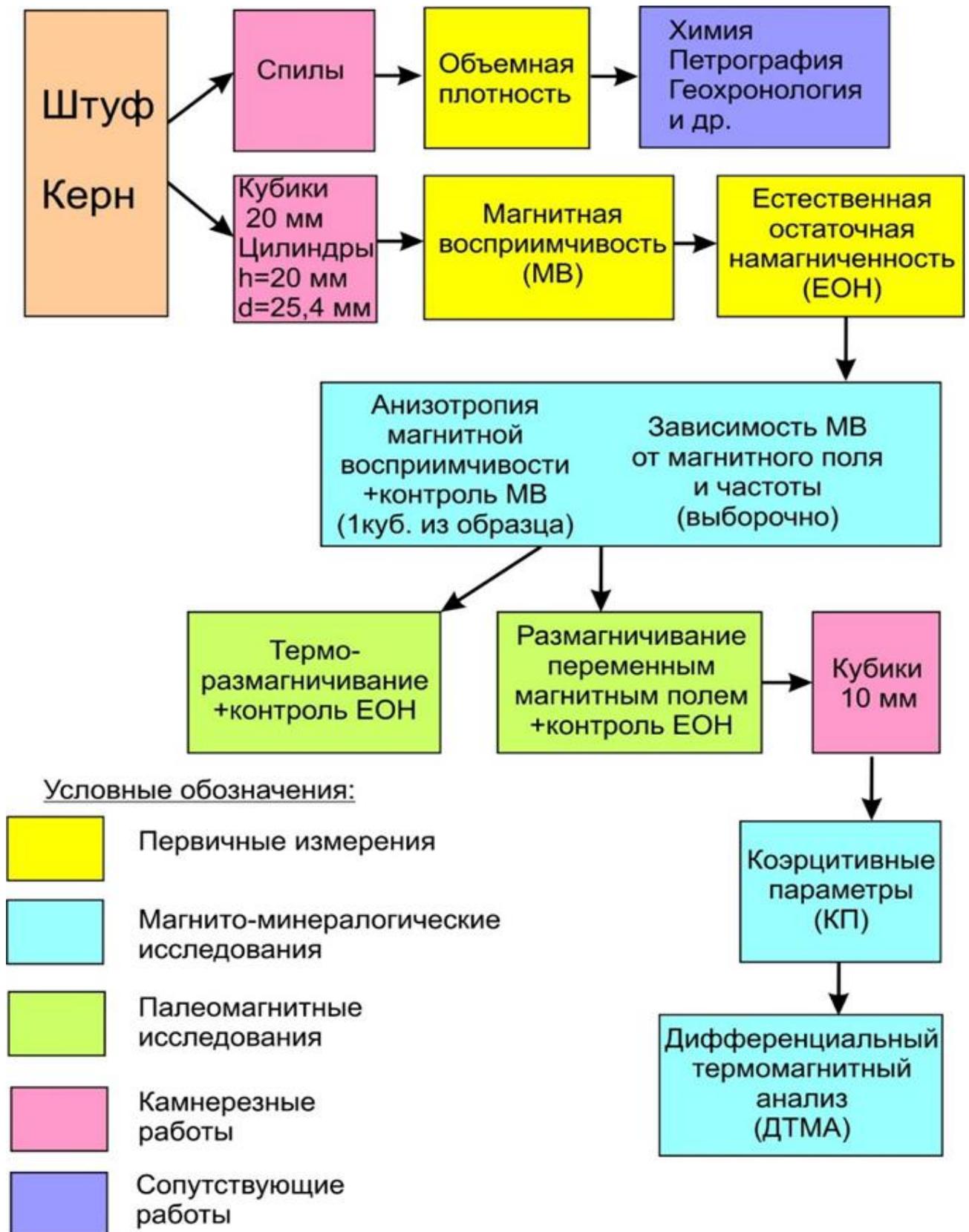


Рисунок 2.14 - Схема оптимизации процесса лабораторных петрофизических исследований.

Определение **объемной плотности** (σ) – параметра, характеризующего вес образца в единице объема ($\text{кг}/\text{м}^3$). Измерения σ горных пород осуществляется путем гидростатического взвешивания штуфов или спиллов [Петрофизика, 1992].

Измерение **магнитной восприимчивости** (α) – коэффициента, характеризующего способность вещества изменять свой магнитный момент под действием внешнего магнитного поля:

$$\alpha = J/H$$

Где J – вектор намагниченности вещества, H – вектор напряженности геомагнитного поля района работ, который рассчитывается для каждой отдельной точки и времени отбора проб согласно математической модели IGRF9 [Macmillan et al., 2003]. Например, для средней точки опробования Далдыно-Алакитского алмазоносного района с широтой $\varphi=111^{\circ}30'$ и долготой $\lambda=112^{\circ}50'$ вектор H имеет величину 61400 нТл (0.614 эрстед) и направление: склонение – $D=352^{\circ}$ и наклонение – $I=81^{\circ}$.

Естественная остаточная намагниченность (ЕОН, NRM) J_n – намагниченность, которую имеет ферромагнитное вещество в отсутствие магнитного поля. ЕОН является важной петрофизической характеристикой, так как зависит от состава ферромагнитных минералов и характера воздействий на нее магнитного поля Земли (направление и напряженность H). Таким образом, зная предысторию ЕОН можно определить место и время образования горных пород. Вектор J_n характеризуется модулем абсолютной величины J_n (10^{-3} А/м), склонением D (от 0 до 360°) и наклонением I (от -90° до 90°). Результаты измерений J_n принято наносить на стереограммы.

Расчет производных параметров, необходимый для интерпретации данных магниторазведки, производится по результатам первичных измерений параметров α и J_n . Рассчитывается индуктивная намагниченность (J_i), коэффициент Кенигсбергера (фактор Q) и суммарная намагниченность (J), а для векторных параметров определяются склонение – D и наклонение – I . Рассеивание векторов на сфере описывается кучностью k и овалом доверия α_{95} [Fisher, 1953].

Вектор $J_i=\alpha H$ напрямую зависит от процентного содержания магнитных минералов и напряженности вектора геомагнитного поля H в точке отбора проб, поэтому всегда совпадает с его направлением [Macmillan et al., 2003].

Фактор $Q=J_n/J_i$ – отношение ЕОН образца природного материала к его индуктивной намагниченности, созданной в геомагнитном поле. Отношение Кенигсбергера широко используется для оценки вклада J_n и J_i в магнитные аномалии, для примерной оценки магнитной стабильности (так как слабо зависит от концентрации магнитных минералов в образце) [Печерский, Соколов, 2010]. Величина отношения Кенигсбергера колеблется в зависимости от размера зерен, их магнитного состояния, вида J_n и др.

Суммарная намагниченность (J) – характеристика магнитного макроскопического состояния тела, магнитный момент единицы объема вещества. Изучение намагниченности входит как обязательный элемент в петромагнитные и палеомагнитные исследования, в частности для интерпретации природы магнитных аномалий [Печерский, Соколов, 2010]. Вектор J является векторной суммой индуктивной и остаточной намагниченности: $J=J_n+J_i$ – один из самых важных параметров в магниторазведке, так как определяет интенсивность и характер магнитных аномалий над объектами [Яновский, 1978; Логачев, Захаров, 1979; Инструкция по магниторазведке ..., 1983]. В случае изучения ориентированных образцов по ним можно получить направления этого вектора в полярной (сферической) системе координат (D, I). Вектор J , также, как и вектор J_n , можно разложить на составляющие в декартовой (прямоугольной) системе координат. Полученные таким образом направления J в горизонтальной (H) либо в вертикальной (Z) плоскостях целесообразно использовать как эффективные значения – $J_{эф}$.

Магнито-минералогические исследования. Магнитные минералы определенного химического состава и размера зерен в зависимости от условий образования в горных породах, обладают соответствующими параметрами насыщения и разрушения намагниченности при воздействии на них магнитного поля или температуры. На этих особенностях основана диагностика минералов-носителей намагниченности (МНН). Магнито-минералогические исследования анализируют их компонентный химический состав и их распределение в матрице с целью изучения физико-химических условий формирования и эволюции горных

пород, сохранности в них «магнитной памяти» о геологических процессах. Комплекс магнито-минералогических исследований включает магнито-текстурный (МТА), магнито-структурный (МСА) и термомагнитный (ТМА) анализы.

Магнито-текстурный анализ изучает анизотропию магнитной восприимчивости (АМВ), которая обусловлена упорядоченным расположением отдельных кристаллов и зерен минералов (диа-, пара- и ферромагнитных) в горной породе – текстурой [Нагата, 1965; Jelínek, 1977; 1997; Tarling, Hroudá, 1993]. Магнитная текстура – ориентация направлений намагничивания в ферромагнитном образце. Она возникает в горных породах в процессе их диагенеза (первичная текстура) или наложения упругих напряжений (стресс), термомагнитной, термомеханической и химической проработок (вторичные текстуры) [Константинов и др., 2018а]. Как правило в базитах встречается «осадочный» и «даечный», иногда – «хаотичный» типы АМВ [Константинов и др., 2018а; 2019]. «Осадочный» тип анизотропии характерен для базитов, залегающих горизонтально (покровы, силлы), «даечный» тип АМВ характерен для даек, столбчатой отдельности центральных областей силлов большой мощности и зон обжига (ПМН-2 типа) или стресса (ПМН-5 типа) [Константинов и др., 2012; 2018в].

Магнито-структурный анализ – основан на связи основных характеристик магнитных веществ с их доменной структурой [Печерский, Соколов, 2010]. Кроме классификации ферромагнетиков по характеру кривых насыщения на магнитомягкие и магнито жесткие, по критерию Дея оценивалась доменная структура частиц: однодоменная (SD / ОД), псевдооднодоменная (PSD / ПСД), мульти(много)доменная (MD / МД) и суперпарамагнитная (SPM / СПМ). Некоторые искажения доменной структуры могут быть связаны с присутствием в горных породах парамагнитных минералов (марганецсодержащие минералы, оксиды и сульфиды железа), наложенными физико-химическими (гипергенными) и др. процессами. В нашем случае мы изучаем доменное строение ферромагнитных минералов как возможных носителей ЕОН по значениям их

гистерезисных параметров (ГП): коэрцитивная сила (H_c), коэрцитивная сила ЕОН (H'_c), намагниченность насыщения (J_s) и намагниченность насыщения ЕОН (J_{rs}) (Рисунок 2.19 А) [Киренский, 1963; Трухин, 1973; Day et al., 1977; Щербаков, 1978; Щербаков, Щербакова, 1980; Dunlop, 2002]. Результаты МСА необходимы для решения задач петро- и палеомагнитного картирования, классификации минералов носителей намагниченности, установления природы векторов ЕОН, и др. (Рисунок 2.14).

Термомагнитный анализ – исследование температурной зависимости намагниченности, остаточной намагниченности, восприимчивости, определение точек Кюри, температур фазовых переходов и других изменений магнитных минералов в ходе нагрева. Данные ТМА важны для диагностики минералов непосредственно в породе [Печерский и др., 1975; Печерский, Соколов, 2010]. Модификация ТМА – дифференциальный термомагнитный анализ позволяет с высокой точностью определять точки Кюри (T_c) ферромагнетиков [Буров, Ясонов, 1979]. Как правило, ТМА проводился после изучения гистерезисных параметров по этим же кубикам (Рисунок 2.14). Процедура изучения точек Кюри предусматривает одинарный (последовательный процесс нагрева до 800 °С и охлаждения до комнатной температуры) или двойной цикл, что позволяет судить, соответственно, о компонентном химическом составе МНН и природе ЕОН (термоостаточная, химическая и т.п.). Как правило, ТМА проводится перед палеомагнитными исследованиями с целью выбора оптимальной методики пошагового размагничивания.

Палеомагнитные исследования компонентного состава ЕОН базируются на «Гипотезе фиксации» и «Гипотезе сохранения» горными породами векторов ЕОН [Храмов и др., 1982]. Предполагается, что векторы ЕОН горных пород в той или иной степени обладают палеомагнитной стабильностью. Возможность разделения компонент ЕОН основана на их различной стабильности к размагничивающим воздействиям. Вектор J_n может содержать ряд остаточных намагниченностей, приобретенных горными породами, за все время своего существования, которые классифицируются: по генезису – ориентационная J_{ro} (в

осадочных горных породах), термоостаточная J_{rt} (в магматических горных породах), вязкая J_{rv} (индуцированная геомагнитным полем) и др.; по отношению к складчатости – до- J_n^a , син- J_n^s или постскладчатая J_n^h ; по времени образования – первичная J_n^0 и метакронная J_n^m . Например, J_n^0 может быть ориентационной или термоостаточной и, одновременно, доскладчатой; J_n^m может возникнуть химическим путем или под действием динамических нагрузок (Виллари-эффект) до, в процессе или после складкообразования и т. п. Таким образом, современная магнитная «память» горных пород может одновременно содержать некоторое множество палеомагнитных векторов (компонент) ЕОН:

$$J_n = J_n^0 + J_n^m + \dots + J_n^h,$$

которые несут определенную информацию о сформировавших их геологических процессах. Не исключено, что магнитная запись горных пород о событиях далекого прошлого может быть забита или полностью стерта другими видами ЕОН, связанными с более поздними физико-химическими или геологическими процессами. Компонентный состав вектора J_n можно изучить ходе лабораторных экспериментов по размагничиванию переменным магнитным полем и температурой [Храмов и др., 1982]. Считается, что J_n^0 является самой магнитоустойчивой (высококоэрцитивной и высокотемпературной) компонентой по отношению к другим ее видам [Константинов и др., 2012]. Именно она важна для установления природы ПМТ.

Чистка переменным магнитным полем (Н-чистка). Способ разделения ЕОН на компоненты по их стабильности к внешнему воздействию в нулевом постоянном магнитном поле называют магнитной чисткой [Печерский, 1985]. Для этого существует специальная аппаратура, которая последовательно разрушает паразитические (вторичные) векторы намагниченности горных пород. Повышение достоверности полученных результатов работ, обеспечивается установкой магнитного вакуума, работающей по принципу колец Гельмгольца или клетки Вильсона из пермаллоя. Установка используется для создания однородного поля в области измерений в несколько раз ниже геомагнитного [Печерский, Соколов, 2010].

Температурная чистка (Т-чистка) основана на эффекте потери ферромагнитных свойств веществ в результате теплового движения атомов при воздействии температурой выше точки Кюри в отсутствие внешнего магнитного поля [Константинов и др., 2004]. Группа образцов последовательно нагревается до разных температур в нулевом магнитном поле (экран из μ -метала). После каждого нагрева образцы охлаждаются в нулевом поле и измеряются. Главный недостаток Т-чистки по сравнению, с Н-чисткой: изменение имеющихся и/или образование новых магнитных минералов в процессе нагрева образцов.

2.3. Аппаратура и оборудование

Для выполнения поставленных в диссертации задач использовалось следующее лабораторное оборудование:

- объёмная плотность пород определялась с помощью высокоточных лабораторных весов GX-8000 (A&D, Япония);

- определение магнитной восприимчивости образцов неправильной формы осуществлялось портативным каппаметром КТ-10 (TerraPlus.Inc, Канада), кубиков – с помощью каппа-моста KLY-3S или MFK1-FA (AGICO, Чехия);

- измерения ЕОН проводились на рок-генераторах JR-5A и JR-6 (AGICO, Чехия);

- измерения АМВ (МТА) проводились на каппа-мосте MFK1-FA (AGICO, Чехия) по одному из кубиков штуфа, что одновременно послужило контролем первичных измерений магнитной восприимчивости;

- исследования гистерезисных параметров (МСА) проводились с помощью вибромагнитометров разных модификаций ВМ-2А в палеомагнитной лаборатории КФУ на образцах, прошедших первичные измерения и МТА;

- для проведения термомагнитного анализа (ТМА и ДТМА) использовался термоанализатор магнитной фракции (магнитные весы) ТАФ-2 (ИФЗ РАН, РФ) и MFK1-FA с приставкой CS4 (AGICO, Чехия), что позволило изучать температурные зависимости, соответственно, $J_s=f(T)$ и $\chi=f(T)$. Особенностью является то, что его калибровка осуществляется по комплексному эталону, в

состав которого входят одновременно три компонента (три в одном): никель ($T_k=357\text{ }^\circ\text{C}$), магнетит ($T_k=575\text{ }^\circ\text{C}$) и гематит ($T_k=675\text{ }^\circ\text{C}$), четко отбивающихся по максимумам на дифференциальной кривой;

- палеомагнитные исследования проводились в немагнитной среде, создаваемой установкой магнитного вакуума MMLFC Shielded Room (Magnetic Measurements LTD, Великобритания);

- чистки переменным магнитным полем осуществлялись с помощью установки Demagnetizer LDA5 с приставкой PAM1 (AGICO, Чехия);

- температурные чистки обеспечивались с помощью установки по размагничиванию температурой MMTD80 (Magnetic Measurements LTD, Великобритания) и термомагнитометре (ИФЗ РАН, Борок).

2.4. Хранение и обработка петрофизической информации

Оперативное использование всей совокупности полученной информации для решения широкого ряда научно-прикладных задач невозможно без составления петрофизической базы данных. Для этих целей в НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) разработана база данных «RSEARCH». Она позволяет хранить данные по магнитным характеристикам поля в точке отбора проб (склонение, наклонение и модуль напряженности) [Константинов и др., 2018б; Macmillan et al., 2003] и горных пород, а также дополнительную информацию по пробам (геопривязка точки отбора проб; данные по весу пробы в воде и воздухе; данные по физико-механическим свойствам и т.д.). Программа обработки первичной петрофизической информации «PetroStat» [Константинов и др., 2018б], позволяют строить: распределения объемной плотности σ , кг/м^3 и магнитных параметров в нормальном и логгарифмических законах; стереограммы векторов остаточной J_n и суммарной J намагниченностей [Винарский и др., 1987] в ортогональной, равносторонней, равноплощадной и равноугольной проекциях. Рассчитывать статистику суммарной и остаточной намагниченностей на сфере [Константинов и др., 2018б; Fisher, 1953]. В ходе обработки данных формируется сводная таблица дескриптивных значений петрофизических параметров (Таблица 2.2).

Таблица 2.2 - Фрагмент сводной таблицы структурно-текстурных и средних петрофизических характеристик пород верхнеалакитской вулcano-интрузивной ассоциации (в полной версии см. Приложение 1)

Комплекс	Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Маршрут	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства														
										N	σ, кг/м ³		μ, 10 ⁻⁵ СИ	I _n , 10 ⁻³ А/м	Dcp1	Jcp1	α ₉₅ 1	Q, ед.	E, 10 ⁻³ А/м	L, 10 ⁻³ А/м	Dcp2	Jcp2	α ₉₅ 2	
											s	n												e
1	1	1 (недифференцированные тела)	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая	Пойкилоофитовая, таксито-офитовая	Массивная, пятнистая	Морькока (10)	61	35	414	39	2950	80	2319	2310	15	70	4,2	2,09	1105	3425	10	75	2,7
									60	526-530, 101-103														
										539, 540, 546, 547, 548, 563, 563А, 565 107-109, 111-112, 118, 130, 133, 134, 136, 141, 146, 154-157, 162-165, 170, 180, 182														
										119, 123, 124, 165, 170														
										541, 542, 545, 549, 555, 561, 564, 567, 570, 571, 116, 117, 121, 132, 146, 148, 180														
										158, 532, 533, 538, 539 ПМН большой разброс ЕОН														
										543, 544, 569, 573, 574														
	2			Долеритовая	Пойкилоофитовая, таксито-офитовая, офитовая	Массивная, пятнистая	Морькока (10)	61	5	2960	16	1,571	3,295	345	85	5,0	4,40	750	4,065	350	85	4,1		
																								113, 114, 125, 126, 127, 128, 129, 131, 135, 137, 138, 140, 142-144, 149, 150, 152, 153, 162-169, 172-174, 179, 181
																								549, 557, 558,
																								562, 568, 569А, 572
																								104-106, 110, 115, 120, 122, 139, 147, 151, 171, 171А
																								550, 551, 554, 556
3	Долеритовая	Пойкилоофитовая, пятнисто-офитовая, офитовая	Массивная, пятнистая	Трасса (6)	3	11, 12-25	14	2950	42	2464	340	65	7,7	3,78	1175	5605	340	70	6,5					
																					43, 44			
																					45-49			
																					60-64			
																					66-70			
																					10, 11-14 ПМН			
																					15-16			

Примечание: N/n – количество штуфов/кубиков, участвующих в статистике; МВ – магнитная восприимчивость; J_n, J_i, J – абсолютные значения векторов естественной остаточной, индуктивной и суммарной намагниченностей; D – склонение, I – наклонение, k – кучность, α_{95} – овал доверия с вероятностью 95%; s/e - стандартная ошибка/множитель.

2.5. Экспресс-метод определения магнитной полярности по керну скважин

Важной задачей, стоящими перед геофизиками-производственниками геологоразведочного комплекса (ГРК) АК «АЛРОСА», является вопрос определения полярности траппов из керна скважин в массовом количестве. В настоящее время задача ориентации керна не решена, что затрудняет получения по ним векторных характеристик. В полевых условиях на образце наносится стрелка к забою скважины, но вероятность такой ориентировки составляет 50 %!

Для независимой оценки достоверности полевого отбора керна и определения истинной магнитной полярности траппов предлагается использовать экспресс-метод. Он основан на анализе диаграмм Зийдервельда, с целью изучения первичной полярности по полуориентированным образцам керна вертикальных скважин. Суть его заключается в изучении вязкой ЕОН (J_{nv}) в вертикальной плоскости. Вязкая остаточная намагниченность — это часть намагниченности, образующаяся при изотермическом воздействии постоянного магнитного поля во времени [Печерский, Соколов, 2010]. В постоянном поле J_{nv} растет пропорционально логарифму времени. Она присутствует всегда в горных породах благодаря продолжительному воздействию на них геомагнитного поля. Стабильность J_{nv} возрастает со временем. Присутствие J_{nv} в горных породах является препятствием для палеомагнитологов в определении характеристических компонент ЕОН, несущих полезную информацию о каких-либо геологических событиях. В этом смысле J_{nv} - «паразитическая» и от нее приходится избавляться с помощью лабораторных методов размагничивания переменным магнитным полем или температурой (см. Глава 2.2). Благодаря присутствию J_{nv} можно восстановить ориентировку в пространстве неориентированных образцов, в частности, кернов из скважин, где известен только верх-низ [Печерский и др., 1975; Буров и др., 1986].

В нашем случае задача осложняется тем, что известна только ось керна, а не ее направление к забою. С целью решение производственной задачи по установлению полярности J_n траппов из скважин проведён ряд последовательных операций (этапов):

1 этап «Наблюдение». Эксперименты по лабораторным размагничиваниям показали принципиальную разницу в характере зависимости ЕОН кимберлитов и траппов от разрушающих ее факторов [Житков, Саврасов, 1996 ф; Кравчинский и др. 2000 ф]. Особенно эффективным средством для изучений компонентного состава ЕОН этих пород оказалось воздействие температурой. Графики $J_n=f(T)$ и диаграммы Зийдервельда у образцов с прямой и обратной полярностью первичной ЕОН существенным образом отличаются между собой. Отрицательно намагниченные образцы, по сравнению с положительными (Рисунок 2.15), имеют более сложные рисунки: на диаграммах Зийдервельда в вертикальной плоскости NOZ (ломанные с красными точками) в интервале температур 20 - 300 °С наблюдаются лучи, направленные от центра вверх (UP), а на графиках $J_n =f(T)$ образуются «горбы». Эта особенность может служить качественным критерием для определения первичной полярности ЕОН, что не было гарантировано отбором зерна. Статистический анализ (Рисунок 1.1 - 1.3) так же обнаружил, что для обратно намагниченных траппов характерны склонения $290\pm 5^\circ$ и уверенные отрицательное наклонение при $Q > 3.0$ ед. [Константинов и др., 2003].

2 этап «Теория». Палеомагнитные исследования [Саврасов, 1969; Камышева и др., 1984 ф; Житков, Саврасов, 1996 ф; Kravchinsky et al., 2002] свидетельствуют, что крутые наклонения векторов первичной ЕОН траппов связаны с их формированием в условиях высокоширотного положения Сибирской платформы. В настоящее время Сибирская платформа так же находится на высоких северных широтах, только восточного полушария Земли. В этом случае векторы J_n и J_i должны быть субпараллельными. Тем не менее воздействие геомагнитного поля на векторы J_n базитов, сформировавшихся в разные эпохи инверсий магнитного поля Земли будет принципиально различным, что объясняется элементарным сложением векторов. Эту особенность намагничения траппов целесообразно использовать в решении данной проблемы. Принципиальная картина определения полярности ЕОН базитов иллюстрируется на (Рисунок 2.16). В ходе эксперимента, первую очередь, разрушается J_{nv} как низкокоэрцитивная и низкотемпературная компонента ЕОН.

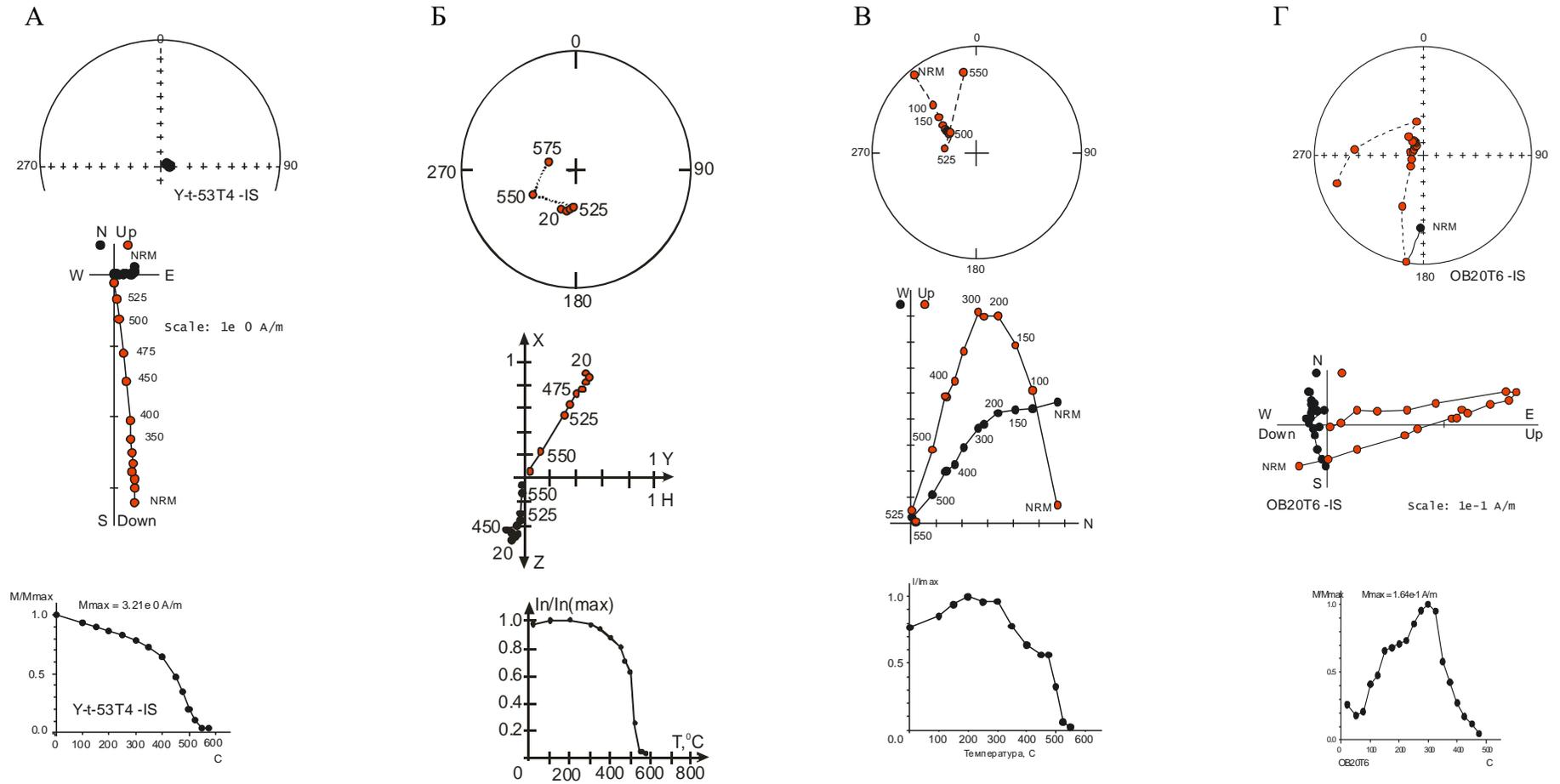


Рисунок 2.15 - Стереограмма (вверху), диаграмма Зийдervельда (в центре) и термомагнитограммa (внизу) пермо-триасовых траппов с положительной (А) и с отрицательной магнитостабильной (Б и В) первичной ЕОН и кимберлитов тр. Обнаженная (Г) с отрицательной первичной ЕОН [Kravchinsky et al., 2002].

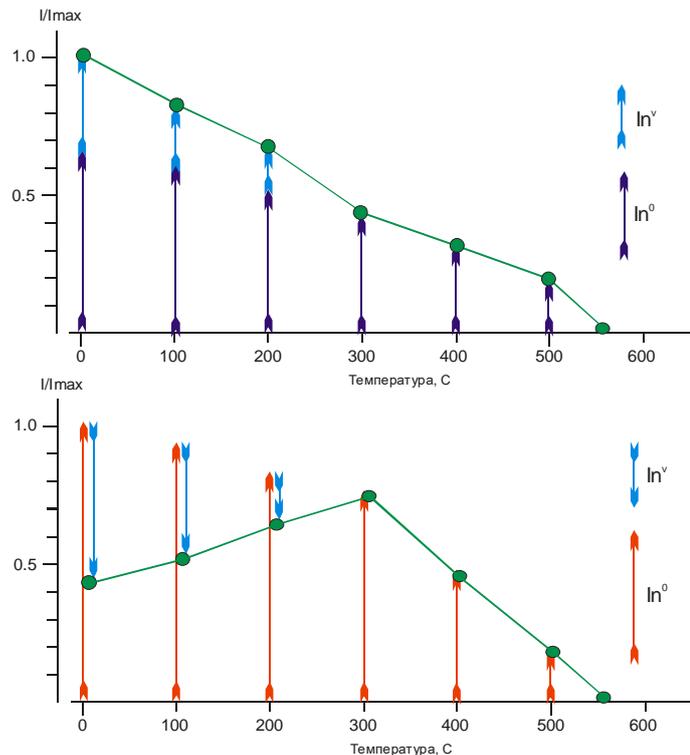


Рисунок 2.16 - Принципиальная схема сложения векторов J_n^0 и J_{nv} в первоначально положительно (вверху) и отрицательно (внизу) намагниченных образцах. Зеленым цветом показана интегральная кривая $J_n=f(t)$.

В случае прямой полярности, когда векторы J_n и J_i сонаправлены, интегральная кривая постепенно уменьшается. В случае обратной полярности, когда векторы J_n и J_i противоположно направлены – на интегральной кривой образуется «горб». Так, по этому признаку можно восстановить положение керна относительно забоя скважины и, следовательно, полярность вектора J_n .

3 этап «Эксперимент». Для доказательства эффективности метода были отобраны образцы траппов 2 и 3 фаз внедрения, перекрывающих, кимберлитовые трубки Комсомольскую и Сытыканскую. Изучение компонентного состава ЕОН проводилась на высокопроизводительном термомагнитометре (ИФЗ РАН, Борок).

Для чистоты эксперимента траппы тр. Сытыканская представлены образцами с разными факторами Q . Как видно из (Рисунок 2.17) и (Рисунок 2.18) на «сытыканских» траппах с $0.5 < Q < 3.5$ ед. наблюдается образование «горба» по типу, показанному на (Рисунок 2.15 Б). В то же время у образцов $Q > 3.5$ ед. подобный эффект отсутствует, за исключением невятного изгиба на диаграмме Зийдервельда от 20 до 200 °С (Рисунок 2.19).

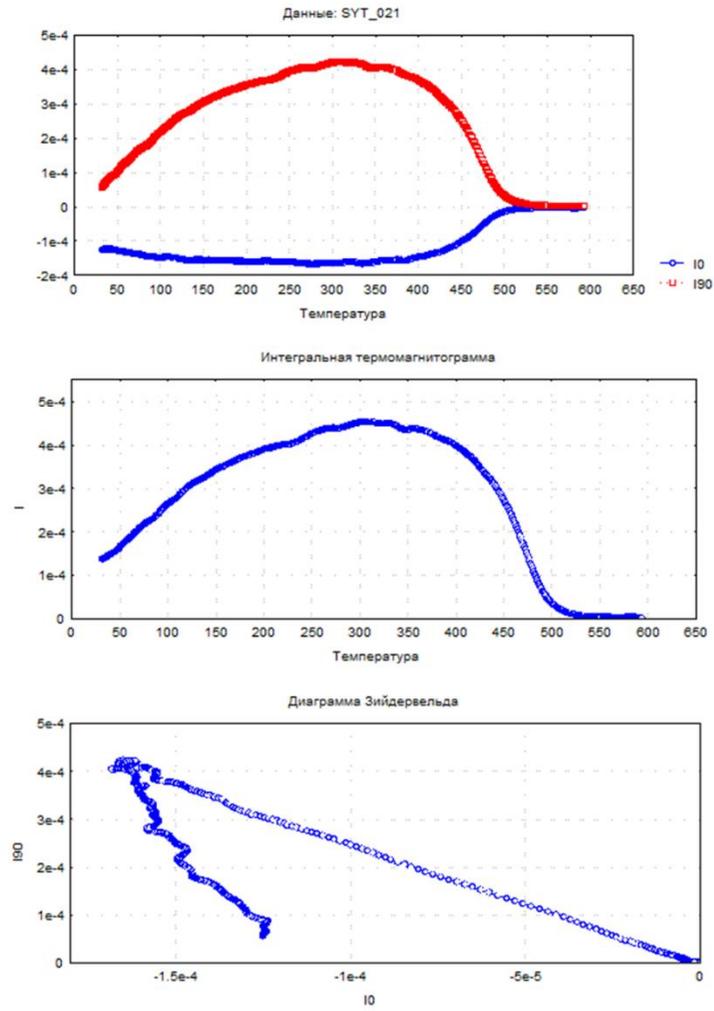


Рисунок 2.17 - Результаты компонентного анализа обратно намагниченных траппов с фактором $Q < 1.0$ ед. (тр. Сытыканская).

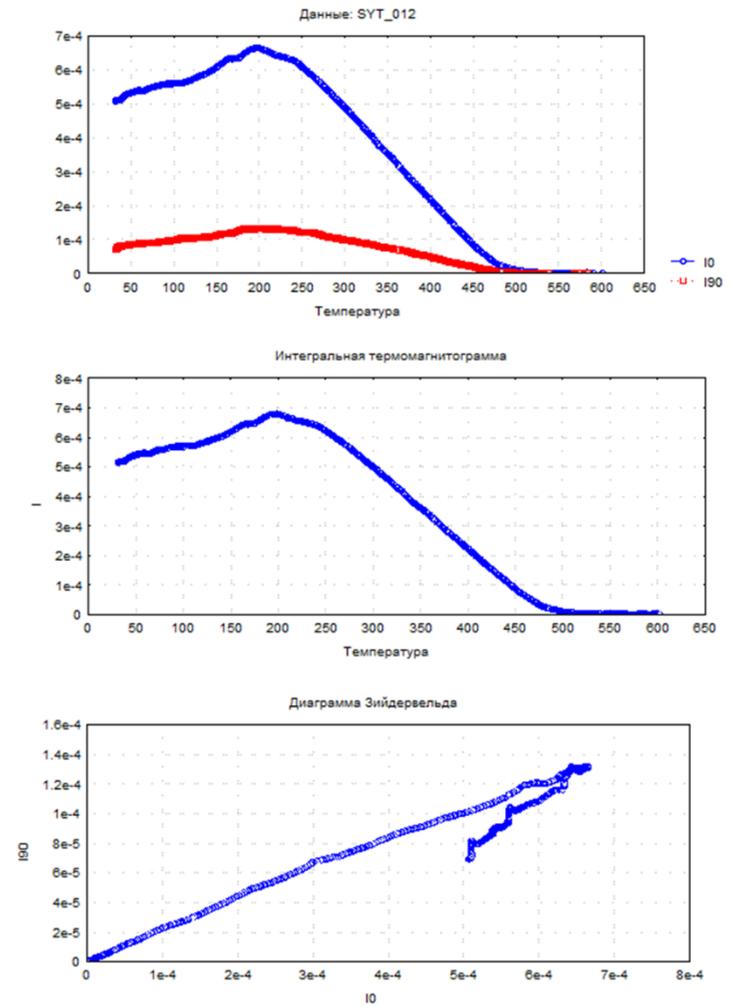


Рисунок 2.18 - Результаты компонентного анализа обратно намагниченных траппов с фактором Q от 1.5-3.0 ед. (тр. Сытыканская).

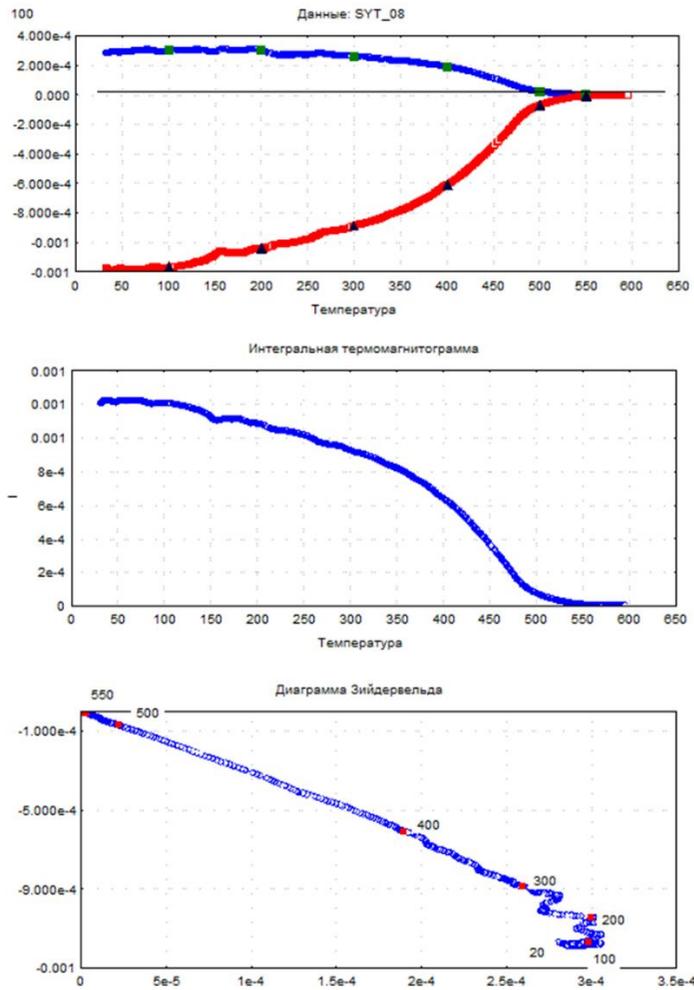


Рисунок 2.19 - Результаты компонентного анализа обратно намагниченных траппов с фактором $Q > 5.0$ ед. (тр. Сытыканская).

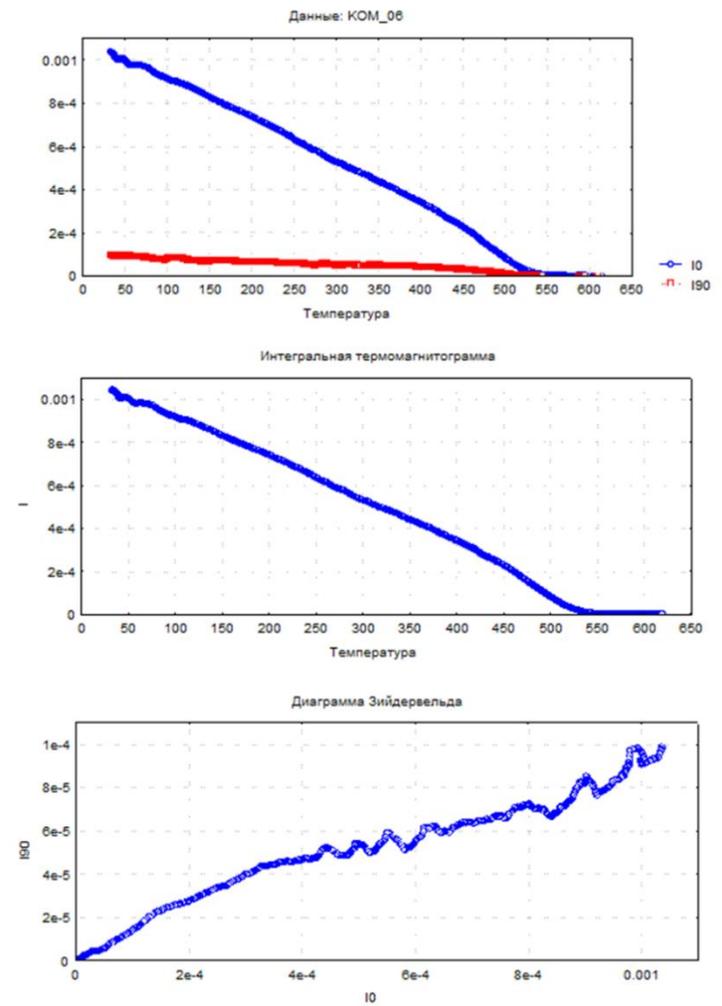


Рисунок 2.20 - Результаты компонентного анализа прямо намагниченных траппов с фактором $Q > 2.0$ (тр. Комсомольская).

Это объясняется тем, что образцы с высоким фактором Q являются магнитоустойчивыми (магнитожесткими), устойчивыми к воздействию вязкой намагниченности и по этой причине сохраняют первоначальное направление практически в «чистом» виде (Рисунок 1.2 Д). В этом случае характер их температурной зависимости схож с прямо намагниченными траппами (Рисунок 2.20). Таким образом, для векторов ЕОН траппов, имеющих первичную отрицательную полярность, принимается среднее склонение 290° (Рисунок 1.2 А, Г). Наклонения I для векторов ЕОН изученных траппов, в которых установлено отрицательное первичное намагничение и обладающих фактором $Q > 3.0$ ед., нами с высокой степенью вероятности принимаются со знаком «-». Таким образом, экспресс-метод по восстановлению первичной полярности векторов ЕОН кимберлитов и траппов целесообразно применять при заверке магнитных аномалий, по которым отсутствует ориентированный керн.

2.6. Концепция формирования петромагнитных таксонов траппов

Петромагнитная классификация базитов Тунгусской синеклизы строится на общих закономерностях становления магматических комплексов [Печерский и др., 1975]. Идеальная модель формирования интрузивных тел траппов представляет собой сложный многостадийный процесс от внедрения расплава до полного затвердевания центральной части интрузии. На каждой стадии этого процесса расплав может претерпевать изменения, в физико-химическом отношении кардинально отличающие его от первичной или исходной магмы [Кокс и др., 1982]. Расплав, проникая пластообразно или же по трещинам в толще осадочных пород, поднимая и прогибая пласты кровли и подошвы, создает и заполняет магматические камеры. Движение и застывание интрузии сопровождается как внутренними явлениями фракционирования и дифференциации магмы, так и внешним взаимодействием с вмещающими породами (контаминация). Естественно, такие изменения исходного расплава в процессе охлаждения отражаются в значениях физических свойств внутри образованного интрузивного тела, в результате чего и формируются ПМГ.

Однако в силу многостадийности развития траппового магматизма Тунгусской синеклизы во времени и в пространстве (Таблица 1.5) [Томшин и др., 2001], такая идеальная модель строения магматических тел из ПМГ является достаточно абстрактной и ее использование для разработки ПМЛ требует гибкого (диалектического) подхода. Именно недоучет конкретной геологической ситуации спровоцировал рост числа ПМГ. Последствием увеличения их количества стало затруднение восприятия и интерпретации, основанных на ПМГ петромагнитных легенд и схем. Для создания реальной петромагнитной модели, отражающей все многообразие магнитных свойств базитов, в качестве основных атрибутов ПМЛ предлагается ввести ПМТ [Константинов и др., 2014].

Анализ имеющихся ПМЛ (Таблица 1.1 - 1.3) показал, что в отличие от ПМГ и ПМК для идентификации ПМТ уже недостаточно оперировать только значениями α и J_n [Петрофизика, 1992]. Поэтому в ПМЛ базитов заложен «принцип комплексирования геолого-геофизических методов» [Киргуев, Константинов, 2018; Киргуев, 2018; 2019; Kirguyev et al., 2019], позволяющий однозначно интерпретировать результаты полевых и лабораторных наблюдений по обоснованию ПМТ. Для этого, в качестве вспомогательных характеристик необходимо дополнительно ввести такие уточняющие показатели, как: коэффициент Кёнигсбергера (фактор Q) и объемная плотность (σ).

Принцип выделения ПМТ рассмотрим на схематическом геологическом разрезе, сложенного ранними типами базитов (Рисунок 2.21). Для этого может использоваться технология литологического расчленения горных пород по комплексным данным геофизического каротажа скважин. Геофизические исследования скважин — это комплекс методов разведочной геофизики, используемых для изучения свойств горных пород в околоскважинном и межскважинном пространствах [Сковородников, 2009]. Например, по объемной плотности σ базиты резко различаются на два таксона – туфы и долериты. В то же время по значениям α и J_n выделяется четыре таксона. Однако расчеты фактора Q выделили пять таксонов. В итоге, с учетом всех параметров, мы получаем полный таксонометрический ряд, соответствующий геологическому разрезу. Знак

полярности векторов ЕОН в схеме намеренно упущен, поскольку априори для керна вероятность его определения составляет 50%! В этом случае определение полярности, как одного из основных петрофизических параметров, требует проведения палеомагнитных исследований (см. Глава 2.2 и 2.5).

ЛИТОЛОГИЯ:		Объёмная плотность σ	Магнитная восприимчивость α	Естественная остаточная намагниченность I_n	Коэффициент Кёнигсбергера Q	ИТОГО
1	долериты	ПМТ1	ПМТ1	ПМТ1	ПМТ1	ПМТ1
2	долериты	ПМТ1	ПМТ1	ПМТ2	ПМТ2	ПМТ2
3	долериты	ПМТ1	ПМТ2	ПМТ2	ПМТ3	ПМТ3
4	туфы	ПМТ2	ПМТ3	ПМТ3	ПМТ4	ПМТ4
5	микродолериты	ПМТ1	ПМТ3	ПМТ3	ПМТ4	ПМТ5
6	габбро-долериты	ПМТ1	ПМТ4	ПМТ4	ПМТ5	ПМТ6
Н						

Рисунок 2.21 - Принципиальная схема выделения ПМТ базитов (значения петрофизических параметров даны в условных единицах).

Реальный пример выделения ПМТ по скв. 5777 проиллюстрирован на (Рисунок 2.22). Судя по геологическим данным, скважина вскрывает два трапловых силла в интервалах глубин, соответственно, 0 - 164 и 184 - 240 м, которые разделяются 20 м пачкой (пласт, линза?) карбонатных пород.

Для выделения ПМТ, в зависимости от шага отбора, необходимо две и более точки измерения (образца). Визуально (без учета литологических данных), базиты по α четко разделяются два ПМТ, граница которых проходит на отметке ≈ 130 м (Рисунок 2.22 А). Причем ПМТ 1 на графиках J_n и Q делится на три части, а ПМТ 2 – только на одну (Рисунок 2.22 Б и В). Аналогичный результат получен и при постановке корреляционно-спектрального анализа с использованием компьютерной программы Statistica-6 (Рисунок 2.22 Д и Е) [Боровиков, 2001]. Однако, с учетом литологического «окна» в базитах на глубине примерно 165 - 185 м, ПМТ 4 интерпретатору следует разделить на две части, соответственно, № 4 и 5 (Рисунок 2.22 Ж).

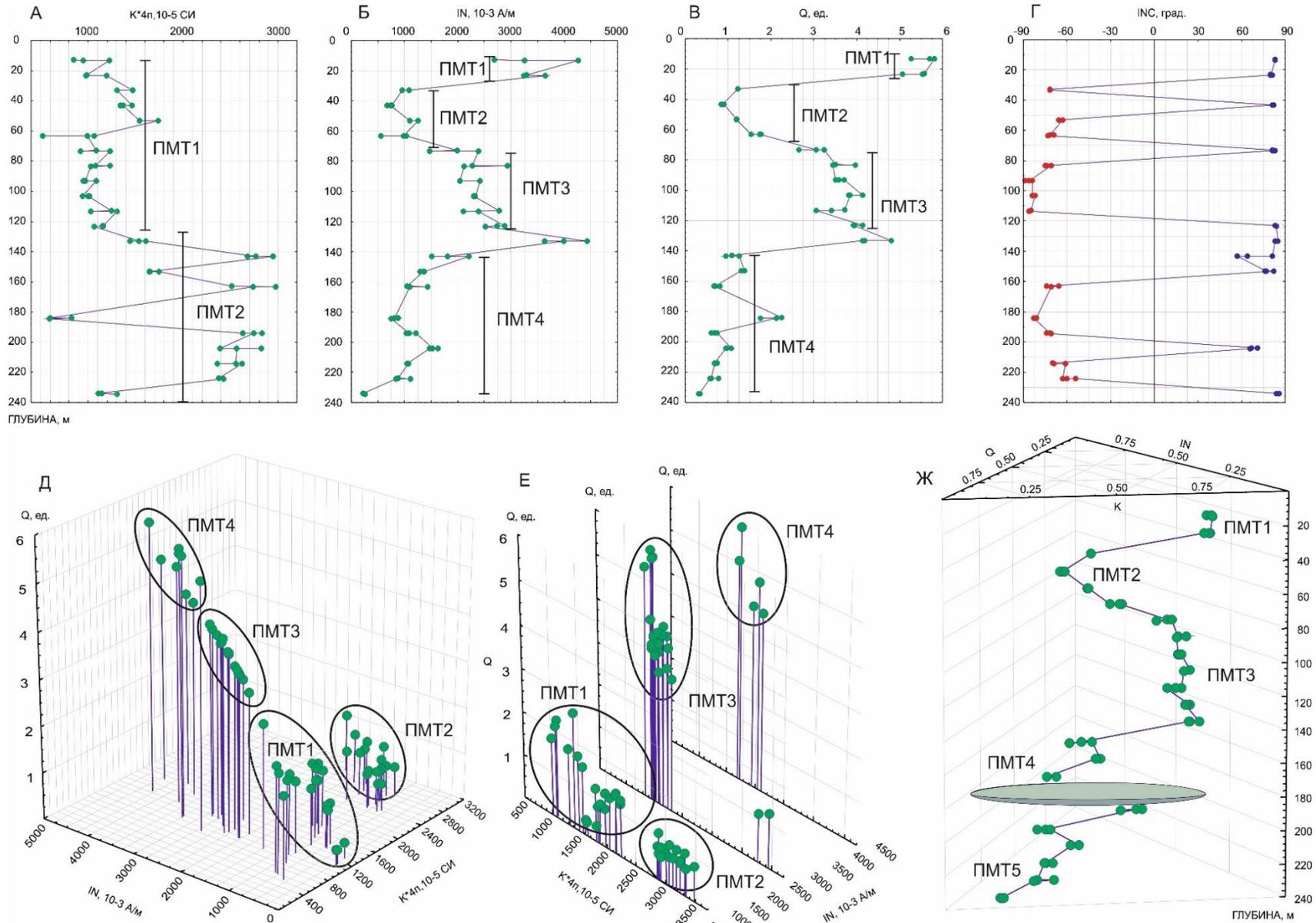


Рисунок 2.22 - Пример выделения PMT базитов по скв. 5777 по результатам корреляционно-спектрального анализа. Объект Алакит-Моркокинский [Иванов и др., 2005 ф].

К сожалению, без данных о полярности векторов ЕОН (Рисунок. 2.22 Г) более детальное разделение на ПМТ базитового тела по керну скважин сделать не представляется возможным. Таким образом, по данным первичных петрофизических исследований можно установить только границы ПМТ, а их природу (ПМГ или ПМН) - только по комплексу магнито-минералогических (АМВ, ГП и др.) и палеомагнитных (компонентный состав J_n) данных.

Для установления полярности, с целью интерпретации разреза применялась методика, описанная в Главе 2.5. Полученные результаты определения полярности ПМТ базитов скв. 5777 (см. рисунок. 2.22) экспресс-методом показан на (Рисунок 2.23).

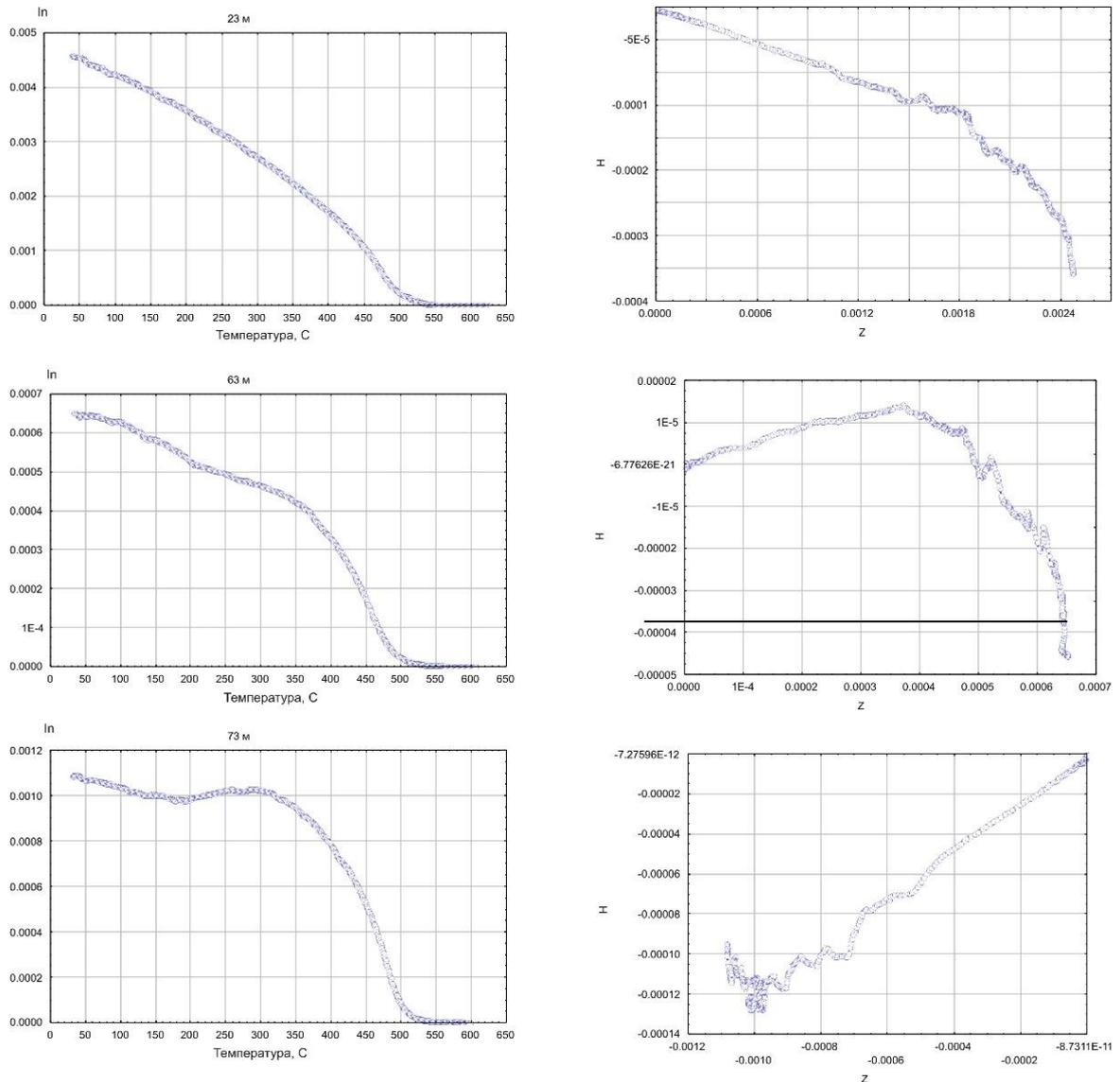


Рисунок 2.23 - Пример размагничивания экспресс-методом керна долеритов по вертикальной структурно-картировочной скважине 5777: ПМТ 1 (0 - 23 м), ПМТ 2 (33 - 63 м), ПМТ 3 (73 - 133 м), ПМТ 4 (143 - 163 м) и ПМТ 5 (193 - 234 м). H/Z – оси, образующие горизонтальную/вертикальную плоскость проекции диаграммы Зийдервельда.

В отличие от ранее предложенных методик [Ивлиев и др., 1976; Камышева и др., 1984 ф; Макаров и др., 1989 ф; Эринчек и др., 1991; Коробков и др., 2013], в данном случае, благодаря этому методу установлено, что «верхний» этаж ПМТ 1 (до 23 м) намагничен положительно, а нижний (63-73 м) – отрицательно.

На основе полученного материала сформулировано первое защищаемое положение: **«Разработана методика идентификации петромагнитных таксонов (ПМТ) базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы, включающая комплекс определений: объемного веса, магнитной восприимчивости, естественной остаточной намагниченности и коэффициента Кёнигсбергера. Природа ПМТ устанавливается на основе палеомагнитных (компонентный состав векторов ЕОН) и магнито-минералогических (анизотропия магнитной восприимчивости и гистерезисные параметры) исследований».**

Глава 3

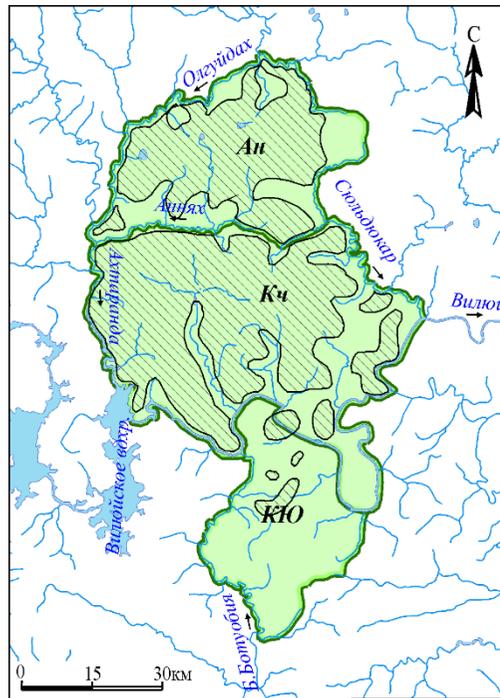
ПЕТРО- И ПАЛЕОМАГНИТНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗНОФАЗНЫХ БАЗИТОВ

Петрофизические свойства горных пород ЯАП приведены в многочисленных отчетах, публикациях, диссертациях и т. п. [Камышева, Саврасов, 1965; Лурье и др., 1973; Мокшанцев и др., 1974; Камышева, Солоненко, 1975 ф; Ивлиев и др., 1980 ф; Миков, 1986; Трухин и др. 1989; Сомов, 1990, 1992; Морозова и др., 1995 ф; Житков, Саврасов, 1996; Устинов и др., 1999 ф; Васильев и др., 2000 ф; Кравчинский и др., 2000 ф; Убинин и др., 2001 ф; Мишенин, 2002; Зинчук и др., 2002; Константинов, 2005 ф; Бессмертный и др., 2012 ф; Константинов, 2014; Константинов 2015 ф; Специус и др., 2019 ф, и др.]. Наиболее представительная картина распределения петрофизических характеристик есть по терригенно-осадочным породам палеозоя, а также изверженным породам кимберлитовой и трапповой формаций. Меньше информации получено по четвертичным отложениям и докембрийским породам кристаллического фундамента.

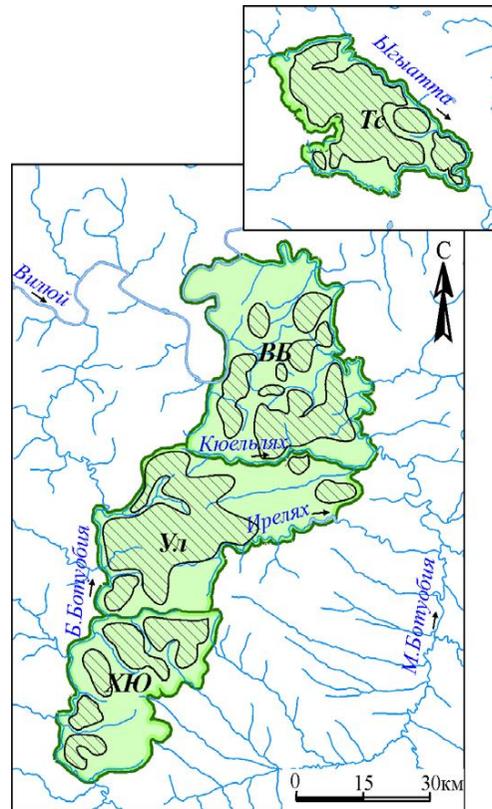
Современные представления о петрофизических свойствах горных пород ЯАП основаны на интерпретации геофизических материалов (аэро, наземных и скважинных), а также результатах лабораторных измерений образцов керна скважин, шtuфов из естественных обнажений и горных выработок. В спектр постоянного изучения петрофизических свойств входят такие характеристики как объёмный вес (σ), влагонасыщенность (W), пористость (n), модульные, векторные и расчётные петромагнитные параметры ($\propto J_n, J_i$ и J), электрические ($\rho_{уд}, G, tgD, \epsilon$ и др.), радиоактивные (общая радиоактивность, U, Th, K) и др. Но, несмотря на относительно высокую статистическую представительность выборок, имеющиеся данные петрофизических исследований не являются достаточными и полностью корректными для количественных расчетов аномальных эффектов *in situ* при построении физико-геологических моделей. Изменчивость значений петромагнитных характеристик горных пород в пределах изучаемой площади позволяют только оценивать аномальные эффекты от соответствующих им ПСВК

в качестве обобщающих. Особое значение отводится породам трапповой формации, которые являются объектом помех для поисков кимберлитов геофизическими методами (равно как и для изучения геологического строения докембрийских образований). Как известно [Константинов и др., 2004а; 2012], в отличие от кимберлитов, направления векторов \mathbf{J} траппов востока Тунгусской синеклизы определяются, векторами \mathbf{J}_n , которые в 2 и более раз превышают собственную индуктивную намагниченность $\mathbf{J}_i = \alpha \mathbf{H}$. В случае формирования траппов в эпоху положительной полярности векторы \mathbf{J} могут достигать 5000×10^{-3} А/м и более, при этом наклонения I_{cp} близки к вертикальным, около 85° (Рисунок 1.1). Для обратно намагниченных траппов (включая ПМН 2 типа) интенсивность векторов \mathbf{J} не превышает 1500×10^{-3} А/м, а наклонения I_{cp} – субгоризонтальные и варьируют в пределах $\pm 10^\circ$ (Рисунок 1.2, 1.3). Поэтому, траппы с обратно намагниченными векторами характеристической \mathbf{J}_n могут оказаться «прозрачными» в магнитном отношении, что повышает вероятность обнаружения под ними кимберлитовых тел [Эринчек и др., 1972 ф; 1973 ф].

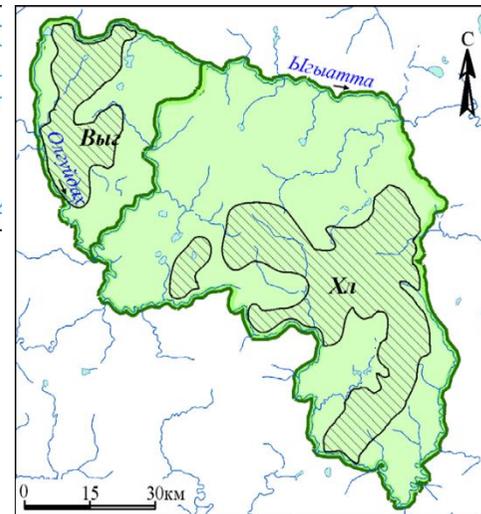
Качество решения алмазопроисловых задач ЯАП будет выше, если включить в комплекс ГРР петрофизический метод по петромагнитному картированию пород трапповой формации. Несмотря на то, что эти работы на востоке Тунгусской синеклизы ведутся с начала 70-х годов прошлого века, в настоящее время ситуация по формированию ПМЛ достаточно неоднозначная. Даже с учётом того, что Схема базитового магматизма [Убинин и др., 2001 ф; Томшин и др., 2001; Салихов и др., 2005] принята на вооружение ГРК АК «АЛРОСА» (ПАО), у геологов до сих пор остаются вопросы о составе и последовательности становления магматических комплексов верхнеарктической вулкано-интрузивной ассоциации. Например, согласно [Мащак и др., 2002 ф; Коробков и др., 2013; 2015] один и тот же катангский комплекс (см. рисунки 2.1, 2.2, 2.10 и 2.11) одновременно имеет положительную и отрицательную полярность намагниченности, что в принципе некорректно для синхронных образований (Рисунок 3.1). В то же время нет никаких убедительных оснований разделять отрицательно намагниченные базиты на ангарский и кузьмовский комплексы.



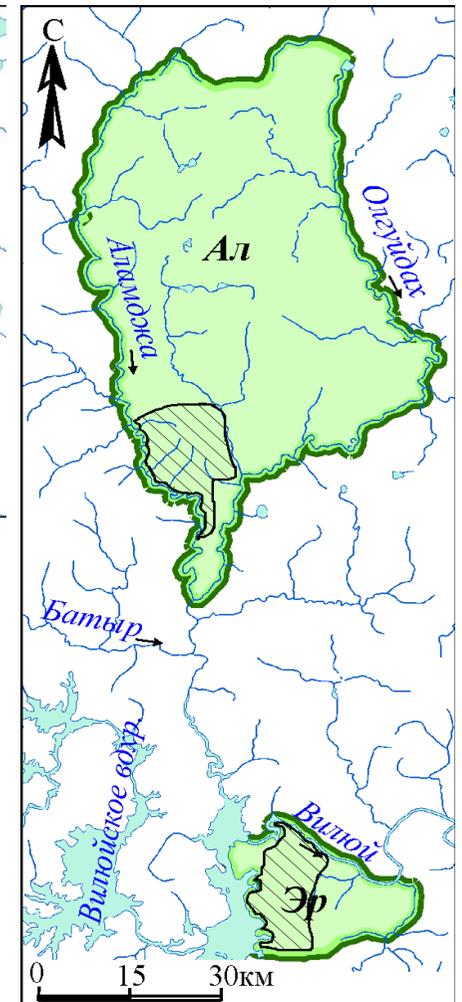
... прямо намагиченными
эталонными интрузиями
катангского типа.



... обратно намагиченными
эталонными интрузиями
катангского типа.



... обратно намагиченными
эталонными интрузиями
ангарского типа.



... обратно намагиченными
эталонными интрузиями
кузьмовского типа.

Рисунок 3.1 - Схема расположения вулканоструктур с ... [Коробков и др., 2013].

(1 – обобщенные гидрографические границы вулканоструктур и их названия: Ан – Анняхская; Кч – Кучугунурская; КЮ – Курунг-Юряхская; ХЮ – Харья-Юряхская; Ул – Улардахская; ВБ – Восточно-Буордахская; Тс – Таастахская; Выг – Верхнегыяттинская; Хл – Холомолохская; Эр – Эрбейэкская; Ал – Аламджахская. 2 – полигоны исследований эталонных интрузий).

Таким образом, для построения ПМЛ и получения характеристик ПМТ базитов настоящее исследование опирается на рабочую Схему базитового магматизма (Таблица 1.4 и 1.5) [Томшин и др., 2001; Убинин и др., 2001 ф; Салихов и др., 2005; Салихов и др., 2008 ф]. По каждой из фаз и подфаз базитов отобраны ориентированные образцы (сведения о их представительности см. в таблице 2.1), проведены лабораторные измерения и эксперименты, рассчитаны дескриптивные значения петрофизических параметров и пр. Результаты обработкам первичных измерений магнитных параметров базитов сведены в Приложении 1.

3.1. Первичные измерения

Траппы оленек-велинггинского интрузивного комплекса ($\gamma\beta P_2$) изучены только на Северном участке (см. таблицу 2.1 и рисунки. 2.1, 2.2). Наиболее полная геологическая и петрофизическая информация получена по р. Моркока. Долериты характеризуются объемной плотностью $\sigma=2950$ кг/м³.

В основном интрузии сложены долеритами и габбро-долеритами, имеющими очень неоднородную намагниченность (Приложение 1). Это обусловлено тем, что приповерхностные части, таких интрузии претерпевали быстрое застывание от температур Кюри до температуры закалки [Мишенин, 2002]. Как правило, J_n имеют северное склонение и положительные наклонения I от 65 до 80°. Пределы изменения модульных магнитных параметров более значительны (Рисунок 3.2).

Магнитная восприимчивость меняется от 1600 до 3000×10^{-5} СИ, причем эндоконтактные области интрузий (обнажение 22 и 61 участок Моркока) характеризуются пониженными значениями (от 600 до 1500×10^{-5} СИ). Значения J_n долеритов варьируют в более широких пределах: от 500 до 5000×10^{-3} А/м. Характерные для большинства изученных долеритов значения фактора Q лежат в интервале от 2 до 5 ед. и, как правило, не превышают 7 ед. В редких случаях (обнажение 3 участка Высотный, обнажение 3 - 5 участка Моркока, обнажение 5 участка Трасса и др.) фактор Q может достигать 10 ед., а J_n - 6000×10^{-3} А/м. Коэффициент корреляции между J_n и фактором Q базитов составляет $r=0,96$ (!).

Микродолериты обнажения 1 и 2 (маршрут Трасса) характеризуются средними петрофизическими значениями $\sigma=2800$ кг/м³, α до 60×10^{-5} СИ, J_n около 5×10^{-3} А/м, фактора Q - 0,14 ед. В микродолеритах обнажений 11 и 13 (маршрут Высотный) эти значения заметно повышены, соответственно, $\sigma=2800$ и 2900 кг/м³, а α – 4300 и 1750×10^{-5} СИ, J_n - 700 и 870×10^{-3} А/м и фактора Q (0,34 и 1,02 ед.).

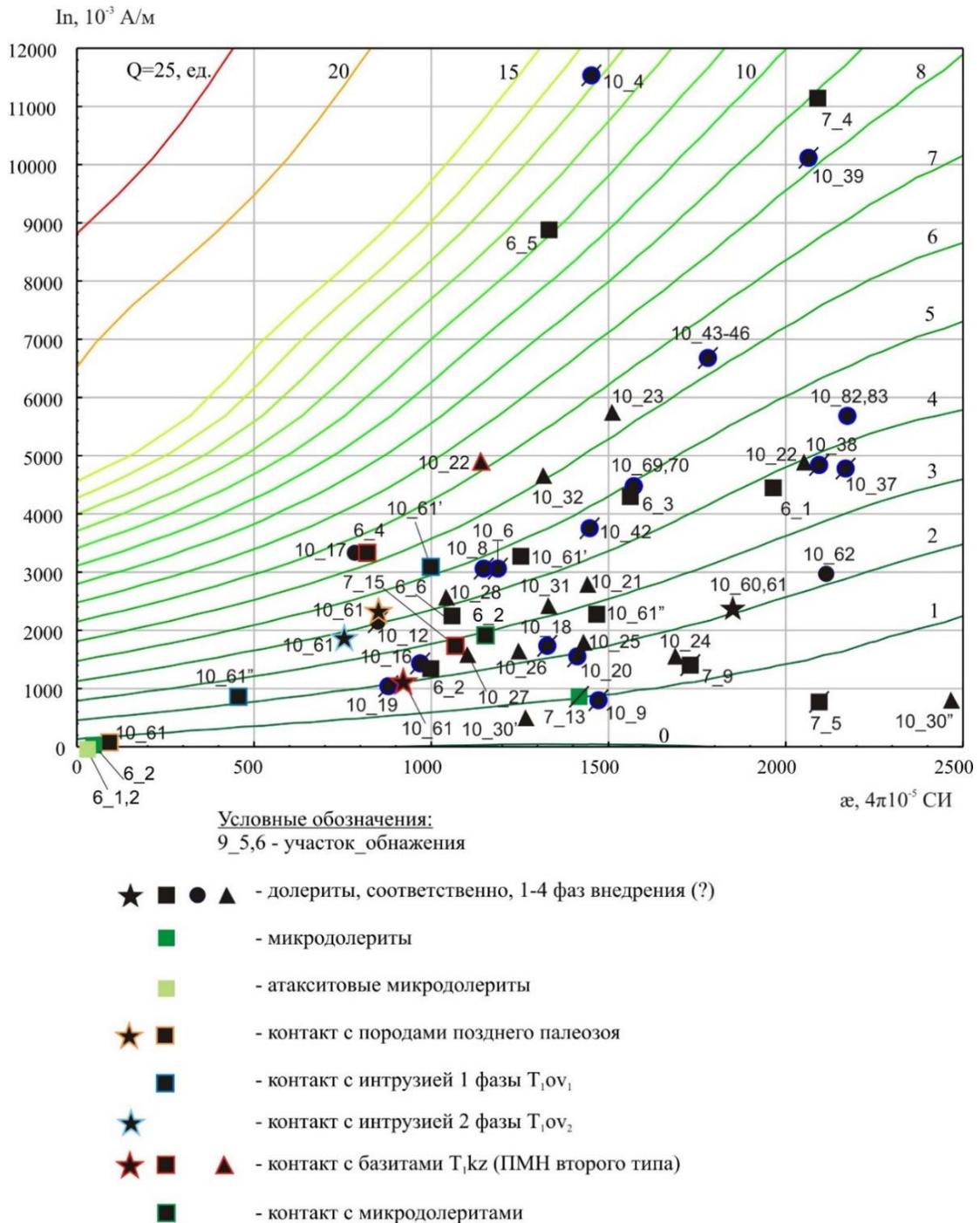


Рисунок 3.2 - График поверхности распределения параметров J_n , α и Q базитов оленевелингинского комплекса. Перечеркнутые фигурки – неориентированные образцы. В скобках даны обозначения петромагнитных величин по [Храмов и др., 1982] (также на рисунках 3.3 и 3.4).

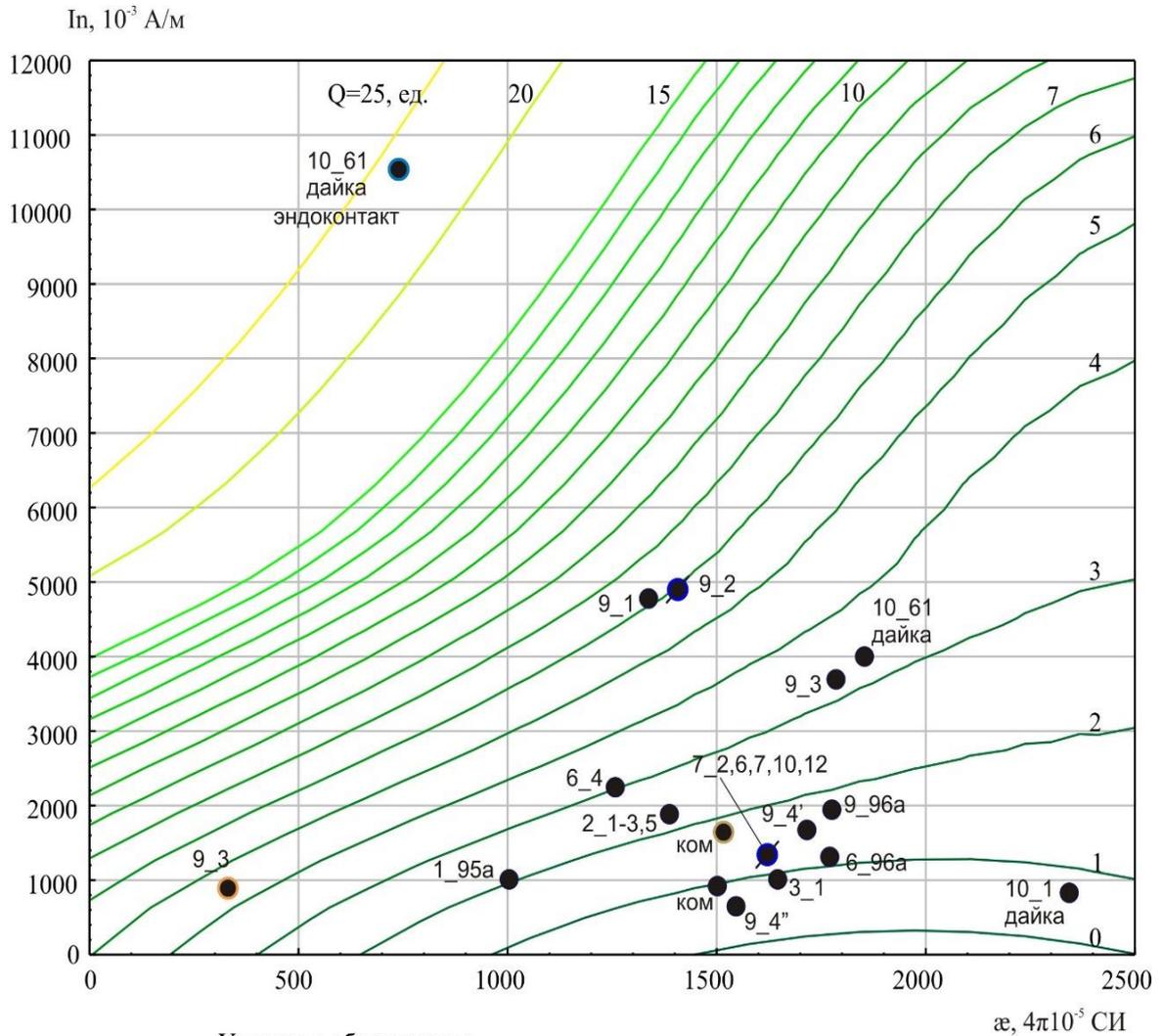
Контаминаты, изученные на обнажении 2 и 56 (р. Моркока), имеют $\sigma=2850$ кг/м³, а их магнитные параметры меняются: $100 < \varkappa < 500 \times 10^{-5}$ СИ и $100 < J_n < 300 \times 10^{-3}$ А/м. В то же время, контаминаты из маломощного пластового тела (обнажение. 14) обладают $J_n = 1800 \times 10^{-3}$ А/м. Обычно контаминаты характеризуются пониженными значениями МВ и фактора Q .

Траппы катангского интрузивного комплекса (β_0 - γ ВР₂-Т₁) встречены на всех участках (Таблица 2.1, Рисунок 2.1), включая месторождения Айхал, Заря, Комсомольская и Юбилейная (см. рисунки 2.1-2.6, 2.9, 2.12 Г - Ж). Пересечения с телами оленёк-велинггинского комплекса закартированы на участке Моркока, кузьмовского – на эталонном карьере Комсомольский (см. рисунок 2.12 Ж). Петрофизические характеристики получены практически для всех фаций катангского комплекса (Рисунок 3.3, Приложение 1).

По объемной плотности σ траппы характеризуются: долериты – 2950 кг/м³, микродолериты - 2900 кг/м³. Рассматриваемые долериты условно их можно разбить на две группы. К первой группе принадлежат долериты из обнажения 2 (маршрут Микродолеритовый) и обнажения 1, 2 (маршрут Водораздельный) с \varkappa от 600 до 1250×10^{-5} СИ, J_n от 1000 до 3000×10^{-3} А/м. Вторая группа (р. Моркока, Микродолеритовый, Комсомольский, Черный и Чукукский) имеет более значительный разброс и пределы изменения значений магнитных параметров: \varkappa от 1000 до 2000×10^{-5} СИ, J_n от 1800 до 6000×10^{-3} А/м. Фактор Q для двух групп варьирует от 2 до 7 ед. Исключения составляют долериты из обнажения 7 (участок Трасса), обнажение 5 (участок Алакит) и обнажение 9 (участок Черный) с J_n более 6000×10^{-3} А/м, а также дифференциаты (габбро-долериты, габбро-пегматиты и т. п.) из обнажения 2 (участок Водораздельный) с \varkappa 1900×10^{-5} СИ и J_n около 6000×10^{-3} А/м.

Туфы комплекса отличаются низкой плотностью $\sigma=2300$ кг/м³, магнитной восприимчивостью \varkappa до 30×10^{-5} СИ, J_n около $5 - 10 \times 10^{-3}$ А/м и фактором Q от 0,20 до 0,40 ед. (Приложение 1). Статистический анализ базитов катангского комплекса, показал прямую зависимость между J_n и фактором Q с коэффициентом корреляции $r=0,95$ (Рисунок 1.1).

$\sigma=2970\pm 30$ кг/м³ (Приложение 1). Возможно, это связано с увеличением содержания в них МНН: титаномагнетита и магнетита. Наиболее вероятные значения α укладывается в интервал от 1900 до 2500×10^{-5} СИ (Рисунок 3.4).



Условные обозначения:

9_5,6 - участок обнажения

- - долериты
- - контакт с породами раннего палеозоя
- - контакт с породами позднего палеозоя
- - контакт с интрузией 1 фазы (?) T_1ov_1

Рисунок 3.4 - График поверхности распределения параметров J_n (J_n), α и Q базитов кузьмовского комплекса. Перечеркнутые фигурки – неориентированные образцы.

За редким исключением, значения J_n не превышают 2000×10^{-3} А/м. По этой причине фактор Q , обычно, менее 3 ед. По параметрам J_n , α и Q долериты кузьмовского комплекса на участках Комсомольский, Чукука, Трасса, Высотный,

Алакит, Быстрый и др. существенно не различаются. Наклонения J_n в изученных обнажениях изменяется от -80 до 50° , а J от -75 до 80° (Рисунок 1.2, 2,15 Б). Как правило, «группировки» J_n и J характеризуются низкой кучностью ($k < 10$) и большим овалом доверия ($\alpha_{95} > 20^\circ$). Существенный разброс J_n и J по интенсивности и наклонению зависит, главным образом, от перемагничивания их положительным геомагнитным полем (из-за присутствия J_{nv}).

Исключение составляют «магнитожесткие» долериты, отобранные из Алакитского (обнажение 1 и 2) и Ыгыаттинского силлов, а также дайки (обнажение 61) на р. Моркока (см. рисунок 2.12 А), которая характеризуется повышенными значениями J_n . МВ около 2300×10^{-5} СИ и J_n до 4000×10^{-3} А/м, фактор Q – 3,5 и более единиц. Это объясняется тем, что в породах присутствует незначительно окисленный титаномагнетит с точкой Кюри в около 150°C [Печерский и др., 1975]. В образце 535 отношение ГП ($J_{rs}/J_s > 0,4$ и $H_{cr}/H_c < 1,5$) свидетельствует, что для дайки долеритов структура титаномагнетита тяготеет к области однодоменных частиц.

3.2. Магнито-минералогические исследования

Магнито-минералогические исследования включали три метода (см. гл 2.2). Следует отметить, что ранее [Мишенин и др., 1994 ф; Морозова и др., 1995 ф; Убинин и др., 2001 ф; Мишенин, 2002] по базитам широко проводились только исследования ГП и точек Кюри.

Анизотропия магнитной восприимчивости. Массовые исследований АМВ базитов р. Марха и месторождения Комсомольская начались только в 2002 г. Основные задачи, которые стояли перед методом, сводились к установлению типа АМВ в базитах [Константинов и др., 2018а]. В основном изучались силлы долеритов, которые характеризуются АМВ осадочного типа (Рисунок 3.5 А, В), благодаря чему можно было судить о направлении движения магмы. Трансформация осадочного типа АМВ базитов в даечный тип (Рисунок 3.5 Б), как показали исследования на месторождении Комсомольское, возможно в результате с температурного воздействия (прогрева) со стороны позднего силла.

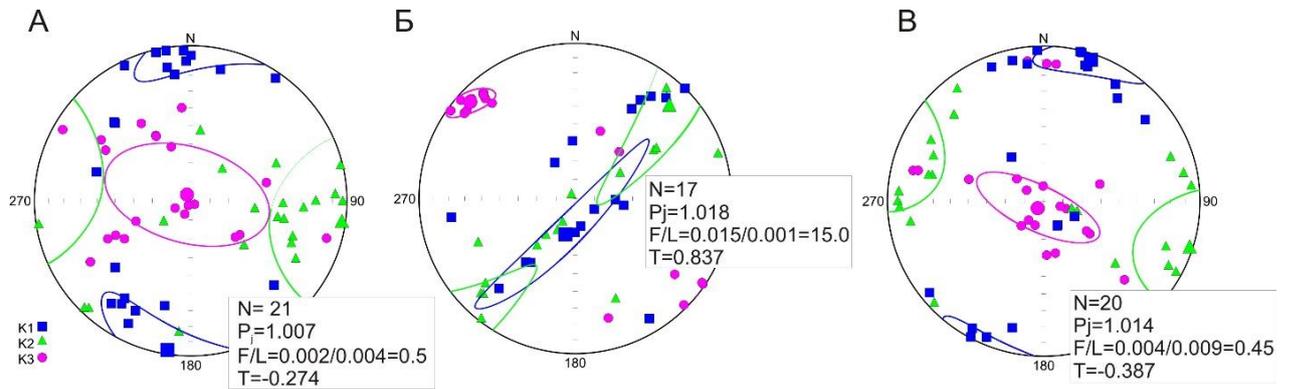


Рисунок 3.5 - Результаты изучения АМВ трапов в карьере трубки Комсомольская [Киргуев и др., 2019; 2020] (см. рисунок 2.13 Ж) [Константинов и др., 2018а]. А – долериты второй фазы (гор. +650, ю-в); Б – ПМН зон обжига долеритов второй фазы (гор. +650, с-в); В – долериты третьей фазы (гор. +610, с-в). Квадратики, треугольники и кружочки – средние направления длинной $K1$, средней $K2$ и короткой $K3$ осей эллипса АМВ и соответствующие им овалы со сплошной, пунктирной и точечной линиями – эллипсы доверия с вероятностью 95 %. Обозначения «+650, с-в» и т.п. указывают на абсолютную отметку изученного обнажения и его положение в бортах карьера, относительно стран света. Другие пояснения см. в тексте.

Согласно данным АМВ для восточного борта Тунгусской синеклизы в целом для силлов долеритов установлено хаотическое направления их движения, что свидетельствует о сложном простирации подводных к ним каналов. Закономерность в поведении АМВ может быть установлена только для локальных участков. Например, на месторождении Комсомольская (Рисунок 3.6) движение силлов катангского и кузьмовского комплексов шло с севера-востока, что подтверждает мнение их связи с Котуйско-Вилуйской системой разломов [Киргуев и др., 2019; 2020].

Гистерезисные параметры. Значения ГП позволили установить связи основных характеристик магнитных веществ с их доменной структурой на примере участка Северный. В данном случае, опираясь на такие параметры, как H_c , H'_c , J_s и J_{rs} (подробное описание см. в главе 2.2) по характеру кривых насыщения можно классифицировать ферромагнетики на магнитомягкие и магнитожесткие, так у долеритов кузьмовского комплекса (обнажение 5, участка Алакит) регистрируется незначительное низкотемпературное окисление первичного титаномагнетита (Рисунок 3.7 А). Также, по диаграмме Дея определялось доменное строение (SD, PSD, MD, SPM) носителей ЕОН - ферромагнитных минералов присутствующих в породе.

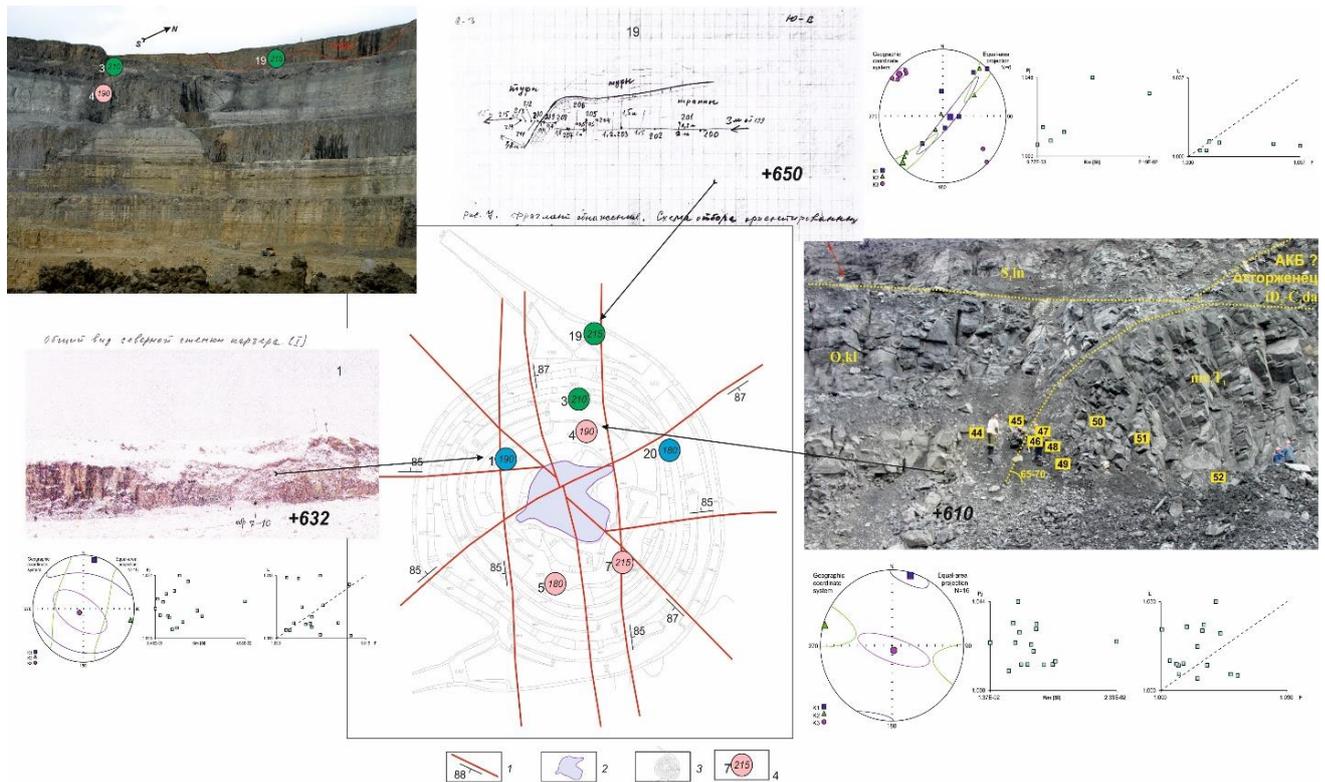


Рисунок 3.6 - Схема разломно-блокового строения и динамика силлов долеритов месторождения трубки Комсомольская. 1 - зоны разрывных нарушений мощностью более 10 м [Константинов, Гладков, 2009]; 2 – контур рудного тела по [Зинчук и др., 2002]; 3 – точки геолого-структурных наблюдений; 4 – азимут длинной оси эллипса АМВ (К1) в обнажении (цифра), синий/красный и зеленый кружок – соответственно, фаза 2/3 и ПМН 2 типа.

Типичной магнитной структурой зерен ферромагнетиков является псевдоодоменная: $J_{rs}/J_s < 0,15$ и $H_{cr}/H_c > 2,5$ (Рисунок 3.7 Б) [Салихов и др., 2008 ф]. Искажения же доменной структуры предполагают наличие наложенных физико-химических процессов (Рисунок 3.7 В, Г). Так, на участке Черный в 9 обнажении J_n повышается до 23500×10^{-3} А/м, что может быть следствием ударов грозвых разрядов, и также отражаться в больших разбросах векторов: $\alpha 95 \approx 50^\circ$.

Точки Кюри. Эксперименты по определению точек кюри посредством массовых ТМА выполнялись в конце 90-х годов прошлого века [Мишенин и др., 1994 ф; Морозова и др., 1995 ф; Убинин и др., 2001 ф; Мишенин, 2002]. Основы метода [Нагата, 1965; Буров, Ясонов, 1979; Печерский и др., 1975] предполагали применимость результатов этих исследований для разделения базитов на ПМГ (Рисунок 3.8). В результате анализа кривых $J_s(T)$ было обнаружено, что намагниченность образцов базитов обусловлена титаномагнетитами (см. рисунок 1.5 Б) и зависит от состояния их зерен [Мишенин, 2002].

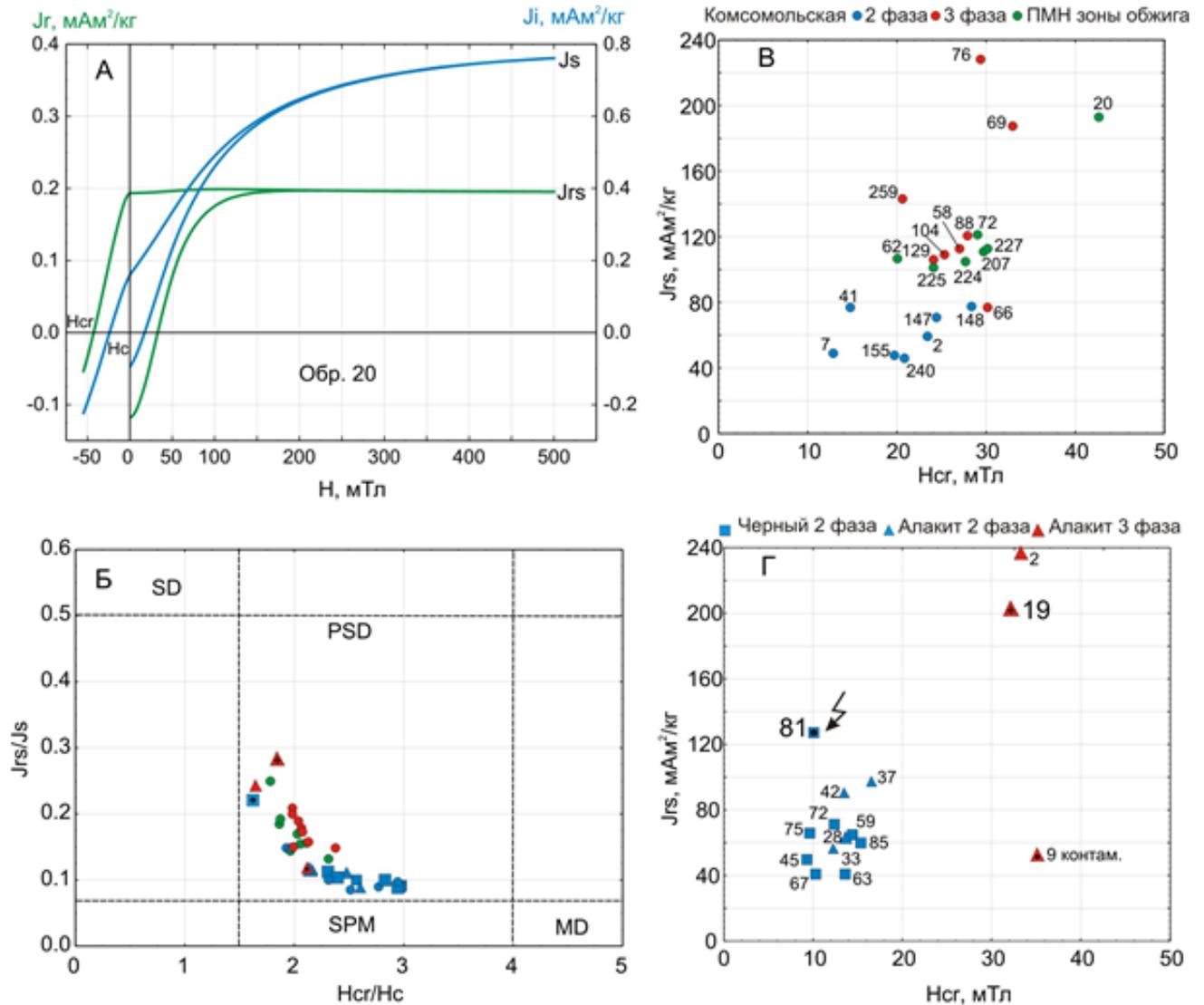


Рисунок 3.7 - Магнито-структурный анализ долеритов [Киргуев и др., 2019; 2020]. А – магнитный гистерезис долеритов месторождения Комсомольская (пояснения см. в тексте). Б – диаграмма Дея. В и Г – графики зависимости гистерезисных параметров разнофазных траппов, перекрывающих кимберлитовую трубку Комсомольская (В) и участков Алаakit и Черный (Г). Цифры – номера штучков. Гистерезисные параметры: коэрцитивная сила (H_c), коэрцитивная сила ЕОН (H_{cr} / H'_c по [Храмов и др. 1982]), намагниченность насыщения (J_s) и намагниченность насыщения ЕОН (J_{rs}). Доменная структура частиц: однодоменная (SD), псевдооднодоменная (PSD), мульти(мно)доменная (MD) и суперпарамагнитная (SPM).

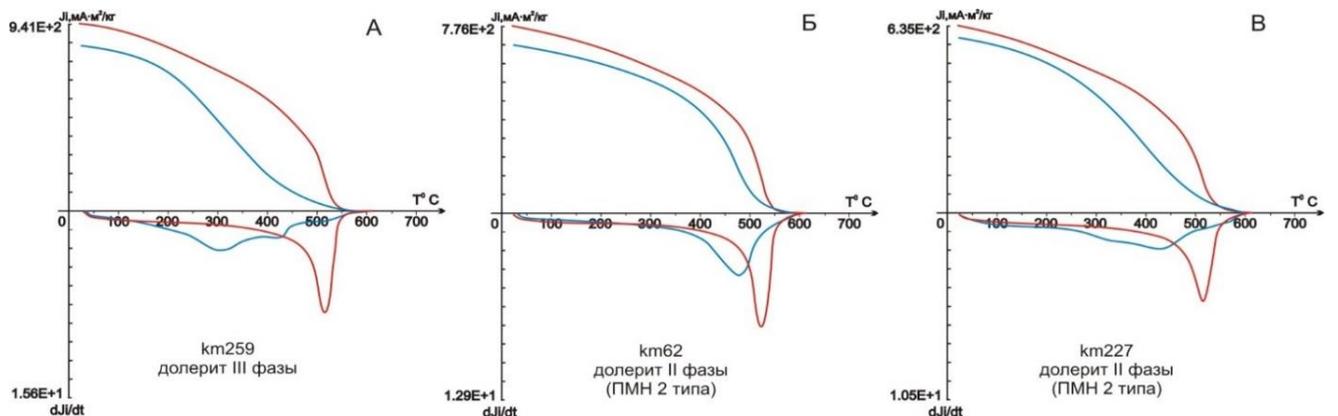


Рисунок 3.8 - Термомагнитограммы ДТМА долеритов месторождения Комсомольская.

В зависимости от состояния зерен титаномагнетита (состава, наличия или отсутствия структур распада, степени окисленности и т.п.) все полученные термомагнитограммы $J_s(T)$ были разделены на четыре группы:

1. Образцы со структурами спинодального распада титаномагнетитов;
2. Образцы, содержащие неизмененный, или слабо измененный, титаномагнетит;
3. Образцы, содержащие гетерофазноокисленный титаномагнетит;
4. Образцы, содержащие титаномаггемиты, т.е. гомофазноокисленный титаномагнетит.

По первым трем группам можно сделать выводы о скорости кристаллизации титаномагнетитов [Патнис, Макконел, 1983]. Образцы, отнесенные к четвертой группе, претерпели вторичные изменения, вероятно, в результате выветривания [Мишенин, 2002]. Поскольку полученные характеристики по ТК базитов зависят от многообразия условий эволюции титаномагнетитов, то связать их с конкретными фазами внедрения установить достоверно не представляется возможным (Рисунок 3.8).

3.3. Палеомагнитные исследования

Палеомагнитный метод является одним из основных для доказательства возраста векторов ЕОН. Несмотря на то, что метод давно известен [Храмов и др., 1982] базиты ЯАП стали изучаться на современном уровне только с начала века [Кравчинский и др., 2000 ф; Kravchinsky et al., 2002; Konstantinov et al., 2014]. В настоящее время палеомагнитные исследования (ПМИ) проведены по всем обнажениям (см. таблицу 2.1).

Палеомагнитные исследования базитов **оленок-велинггинского комплекса** показали, что векторы характеристической ЕОН в большинстве случаев намагничены положительно (Рисунок 3.9, Приложение 2). Отрицательные J_n траппов установлены только в зонах перемагничивания (эндоконтактах) со стороны долеритов кузьмовского комплекса (см. рисунок 2.12 Б).

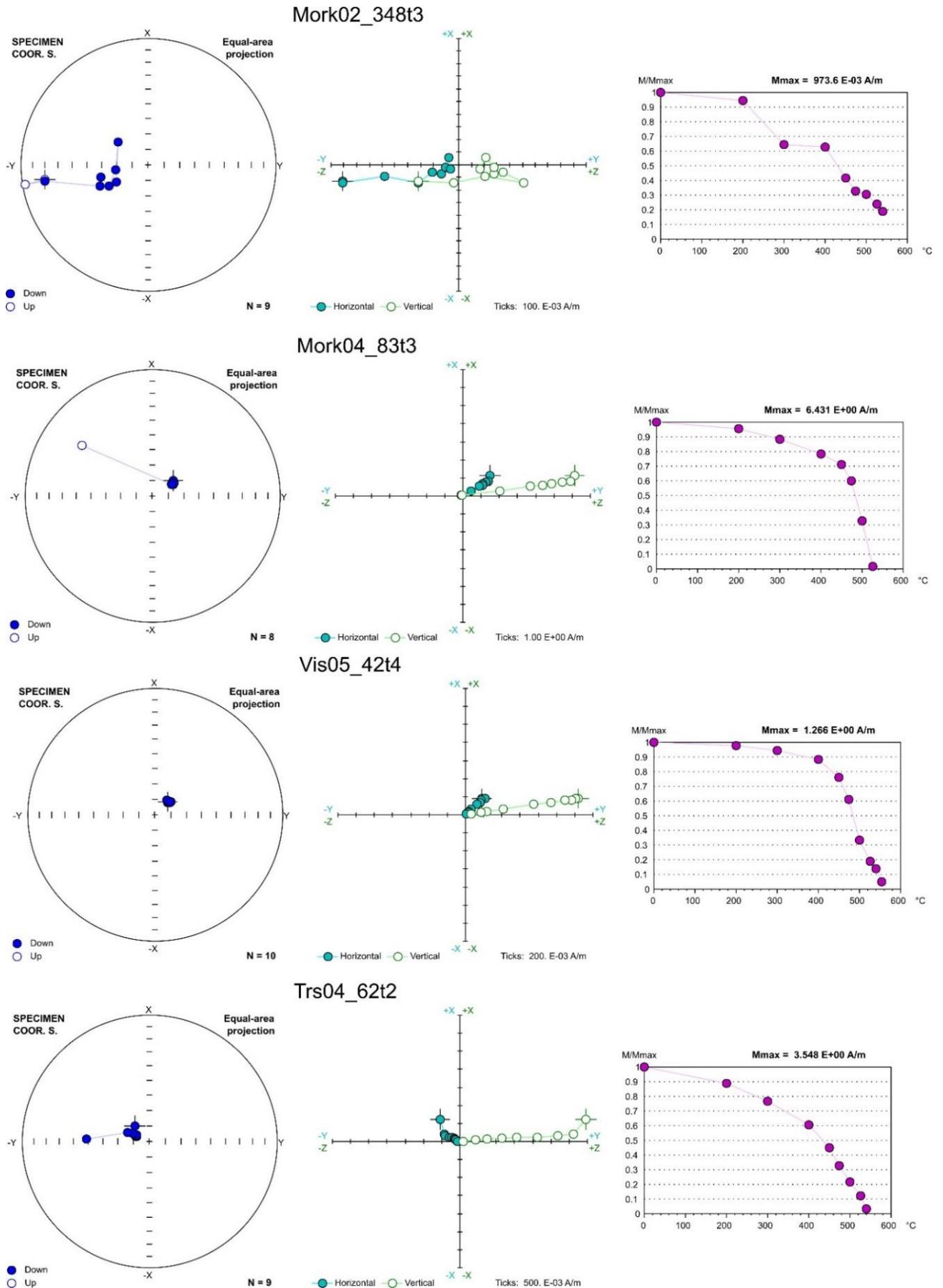


Рисунок 3.9 - Размагничивание долеритов оленек-велингингского комплекса [Киргуев и др., 2019; 2020]. Стереодиаграмма: синие (белые) кружочки – проекция векторов J_n на положительную (отрицательную) полусферу. Диаграмма Зийдервельда: закрашенные (полые) кружочки – проекции вектора J_n на горизонтальную (вертикальную) плоскости. Цифры – величина

физического воздействия (переменное магнитное поле или температура), разрушающая исходную намагниченность NRM (ЕОН) образца.

Согласно тесту обжига, в обнажение 22 (р. Моркока) явно выражена метахронная природа отрицательных J_n [Иванов и др., 2005 ф]. Подобные картины наблюдались и на других маршрутах: Моркока в обнажении 61 (долериты), Трасса в обнажении 4 (долериты), Высотный в обнажении 3 (долериты, $Q=15,7$), 11 (микродолериты) и 15 (долериты). Таким образом, по результатам петромагнитных и палеомагнитных исследований, нет оснований утверждать, что в траппах оленек-велингнинского комплекса присутствуют отрицательные J_n первичной природы. Внедрение траппов оленек-велингнинского комплекса происходило в период существования прямой (N) полярности магнитного поля Земли.

В изученных обнажениях траппов **катангского комплекса** так же не установлены отрицательные J_n первичной природы (Рисунок 3.10). Обратная намагниченность траппов катангского комплекса обязана своему появлению за счет обжига со стороны долеритов кузьмовского комплекса, что убедительно доказывается на изученных долеритах из карьера Комсомольском (см. рисунок 2.12 Ж) [Константинов, Гладков, 2009]. В эндоконтакте долериты (Рисунок 3.11 В) имеют ту же ориентировку, что и долериты кузьмовского комплекса (Рисунок 3.11 А), выше от границы характеристическая J_n^0 компонента постепенно выполаживается, а метахронная J_n^m уменьшается (Рисунок 3.11 В, Г), пока, наконец, не исчезнет и траппы приобретают устойчивые положительные значения векторов.

Метахронная намагниченность отрицательной полярности установлена и в туфах алакитской свиты (Рисунок 3.12) на достаточно высоких горизонтах (640-650 и 650-660 – соответственно, западного и северного съезда карьера тр. Комсомольская, см. рисунок 2.12 Ж).

Так образец km024t2 (обнажение 93-98) имеет положительную полярность характеристической ЕОН, а метахронная компонента проявлена в интервале температур 150-300 °С.

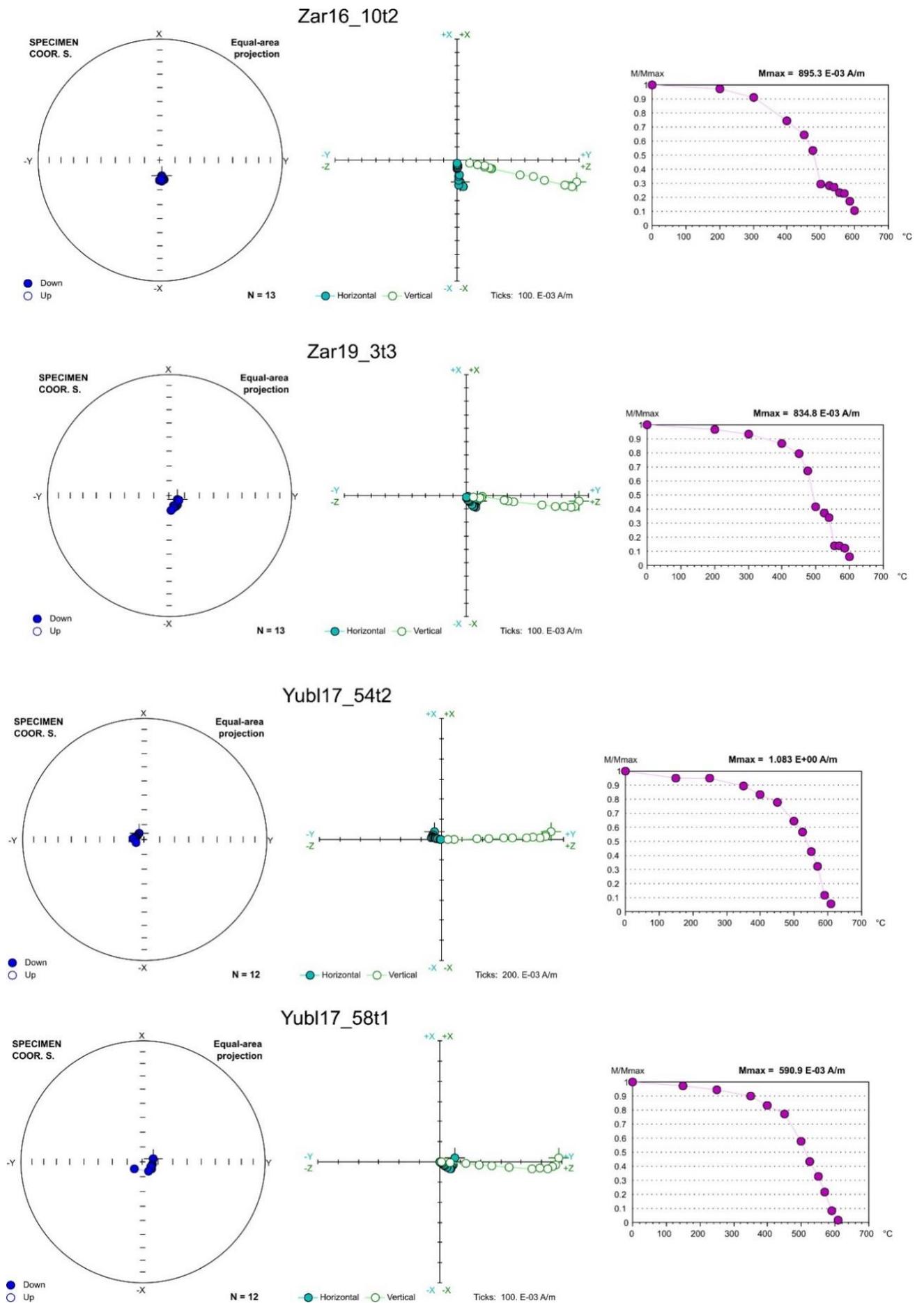


Рисунок 3.10 - Размагничивание долеритов катангского комплекса [Киргуев и др., 2019; 2020]. Пояснения см. на рисунке 3.9.

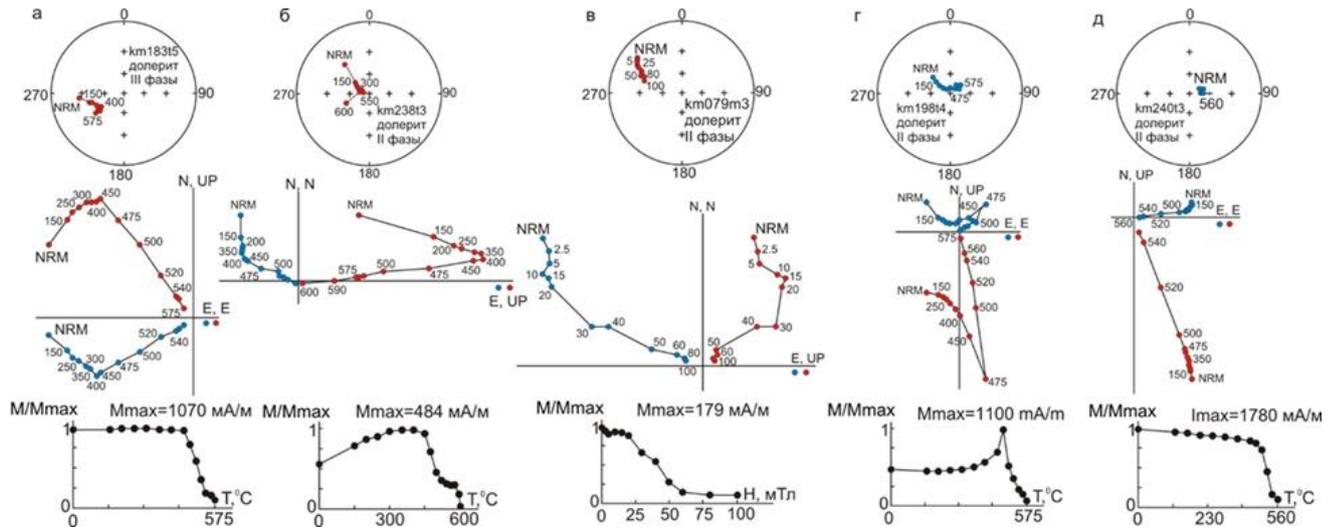


Рисунок 3.11 - Результаты лабораторных экспериментов по размагничиванию переменным магнитным полем и температурой долеритов из карьера кимберлитовой трубки Комсомольская [Киргуев и др., 2020] (см. рисунок 2.6, 2.12 Ж). Стереограмма: синие (красные) кружочки – проекция векторов J_n на положительную (отрицательную) полусферу. Диаграмма Зийдверельда: синие (красные) кружочки - проекции вектора I_n на горизонтальную (вертикальную) плоскости. Цифры – величина физического воздействия (переменное магнитное поле или температура), разрушающая исходную намагниченность NRM (ЕОН) образца.

А у образца km159m4 (обнажение 2, см. рисунок 2.12 Ж) установлена только характеристическая компонента обратной полярности. Этот образец отобран прямо над отрицательно намагниченным силлом кузьмовского комплекса. Именно благодаря ему над туфами, имеющими пониженную плотность и намагниченность, наблюдается положительная гравитационная и магнитная аномалии. В то же время над туфами из обнажения 4 (см. рисунок 2.12 Ж) подобные геофизические аномалии отсутствуют, поскольку силл кузьмовского комплекса под ними погружен в карбонатном цоколе. Поэтому в образце km167m2 характеристическая компонента положительная и, в отличие от двух рассмотренных выше образцов, имеет первичную природу.

По результатам лабораторных исследований Константинова К.М. [Константинов и др., 2014] сделан вывод об отсутствии эффектов перемагничивания современным магнитным полем (ПМН 1 типа), самообращения или «ложной» компоненты ЕОН, которые, по мнению Константинова К.М. и Гладкова А.С. [Константинов, Гладков, 2009] являются признаками перемагничивания базитов ранних фаз внедрения поздними.

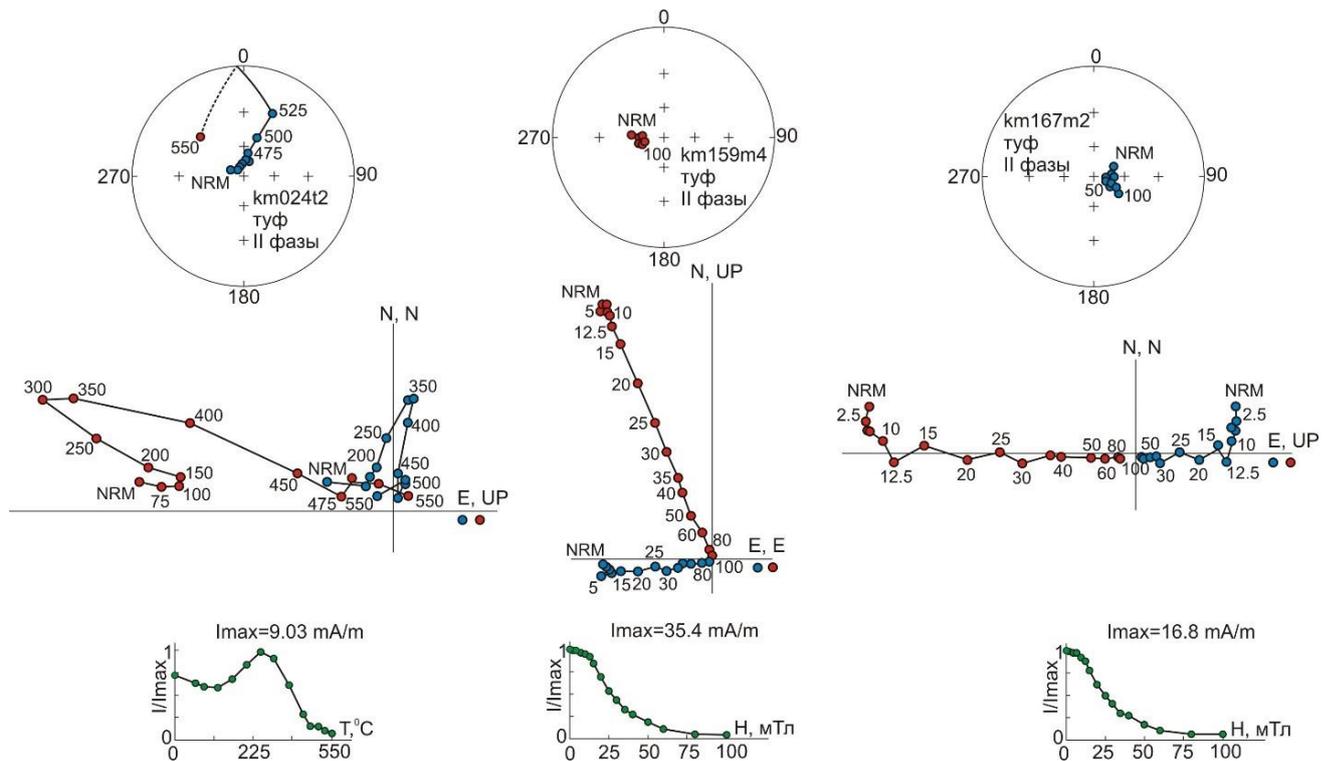


Рисунок 3.12 - Размагничивание туфов алакитской свиты катангского интрузивного комплекса [Киргуев и др., 2020] западного съезда горизонт 645 (см. рисунок 2.12 Ж) месторождения Комсомольская. Примеры размагничивания образцов туфов: образец km024t2 (обнажение 30) и образец km159m4 (обнажение 19) с метахронной компонентой ЕОН и образец km167m2 (обнажение 19). Пояснения см. на рисунке 3.11.

Полученные данные свидетельствуют о том, что долериты (обнажение 4 и 5 участка Микродолеритовый и карьера Комсомольский), перемагниченные трапами кузьмовского комплекса (Рисунок 3.3, Приложение 1) имеют более низкие значения J_n относительно долеритов, не испытавших процесс перемагничивания. К этому же типу принадлежат долериты обнажения 1 (участка Сытыканский). Природа и возраст характеристической J_n^0 обратно намагниченных долеритов из обнажения 1 участка Сытыканский не установлены! Если она первичная ($J_n^0 = J_n^s$), то в этом случае надо обосновывать модель ее образования. В настоящее время ясно одно, что положительный компонент намагниченности долеритов снимается температурой до 250 °С, что характерно для вязкой составляющей J_{nv} .

Наличие у долеритов ранних фаз внедрения ПМН 2 типа (зон обжига) (см. рисунок 3.11), анизотропии дайкового типа (см. рисунок 3.5 Б) в сочетании с отрицательными магнитными и положительными гравитационными аномалиями

(см. рисунок 2.12 Ж) может являться поисковым петрофизическим критерием присутствия на участке кимберлитового тела [Константинов, Гладков, 2009]. Такие эффекты связаны с подъемом обратно намагниченной 3 фазы базитов к поверхности и перемагничиванием выше лежащих силлов.

В целом для траппов катангского комплекса также, как и для оленек-велингнинского интрузивного комплекса характерны только J_n^0 прямой (N) полярности, но с более крутыми наклонениями $75 - 90^\circ$ и склонениями в первой четверти стереограммы $40 - 80^\circ$. Отрицательные J_n^0 первичной природы также не установлены (см. рисунок 3.11 Д).

Результаты размагничивания переменным магнитным полем и температурой показали, что внедрение траппов **кузьмовского комплекса** происходило в эпоху обратной (R) полярности магнитного поля Земли (Рисунок 3.13). Практически у большинства из них проявлена вязкая компонента ЕОН (ПМН 1 типа). Положительные векторы характеристической ЕОН в долеритах кузьмовского комплекса фазы встречаются редко благодаря эффекту самообращения намагниченности титаномагнетитов [Нагата, 1965; Печерский и др., 1975]. Например, среди всех изученных образцов в Алакитском силле, который по данным аналитических исследований относится к третьей фазе (см. рисунок 1.5 А, Рисунок 3.7 Г), только образец 19 имеет положительную полярность.

В ходе размагничивания переменным магнитным полем дубликат образца А1019m3 сохранил исходную полярность (Рисунок 3.14). В тоже время, благодаря терморазмагничиванию в конце эксперимента (в интервале температур $540 - 575^\circ\text{C}$) у другого дубликата образца А1019t1 полярность вектора изменилась на прямо противоположную. Долериты с такими эффектами относятся к ПМН 3 типа и встречаются в районе достаточно редко.

В настоящее время базиты пермотриаса Тунгусской синеклизы являются наиболее изученными в палеомагнитном отношении объектами. По ним поучен средний палеомагнитный полюс, соответствующий положению Сибирской платформы около 250 млн. лет.

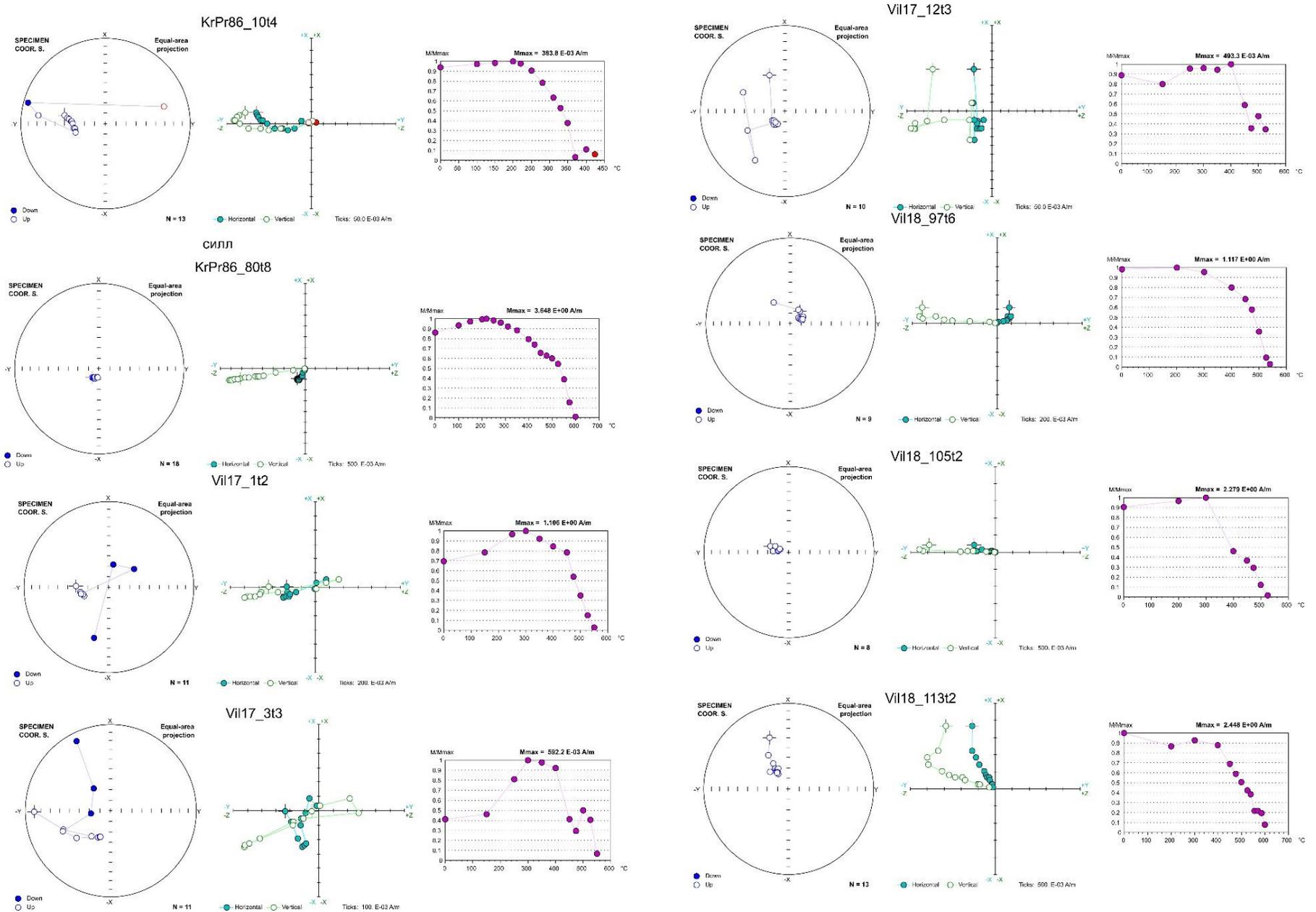


Рисунок 3.13 - Размагничивание долеритов кузьмовского комплекса [Киргуев и др., 2019; 2020]. Пояснения см. на рисунке 3.9.

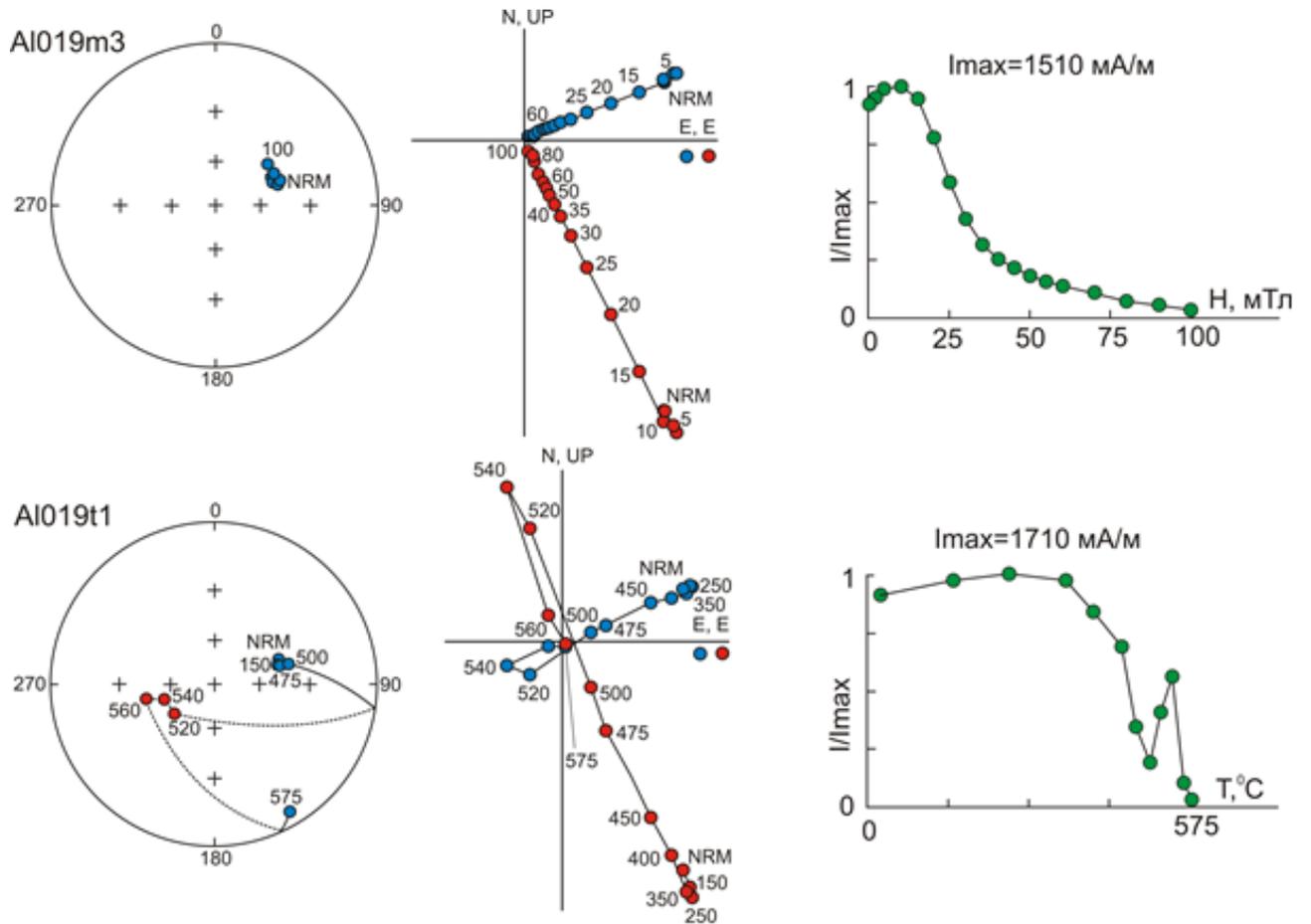


Рисунок 3.14 - Размагничивание долеритов кузьмовского комплекса, Алакитский силл [Киргуев и др., 2020]. Пояснения см. на рисунке 3.10.

Палеомагнетизму базитов посвящены многочисленные исследования [Gurevitch et al., 1995; 2004; Метелкин, Брагин, 2000; Павлов и др., 2001; Kravchinsky et al., 2002; Torsvik, Andersen, 2002; Lyons et al., 2002; Казанский, 2002; Veselovsky et al., 2003; Heunemann et al., 2004; Pavlov et al., 2007; Константинов и др., 2012; Веселовский и др., 2012; Konstantinov et al., 2014]. На основе новых данных по разным фазам базитов, проведена попытка уточнить поведение магнитного поля Земли на временной границе поздней перми – раннего триаса. Поскольку каждая фаза базитов в отдельности формировалась за счет внедрения некоторого количества даечных тел (наименьшее количество у первой фазы – 17 сайтов), то в этом случае можно считать вековые вариации осредненными. С учетом, что в течение их становления произошла как минимум одна инверсия магнитного поля, то временной интервал мог составить 1 млн. лет. Тогда виртуальные геомагнитные полюсы (Приложение 2) логично объединить в палеомагнитные полюсы (Таблица 3.1). Рассчитанный по ним сводный полюс

достаточно хорошо согласуется со средним полюсом по Сибири [Pavlov et al., 2007]. В то же время координаты палеомагнитных полюсов по фазам отличаются (Рисунок 3.15 А). Следовательно, если по каждой фазе вариации усреднены, то такой разброс полюсов может быть связан с тектономагматической активизацией, которая предопределила либо неустойчивость (нестабильность) магнитного поля Земли, либо резкие перемещения Сибирской платформы (Рисунок 3.15 Б) на момент становления базитов Тунгусской синеклизы.

Таблица 3.1 - Палеомагнитные направления и полюсы пермо-триасовых траппов разных фаз внедрения восточного фланга Тунгусской синеклизы

№	Фазы	N	Dcp°	Icp°	k, ед.	α_{95}°	Φ°	Λ°	dp/dm°	fm°
1	$\gamma\beta P_2$	17	42	80	14,1	9,9	74	166	18,2/19,0	71
2	$\beta_0-\gamma\beta P_2-T_1$	61	98	83	49,7	2,6	61	141	5,0/5,1	76
3	$\gamma\beta T_1$	59	277	-71	21,3	4,1	46	166	6,2/7,1	55
4	СВОДНЫЙ	3	82,6	79,1	86,7	13,3	60,5	158	24,0/25,3	69
5	ST1*	9					50,8	149,6	9,4/9,4	
6	NSP4**	8					57,2	151.1	4.0/4.0	

* - [Kravchinsky et al., 2002] данные включены в настоящие исследования, ** - [Pavlov et al., 2007].

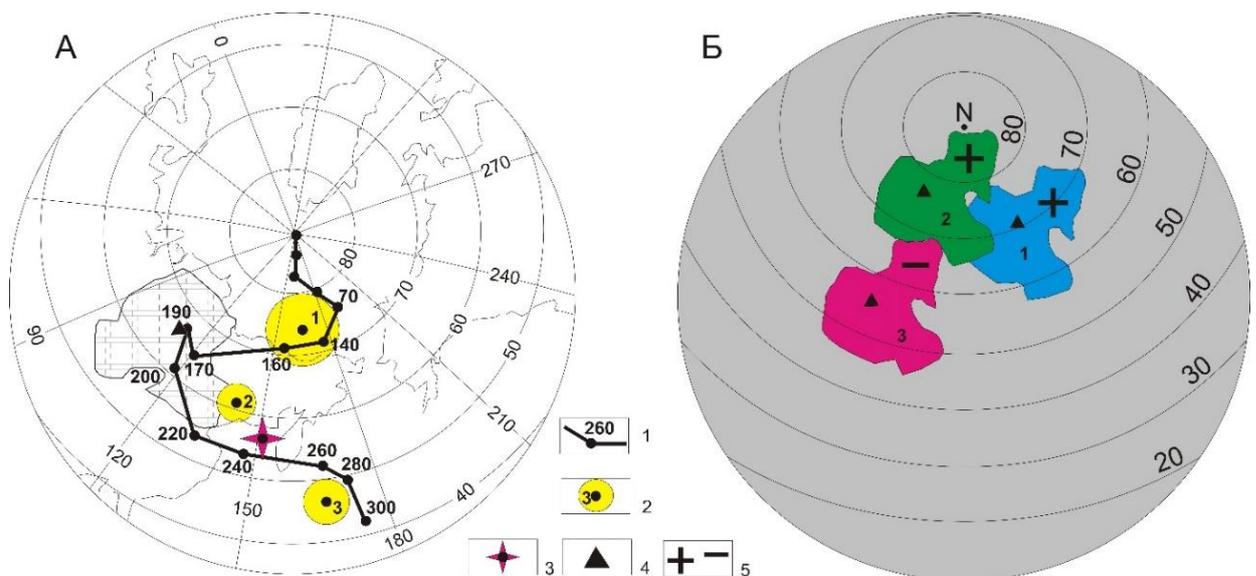


Рисунок 3.15 - Интерпретация палеомагнитных данных границы пермо-триаса Восточной Сибири. А) палеомагнитные полюсы; Б) палинспастические реконструкции. Условные обозначения: 1 – мезо-кайнозойский интервал ТКМП Сибирской платформы (цифры - возраст в млн. лет) [Van der Voo, 1993]; 2 - палеомагнитные полюсы с овалом доверия, соответствующие трем комплексам (1 - оленек-велинггинский, 2 - катангский, 3 – кузьмовский); 3 - средний

палеомагнитный полюс пермо-триаса [Pavlov et al., 2007]; 4 – район работ; 5 – полярность (прямая «+» и обратная «-») магнитного поля Земли.

В результате работ, каждая изученная субфаций базитов получила свой спектр магнитных параметров *in situ* (см. рисунки 3.2 - 3.4 и приложение 1), что может быть использовано для интерпретации данных гравимагниторазведки. Для каждого ПМТ установлены время формирования и природа векторов ЕОН (см. Рисунки 3.9 - 3.14), что целесообразно применять при картировании территории в пределах Верхневиллюйской серии листов.

При этом, однозначно установить зависимость между концентрацией, составом и структурой ферромагнетиков внутри каждой выделенной группы, используя результаты магнитно-минералогических анализов, невозможно. Данные ТМА имеют широкий спектр точек Кюри и по этой причине носят транзитный характер по отношению к различным ПМТ. Благоприятными количественными критериями доказательства природы ПМТ могут служить данные АМВ, ГП и компонентный состав ЕОН.

Палеомагнитные направления и полюсы, рассчитанные по фазам внедрения, целесообразно использовать при детальном изучении характера магнитного поля Земли на границе поздней перми – раннего триаса. Палинспастические реконструкции Сибирской платформы на момент их внедрения свидетельствуют либо о неустойчивости магнитного поля Земли, либо о резком перемещении Сибирской платформы на момент становления базитов Тунгусской синеклизы (Рисунок 3.15).

Вышеизложенное позволяет сформулировать второе защищаемое положение: **«Установлено, что формирование интрузивных (петромагнитных) базитовых комплексов восточного борта Тунгусской синеклизы сопровождалось сменой полярности магнитного поля Земли с прямой (при формировании оленёк-велинггинского и катангского комплексов) на обратную (при становлении кузьмовского комплекса), что необходимо учитывать при геолого-геофизических и прогнозно-поисковых построениях в Западной Якутии».**

Глава 4. Петромагнитная легенда базитов

Разработка ПМЛ базитового магматизма Тунгусской синеклизы имеет важное значение для решения широкого ряда научных и прикладных геологических задач - например, формирования ФГМ с целью интерпретации геофизических полей территорий IV и V алмазопоисковых геотипов, геофизическом районировании территории с целью составления петромагнитных и геологических карт и оконтуривания участков благоприятных для постановки магниторазведки как основного метода выделения аномалий трубчатого типа и т. п. [Саврасов, 1969; Эринчек и др., 1972ф; 1973ф; Ивлиев и др., 1976; Миков, 1977 ф; Миков и др., 1986; Эринчек и др., 1991; Мишенин, 2002].

4.1. Формирование схемы

Естественно, что по объективным причинам (главным образом отсутствие естественных коренных обнажений) нам не удалось изучить все многообразие базитов восточного борта Тунгусской синеклизы. В общей сложности вся совокупность полученных данных (Приложение 1) была объединена в 34 ПМТ (Таблица 4.1) [Киргуев и др., 2019; 2020]. Достаточно представительную информацию удалось получить по долеритовой субфации всех трех фаз базитов. Особенно важные данные получены по их контаминатам и эндоконтактовым зонам, необходимые для установления природы намагниченности. Менее изучены жерловая и туфовая фации. Тем не менее даже на их основе была составлена Схема «Петромагнитные таксоны базитов верхнеалакитской вулкано-интрузивной ассоциации», в которой строкам соответствуют петромагнитные комплексы (фазы), а столбцам – фации и субфации. В зависимости от фазы и фациальной принадлежности, каждому ПМТ были присвоено конкретное «условное обозначение». Например, номер OV1D обозначает, что ПМТ относится к долеритовой субфации оленек-велингнинского интрузивного комплекса первой подфазы; KT2MD - относится к катангскому интрузивному комплексу второй подфазы жерловой (микродолеритовой) субфации; KT2ZT - ПМТ относится к катангскому интрузивному комплексу второй подфазы и представляет зону обжига (ПМН 2 типа) и т. д. Ячейки серого цвета обозначают ПМТ, существование

которых в природе невозможно, незаполненные – ПМТ, данные по которым ожидается получить в перспективе (как предсказанные Д.И. Менделеевым трансурановые химические элементы).

Вынесенные на график J_n - α - Q фигуративные точки ПМТ образовали достаточно обособленные области распределения магнитных параметров (Таблица 4.2, Рисунок 4.1), которые целесообразно использовать для идентификации ПМТ базитов по результатам первичных измерений [Киргуев и др., 2018; 2019]. Базиты туфовой фации относятся к практически немагнитным образованиям: $\alpha < 50 \times 10^{-5}$ СИ, $J_n < 10 \times 10^{-3}$ А/м, $Q < 0,5$ ед.; жерловой – к слабомагнитным: $50 < \alpha < 100 \times 10^{-5}$ СИ, $J_n < 200 \times 10^{-3}$ А/м, $Q < 1,0$ ед. К магнитным, относятся базиты контаминатов и приконтактовой субфации, соответственно: $100 < \alpha < 500 \times 10^{-5}$ СИ, $100 < J_n < 500 \times 10^{-3}$ А/м, $1,2 < Q < 2,5$ ед.; $500 < \alpha < 1500 \times 10^{-5}$ СИ, $1000 < J_n < 2500 \times 10^{-3}$ А/м, $2,0 < Q < 4,0$ ед. Поскольку эти породы принадлежат к оленек-велингнинскому (1 фаза) и катангскому (2 фаза) интрузивным комплексам, то полярность векторов ЕОН будет положительная, за исключением зон обжига со стороны базитов кузьмовского (3 фаза) интрузивного комплекса.

Базиты долеритовой фации следует относить к сильномагнитным образованиям. Долериты 1 и 2 фаз внедрения, не испытавшие перемагничивание со стороны базитов 3 фазы, характеризуются прямой полярностью векторов ЕОН и параметрами, соответственно: $1500 < \alpha < 2500 \times 10^{-5}$ СИ, $2000 < J_n < 5000 \times 10^{-3}$ А/м, $3,0 < Q < 6,0$ ед.; $900 < \alpha < 2000 \cdot 10^{-5}$ СИ, $2300 < J_n < 6500 \times 10^{-3}$ А/м, $4,0 < Q < 10,0$ ед. У долеритов 2 фазы α несколько ниже, чем у долеритов 1 фазы, что коррелируется с объемной плотностью, которая зависит от процентного содержания магнитных минералов (титаномагнетиты).

Долериты зоны обжига (ПМН 2 типа) будут характеризоваться пониженными значениями $300 < J_n < 2000 \times 10^{-3}$ А/м и $0,5 < Q < 3,0$ ед., что является следствием сложения векторов ЕОН разной полярности.

Кроме того, у ПМН 2 типа будут наблюдаться: метахронная компонента ЕОН; повышенные, относительно неизмененных базитов, значения ГП; дайковый тип АМВ.

Таблица 4.1 - Петромагнитные таксоны базитов верхнеалакитской вулcano-интрузивной ассоциации

№ пп	Фация	Субфация	Петромагнитный комплекс									Стратифицированные образования (алакитская свита P ₂ -T _{1al})
			Оленек-велингдинский				Катангский			Кузьмовский		
			1	2	3	4	1	2	3	1	2	
1	Фация пластовых и секущих интрузий	Долеритовая	OV1D	OV2D	OV3D	OV4D	KT1D	KT2D	KT3D	KZ1D	KZ1D	
2		Габбро-долеритовая					KT1GD	KT2GD				
3		Гибридных пород - контаминатов (полная ассимиляция)						KT2K				
4		Приконтактная (контакт с нижнепалеозойским карбонатным комплексом)									KZ2PZ1	
5		Приконтактная (контакт с породами P-C)	OV1PC	OV2PC					KT2PC			KZ2PC
6		Приконтактная (контакт с туфами алакитской свиты)							KT2AL			
7		Экзоконтактная-1 (контакт с 2-ой фазой Оленёк-велингдинского комплекса)	OV1-2									
8		Экзоконтактная-2 (контакт с 3-ей фазой Кузьмовского комплекса)	OV1ZT					KT1ZT	KT2ZT			
9		Эндоконтактная (контакт с интрузией 1-ой фазы Оленёк-велингдинского комплекса)		OV2-1								
10		Экзоконтактная (контакт с микродолеритами жерловой фации)		OV2VF								
11		Эндоконтактная (контакт с 1-ой фазой оленёк-велингдинского комплекса)										KZ2F1
12		Эндоконтактная (контакт с 2-ой фазой оленёк-велингдинского комплекса)									KZ1F2	KT2T
13	Фация безкорневых вулканов (жерловая)	Микродолеритовая		OV2MD			KT1MD	KT2MD				
		Атакситовых микродолеритов						KT2AMD				
14		Атакситовых микродолеритов		OV2AMD				KT2AMD				
15	Туфовая	Туфовая, туффиговая										KT1T

Примечание. Серые площадки – ПМТ, существование которых в природе невозможно [Киргуев и др., 2019; 2020].

Таблица 4.2 - Пределы изменения петрофизических параметров базитов восточного борта Тунгусской синеклизы

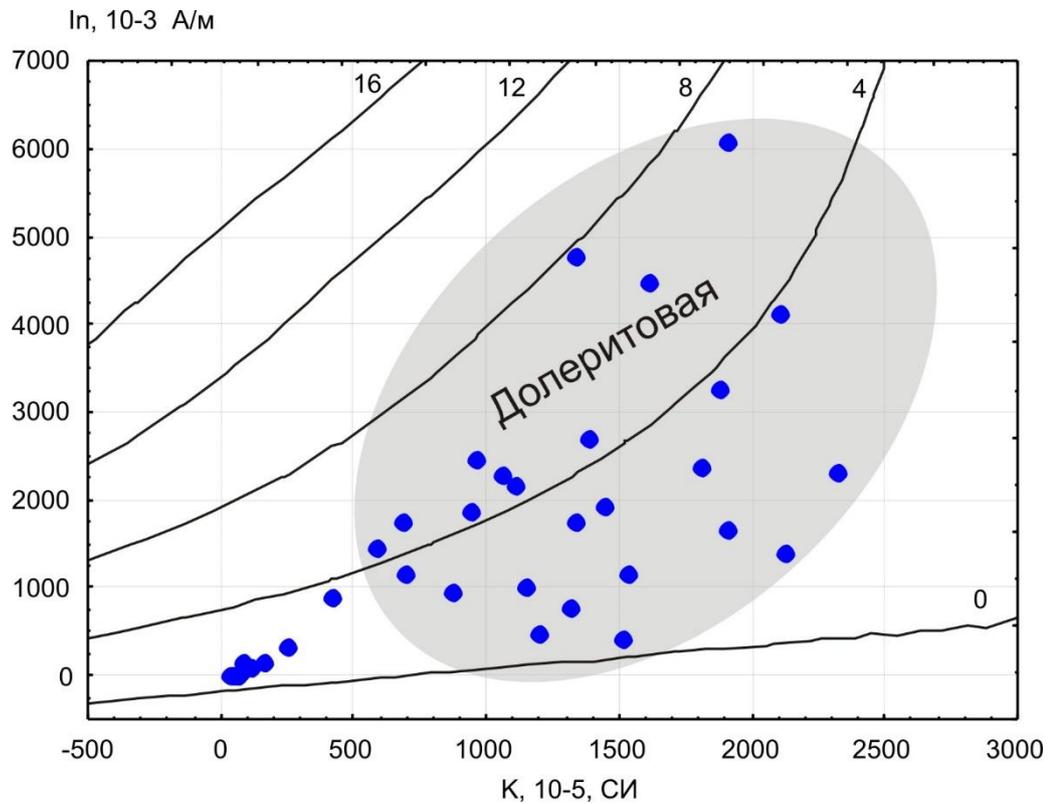
№ пп	Субфация	σ , кг/м ³		α , 10 ⁻⁵ СИ		J_n , 10 ⁻³ А/м		Q , ед.		Полярность
		от	до	от	до	от	до	от	до	
1	Туфофая	2000	2700		50		10		0,5	<i>N</i>
2	Жерловая	2700	2900	50	100		200		1,0	<i>N</i>
3	Контаминаты	2600	2900	100	500	100	500	1,2	2,5	<i>N</i>
4	Приконтактовая	2900	3000	500	1500	1000	2500	2,0	4,0	<i>N</i>
5	Долеритовая 1 фаза	2900	3000	1500	2500	2000	5000	3,0	6,0	<i>N</i>
6	Долеритовая 2 фаза	2850	3000	900	2000	2300	6500	4,0	10,0	<i>N</i>
7	Долеритовая ПМН 2 типа (зона обжига)	2850	3000	700	1600	300	2000	0,5	3,0	<i>N/R</i>
8	Долеритовая 3 фаза (ПМН 1 типа)	2900	3100	1500	2000	1000	2000	1,0	2,5	<i>N/R</i>
9	Долеритовая 3 фаза	2900	3100	1300	2300	2000	7000	2,5	9,5	<i>R</i>

Долериты 3 фазы характеризуются относительно повышенными значениями σ от 2900 до 3100 кг/м³ и $1500 < \alpha < 2000 \times 10^{-5}$ СИ и в то же время пониженными, $1000 < J_n < 2000 \times 10^{-3}$ А/м и $1,0 < Q < 2,5$ ед., что является следствием размагничивающего фактора со стороны геомагнитного поля. Между наклоном I вектора первичной ЕОН долеритов 3 фазы установлена прямая зависимость – чем выше фактор Q , тем больше угол (см. рисунок 1.1 Д). В зависимости от значения фактора Q , в них будет присутствовать вязкая компонента ЕОН. Поэтому долериты будут характеризоваться переменной полярностью векторов ЕОН и относиться к ПМН 1 типа [Константинов и др., 2012]. Для долеритов третьей фазы характерны повышенные значения гистерезисных параметров.

Использование полученных данных значительно повышает скорость обработки и надёжность интерпретации материалов при моделировании сложных геофизических полей на траппонасыщенных участках. Предполагается, что результаты исследований петрофизических свойств базитов востока и северо-востока Тунгусской синеклизы будут востребованы при практическом

применении в рамках геологоразведочных алмазопроисковых работ на территориях IV и V геотипов.

А



Б

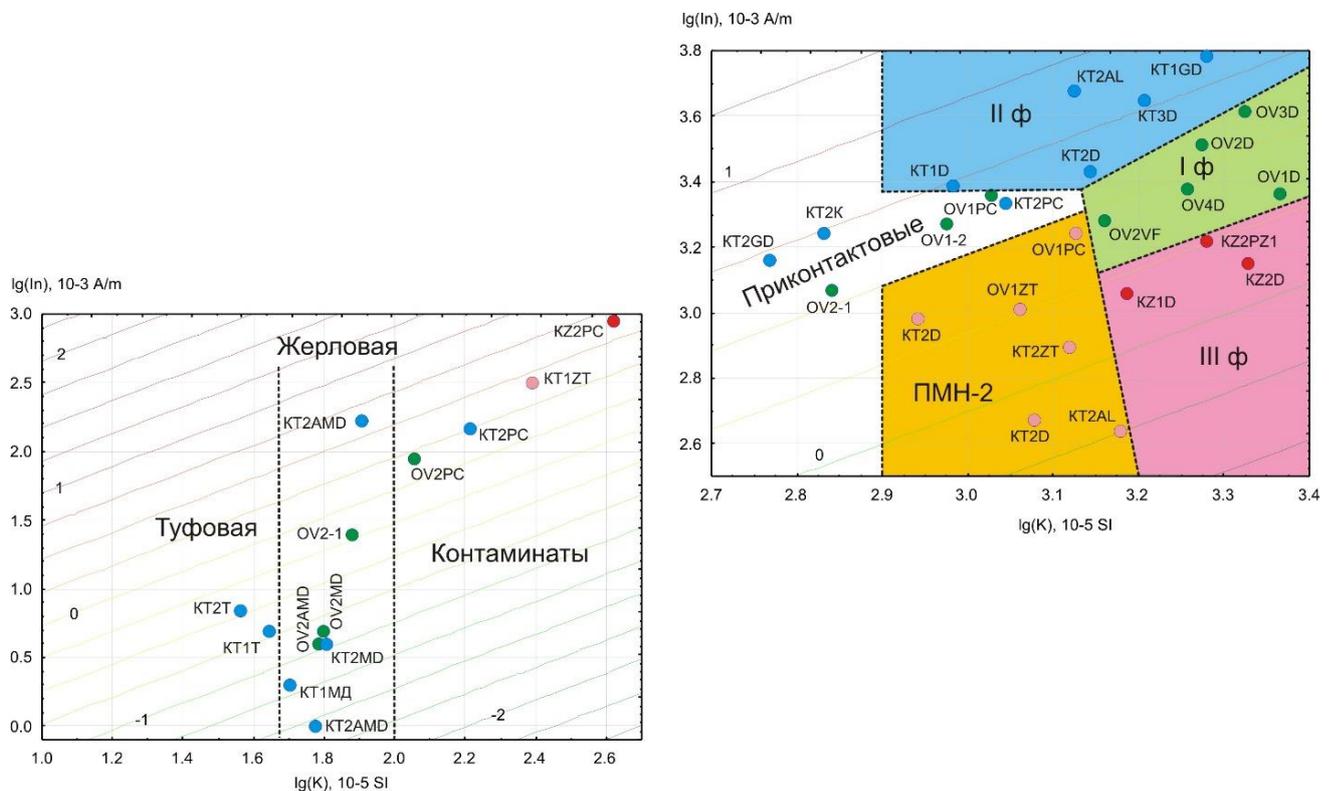


Рисунок 4.1 - Области распределения фигуративных точек ПМТ базитов восточного фланга Тунгусской синеклизы на графике $\ln(J_n) - \alpha - Q$: А – общее, Б – по фациям [Киргуев и др., 2020].

4.2. Примеры решения прикладных задач

Рассмотрим возможность применения полученных результатов для решения некоторых прикладных геологических задач с целью поисков кимберлитовых тел на территориях IV и V геотипов ЯАП.

4.2.1. Петромагнитное картирование и районирование территорий

Одной из важных задач физико-геологического моделирования в поисках коренных месторождений алмаза на территориях IV и V геотипов является разделение потенциальных полей на «полезный сигнал» - «помеха». Для метода «вычитания» [Магниторазведка, 1980] необходимо знать физические свойства базитов ВЧР и, в первую очередь, векторные параметры: J_n и J . С этой целью на петрофизические исследования поступили образцы керна структурно-картировочных скважин (см. рисунок 2.2), пробуренных на участках Структурный (скважина С-15) и Моркокинский (скважина 5777 и 8472).

Петрофизические исследования в пределах участка Структурный проводились по базитам из 18 скважин (Рисунок 4.2).

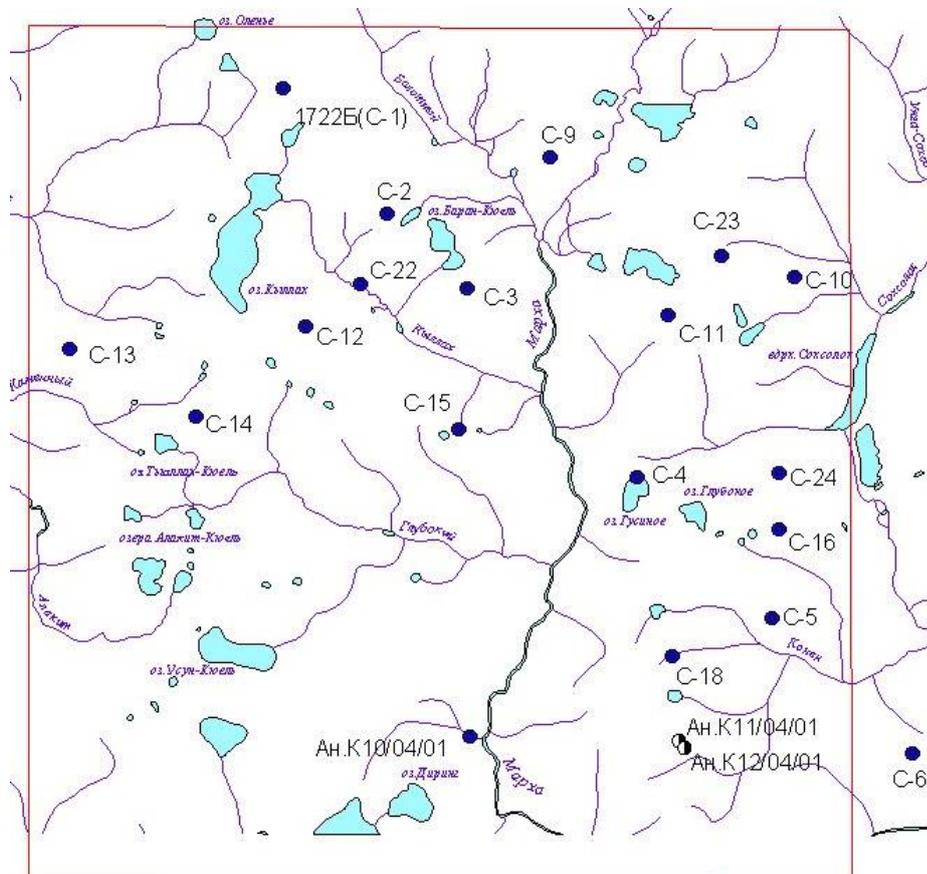


Рисунок 4.2 - Схема расположения структурно-картировочных скважин участка Структурный

Основная задача работ, помимо получения физических характеристик по керну, состояла в том, чтобы проследить развитие магматических комплексов на глубине. По образцам получены скалярные параметры (см. приложение 1), установлено, что в строении ВЧР участка Структурный принимают участие базиты катангского и кузьмовского магматических комплексов (Рисунок 4.3). Долериты катангского комплекса обладают α до 1300×10^{-5} СИ, J_n до 3500×10^{-3} А/м и фактором Q до 7,3 ед. Долериты кузьмовского комплекса имеют α до 2150×10^{-5} СИ, J_n от 1200 до 1800×10^{-3} А/м и фактор Q до 2,0 ед.

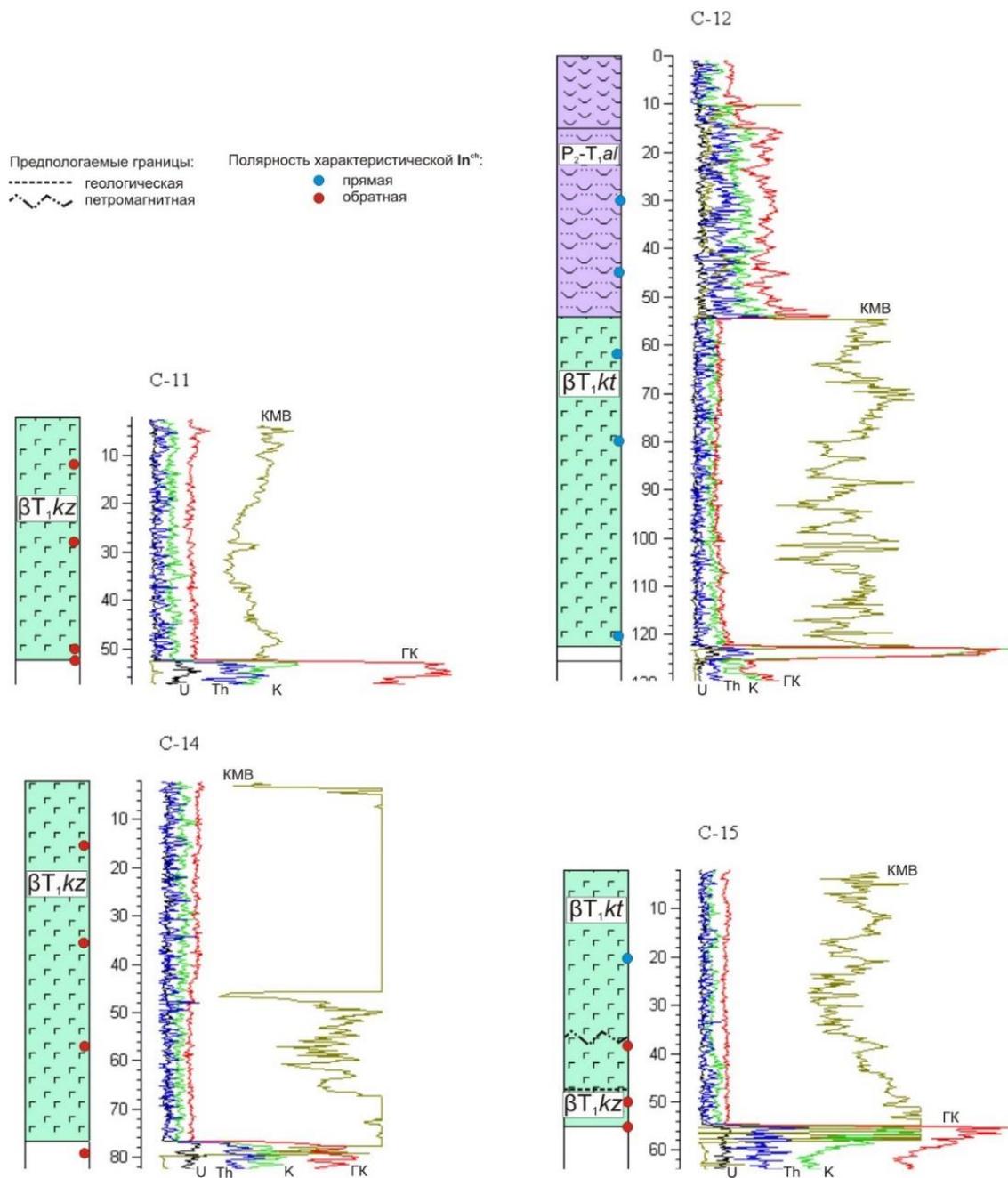


Рисунок 4.3 - Примеры реставрации полярности характеристической J_n^0 траппов из структурно-картировочных скважин по палеомагнитным данным (Структурный).

Между базитами катангского (ПМТ 1) и кузьмовского (ПМТ 3) магматических комплексов располагается ПМТ 2 мощностью около 10 м, который представляет ПМН 2 типа (зона обжига). Палеомагнитные исследования показали наличие вязкой компоненты J_{nv} противоположного знака в обратно намагниченных траппах. Однако характеристическая (предположительно первичная) обратная полярность уверенно фиксируется в долеритах из скважин № 11, №14 и №15 (на глубине 38 - 60 м).

Палеомагнитные данные были сопоставлены с данными каротажа скважин для установления границ между катангским и кузьмовским магматическими комплексами (Рисунок 4.3). В результате доказано, что обратно намагниченные траппы кузьмовского комплекса трассируются в субширотном направлении от участка Алакит до участка Быстрый (см. рисунок 2.2).

Траппы из *скв. 8472* участка Моркокинский, по результатам анализа абсолютных значений физических параметров (Приложение 3, Рисунок 4.4), распадаются на четыре ПМТ. Первая граница на графиках магнитной восприимчивости наблюдаются на глубине 75 м, где происходит резкий спад со средних значений 4100 на 2500×10^{-5} СИ (хорошо согласуется с данным ГИС). Вторая и третья границы между ПМТ устанавливаются на отметках 185 и 215 м и характеризуется возрастанием ЕОН более 1800×10^{-3} А/м (до 8500×10^{-3} А/м).

Установленные по результатам измерений границы между ПМТ хорошо иллюстрирует график изменений фактора Q с глубиной. На нем ПМТ выделяется более четко: на интервале от 0 до 70 м – $Q_{cp}=1,90$ ед., от 80 до 185 – $Q_{cp}=3,60$ ед. от 190 до 210 м – $Q_{cp}=5,60$ ед., от 220 до 240 м – $Q_{cp}=2,15$ ед. На графике наклона I наблюдаются резкие изменения (скачки) полярности векторов ЕОН, однако палеомагнитные исследования (экспресс-анализ) позволил установить для всех ПМТ долеритов *скв. 8472* первичную отрицательную полярность полярность векторов ЕОН.

Аналогичные операции проделаны по остальным 27 скважинам, пробуренным на Моркокинской площади, кроме того, дополнительно использованы данные по реперным обнажениям р. Моркока.

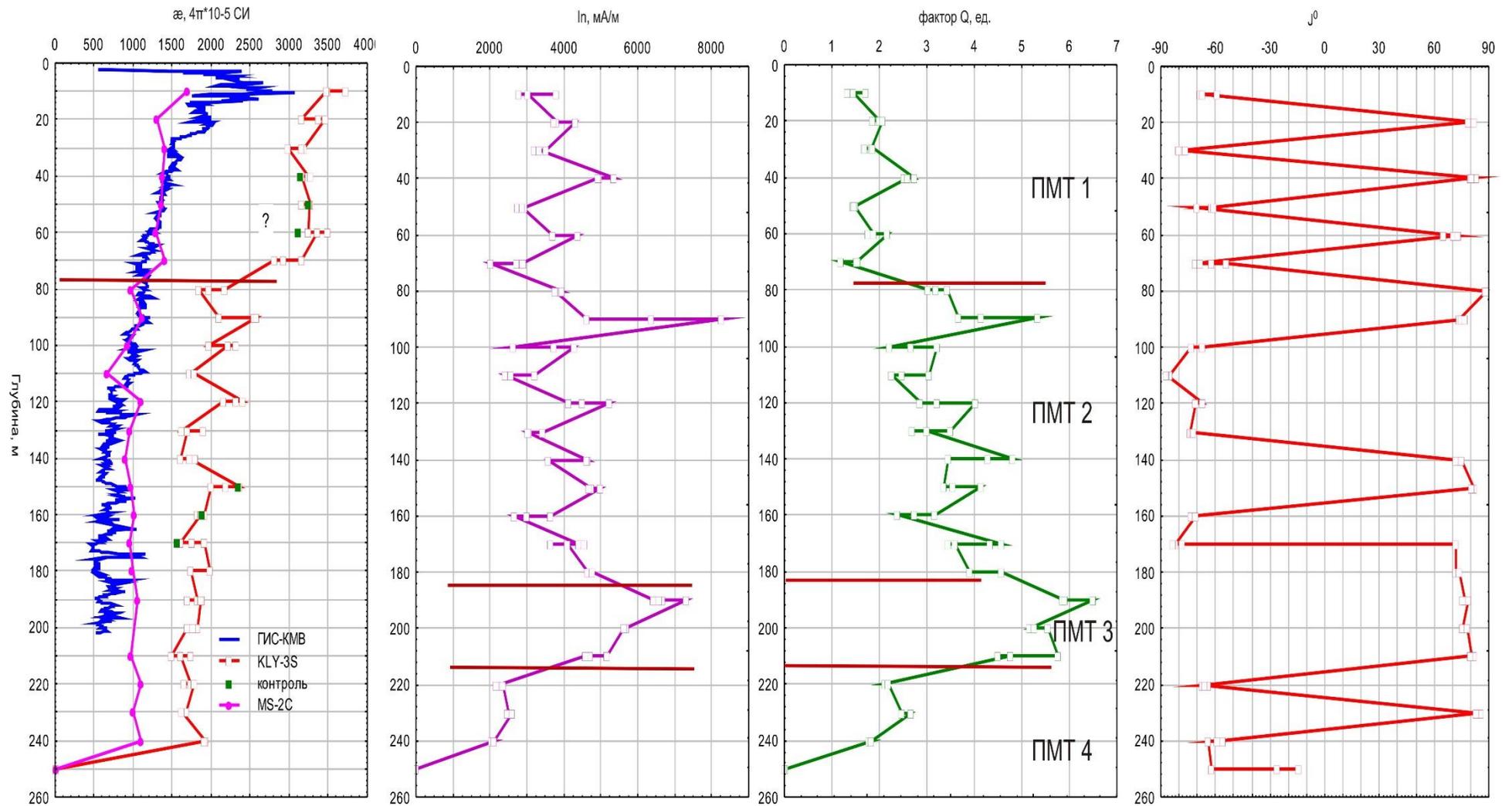


Рисунок 4.4 - Петромагнитный разрез скважины 8472

Результаты изучения *скв. 5777* приведены в Главе 2.5 (см. рисунки 2.22 и 2.23). В итоге проведенных петрофизических исследований установлено, что терригенно-осадочные породы пермо-карбона, по сравнению с траппами, характеризуются пониженной плотностью и относятся к практически немагнитным образованиям. При этом выборки по объемной плотности подчиняется нормальному, а магнитных параметров – логнормальному законам распределений. На этом основании в Таблице 4.3 приводятся средние и среднегеометрические значения со стандартными отклонением и множителем, соответственно.

Таблица 4.3 - Сводные статистические характеристики физ. св-в перекрывающих пород пермо-карбона

Параметры	Количество	Среднее	Минимум	Максимум	Станд. ошиб./множ.
Алевриты					
Плотность, кг/м ³	166	2100	1480	2280	130
Магн. воспр., 10 ⁻⁵ СИ	171	15	2	270	2,45
Аргиллиты					
Плотность, кг/м ³	58	2090	1,86	2,38	100
Магн. воспр., 10 ⁻⁵ СИ	60	17	5	300	1,26
Песчаники					
Плотность, кг/м ³	242	2050	1,71	2,84	160
Магн. воспр., 10 ⁻⁵ СИ	308	12	2	200	2,51

Также, построены петромагнитная карта (Рисунок 4.5 Б) и блок-схема (Рисунок 4.5 В) геологического строения главных ПСВК, которые могут быть использованы для интерпретации магнитного поля (Рисунок 4.5 А) Моркокинской площади при алмазопроисконовых работах геофизическими методами.

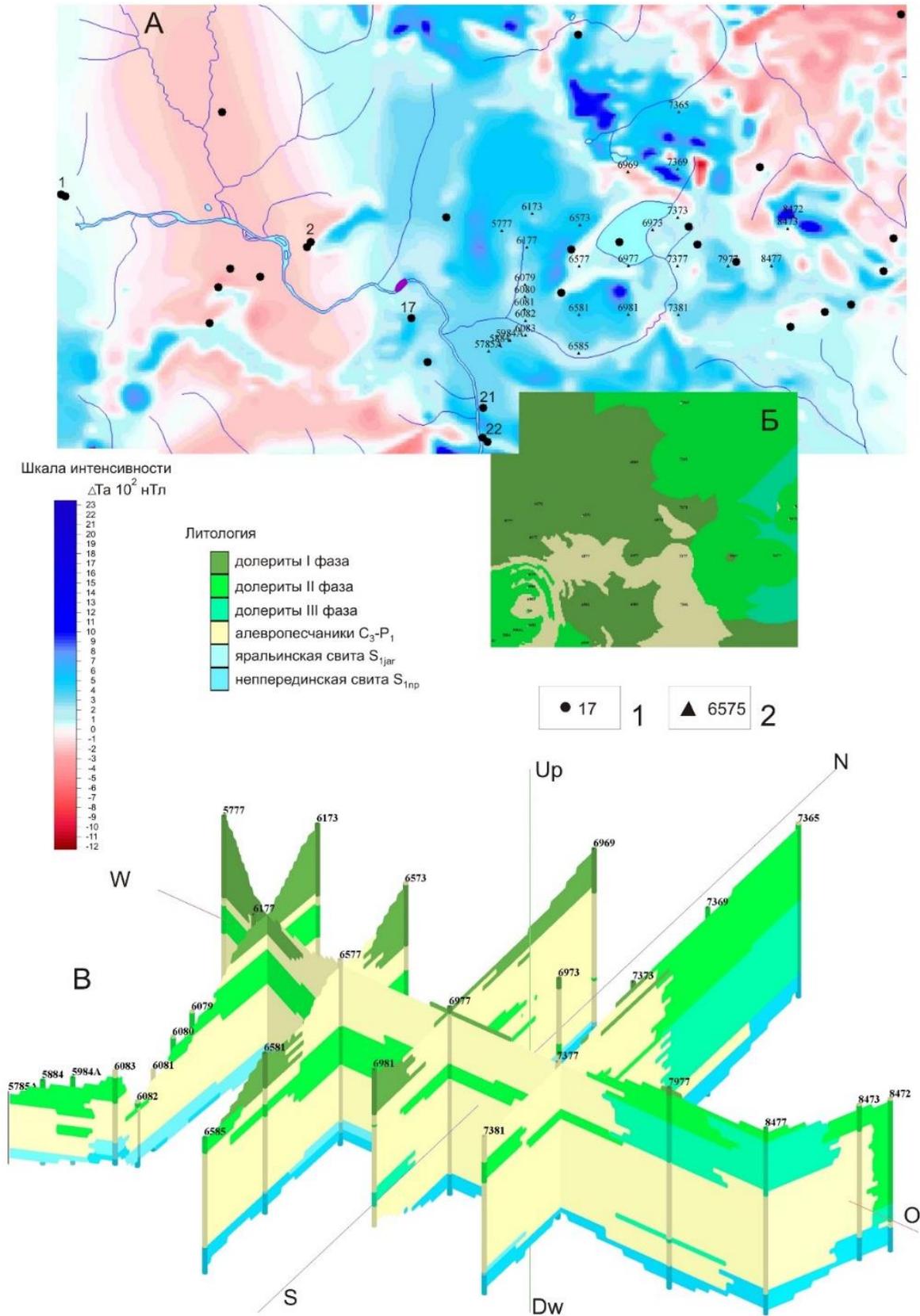
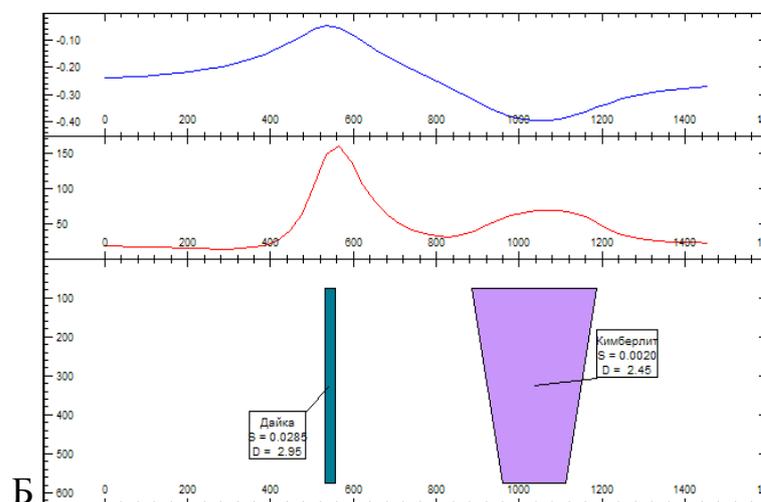
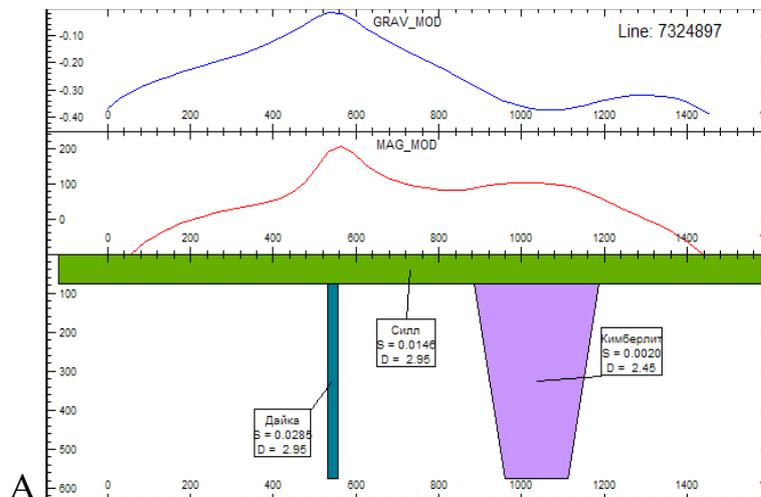


Рисунок 4.5 - Строение ВЧР Моркокинской площади. А - аномальное магнитное поле ΔT_a , Б/В – петромагнитная карта/блок-схема развития пород главных СВК. 1 – отбор образцов из обнажений (с цифрами – реперные) на ПФИ; 2 - опорные скважины [Киргуев и др., 2020].

4.2.2. Решение задач физико-геологического моделирования

Целостную структуру признаков отражения поискового объекта в физических полях невозможно получить без формирования и исследования ФГМ объекта поисков. Под ФГМ понимается совокупность данных о комплексе геологических и пр. характеристик, аппроксимирующих изучаемый объект, вмещающую его среду и порождаемые ими физические поля [Барышев и др., 1980; Вахромеев, Давыденко, 1989].

Так построена ФГМ, характерная для Восточного участка (см. рисунок 2.10), где в основном развиты базиты Тунгусской и Вилюйской синеклиз (V геотип). Для расчета гравимагнитной аномалии от предполагаемого кимберлитового тела были использованы петрофизические данные (Приложение 1), согласно которым, Еркютейская дайка вилюйско-мархинского интрузивного комплекса будет «просвечивать» под перекрывающим ее силлом долеритов Кузьмовского комплекса (Рисунок 4.6).



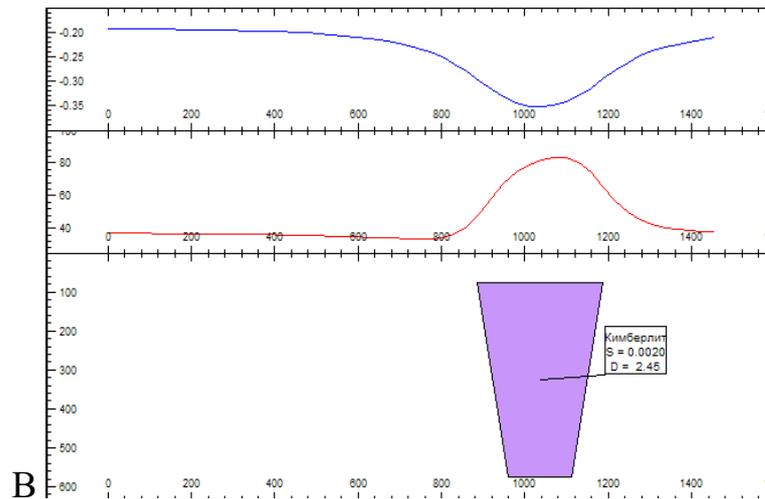


Рисунок 4.6 - Результаты 3Д-моделирования Еркютейской дайки (р. Ыгыатта) и предполагаемой кимберлитовой трубки (типа Ан. Т-54) в магнитном поле для площадей IV и V геотипов в программе ModelVisionPro. А, Б, В - ФГМ, демонстрирующие исключение грави-магнитных составляющих полей от объектов-помех.

Грави-магнитная аномалия от гипотетической трубки кимберлитов (прим. тр. Сюльдюкарская Ыгыаттинского поля) будет проявлена, но слабее.

Аналогичные ФГМ созданы и для известных месторождений Далдыно-Алакитского района, в условиях развития разнофазных пермотриасовых долеритов. На приведенных примерах показано успешное применение петрофизических данных (Приложение 4) по выделению аномалий трубчатого типа «методом исключения» аномалий помех из полигенных геофизических полей (Рисунок 4.7 – 4.9) [Магниторазведка, 1980].

Трубка Айхал прорывает породы нижнего силура и перекрыта силлом долеритов второй фазы с небольшими линзами туфов и тонкими прослоями терригенных пород пермо-карбона в основании экрана, общей мощностью до 30 м (Рисунки 2.4, 4.7 А). Трубка имеет сложное полихронное строение с участием ПК, АКБ, туффизитов и т. п. [Зинчук и др., 2002]. Средние геометрические значения кимберлитов: $J_n = 25 \times 10^{-3}$ А/м, $J = 100 \times 10^{-3}$ А/м, $\alpha = 135 \times 10^{-5}$ СИ и фактор $Q = 0.33$. Долериты, перекрывающие трубку Айхал, характеризуются $J_n = 2800 \times 10^{-3}$ А/м, $\alpha = 1130 \times 10^{-5}$ СИ и фактором $Q = 5.1$. Направления векторов J_n и J – крутые положительные. Трапповый силл полностью нивелирует аномалию от кимберлитовой трубки и, кроме того, создает гравитационную ступень, а в магнитном поле – краевой эффект. При вычете аномального эффекта траппов из

суммарного поля, над объектом поисков все же проявляется аномалия трубчатого типа слабой интенсивности [Константинов и др., 2012] (Рисунок 4.7 Б).

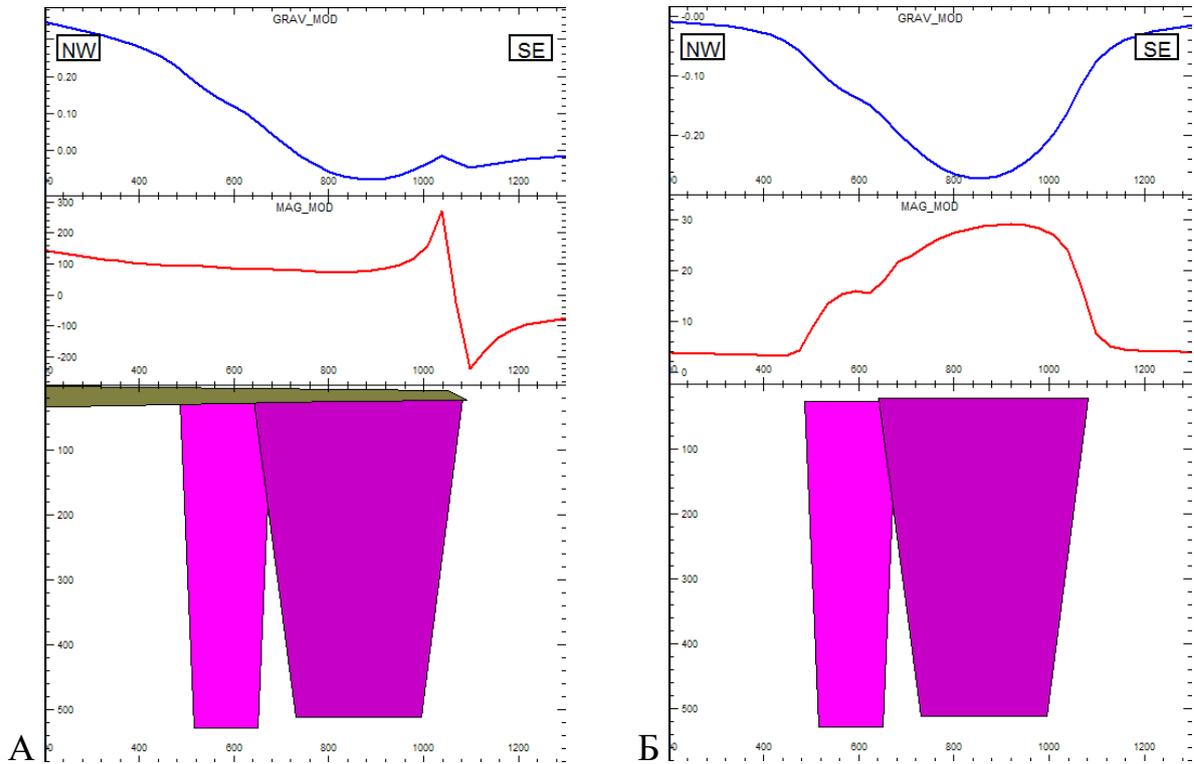


Рисунок 4.7 - ФГМ кимберлитовой трубки Айхал с перекрывающим экраном (А) и без (Б).

Наиболее благоприятными в поисковом отношении являются территории развития базитов кузьмовского интрузивного комплекса (3 фаза). В этом случае, благодаря суперпозиции векторов J_i и J_n , сильномагнитные траппы могут оказаться квазипрозрачными для обнаружения под ними относительно слабомагнитной кимберлитовой трубки (среднее наклонение $I_{ср}$ вектора J субгоризонтальное, Приложение 4).

Трубка Сытыканская состоит из двух самостоятельных тел, прорывающих терригенно-карбонатные образования кембрия, ордовика и нижнего силура и перекрытых трапповым силлом третьей фазы (Рисунки 2.8, 4.8 А). Мощность траппового силла над трубкой непостоянна и колеблется от 5 до 72 м, за контуром трубки мощность траппов резко возрастает, достигая 120 – 125 м [Зинчук и др., 2002]. Кимберлиты трубки Сытыканская по сравнению с тр. Юбилейная и Айхал обладают относительно повышенными значениями магнитных параметров. Перекрывающий ее силл долеритов характеризуется высокими средними

значениями $J_n=1050 \times 10^{-3}$ А/м, $\alpha=1240 \times 10^{-5}$ СИ и $Q=1.75$, однако он практически не экранирует аномалию от кимберлитовых тел. Поскольку для векторов J траппов третьей фазы среднее наклонение $I_{ср}$ составляет -10° (Приложение 4). Вектор эффективной намагниченности $J_{эф}$ в данном случае способен генерировать аномалию трубчатого типа над траппами. Аномалии от трубок выделяются при исключении трапповой компоненты [Константинов и др., 2012] (Рисунок 4.8 А, Б).

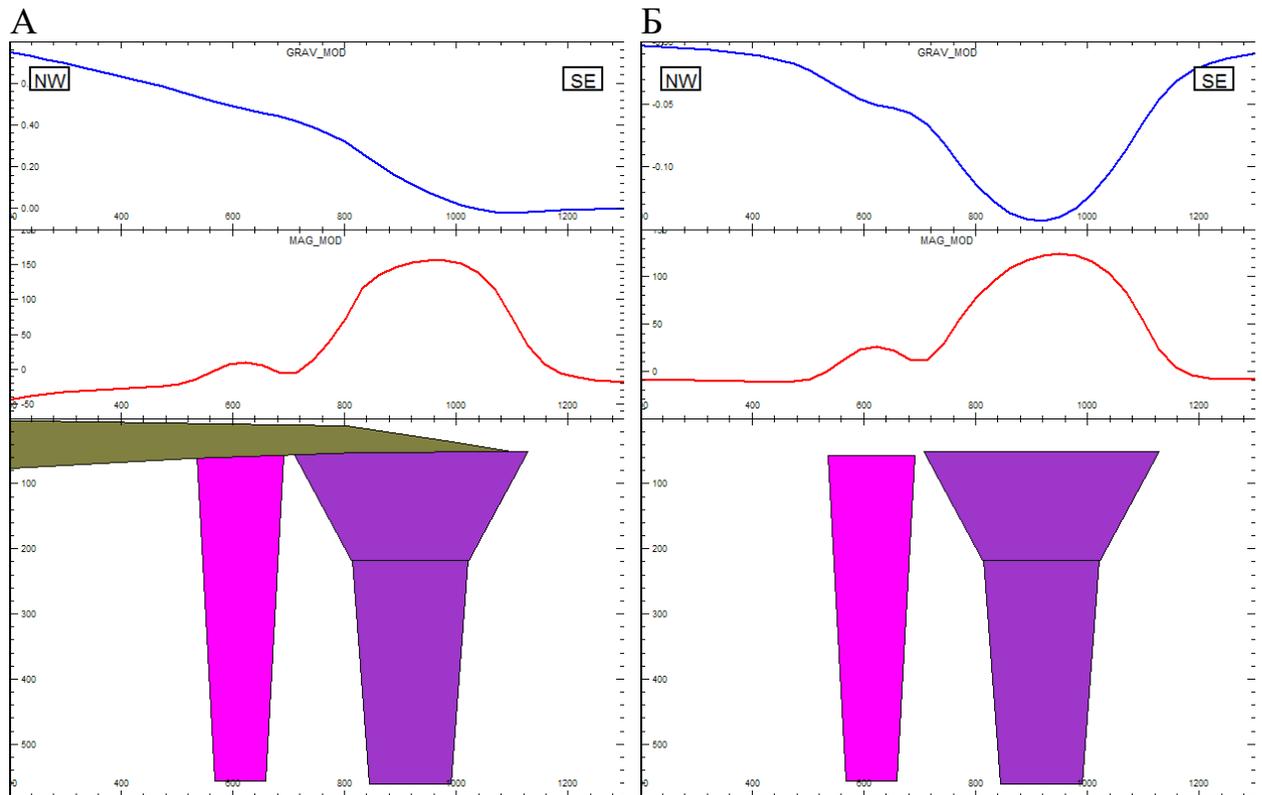


Рисунок 4.8 - ФГМ кимберлитовой трубки Сытыканская: А – разрез с перекрывающим экраном; Б – без траппового экрана.

Наиболее сложный случай возникает при наличии на исследуемой территории базитов двух фаз внедрения. Особенностью такой ФГМ является то, что при взаимодействии траппов поздней (третьей) фазы с траппами ранних (первой и второй) фаз, в эндоконтакте последних (подошва), образуются мощные (до нескольких метров) ПМН зон обжига с отрицательной намагниченностью векторов J_n [Константинов и др., 2004б; 2006; Константинов, Гладков, 2009]. Петромагнитные границы в траппах ранних фаз внедрения могут смещаться что необходимо учитывать при построении ФГМ ВЧР. При значительном уровне эрозионного среза траппов ранних фаз внедрения в магнитном поле могут проявляться аномалии трубчатого типа (аналог трубки Сытыканская). Поэтому,

игнорирование ПМН зон обжига как структурных элементов ФГМ может отрицательно сказаться на интерпретации данных и, как следствие – пропуска кимберлитовой трубки.

Трубка Комсомольская (Рисунки 2.6, 2.12 Ж, 4.9) прорывает карбонатные отложения силура и перекрывается маломощной (до 3 м) пачкой терригенных отложений карбона и траппами 2-3 фаз, суммарной мощностью около 65 м. Трубка сложена двумя типами кимберлитов: дайкой ПК ранней и диатремой АКБ поздней фаз внедрения [Зинчук и др., 2002]. Векторы ЕОН у них практически не различаются. Долериты ($\gamma\beta P_2-T_1$) и туфы второй фазы (P_2-T_{1al}) бронируют терригенные породы, залегая на них субгоризонтально. Долериты третьей фазы ($\gamma\beta T_1$) образуют уступ при переходе из нижнего горизонта к подошве траппов второй фазы, срезая тем самым северо-западный блок диатремы с образованием кимберлитового отторженца.

На основе петрофизических параметров (Приложение 4) был сформирован каркас ФГМ трубки (Рисунок 4.9 А). Сложность определяется существенными вариациями значений физических параметров вследствие особого строения траппового силла третьей фазы, наличия линз туфов, ПМН зон обжига и кимберлитового отторженца. По этим причинам кимберлитовая трубка Комсомольская не выделяется в наблюдаемых грави-магнитных полях. Однако при вычитании из них трапповой составляющей, образуется контрастная аномалия трубчатого типа кимберлитовой природы (Рисунок 4.9 Б).

Выполненное физико-геологическое моделирование на примерах коренных месторождений алмазов Айхал, Комсомольская, Юбилейная и Сытыканская показало принципиальную возможность выделения грави-магнитных аномалий трубчатого типа на территории развития пород трапповой формации [Константинов и др., 2012]. Для этого, по петрофизическим параметрам прежде всего были выделены ПМТ базитов (Таблица 4.1) а также установлены пределы изменения магнитных параметров для фаций магматических комплексов (Таблица 4.2). Для снятия магнитных эффектов базитов рекомендуется получение спектра магнитных параметров, главным образом их суммарной намагниченности.

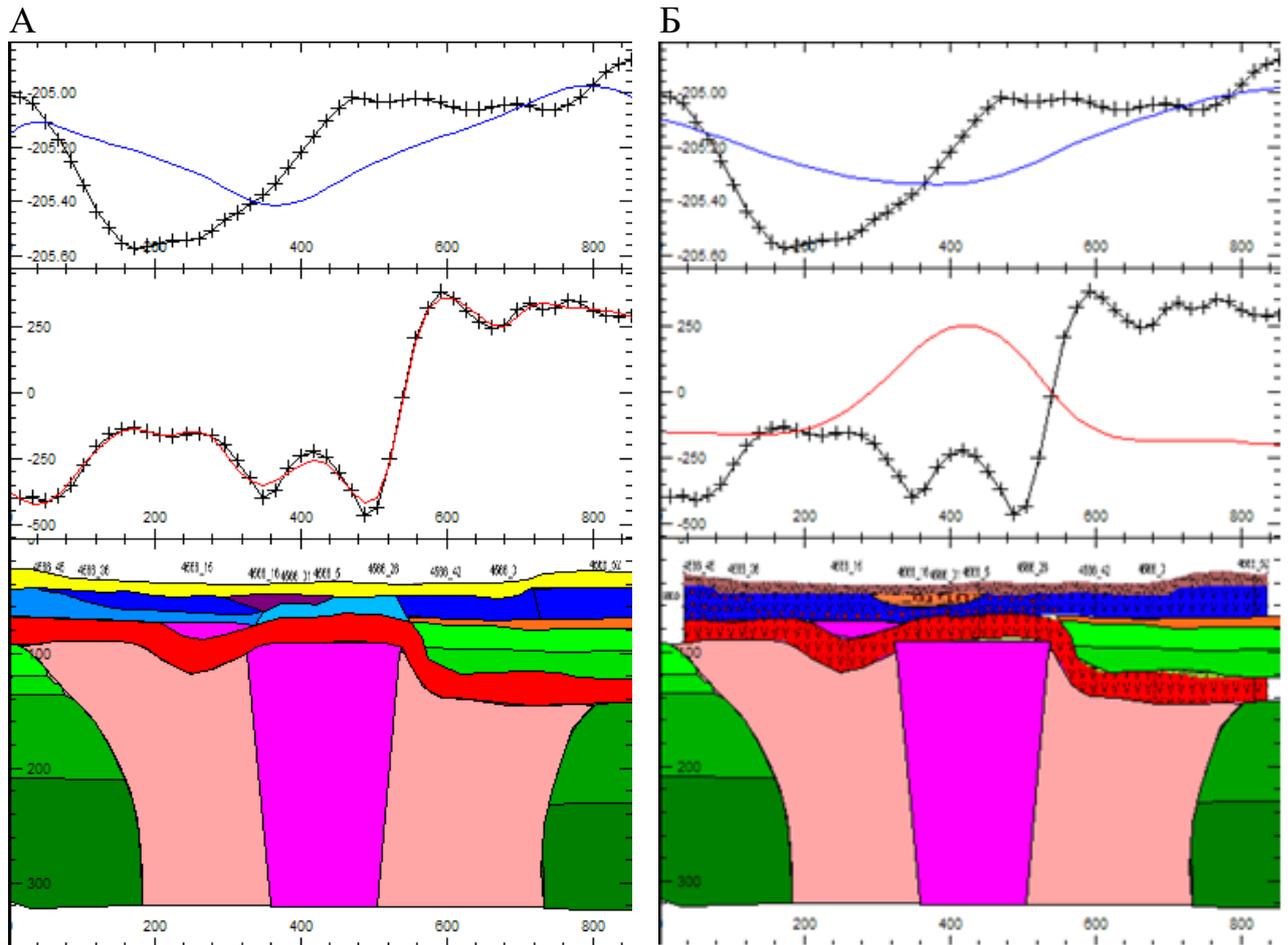


Рисунок 4.9 - ФГМ кимберлитовой трубки Комсомольская: А - разрез с перекрывающим экраном, Б – разрез и перспектива без траппов. Другие пояснения см. в приложении 4 и в тексте.

На основе вышеизложенного сформулировано третье защищаемое положение: **«Предложена петромагнитная легенда базитов восточного борта Тунгусской синеклизы, позволяющая надежно выделять магматические фазы и фации внедрения, повысить достоверность и однозначность интерпретации геофизических данных при прогнозировании и поисках коренных месторождений алмазов».**

Заключение

Проведенные исследования траппов восточного борта Тунгусской синеклизы Сибирской платформы завершают начатый еще в 60-х годах прошлого века этап работ по созданию ПМЛ с целью поисков алмазоносных кимберлитовых тел геолого-геофизическими методами. Для этого были проведены полевые геологические маршруты с отбором ориентированных образцов разнофазных базитов из естественных обнажений и горных выработок, расположенных на огромной площади более 100000 км². Собран банк данных для хранения результатов лабораторных петрофизических, магнито-минералогических и палеомагнитных анализов более 2200 образцов. Использован комплекс аналитических исследований, что повысило однозначность интерпретации полученных материалов. Поставлены эксперименты по восстановлению первичной полярности векторов ЕОН в керне структурно-поисковых скважин экспресс-методом. В ходе проведенных исследований решен вопрос о первичной полярности магматических комплексов верхнеалакитской вулcano-интрузивной ассоциации. Доказано, что первичная намагниченность оленёк-велингнинского и катангского интрузивных комплексов была положительной, а кузьмовского – отрицательной. Это снимет вопросы геологов съемщиков при картировании траппов. Разработана ПМЛ, позволяющая классифицировать базиты восточного борта Тунгусской синеклизы по значениям магнитных параметров на фазы и фации внедрения с достаточно высокой степенью вероятности. Она логично структурирована, легко читаема и понятна для геологов и геофизиков, чем предлагаемые ранее легенды. Показано, как с помощью ПМТ базитов можно более корректно формировать физико-геологические модели коренных месторождений алмазов на территориях четвертого-пятого геотипов, что положительно сказывается на их поисках геофизическими методами. Перспективы исследования заключаются в том, что предложенная таблица ПМЛ позволяет предполагать также существование и иных ПМТ, которые могут обнаружиться в ходе геологической съемки. Ее можно распространить и на другие территории Сибирской платформы.

Литература

Опубликованная:

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология, 2004, т. 12, с. 339–353.
2. Барышев А.С., Вахромеев Г.С., Житков А.Н., Ковалевич В.Б. Геофизические методы поисков железорудных месторождений на юге Восточной Сибири. М., Недра, 1980. 186 с.
3. Блох Ю.И., Доброхотова И.А., Овешников С.З., Ренард И.В. Поиски магнитных объектов под перекрывающими неоднородными магнитными породами с помощью метода незаземленной петли / Известия вузов. Геология и разведка. 1986. № 12. с. 65–70.
4. Боровиков В.П. STATISTICA: искусство анализа данных на компьютере. Для профессионалов. – СПб.: Питер, 2001. – 658 с.
5. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Изд-во Казанского университета, 1979. – 160 с.
6. Буров Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ. Изд-во Казанского госуниверситета, 1986. – 168 с.
7. Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н. Оценка объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика, 2000, т. 41, с. 1696–1705.
8. Вахромеев Г.С., Давыденко А.Ю. Комплексование геофизических методов и физико-геологические модели. ИПИ, Иркутск, 1989. – 88 с.
9. Вахромеев Г.С., Ерофеев Л.Я., Канайкин В.С., Номоконова Г.Г. Петрофизика: Учебник для вузов. – Томск: Изд-во Том. Ун-та, 1997. 462 с.
10. 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.

11. Веселовский Р.В., Петров П.Ю., Карпенко С.Ф., Костицын Ю.А., Павлов В.Э. Новые палеомагнитные и изотопные данные по позднепротерозойскому магматическому комплексу северного склона Анабарского поднятия // Доклады Академии наук. 2006. Т. 410. № 6. С. 775-780.

12. Веселовский Р.В., **Константинов К.М.**, Латышев А.В., Фетисова А.М. Палеомагнетизм субвулканических траппов севера Сибирской платформы – некоторые геологические и методические следствия. Физика Земли, 2012, № 9–10. – С. 74–87.

13. Винарский Я.С., Житков А.Н., Кравчинский А.Я. Автоматизированная система обработки палеомагнитных данных ОПАЛ. – Алгоритмы и программы. Вып. 10 (99) / ВНИИ экон. минер. сырья и геологоразвед. работ. – М., ВИЭМС, 1987. – 86 с.

14. Виленский А.М. Физико-химические условия глубинного и внутрикамерного петрогенезиса основных трапповых расплавов // Геология и геофизика, 1974, №3, с. 33-39.

15. Владимиров Б.М., Дауев Ю.М., Зубарев Б.М., Каминский Ф.В., Минорин В.Е., Прокопчук Б.И., Соболев Н.В., Соболев Е.В., Харьков А.Д., Черный Е.Д. Месторождения алмазов СССР, методика поисков и разведки. Геология месторождений алмазов СССР. В 2 кн. М., ЦНИГРИ, 1984.

16. Герник В.В. Магнитные методы в геологии. – СПб.: Недра, 1993. – 203 с.

17. Горев Н.И., Герасимчук А.В. Специализированные тектонические карты при прогнозировании коренных месторождений алмазов на Сибирской платформе: методика составления и анализа. Руды и металлы. 2017. №4. С. 25-41.

18. Государственная геологическая карта российской федерации масштаба 1:200000 Серия Верхневиллюйская (издание второе) Лист Q-49-XXI, XXII (Айхал). 2013. С. 50-55.

19. Давыденко А.Ю., Иванюшин Н.В., Иванюшина Е.Н., Подмогов Ю.Г. Расширение поисково-картировочных возможностей комплекса детальных гравимагнитных съемок на площадях развития траппов на основе компьютерного моделирования и анализа полей / Проблемы прогнозирования и поисков

месторождений алмазов на закрытых территориях. Материалы конференции, посвященной 40-летию ЯНИГП ЦНИГРИ АК «АЛРОСА», г. Мирный; 8–20 марта 2008 г. Якутск: изд-во ЯНЦ СО РАН, 2008. – С. 369–374.

20. Зинчук Н.Н., Бондаренко А.Т., Гарат М.Н. Петрофизика кимберлитов и вмещающих пород. М.: ООО «Недра-Бизнесцентр», 2002. – 695 с.

21. Иванов А.В. Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири) / Диссертация на соиск. уч. ст. доктора геол.-мин. наук. Иркутск, ИЗК. 2011. 382 с.

22. Ивлиев К.А., Камышева Г.Г., Эринчек Ю.М. Расчленение недифференцированных траппов пермотриаса по данным петромагнитных исследований и крупномасштабной аэромагнитной съемки в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле / Применение геофизических методов при поисках кимберлитовых тел в Якутской провинции. Якутск, 1976. С. 47–63.

23. Ивлиев К.А., Крючков А.И., Лелюх М.И., Макаров А.С., Никулин В.И., Серов В.П., Скрипин А.И. Базитовый магматизм Далдыно-Алакитского алмазоносного района (северо-восточный борт Тунгусской синеклизы) // Схемы базитового магматизма железорудных и алмазоносных районов Сибирской платформы. Иркутск, ИЗК СО АН СССР. 1987. С. 16–18.

24. Инструкция по магниторазведке (магнитные измерения в скважинах и шурфах, определение магнитных характеристик горных пород, палеомагнитные измерения, магнитные измерения при изучении ореолов рассеяния) / М-во геологии СССР. Л., Недра, 1983. 64 с.

25. Казанский А.Ю., Казанский Ю.П., Сараев С.В., Москвин В.И. Граница перми и триаса в вулканогенно-осадочном разрезе Западно - Сибирской плиты по палеомагнитным данным // Геология и геофизика, 2000. Т. 41. С. 327–339.

26. Казанский А.Ю. Эволюция структур западного обрамления Сибирской платформы по палеомагнитным данным / Автореф. дис. докт. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2002, 40 с.

27. Киргуев А.А. Принципы понятия и методы петромагнитной классификации базитов восточного борта Тунгусской синеклизы. В книге:

Молодежь и научно-технический прогресс в современном мире Сборник тезисов докладов IX Всероссийской научно-практической конференции студентов, аспирантов и молодых ученых. Мирный, 2018. С. 87-93.

28. Киргуев А.А., Константинов К.М. Петромагнитные таксоны как отражение эволюции базитового магматизма (на примере восточного борта Тунгусской синеклизы) / Эффективность геологоразведочных работ на алмазы: прогнозно-ресурсные, методические, инновационно-технологические пути ее повышения: Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ-НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО) – Мирный, 2018. С. 276-280.

29. Киргуев А.А., Константинов К.М., Васильева А.Е. Петромагнитная классификация базитов восточного борта Тунгусской синеклизы. В сборнике: Проблемы геокосмоса Санкт-Петербургский государственный университет; Ответственные редакторы: Н.Ю. Бобров, Н.В.Золотова, А.А. Костеров, Т.Б. Яновская. 2018. С. 113-118.

30. Киргуев А.А. «Основы петромагнитной легенды базитового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы» Сборник: «Наука и инновационные разработки - северу», 2019. С. 196-200.

31. Киргуев А.А., Константинов К.М., Васильева А.Е. «Петромагнитная легенда базитов восточного борта Тунгусской синеклизы». Природные ресурсы Арктики и Субарктики, Т.24, №1, 2019.

32. Киргуев А.А., Константинов К.М. Кузина Д.М., Макаров А.А., Васильева А.Е. «Петромагнитная классификация базитов восточного борта Тунгусской синеклизы». Геофизика, 2020. №3. С. 45-61.

33. Киренский Л.В. Магнетизм. М.: Издательство Академии Наук СССР. 1963 год. 144 с.

34. Киселев А.И., Ярмолук В.В., Егоров К.Н., Чернышов Р.А., Никифоров А.В. Среднепалеозойский базитовый магматизм северо-западной части Виллюйского рифта: состав, источники, геодинамика // Петрология. 2006. Т. 14, № 6. С. 626–648.

35. Киселев А.И., Ярмолюк В.В., Иванов А.В., Егоров К.Н. Пространственно-временные отношения среднепалеозойских базитов и алмазоносных кимберлитов на северо-западном плече Вилюйского рифта (Сибирский кратон). Геология и геофизика, 2014. Т. 55, № 2. С. 185–196.

36. Кокс К.Г., Белл Дж.Д., Панкхерст Р.Дж. Интерпретация изверженных горных пород. М.: Недра, 1982. - 414 с.

37. Константинов К.М., Сунцова С.П., Убинин С.Г., Мишенин С.Г., Томшин М.Д. Особенности взаимоотношения разнофазных пермотриасовых базитов на примере карьера трубки Комсомольская (Далдыно-Алакитский алмазоносный район) по петрофизическим, магнито-минералогическим, палеомагнитным и петрохимическим данным / Новые идеи в науках о Земле. Материалы VI международной конференции. Москва, 2003. С. 58.

38. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П. Распределение векторов естественной намагниченности пермотриасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района. Геофизика, 2004а. № 1. С. 49–53.

39. Константинов К.М., Иванюшин Н.В., Мишенин С.Г., Убинин С.Г., Сунцова С.П. Петрофизическая модель кимберлитовой трубки Комсомольская. Геофизика, 2004б. № 6. С. 50–53.

40. Константинов К.М. Современная намагниченность пермо-триасовых трапповых образований Далдыно-Алакитского района (Якутская алмазоносная провинция) / Тезисы к докладам «Академическая наука и ее роль в развитии производительных сил в северных регионах России». Архангельск, 2006.

41. Константинов К.М., Гладков А.С. Петромагнитные неоднородности зон обжига пермотриасовых траппов месторождения трубки Комсомольская (Якутская алмазоносная провинция). Доклады АН. Т. 427. № 2. 2009. – С. 245–252.

42. Константинов К.М., Новопашин А.В., Евстратов А.А., Константинов И.К. Физико-геологическое моделирование гравимагнитных полей коренных месторождений алмазов в условиях развития пермотриасовых траппов. Геофизика, 2012. № 6. – С. 64-72.

43. Константинов К.М., Томшин М.Д., Гладкочуб Д.П., Васильева А.Е. Палеомагнитные исследования раннемезозойских базитов р. Уджа (северо-восток Сибирской платформы) / Литосфера, 2012, № 3. С. 80–98.

44. Константинов К.М., Магнетизм кимберлитов и траппов зоны сочленения Вилюйской и Тунгусской синеклиз Сибирской платформы. / Иркутск, 2014. С. 252.

45. Константинов К.М., Мишенин С.Г., Томшин М.Д., Корнилова В.П., Ковальчук О.Е. Петромагнитные неоднородности пермотриасовых траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Западная Якутия) / Литосфера, 2014. № 2. С. 77–98.

46. Константинов К.М., Томшин М.Д., Константинов И.К., Яковлев А.А. Палеомагнетизм базитов юго-восточного фланка Вилюйского палеорифта. В сборнике: Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту) материалы научного совещания. 2016. С. 130-132.

47. Константинов К.М., Артёмова Е.В., Константинов И.К., Яковлев А.А., Киргуев А.А. Возможности метода анизотропии магнитной восприимчивости в решении геолого-геофизических задач поисков коренных месторождений алмазов. Геофизика, 2018а, № 1. – С. 67-77.

48. Константинов К.М., Забелин А.В., Зайцевский Ф.К., Константинов И.К., Киргуев А.А., Хороших М.С. Структура и функции петромагнитной базы данных «RSEARCH» Якутской кимберлитовой провинции / Геоинформатика, 2018б. С. 15-24.

49. Константинов К.М., Киргуев А.А., Хороших М.С. Петромагнитные неоднородности стресса: прикладное следствие Виллари-эффекта / Природные ресурсы Арктики и Субарктики, Т. 24, № 2, 2018в. – С. 29–38.

50. Константинов К.М., Яковлев А.А., Киргуев А.А., Хороших М.С., Макаров А.А. Роль петро и палеомагнитных исследований в разработке динамических физико-геологических моделей кимберлитово- и траппообразования Сибирской платформы. В сборнике: Геодинамическая эволюция литосферы

центрально-азиатского подвижного пояса. Материалы научного совещания. 2019. С. 126-128.

51. Костровицкий С.И., Специус З.В., Яковлев Д.А., Фон-дер-Флаасс Г.С., Суворова Л.Ф., Богущ И.Н. Атлас коренных месторождений алмаза Якутской кимберлитовой провинции. Отв. редактор ак. Н.П. Похиленко. – Мирный: типография ООО «МГП», 2015. – 480 с

52. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Мильштейн Е.Д., Поцелуев А.А. Базитовые вулканоструктуры алмазоносных районов восточного борта Тунгусской синеклизы. Министерство природных ресурсов и экологии РФ Федеральное Агентство по недропользованию ФГУП “Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского” (ВСЕГЕИ) и др.; Ответственный редактор Поцелуев А.А. Томск, 2013.

53. Коробков И.Г. Структурно-тектонические, литолого-фациальные и магматические факторы минерагенического районирования и локального прогноза алмазоносности на востоке Тунгусской синеклизы. Томск, 2015.

54. Кравчинский А.Я. Палеомагнетизм и палеогеографическая эволюция континентов. Новосибирск: Наука, 1979. – 264 с.

55. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Наука, 1972, с. 208

56. Лелюх М.И. Геологическое строение и особенности поисков и локального прогнозирования месторождений алмазов в закрытых районах северо-востока Тунгусской синеклизы (на примере Айхальского района). Канд. диссертация. Москва, 1988. – 307 с.

57. Логачев А.А., Захаров В.П. Магниторазведка. Л., Недра, 1979. 351 с.

58. Лурье М.Л., Полунина Л.А., Туранова Е.В. Принципы расчленения интрузивных траппов позднепалеозойской – раннемезозойской трапповой формации Сибирской платформы // Петрология и металлогения базитов. М., Наука. 1973.

59. Магниторазведка. Справочник геофизика. / Под ред. В.Е. Никитского, Ю.С. Глебовского. – М.: Недра, 1980. – 367 с.

60. Мальцев М.В., Толстов А.В. Перспективы выявления новых месторождений алмазов в Западной Якутии В сборнике: Геология и минерагения Северной Евразии. Материалы совещания, приуроченного к 60-летию Института геологии и геофизики СО АН СССР. 2017. С. 149-150.

61. Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // Записки Всесоюзного минералогического общества, 1983. Ч. 112. Вып. 4. С. 412–425.

62. Мащак М. С., Панкратов А. А., Пономаренко А. И. Дифференцированная интрузия Велингна /Геология и петрография траппов Сибирской платформы. М.: Наука, 1967

63. Метелкин Д.В., Брагин В.Ю. Мезозойско-кайнозойская внутриплитовая тектоника Южной Сибири по палеомагнитным данным // Новосибирск: Изд. СО РАН, 2000. Ч. II. С. 92–95.

64. Миков Б.Д., Парасотка Б.С., Романов Н.Н., Саврасов Д.И., Эринчек Ю.М., Никулин В.И. Методические рекомендации по крупномасштабным магнитным и гравиметрическим съемкам при поисках кимберлитовых тел в условиях развития траппов Западной Якутии. Новосибирск, СНИИГГиМС, 1986. 121 с.

65. Мишенин С.Г. Петромагнетизм трапповых пород северо-востока Тунгусской синеклизы. Дис. на соиск. ученой степени кандидата геол.-мин. наук. Казань, 2002. КГУ. – 192 с.

66. Мокшанцев К.Б., Еловских В.В., Ковальский В.В., Штех Г.И., Адамов С.Д., Брахфогель Ф.Ф., Голубева Т.В., Зимин Л.А. Структурный контроль проявлений кимберлитового магматизма на северо-востоке Сибирской платформы. Новосибирск. Наука, 1974.

67. Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К. и др. Тектоника Якутии. Новосибирск. Наука, 1975.

68. Нагата Т. Магнетизм горных пород. М.: Мир, 1965. 347 с.

69. Никулин В.И., Мишенин С.Г., Лелюх М.И. Методическое пособие по прогнозированию коренной алмазоносности. Том 2. Иркутск, 1998, 154 с.

70. Никулин В. И., Лелюх М. И., Фон-дер-Флаасс Г.С. Алмазопрогностика (методическое пособие). – Иркутск: 2002. – 320 с.
71. Олейников Б.В. Геохимическая типизация платформенных базитов // Геохимия и минералогия базитов и ультрабазитов Сибирской платформы. Якутск, ЯФ СО АН СССР, 1984. С. 4–21.
72. Павлов В.Э., Водовозов В.Ю., Лубнина Н.В. Новые палеомагнитные данные о траппах западной части Норильского района: была ли завершена консолидация Северо-Евразийской плиты к началу мезозоя? // Вестн. МГУ. Сер. 4, 2001. № 5. С. 16–21.
73. Патнис А., Макконел Дж. Основные черты поведения минералов. М.: Мир, 1983, 304 с.
74. Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга вторая. Техника и методика исследований / Под ред. А.А. Молчанова, Н.Б. Дортман. – М.: Недра, 1992. – 256 с.
75. Печерский Д.М., Багин В.Н., Бродская С.Ю., Шаронова З.В. Магнетизм и условия образования изверженных горных пород. М.: Наука, 1975. – 288 с.
76. Печерский Д.М. Петромагнетизм и палеомагнетизм. М.: Наука, 1985. – 128 с
77. Печерский Д.М., Диденко А.Н. Палеоазиатский океан: петромагнитная и палеомагнитная информация о его литосфере. М.: ОИФЗ РАН, 1995. 298 с.
78. Печерский Д.М., Соколов Д.Д. Палеомагнитология, петромагнитология и геология. Словарь-справочник для соседей по специальности. М. ИФЗ. 2010.
79. Саврасов Д.И. О применении палеомагнитного метода для оценки возраста кимберлитов и траппов / Геология алмазных месторождений. Якутск: ЯФ СО АН СССР. 1963. № 9. – С. 162–171.
80. Саврасов Д.И. Магнетизм кимберлитов Якутии / Автореф. канд. дис. Иркутск, ИЗК СО АН СССР, 1969. – 22 с.
81. Салихов Р.Ф., Салихова В.В., Иванюшин Н.В., Охлопков В.И. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000,

Верхневиллюйская серия (издание второе). Лист Q-49-XXI, XXII (Айхал). Объясн. записка. С.-Пб.: 2005. 284 с.

82. Сидарас С.А. Магнетизм вулканогенных образований Тунгусской синеклизы и его значение при геологических исследованиях. 1984. Ленинград. С. 157.

83. Сковородников И. Г. Геофизические исследования скважин. Изд. 3-е, перераб. и доп. - Екатеринбург: Институт испытаний, 2009. - 471 с.

84. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК «Наука/Интерпериодика», 2001. – 517 с.

85. Томшин М.Д., Округин А.В., Саввинов В.Т., Шахотько Л.И. Эбехаинский дайковый пояс трахидолеритов на севере Сибирской платформы / Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 9. – С. 1475–1483.

86. Томшин М.Д., Лелюх М.И., Мишенин С.Г., Сунцова С.П., Копылова А.Г., Убинин С.Г. Схема развития траппового магматизма восточного борта Тунгусской синеклизы / Отечественная геология, 2001. № 5 – С. 19–24.

87. Траппы Сибири и Декана: черты сходства и различия. Отв. Ред. Поляков Г.В. Новосибирск: Наука, 1991. – 216 с.

88. Трухин В.И. Введение в магнетизм горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973. – 272 с.

89. Трухин В.И., Жилиева В.А., Зинчук Н.Н., Романов Н.Н. Магнетизм кимберлитов и траппов. М.: Изд-во МГУ, 1989. – 165 с.

90. Трухин В.И., Жилиева В.А. Курочкина Е.С. Самообращение намагниченности природных титаномагнетитов / Физика Земли. 2004. № 6. – С. 42–53.

91. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых (петрофизика). Справочник геофизика / Под ред. Н. Б. Дортман, - 2-е изд., перераб. и доп. – М.: Недра, 1984, 455 с.

92. Храмов А.Н., Гончаров Г.И., Комиссарова Р.А., Писаревский С.А., Погарская И.А., Ржевский Ю.С., Родионов В.П., Слауцитайс И.П. Палеомагнитология. Под ред. А.Н. Храмова – Л.: Недра, 1982. – 312 с.

93. Шипунов С.В. Элементы палеомагнитологии. М.: Геологический институт РАН, 1994. – 64 с.
94. Щербаков В.П. К теории магнитных свойств псевдооднородных зерен. // Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1978. № 5. – С. 57–66.
95. Щербаков В.П., Щербакова В.В. Критерии идентификации доменной структуры ферромагнитных зерен в минералах горных пород. / Решение геофизических задач геомагнитными методами. М., Наука, 1980. – С. 36–147.
96. Щербаков В.П., Латышев А.В., Веселовский Р.В., Цельмович В.А. Причина возникновения ложных компонент естественной остаточной намагниченности при стандартной пошаговой температурной очистке. Геология и геофизика, 2017, т. 58, № 9, с. 1407—1421.
97. Эринчек Ю.М. Некоторые сведения о разрешающей способности аэромагнитной съемки при поисках аномалий от тел трубчатой формы в сложных геологических условиях / Геология и геофизика. 1974. № 7. – С. 133–138.
98. Эринчек Ю.М., Мильштейн Е.Д., Парасотка Б.Д. Пространственно-временная структура раннемезозойских интрузивных траппов восточного борта Тунгусской синеклизы // Советская геология. 1991. № 3. С. 36 – 45.
99. Яновский Б.М. Земной магнетизм. Л.: Изд-во ЛГУ, 1978. 391 с.
100. Butler R.F. Paleomagnetism: magnetic domains to geologic terrains. Oxford, Backwell Sci. Publ., 1992, 319 p.
101. Day R., Fuller M.D., Schmidt V.A. Hysteresis properties of titanomagnetites: grain size and composition dependence. // Phys. Earth Planet. Inter., 1977, v. 13, p. 260–267.
102. Dunlop D.J. Theory and application of the Day plot (Mrs/Ms versus Hcr/Hc) 1. Theoretical curves and tests using titanomagnetite data – art. no. 2056 // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2002. – Vol. 107.
103. Enkin R.J. A computer program package for analysis and presentation of paleomagnetic data // Sidney: Pacific Geoscience Centre, Geol. Survey Canada. 1994. 16 p.

104. Fedorenko V.I., Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Czamanske G.K., Hawkesworth C.J., Wooden J.L., Ebel D.S. Petrogenesis of the floodbasalt sequence at Noril'sk, North Central Siberia // *International Geology Review*, 1996, v. 38, p. 99–135.
105. Fisher R.A. Dispersion on a sphere // *Proceedings of the Royal Society of London. Series A. Mathematical and Physical Sciences*, 1953. v. 217 (1130), p. 295–305.
106. Gurevitch E.L., Westphal M., Daragan-Suchov J., Feinberg H., Pozzi J.P., Khramov A.N. Paleomagnetism and magnetostratigraphy of the traps from Western Taimyr (northern Siberia) and the Permo-Triassic crisis // *Earth and Planetary Science Letters*, 1995. 136 (3), 461–473.
107. Gurevitch E.L., Heunemann C., Rad'ko V., Westphal M., Bachtadse V., Pozzi J.P., Feinberg H. Palaeomagnetism and magnetostratigraphy of the Permian-Triassic Siberian trap basalts // *Tectonophysics*, 2004. 379, 211–226.
108. Heunemann C., Krása D., Gurevitch E.L., Soffel H.C., Bachtadse V. Directions and intensities of the Earth's magnetic field during a reversal: results from the Permo-Triassic Siberian Trap Basalts, Russia // *Earth and Planetary Science Letters*, 2004. v. 218 (1), p. 197–213.
109. Jelinek V. The statistical theory of measuring anisotropy of magnetic susceptibility of rocks and its application // *Geofyzika*, Brno, 1977, 87.
110. Jelinek V. Measuring anisotropy of magnetic susceptibility on a slowly spinning specimen – Basic theory // Unpublished, Agico Print. 1997, № 10, 27 p.
111. Konstantinov K.M., Bazhenov M.L., Fetisova A.M., Khutorskoy M.D. Paleomagnetism of trap intrusions, East Siberia: Implications to flood basalt emplacement and the Permo–Triassic crisis of biosphere // *Earth and Planetary Science Letters*, 2014. 300, p. 242–253.
112. Kirguez A.A., Konstantinov K.M., Vasilyeva A.E. «Petromagnetic methods of the Tungus syncline basalt classification» *Журнал: «Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits»*. 2019. Т. 36. С. 125-127.
113. Kravchinsky V.A., Konstantinov K.M., Courtillot V., Savrasov J.I., Valet J-P., Cherniy S.D., Mishenin S.G., Parasotka B.S. 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.

114. Lyons J.J., Coe R.S., Zhao X., Renne P.R., Kazansky A.Y., Izokh A.E., Kungurtsev L.V., Mitrokhin D.V. Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, eastern Kazakhstan // *J. Geophys. Res.*, 2002. 107 (B 7). (doi:10.1029/2001JB000521).

115. Milanovskiy Y.Y. Rift zones of the geologic past and their associated formations: Report 2 // *International Geology Review*, 1976, v. 18, p. 619–639.

116. Macmillan S., Maus S., Bondar T., Chambodut A., Golovkov V., Holme R., Langlais B., Lesur V., Lowes F., Luhr H., Mai W., Manda M., Olsen N., Rother M., Sabaka, T., Thomson A., Wardinski I. Ninth Generation International Geomagnetic Reference Field Released // *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 2003, 84 (46), p. 503–503. (doi:10.1029/2003EO460004).

117. Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L., Veselovsky R.V. Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // *Tectonophysics*, 2007. 443, p. 72–92.

118. Reichowa M.K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I., Allen M.B., Andreichev V.L., Buslov M.M., Davies C.E., Fedoseev G.S., Fitton J.G., Inger S., Medvedev A.Ya., Mitchell C., Puchkov V.N., Safonova I.Yu., Scott R.A., Saunders A.D. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // *Earth and Planetary Sci. Letters* 277 (2009) 9–20.

119. Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London, Chapman & Hall, 1993, 217 p.

120. Torsvik T.H., Andersen T.B. The Taymyr fold belt, Arctic Siberia: timing of prefold remagnetization and regional tectonics. *Tectonophysics*, 2002. C. 335–348.

121. Veselovsky R.V., Gallet Y., Pavlov V.E. Paleomagnetism of traps in the Podkamennaya Tunguska and Kotuy River valleys: implications for the post-Paleozoic relative movements of the Siberian and East European platforms // *Phys. Solid Earth*, 2003, 39 (10), 856–871.

122. Zhitkov A.N., Savrasov D.I. Paleomagnetism and the ages of kimberlites exemplified by the four pipes of Yakutia // Extended abstracts Sixth International kimberlite conference. Russia, Novosibirsk, 1995. p. 695–697.

Фондовая

123. Бессмертный С.Ф., Константинов К.М., Кашетина И.П. и др. Изучение глубинного и структурно-тектонического строения алмазоперспективных площадей Виллой-Мархинского междуречья по геофизическим данным с целью прогнозирования проявлений кимберлитового магматизма» (Объ. «Геофизический-4») – Мирный, НИГП, 2012.

124. Бессмертный С.Ф. Отчет «Апробация и внедрение в геологоразведочное производство АК «АЛРОСА» новых технологий детальных геофизических исследований для поисков кимберлитовых тел на закрытых площадях Якутской алмазоносной провинции» (объект «Методико-метрологический-3») – Мирный, НИГП, 2015.

125. Горев Н.И. Отчёт по теме: «Прогнозный мониторинг геологоразведочной деятельности АК «АЛРОСА» (ПАО) на Сибирской платформе на основе составления специализированных на алмазы разномасштабных карт» (объект «Прогнозный-2») – Мирный, НИГП, 2005.

126. Граханов О.С. Отчет по теме: «Прогнозно-ревизионная оценка алмазоносных территорий Сибирской платформы с целью локализации площадей, перспективных на выявление кимберлитовых полей, и обеспечения планирования геологоразведочных работ АК "АЛРОСА"» в 2012-2015 гг. (Объ. «Прогнозно-ревизионный») - Мирный, НИГП, 2015.

127. Давыдов В.Ф., Кравчинский А.Я. Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири / Отчет по работам 1966-1967 гг. Иркутск, 1967.

128. Дукарт Ю. А. и др. Легенда Верхневиллюйской серии листов государственной Геологической карты российской федерации масштаба 1:200 000 (новая серия) // «Геологическое доизучение ранее заснятых площадей масштаба 1:200 000, составление и подготовка к изданию листов Q-50-XXIII, XXIV; Q-50-

XXVII, XXVIII Государственной геологической карты РФ (новая серия), составление легенд Верхневилуйской и Нижневилуйской серий листов Госгеолкарты-200, Тюкянский объект». Мирный, 2002.

129. Житков А.Н., Саврасов Д.И. Палеомагнитное обоснование возраста кимберлитов Якутии (трубки «Им. XXIII Съезда КПСС», «Мир», «Спутник», «Ботуобинская») за 1991 – 1995 гг. / Отчет по темам 142391407, 1423419556, 1423419630. Иркутск, 1996. ВостСибНИИГГиМС, 144 с.

130. Иванов В. В. и др. Отчет о результатах поисков коренных месторождений алмазов на Алакит-Моркокинском междуречье в 2001-2005 гг. В 3 кн., 3 пап., Айхал. 2005.

131. Ивлиев К.А., Серегин В.Г. и др. Отчёт о групповой геологической съёмке масштаба 1: 50000, проведенной в бассейне среднего течения р. Моркоки Мас-Юрэхской партией на листах Q-49-88, 89, 91, 92 в 1976-80 гг. Нюрба, 1980.

132. Камышева Г.Г., Саврасов Д.И. Отчет геофизической лабораторией Амакинской экспедиции по результатам изучения физических свойств горных пород за 1964 год. Т. 1. Нюрба, 1965. – 150 с.

133. Камышева Г.Г., Солоненко О.А. Отчет о петрофизических исследованиях траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района в 1973–1975 гг. Нюрба, 1975.

134. Камышева Г.Г., Солоненко О. А. Отчет о петрофизических исследованиях траппов Далдыно-Алакитского алмазоносного района, выполненных лабораторией физсвойств в 1975–1977 гг. Нюрба, 1978.

135. Камышева Г.Г., Солоненко О. А. Отчет о петрофизических исследованиях траппов и кимберлитов в помощь геологическому картированию и интерпретации геофизических материалов в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе и на прилегающей территории. АГРЭ, п. Нюрба, 1981, 384 с.

136. Камышева Г.Г., Солоненко О. А., Березовская Е. М., Сунцова С.П. Отчет о работах по составлению петромагнитных карт для целей геологического картирования за периоды 1981–1984гг. (Петрофизический объект). Нюрба, 1984.

137. Камышева Г.Г., Сунцова С.П. Составление петромагнитных карт в помощь поисковым работам в бассейнах рек Анабар, Маят, Оленек, Хорбусуонка, Сололи, Буор-Эекит, Кютюнгде (листы R-49-50, 51). Отчет по Анабаро-Оленекскому объекту за 1986–89 гг. В четырех книгах, двух папках. Нюрба, 1989.

138. Константинов К.М. Заключение по метрологическому обеспечению петромагнитных исследований Специализированной партии петрофизических исследований АмГРЭ. Айхал, 2005. – 29 с.

139. Константинов К.М. Методика отбора проб и проведения лабораторных работ при петро- и палеомагнитных исследованиях. Мирный, 2015 ф.

140. Кравчинский В.А., Константинов К.М., Саврасов Д.И., Житков А.Н. Сводный отчет по темам: «Палеомагнитное обоснование возраста кимберлитов Среднемархинского и Малоботуобинского районов. Трубки Ботуобинская, Интернациональная, Мир»; «Палеомагнитное обоснование возраста кимберлитов Далдыно-Алакитского и Куойского районов. Трубки Айхал, Удачная, Обнаженная»; «Палеомагнитное обоснование возраста кимберлитов Средне-Мархинского и Мало-Ботуобинского районов». Окончательные результаты по трубке Ботуобинская, Мир, Юбилейная, Обнаженная и предварительные по трубкам Нюрбинская и Интернациональная Зарница, Комсомольская»; «Палеомагнитное обоснование возраста кимберлитов Далдыно-Алакитского и Куойского районов». Результаты палеомагнитных исследований за 1995–2000 гг. В 1 кн. ВСНИИГГиМС, Иркутск, 2000. – 242 с.

141. Макаров А.С. и др. Отчёт по теме: “Провести расчленение трапповых образований в юго-восточной части Тунгусской синеклизы. Дать рекомендации по составлению легенд для крупномасштабного геологического картирования”. Иркутск, 1989 ф., 206 с.

142. Мащак М.С., Масайтис В.Л., Наумов М.В., Селивановская Т.В., Маслов А.Т. Усовершенствование легенды базитов Верхневиллюйской и Нижневиллюйской серии листов Государственной геологической карты масштаба 1:200000 (новая серия). СПб., ВСЕГЕИ, 2002. 335 с.

143. Миков Б.Д. Отчет по теме 815 «Усовершенствование комплексной методики поисков геофизическими методами кимберлитовых трубок в условиях развития траппов Западной Якутии». Новосибирск, 1977. 453 с.

144. Мишенин С.Г., Сунцова С.П., Хазов А.А., Хазов В.А. Отчет по теме: «Разработка методики петромагнитных исследований в целях обеспечения интерпретации материалов аэромагнитной съемки на площадях широкого развития пород трапповой формации на 1991-1993 гг.». В одной книге, одной папке. АГРЭ, Айхал, 1994, 309 с. (том 1. С. 200).

145. Морозова Н.Е., Никулин В.И., Морозов В.М., Мишенин С.Г. Отчет о результатах работ методом аэромагнитной съемки масштаба 1:10000 в бассейне верхнего течения р. Моркока. В десяти книгах. Айхал, 1995. (кн. 1, С. 311).

146. Потуроев А.А., Кружалова Е.Ф. и др. Отчёт о результатах работ по теме № 24 «Составление прогнозных карт для Далдыно-Алакитского р-на за 1975-77гг. (карты м-ба 1:200000 и 1:50000)». Нюрба, 1977.

147. Поляничко В.В. и др. Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах верхних течений рек Алакит и Марха в 1991-1995 г.г., АГРЭ, п.Айхал, 1995, 267с.

148. Саврасов Д.И., Камышева Г.Г. Отчет о работе геофизической лаборатории Амакинской экспедиции за 1958-1961 гг. Т. 1. Нюрба, 1962. – 256 с.

149. Салихов Р.Ф., Морозова И.Е., Цой И.Г. и др. Отчет о результатах поисковых работ по доизучению структурно-тектонического строения территории Далдыно-Алакитского алмазоносного района с целью уточнения факторов контроля кимберлитового магматизма в 2004 – 2008 гг.» (объект Подтрапповый). Айхал, 2008.

150. Сомов С.В. Отчет Верхне-Алакитской партии о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах верхних течений рек Алакит и Моркока за 1987-1990 г.г., АГРЭ, п.Айхал, 1990, 342 с.

151. Сомов С.В. Отчёт о результатах геологопоисковых работ на алмазы в бассейнах верхних течений рек Марха и Моркока за 1988-1992 гг. Айхал, 1992.

152. Специус З.В., Константинов К.М. Отчет о результатах исследований кимберлитов и базитов Якутской алмазоносной провинции (Объект «Магматический-3») Мирный 2019.

153. Убинин С.Г., Сунцова С.П., С.Г., М.Д., Никулин В.И., Лелюх М.И. Отчет о результатах исследований по теме «Создание корреляционных схем базитового магматизма восточной части Тунгусской синеклизы в том числе Далдыно-Алакитского и Мало-Ботуобинского районов» за 1996–2001 г.г. (Объект Базитовый). Айхал, 2001.

154. Устинов В.И., Иванюшин Н.В. Отчет о результатах поисковых работ на алмазы в бассейнах верхних течений рек Алакит и Моркока в 1994-1999 г.г., АГРЭ, п.Айхал, 1999, 464 с.

155. Фолисевич М.Я., Новиков М.А. и др. Отчёт о групповой геологической съёмке масштаба 1:50000 на территории листов Q-49-75, 76, 87 по работам Моркокинской партии (Кюндейский объект) в 1978-83 гг. Нюрба, 1983.

156. Эринчек Ю.М., Плесум Ю.К., Джвелегян В.К. Отчет о результатах двухгоризонтальной аэромагнитной съемки, проведенной в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе в 1971 г. Нюрба, 1972.

157. Эринчек Ю.М., Плесум Ю.К., Джвелегян В.К., Миков Б.Д. Отчет о результатах двухгоризонтальной аэромагнитной съемки, проведенной в Далдыно-Алакитском алмазоносном районе в 1972 г. Нюрба, 1973.

Приложение № 1 - Сводная таблица структурно-текстурных и петрофизических характеристик пород верхнеалакитской вулcano-интрузивной ассоциации

Начало приложения № 1

Интрузивные образования																						
Оленёк-велингнинский комплекс																						
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ согласно рисунку 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства													
									N	σ, кг/м ³	n	αх10 ⁻⁵ СИ	ln мАм	Dcp 1	Jcp1	α ₉₅₁	Q, ед.	Ii мАм	I мАм	Dcp 2	Jcp2	α ₉₅₂
									s			e	e			e						
1	I (недифференцированные тела)	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая	Пойкилоофитовая, такситоофитовая	Массивная, пятнистая	Моркока (10)	35	414	39	2950	80	2317	2310	15	70	4,2	2,09	1105	3425	10	75	2,7
							60	526-530, 101-103														
							61	539, 540, 546, 547, 548, 563, 563А, 565														
			Приконтактовая (контакт с породами верхнего палеозоя)	Микропойкилоофитовая, офитовая, микродолеритовая, толеитовая	Миндалекаменная, пористая	119, 123, 124, 165, 170	5	2890	15	1061	2300	0	75	7,9	4,53	510	2815	0	75	6,3		
								0,03		1,14	1,17		1,11	1,14	1,16							
			Приконтактовая (контакт с 2-ой фазой оленёк-велингнинского комплекса)	Пойкилоофитовая, офитовая	Массивная, брекчиевидная, пористая; "штокверковая" макротекстура	541, 542, 545, 549, 555, 561, 564, 567, 570, 571, 116, 117, 121, 132, 146, 148, 180	17	2890	23	942	1 875	45	75	8,8	4,18	450	2 315	35	75	6,3		
								0,07		1,1	1,08		1,11	1,1	1,08							
			Приконтактовая (контакт с дайкой кузьмовского комплекса)	Пойкилоофитовая, офитовая	Массивная, брекчиевидная	158, 532, 533, 538, 539 ПМН большой разброс ЕОН	5	2950	17	1 149	1 025	105	-45	72	1,87	550	1 080	70	75	50,5		
								0,03		1,06	1,12		1,1	1,06	1,10							
			2	I (недифференцированные тела)	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая	Пойкилоофитовая, таксито-офитовая, офитовая	Массивная, пятнистая		5	2960	16	1 570	3 295	345	85	5	4,4	750	4 065	350	85
	0,01									1,05	1,06		1,1	1,05	1,04							
113, 114, 125, 126, 127, 128, 129, 131, 135, 137, 138, 140, 142-144, 149, 150, 152, 153, 162-169, 172-174, 179, 181	32	2940				72	1 840	2 280	355	75	3,1	2,6	880	3 225	355	75	2,2					
																			0,02		1,04	1,05
Приконтактовая (контакт с интрузией 1-ой фазы оленёк-велингнинского комплекса)	Микроофитовая, микродолеритовая, толеитовая, интерсерральная, гялопилитовая	Массивная, такситовая, атакситовая, миндалекаменная				549, 557, 558,	3	2940	8	75	25	115	80	3,6	0,7	36	65	20	80	3,2		
								0,01		1,04	1,41		1,38	1,04	1,13							
562, 568, 569А, 572	4	2920				10	1250	3110	45	80	4,8	5,21	595	3830	40	80	4,2					
																			0,01		1,09	1,2
104-106, 110, 115, 120, 122, 139, 147, 151, 171, 171А	11	2920	32	571	865	30	75	4,6	3,16	275	1140	20	75	3,5								
																0,01		1,16	1,17		1,05	1,16
Приконтактовая (контакт с породами верхнего палеозоя)	Микроофитовая, микродолеритовая, толеитовая, интерсерральная	Массивная, такситовая, миндалекаменная	550, 551, 554, 556	4	2840	11	113	90	15	75	6,1	1,65	55	145	5	75	3,8					
					0,01		1,2	1,34		1,18	1,2	1,27										

Оленёк-велинггинский комплекс																															
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ см. рисунок 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства																						
									N	σ, кг/м ³	n	α×10 ⁻⁵ СИ	I _n мАм	Dcp 1	Jcp 1	α ₉₅ l	Q, ед.	Ii мАм	I мАм	Dcp 2	Jcp 2	α ₉₅ 2									
																							s	e	e	e	e	e			
1-2?	I (недифференцированные тела)	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая	Пойкилофитовая, пятнисто-офитовая, офитовая	Массивная, пятнистая	Трасса (6)	1	11, 12-25	14	2950	42	2462	4450	340	65	7,7	3,78	1175	5605	340	70	6,5									
										0,003							1,03						1,06								
							2	43, 44	2	2920	6	1250	1345	340	80	7,7	2,25	595	1975	345	80	4,8									
										0							1,07						1,34								
							3	45-49	5	2950	15	1959	4320	320	85	5,8	4,62	935	5230	335	85	4,8									
										0							1,03						1,04								
							5	60-64	5	2930	14	1670	8910	300	75	5,6	11,18	795	9675	305	75	5,1									
										0,01							1,02						1,01								
							6	66-70	5	2930	15	1325	2275	45	85	18,2	3,6	630	2805	15	85	14,1									
										0,01							1,05						1,07								
		Высотный (7)	10, 11-14 ПМН	5	2950	12	2462	18450	250	-5	41,3	15,7	1175	18460	250	0	40,3														
					0,01							1,03						1,07													
					4							15-16						5	2950	4	2619	11160	95	40	52,8	8,92	1250	12215	95	50	43,3
																			0,01							1,05					
					5							17-18						2	2950	12	2625	775				0,62					
		0,01	1,02	1,18																											
		9	31-33	3	2930	9	2173	1410				1,36																			
					0,01							1,08						1,08													
		15	58-61 ПМН?	4	2860	12	1338	1755	305	-45	62,4	2,75	640	1610	310	-15	74,7														
					0,03							1,01						1,02													
4	50-56 ПМН	7	2940	18	1024	3340	280	-70	7,4	6,84	490	2915	290	-65	9,1																
			0,004							1,03						1,09															
2	31-36, 38-39	8	2900	20	1444	1930	25	75	8,8	2,8	690	2645	15	75	6,2																
			0,01							1,03						1,12															
28-30		3	2820	8	63	5	15	70	5,5	0,21	30	40	0	75	1,8																
			0,01							1,03						1,83															
1	1, 2-9	9	2910	22	63	5	15	65	6,2	0,25	30	40	5	75	1,6																
			0,01							1,01						1,31															
2	26, 27 есть отриц. направления ЕОН	2	2810	9	57	3	320	10	23,2	0,03	30	30	350	75	1,4																
			0,01							1,02						1,33															
11	37-46	10	2790	30	4427	705	345	45	8,1	0,34	2115	2840	350	70	1,5																
			0,02							1,02						1,11															
13	49-51	3	2890	9	1777	865				1,02																					
			0,01							1,04						1,04															
Бескорневых вулканов (жерловая)		Приконтактовая (контакт с породами верхнего палеозоя)	Офитовая, микроофитовая, толеитовая	Массивная, миндалекаменная	Трасса (6)	4	50-56 ПМН	7	2940	18	1024	3340	280	-70	7,4	6,84	490	2915	290	-65	9,1										
																0,004						1,03	1,09								
																0,01						1,03	1,12								
		Приконтактовая (контакт с микродолеритам и жерловой фации)	Микроофитовая, толеитовая, микропойкилоофитовая	Массивная; шаровая и скорлуповатая отдельность	Трасса (6)	2	31-36, 38-39	8	2900	20	1444	1930	25	75	8,8	2,8	690	2645	15	75	6,2										
																0,01						1,03	1,12								
		Микродолеритовая	Мелко-микропорфировая, микрогаббровая, роговиковая, микродолеритовая	Массивная	Трасса (6)	2	28-30	3	2820	8	63	5	15	70	5,5	0,21	30	40	0	75	1,8										
																0,01						1,03	1,83								
		Атакситовых микродолеритов	Роговиковая, обломочная	Брекчиевидная, атакситовая, флюидальная	Трасса (6)	1	1, 2-9	9	2910	22	63	5	15	65	6,2	0,25	30	40	5	75	1,6										
																0,01						1,01	1,31								
		Микродолеритовая	Мелкопорфировая, микродолеритовая, микрогаббровая, участками толеитовая	Массивная, такситовая	Высотный (7)	11	37-46	10	2790	30	4427	705	345	45	8,1	0,34	2115	2840	350	70	1,5										
0,02	1,02															1,11															
				13	49-51	3	2890	9	1777	865				1,02																	
														0,01						1,04	1,04										

Оленёк-велинггинский комплекс																							
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ см рисунок 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства														
									N	σ, кг/м ³	n	α×10 ⁻⁵ СИ	I _n мАм	Dcp1	Jcp1	α ₉₅ 1	Q, ед.	I _i мАм	I мАм	Dcp2	Jcp2	α ₉₅ 2	
																							s
3? ("бронирующие" траппы)	2 (дифференцированные тела)	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая, габбро-долеритовая	Порфировая, гломеропорфировая, порфиroidная, пойкилоофитовая, таксито-офитовая, офитовая	Массивная, пятнистая	Моркока (10)	3	265-267	3	2930	6	2104	15830				15,73						
										0,01		1,08	1,03				1,11						
							4	268-270	3	2 920	6	1821	11555				13,26						
										0,01		1,15	1,44				1,27						
							5	271-273	3	2 940	5	1997	19885				20,87						
							6	274-276	3	2 980	6	1488	3075				4,33						
							8	277-279	3	2 930	9	1438	3075				4,54						
							9	280-283	4	2 960	5	1846	805				0,91						
							12	289-291	4	2 910	8	1061	2240				4,43						
							16	304-306	3	2 970	8	1212	1450				2,51						
							17	307-309	3	2 950	8	980	3360	165	70	8,8	7,2	450	3750	165	75	7,9	
							18	310-312	3	2 970	9	1664	1740				2,2						
							19	313-315	3	2 950	7	1099	1050				2						
							20	316-318	3	2 970	6	1771	1560				1,84						
							37	433-435	3	2 930	6	2719	4785				3,69						
							38	436-438	3	2 930	5	2625	4870				3,88						
							39	439-441	3	2 960	9	2587	10125				8,2						
42	451-453	3	2 950	6	1815	3770				4,34													
																		0,01		1,04	1,03		
43-46	454-465	12	2 950	29	2236	6680				6,25													
																		0,01		1,03	1,14		
62	183-185, 575-579	7	2 970	21	2650	3000	215	70	7,6	2,37	1265	4020	230	70	5,8								
																		0,01		1,03	1,05		
69-70	595-607	13	2 940	35	1972	4505	145	85	3,4	4,78	945	5570	110	85	3								
																		0,01		1,04	1,09		
82-83	661-666	6	2 940	8	2726	5700	295	85	13,8	4,38	1300	6915	330	85	11,2								
																		0,01		1,03	1,02		

Оленёк-велинггинский комплекс																											
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ согласно рисунку 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства																		
									N	σ , кг/м ³	n	$\alpha \times 10^{-5}$ СИ	In мАМ	Dcp 1	Jcp 1	$\alpha_{95}1$	Q, ед.	Ii мАМ	I мАМ	Dcp 2	Jcp 2	$\alpha_{95}2$					
4? (Среднеморккинская дифференцированная интрузия)	2 (дифференцированные тела)	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая, габбро-долеритовая	Пойкилоофитовая, таксито-офитовая, таксито-долеритовая	Массивная, пятнистая	Моркока (10)	21	319-322	4	2 940	11	1809	2810	30	55	6,4	3,25	860	3620	25	60	4,8					
										0,02							1,07						1,1	1,03	1,07	1,09	
							22	324-334, 337-340, 335-336 (неор.)	17	2 940	37	2587	4880	30	75	3,1	3,95	1240	6110	25	75	2,5	1,04	1,06	1,07		
																							0,01			1,06	1,07
							23	341-345, 346-347 (неор.)	7	2 930	17	1897	5755	15	75	4,2	6,36	905	6680	15	75	3,6	1,08	1,08	1,06		
																							0,01			1,08	1,08
							24	348-352	5	2 950	16	2129	1540	30	65	6,5	1,51	1015	2515	20	70	3,8	1,03	1,1	1,1		
																							0,004			1,1	1,1
							25	353-360	8	2 960	26	1777	1815	5	70	3,3	2,14	850	2655	5	70	2,3	1,02	1,03	1,02		
																							0,001			1,03	1,02
							26	361-367	7	2 940	19	1564	1650	20	70	4,9	2,2	750	2390	15	70	3,3	1,06	1,1	1,14		
																							0,01			1,1	1,15
							27	368-375	8	2 940	23	1382	1600	0	75	4,4	2,41	665	2265	0	75	3,1	1,05	1,06	1,05		
																							0,09			1,06	1,05
							28	381-383	3	2 980	24	1294	2535	5	85	1,8	4,11	615	3160	0	80	1,5	1,06	1,06	1,03		
																							0,01			1,06	1,03
30	386-390	5	3 010	16	1589	505	350	65	6,1	0,67	760	1255	355	70	2,5	1,06	1,08	1,07									
																0,01			1,08	1,07							
																391-392			2	2 950	6	3096	805	355	75	9,2	0,55
0,03	1,17	1,47																									
31	393-397	5	2 950	18	1670	2380	15	70	2	3	795	3175	10	75	1,5	1,02	1,03	1,03									
																0,01			1,03	1,03							
32	398-402	5	2 950	16	1 652	4660	20	75	3,3	5,91	790	5480	20	75	2,9	1,1	1,03	1,09									
																0,02			1,03	1,1							
Катангский комплекс																											
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ согласно рисунку 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства																		
									N	σ , кг/м ³	n	$\alpha \times 10^{-5}$ СИ	In мАМ	Dcp 1	Jcp 1	$\alpha_{95}1$	Q, ед.	Ii мАМ	I мАМ	Dcp 2	Jcp 2	$\alpha_{95}2$					
1	1	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая	Офитовая, пойкилоофитовая, толеитовая	Массивная	Микро-долеритовый (5)	4	46, 47 (ПМН)	2	2 980	6	245	320	250	-25	17,1	2,74	115	285	250	-5	18,3					
										1,12							1,11						1,04	1,12	1,17		
							4, 6	48-54, 61-69	16	2980	44	590	1275	85	85	2,9	4,51	285	1550	60	85	2,4	1,03	1,03	1,03		
																							0,01			1,03	1,04
							1, 2	1-12; 91-95	17	2940	48	936	3125	70	80	4,3	7	445	3560	60	80	3,9	1,04	1,06	1,08		
																							0,01			1,06	1,09
2	59, 60, 61, 64, 65, 71, 72	7	2 840	21	1903	6090	80	80	2,3	6,7	910	6985	65	80	2,1	1,06	1,07	1,09									
																0,02			1,07	1,09							
96,97		2	2 950	6	50	1	65	70	26,3	0,02	25	25	355	75	0,2	1,27	1,01	1,01									
																0,01			1,01	1,25							

Катангский комплекс																											
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ согласно рисунку 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства																		
									N	σ, кг/м ³	n	α×10 ⁻⁵ СИ	I _n мАм	Dcp 1	Jcp1	α ₉₅ 1	Q, ед.	I _i мАм	I мАм	Dcp 2	Jcp2	α ₉₅ 2					
																							s	e	e	e	e
2	2	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая	Пойкилофитовая, такситофитовая, долеритовая, толеитовая	Массивная, пятнистая	Трасса (б) север	7	71-74	4	2 950	12	1162	10130	190	85	4,1	18,2	555	10660	190	85	14,1					
						Трасса юг	3	1-7	7	2890	23	640	890	30	80		2,87	310	1225	20	80						
							4	1-3	3	2770	6	1025	680	55	80		1,36	500	1170	30	80						
									5	1-3	3	2920	9	1420	2540	15	85		3,67	690	3230	10	85				
									7	1-6	6	2910	16	1370	6485	25	75		9,78	665	7145	25	75				
									8	1-5	5	2880	11	1250	2885	335	65		4,75	610	3450	340	70				
									9	1-7	7	2910	18	1175	6280	5	80		11,0	570	6870	0	80				
									10	1-7	7	2870	25	3260	3520	10	75		2,23	1580	5140	5	80				
									11	1-8	8	2900	26	1180	6080	50	70		10,6	575	6690	50	70				
									15	1-4	4	2910	8	2745	3445	20	65		2,56	1335	4770	15	70				
									16	1-3	3	2860	11	2900	4230	35	80		3,00	1410	5620	30	80				
									19	1-3	3	2830	8	2045	4535	20	85		4,57	995	5550	15	85				
									20	1-6	6	2860	14	100	110	55	80		2,23	50	175	35	85				
									23	1-3	3	2890	7	3440	5015	20	70		3,00	1670	6635	15	75				
									24	1-3	3	2890	5	1035	2790	40	65		5,56	500	3335	35	70				
									25	1-5	5	2860	14	1310	1735	30	80		2,73	635	2385	20	80				
									27А	1-2	2	2880	4	2180	2590	350	75		2,44	1060	3630	350	80				
									3А	1-8	8	2900	18	65	15	65	80		0,46	30	50	20	80				
									3Б	1-5	5	2900	13	790	2265	125	55		6,49	350	2670	125	60				
									7	1-7	7	2900	19	140	625	95	80		9,37	65	710	90	80				
									12	1-13	13	2930	33	70	10	75	80		0,30	30	50	10	80				
									14	1-7	7	2910	15	545	485	90	60		1,81	265	700	85	70				
									20	1-6	6	2860	14	100	110	55	80		2,23	50	175	35	85				
									12	1-13	13	2930	33	70	10	75	80		0,30	30	50	10	80				
									14	1-7	7	2910	15	545	485	90	60		1,81	265	700	85	70				
									20	1-6	6	2860	14	100	110	55	80		2,23	50	175	35	85				
									26	1-10	10	2920	19	70	3	325	80		0,04	35	35	350	80				
									Микро-долеритовый (5)	1, 2	1-7; 25-31; 39-41	17	2 940	54	1017	1725	55	80	5,2	3,56	485	2210	40	80	3,9		
							0,00	1,05																		1,07	1,06
									Микро-долеритовый (5)	5	55-60 ПМН	6	2910	18	873	965	330	-70	6,7	2,31	415	695	340	-50	13,3		
							0,01	1,03																		1,07	1,09
									Чукука (2)	4	123-137	15	2950	41	1419	3590	45	85	3,5	5,3	680	4390	30	85	3		
								0,003																		1,05	1,05
			Алакит (9)	5	28-42	15	2950	43	1601	10445	60	70	14,3	13,66	765	11330	55	70	13,7								
		0,004																		1,02	1,18	1,17	1,02	1,17			
			Сытыкан (1)	1	149-164 (ПМН?)	16	3 000	46	1193	470	320	45	12,8	0,82	570	930	330	65	6,5								
		0,005																		1,09	1,11	1,06	1,09	1,1			
			Моркока (10)	33	404-406 (неор)	3	2 940	6	1652	1240				1,57													
		0,01																		1,02	1,08	1,06					

Катангский комплекс																						
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ согласно рисунку 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства													
									N	σ, кг/м³	n	α×10⁻⁵СИ	I _n мАм	D _{ср1}	J _{ср1}	α ₉₅ l	Q, ед.	I _i мАм	I мАм	D _{ср2}	J _{ср2}	α ₉₅ 2
2	2	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая	Пойкилоофитовая, таксито-офитовая, долеритовая, толеитовая	Массивная, пятнистая	Моркока (10)	35	411,416-417	3	2 960	38	1080	1835	30	80	4,5	3,53	520	2375	20	80	4,1
										0,01							1,12					
							36	426-432	7	2 960	20	1576	3445	100	80	3,5	4,57	755	4175	80	80	2,3
																	0,003					
							40	442-444, образец 443 отрицат.	3	2 920	5	1225	1790	35	50	34,5	3,06	585	2350	30	60	22,4
																	0,01					
							41	445-450	6	2 950	10	1413	3610	65	60	8,6	5,34	675	4220	60	65	7,2
																	0,01					
							52	485-487 (неор)	3	2 930	9	1733	2205				2,67					
																	1,04					
							71	608-610 (неор)	3	2 970	12	2116	1895				1,87					
																	1,09					
							78	632-635	4	2 960	15	1802	4760	165	65	19,8	5,54	860	5460	170	70	18
			0,01	1,02	1,13																	
			79	638-644	7	2 960	19	1997	5035	100	70	4,2	5,27	955	5920	95	75	3,7				
													0,01						1,03	1,05		
			80	645-650	6	2 960	16	1670	2540	60	75	3,6	3,19	795	3325	45	75	2,7				
													0,003						1,02	1,06		
				Комсомольский*		1-24; 38-43; 129, 147; 149, 152-156; 164; 169-181; 193-201; 231-243	60	2 910	225	1432	1800	85	80	1,7	2,64	685	2505	45	85	1,2		
															0,01						1,03	1,03
				Водораздельный (11)	архив, тр. Айхал		50	2970	140	1130	2800	80	80	2,2	5,1	560	3300	65	85	1,9		
															0,01						1,03	1,05
				Габбро-долеритовая (шлиры)	Габбро-офитовая	Массивная	Микро-долеритовый (5)	2	38	1	2880	6	584	1460	45	85	3,7	5,26	280	1740	30	85
1,14	1,15																					
	Трасса юг			13	1-7	7	2910	18	7790	5680	0	60		1,50	3785	9525	0	70				
														1,09						1,14	1,15	
	Приконтактовая (контакт с породами верхнего палеозоя)	Микроофитовая, интерсергальная, толеитовая	Массивная, миндалекаменная	Комсомольский*	25, 33, 36, 37	4	2 770	13	1105	2180	110	80	2,9	4,12	530	2755	85	85	2,1			
														0,08						1,08	1,14	
	71, 78, ПМН	2	2 510	8	188	130	285	-65	4,9	1,46	90	80	305	-20	16,7							
										0,08						1,7	1,73					
	Приконтактовая (контакт с туфами алакитской-южночунской свиты)	Микроофитовая, интерсергальная, толеитовая, гиалофитовая	Миндалекаменная, атакситовая, брекчиевидная	189, 193-195 (магнитные значения уменьшаются по мере удаления от контакта)	1	2820	12	1331	4780	60	75	4,7	7,53	635	5475	50	75	4,1				
													1,08						1,17			
	162, 163, 207-209, 222, 224-226 ПМН	8	2 910	30	1507	435	295	-40	12,9	0,6	720	365	310	40	11,1							
										0,01						1,1	1,08					
	Приконтактовая (контакт с интрузией кузьмовского комплекса)	Пойкилоофитовая, офитовая, толеитовая, микропойкилофитовая	Массивная, пятнистая	65, 68, 70 ПМН	3	2970	121	1313	790	285	-60	3,8	1,26	625	615	300	-5	7,4				
													0,01						1,03	1,06		
	Ксеногибридных пород - контаминатов (полная ассимиляция)	Толеитовая, офитовая, гиалоофитовая, долеритовая	Массивная, такситовая, миндалекаменная	Моркока (10)	2	256-264	9	2 870	31	647	1670	15	40	16,1	5,42	300	1950	15	45	13,9		
								0,003							1,06						1,19	
	14	295-300 (неор.)	6	2 860	12	917	4470							10,22								
														0,01						1,04	1,88	

Катангский комплекс																									
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ согласно рисунку 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства																
									N	σ, кг/м³	n	α×10 ⁻⁵ СИ	I _n мАм	Dcp1	Jcp1	α ₉₅ 1	Q, ед.	I _i мАм	I мАм	Dcp2	Jcp2	α ₉₅ 2			
										s		е					е						е		
		Бескорневых вулканов (жерловая)	Микродолеритовая	Мелко-микропорфировая, микрогаббровая, роговиковая	Массивная, иногда нечёткопроявленная атакситовая		скв. 6	1-5		2880	10	54													
			Туфовая	Мелкообломочная	Брекчиевая	Трасса	6	1-2	2	2200	4	570	1900	55	60		6,86	275	2140	50	65				
Кузьмовский комплекс																									
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ согласно рисунку 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства																
									N	σ, кг/м³	n	α×10 ⁻⁵ СИ	I _n мАм	Dcp1	Jcp1	α ₉₅ 1	Q, ед.	I _i мАм	I мАм	Dcp2	Jcp2	α ₉₅ 2			
										s		е					е						е		
1?	1	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая	Пойкилоофитовая, таксито-офитовая, порфировая, гломеропорфировая	Массивная, пятнистая	Ыгыатта	1	1-13	13		26	1470	1245	335	-50		-50	710	1080	335	-25				
3	1-11						11		22	1530	1605	330	-60		2.16	745	1295	335	-25						
5	1-14						14		28	1390	6685	15	-70		9.92	675	6200	10	-60						
6	1-13						13		26	2485	2535	305	-65		2.09	1210	1795	320	-45						
7	1-12						12		24	1480	2070	340	-75		2.87	720	1425	345	-55						
8	1-16						16		32	1650	2790	310	-75		3.48	800	2035	320	-60						
10	1-15						15		30	1105	2755	105	-50		5.12	540	2325	95	-45						
12	1-11						11		22	1520	2625	265	-85		3.55	740	1915	290	-80						
13	1-16						16		31	1505	1785	320	-55		2.44	735	1495	320	-35						
14	1-12						12		24	2240	2740	10	-75		2.51	1090	2295	320	-50						
18	1-11						11		22	1290	1650	305	-55		2.63	625	1095	210	-35						
19	1-9						9		18	1690	2885	315	-60		3.51	820	2340	320	-50						
								Трасса юг			1	1-7	7	2980	27	2205	1660	345	-25		1,55	1070	1785	350	20
											2	1-9	9	2980	34	2005	1970	335	-40		2,03	970	1755	335	-15
											17	1-12	12	2920	36	2090	4155	335	-75		4,09	1015	3280	340	-65
											18	1-7	7	2930	22	760	5370	10	-85		14,6	370	5010	10	-85
											21	1-3	3	2910	9	2240	4980	20	-65		4,57	1090	4130	15	-55
											22	1-6	6	2950	12	2180	4172	295	-65		3,94	1060	3480	310	-45
				27Б	1-5	5	2940				12	615	195	345	-50		0,65	300	220	350	45				
				25	1-4	4	2910	10	70	3	340	-55		0,07	30	30	350	75							
				Долеритовая	Пойкилоофитовая, таксито-офитовая, порфировая, гломеропорфировая	Массивная, пятнистая	Чукука (2)	1-3, 5	89-112, 114-116, 118-122, 138-148	43	2 980 0,002	104	1740 1,02	1900 1,13	345	-40	14,5	2,28 1,13	830 1,02	1970 1,13	350	20	14,6		
			Комсомольский*					49-61, 66, 67, 69, 74, 76, 77, 80, 81, 86-92, 124, 128, 137-139; 182-187	37	2 970 0,01	121	1884 1,03	925 1,06	275	-50	4,2	1,03 1,05	900 1,03	805 1,05	295	15	6,9			
			Сытыканский (1)					архив / 1995	32	2980 0,01	193	1256 1,03	1015 1,04	290	-45	4,2	1,66 1,07	610 1,03	1010 1,03	300	-15	7,1			

Кузьмовский комплекс																														
Фаза	Петрохимическая группа	Фация	Субфация	Структура пород	Текстура пород	Участок (№ согласно рисунку 2.1)	№ обнажения, скважины	№ № образцов	Физические свойства																					
									N	σ, кг/м³ s	n	αx10⁻⁵СИ e	In мАм e	Dcp1	Jcp1	α₉₅1	Q, ед. e	Ii мАм e	I мАм e	Dcp2	Jcp2	α₉₅2								
1?	1		Приконтактовая (контакт с породами нижнего палеозоя)	Микроофитовая, микродолеритовая, толеитовая	Массивная, миндалекаменная	Комсомольский*		46-48, 82, 85	5	2 900	12	1903	1655	285	-60	14,5	1,82	910	1140	300	-30	20								
										0,01		1,03	1,06				1,08	1,03	1,11											
										23	2 990 0,002	30	2066 1,02	1020 1,07	330	-10	24,5	1,03 1,09	990 1,02	1230 1,1	340	30	16,1							
2?	3	Пластовых и секущих интрузий	Долеритовая, габбро-долеритовая	Пойкилоофитовая, таксито-офитовая, офитовая, порфиристая, гломеропорфиристая	Массивная, пятнистая	Быстрый (3)	1	1-5, 7-11,13-25	23	2 970 0,003	9	1576 1,03	2275 1,13	315	-70	14,5	3,02 1,16	755 1,03	1715 1,18	325	-50	20,2								
										4		2980 0,02	12				2223 1,08	1325 1,22	310				-50	32,4	1,25 1,15	1060 1,08	1320 1,21	320	30	31
										4	2 960 0,01	11	1677 1,04	4805 1,34	90	-75	33	6,01 1,3	800 1,04	4175 1,37	75	-70	43,8							
										3	2 960 0,02	9	1765 1,06	4910 1,36				5,82 1,41												
										2	2 930	6	2242 1,08	3710 1,16	290	-65	2,3	3,47 1,08	1070 1,08	2875 1,18	300	-55	4,4							
										3	2 970 0,01	17	2154 1,03	1680 1,04	295	-55	5,8	1,64 1,03	1030 1,03	1165 1,06	305	-15	8,6							
										4	3 000 0,01	18	1941 1,04	660 1,08	310	-45	12,9	0,71 1,12	930 1,04	745 1,08	325	30	11,4							
										7	2960 0,008	21	2229 1,02	1975 1,05	305	-55	6,7	1,85 1,04	1065 1,02	1495 1,05	315	-20	9,9							
										8	2 980 0,01	49	2035 1,02	1345 1,06				1,38 1,07												
										6	2 950 0,01	21	2939 1,04	840 1,15	230	-50	10,2	0,6 1,18	1400 1,04	1000 1,06	270	45	27,4							
										1	2940	3	2305	3960	230	-45	4,0	3,6	1100	3200	235	-30	7,6							
										6	2 970 0,04	17	414 1,13	900 1,24	285	-50	19,8	4,57 1,16	195 1,13	775 1,27	290	-40	21,8							
										7	2 970 0,01	20	923 1,1	10550 1,14	75	-65	23,4	23,9 1,13	440 1,1	10250 1,14	70	-60	24,5							
											Долеритовая, габбро-долеритовая	Пойкилоофитовая, таксито-офитовая, офитовая, порфиристая, гломеропорфиристая	Массивная, пятнистая	Структурный	скв. 11	январь.19	38	2960	74	2183	1698				1,62					
									скв. 14	1-11, 15, 16, 18-20															0,01	0,01	0,03			
скв. 15	10.дек																													
		Приконтактовая (контакт с породами верхнего палеозоя)	Микроофитовая, микропойкилоофитовая, толеитовая	Массивная, миндалекаменная		скв. 14	21-23	3	2710	6	1581	1258				1,7														
	0,03								0,11		0,05	0,15																		

Приложение № 2 - Палеомагнитные направления и полюсы пермо-триасовых траппов восточного борта Тунгусской синеклизы

№	Обнажения	N	Dcp, °	Jcp, °	k, ед.	α_{95} , °	Φ , °	Λ , °	dp/dm, °		fm, °
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Первая фаза, $\gamma\beta P_2$											
Трасса											
1	1	12	23.1	73.6	33.9	7.6					
2	2	10	31.6	77.1	18.1	11.7					
3	3	5	259.5	86.8	32.4	13.6					
4	5	5	279.9	81.7	21.9	16.7					
5	6	3	74.9	75.8	9.5	42.5					
6		35	22.6	80.5	19.6	5.6	80.2	157.0	10.4/10.8		71.5
7		5 o	26.9	83.1	55.0	10.4	76.6	138.9	19.9/20.4		76.4
Высотный											
8	1	8 (1)	19.6	72.2	13.4	15.8					
9	2	10 (3)	6.7	74.8	15.3	12.9					
10		18 (4)	13.7	73.6	15.3	9.2	81.1	240.7	14.8/16.5		59.5
11		2 o	13.6	73.6	665.1	9.8	81.1	241.0	15.8/17.6		59.5
Моркока											
	1	9	176.0	66.7	28.7	9.8					
	2	12	32.8	75.4	49.6	6.2					
	3	13	16.0	74.4	121.3	3.8					
	4	12	5.7	83.3	176.8	3.3					
	5	11	352.9	75.6	120.0	4.2					
	6	13	146.9	88.3	22.7	8.9					
	7	10	14.7	85.1	82.2	5.4					
	8	11	21.5	82.1	28.7	8.7					
	9	10	68.3	79.0	69.3	5.8					
	10	16	52.5	85.9	60.1	4.8					
		117	33.5	84.7	26.5	2.6	73.7	132.5	5.1/5.1		79.5
		10 o	35.9	84.6	49.9	6.9	73.4	133.9	13.4/13.6		79.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Вторая фаза, β_0-$\gamma\beta P_2$-T₁											
Черный											
	1-3	7	70.1	76.2	15.6	15.8					
	4-7	14 (1)	76.3	77.3	25.1	8.1					
	8-11	8	129.8	82.3	45.0	8.3					
		29 (1)	85.0	79.2	24.1	5.6	59.9	156.7	10.1/10.7		69.1
		3 o	85.0	79.5	158.7	9.8	60.3	155.8	17.8/18.7		69.7
Чукука											
	4	1 o/5	64.8	81.4	39.7	12.3	67.5	154.8	23.1/23.8		73.2
	Трасса										
	7	1 o/4	184.7	81.6	92.3	9.6	49.5	109.5	18.0/18.6		73.5
Быстрый											
	1	9 (2)	72.9	82.8	48.9	7.5					
	2	11 (1)	29.4	83.7	39.5	7.4					
		20 (3)	50.3	83.9	43.6	5.0	71.3	141.6	9.7/9.8		77.9
		2 o	52.7	83.7	512.6	11.1	70.9	143.0	21.4/21.6		77.5
Айхал*											
		10 o/*	102.9	81.6	89.4	5.1	58.4	143.1	9.6/9.9		73.5
	Юбилейная*	4 o/*	53.4	80.6	635.1	3.6	71.7	161.3	6.7/6.9		71.2
Микродолеритовый											
	1	5	138.8	76.5	105.7	7.5					
	2a	10	97.0	87.4	43.4	7.4					
	2b	8 (2)	88.8	79.9	36.5	9.5					
	3-4	3	101.1	74.1	51.3	17.4					
	6	5 (1)	105.1	86.6	41.2	12.4					
		31 (3)	112.5	82.7	42.7	4.0	57.7	136.9	7.6/7.8		75.6
		5 o	109.3	81.4	142.8	6.4	56.6	141.2	12.0/12.4		73.2
Водораздельный											
	1	7	115.7	81.3	63.3	7.6					
	2	6	48.9	77.9	17.9	16.3					
	3	9	114.9	82.8	195.0	3.7					

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	4	9	113.6	78.6	37.1	8.6					
		31	100.7	81.4	40.6	4.1	58.4	144.4	7.7/7.9		73.2
		40	95.8	81.5	175.6	7.0	59.6	145.8	13.1/13.6		73.4
Комсомольский											
	1 дол	11	308.4	82.7	101.3	4.6					
	2 дол	9	19.7	87.6	60.7	6.7					
	3 дол	9 (2)	62.9	75.8	45.3	7.8					
	4 дол	7	336.8	87.8	40.6	9.6					
	5 дол	11 (1)	106.9	80.5	30.7	8.4					
	6 дол	8 (2)	151.6	81.2	43.0	8.7					
	7 дол	9 (1)	104.6	84.0	63.2	6.6					
	8 туф (юг)	9	37.7	79.3	13.3	13.8					
	9 туф (север)	8	27.2	80.6	31.0	10.1					
		81 (6)	71.1	83.5	33.1	2.8	66.8	143.8	5.4/5.5		77.2
		90	61.7	85.3	110.4	4.9	68.8	134.7	9.6/9.7		80.7
Алакит (силл)											
	1	7 (3)	137.7	84.1	173.3	4.8					
	2	7 (1)	90.5	76.6	48.6	8.8					
	3	8	121.2	71.1	72.2	6.6					
		22 (4)	113.1	77.5	51.5	4.4	50.3	147.2	7.7/8.2		66.1
		30	113.0	77.8	102.6	12.2	50.8	146.8	21.5/22.9		66.5
Марха-Сохсолоох											
		7 (1)	110.6	84.8	50.2	8.7					
		11 (3)	160.5	84.7	42.6	7.2					
		8 (1)	165.2	82.8	28.7	10.6					
		26 (5)	149.8	84.6	40.5	4.5	56.2	121.2	8.8/8.9		79.3
		30	148.4	84.6	669.5	4.8	56.3	121.6	9.4/9.5		79.3
Моркока											
	1	12	16.7	80.0	24.6	8.9					
	2	12	118.5	78.2	39.4	7.0					
	3	12	328.2	87.4	17.9	9.6					
		36	57.9	84.9	21.3	5.3	69.5	136.9	10.4/10.5		79.9
		30	57.5	85.0	77.2	14.1	69.6	136.1	27.6/27.9		80.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Ойгуйдах**											
		13	102.1	82.6	128	3.7					
Третья фаза, үбТ ₁											
Чукука											
	1	6	270.7	-75.8	10.8	21.3					
	2	5 (1)	281.8	-70.9	16.5	19.9					
	3	10	239.5	-71.4	18.7	11.5					
	5	9 (2)	261.0	-66.5	35.8	8.8					
		30 (3)	257.3	-71.6	18.5	6.3	54.1	178.6	9.7/11.1		56.4
		4 о	262.4	-71.7	148.3	7.6	52.3	174.9	11.7/13.4		56.5
Сытыканский											
	трубка*	10 о/*	273.3	-64.1	201.5	3.4	39.8	176.6	4.3/5.4		45.8
	СПШИ	1 о /8	261.3	-68.6	65.4	6.9	49.2	179.7	9.9/11.7		51.9
	Трасса										
	4	1 о/6	284.8	-67.5	41.2	10.6	39.5	164.6	14.7/17.7		50.4
Быстрый											
	1	9	261.0	-72.5	57.0	6.9					
	2	10	273.1	-78.5	22.3	10.5					
		19	266.0	-75.7	31.3	6.1	55.7	165.0	10.3/11.2		63.0
		2 о	265.8	-75.6	293.4	14.6	55.7	165.4	24.6/26.8		62.8
Алакит (дайка)											
		1 о/14 (2)	254.1	-73.1	26.0	8.0	57	177.8	12.8/14.3		58.7
Алакит (силл)											
	1 низ	7 (1)	262.9	-72.3	22.2	13.2					
	2 верх	9 (1)	274.1	-63.8	24.9	10.6					
		16 (2)	269.5	-67.4	23.5	7.8	44.7	175.7	10.8/13.0		50.2
		2 о	269.5	-68.1	147.5	20.7	45.5	174.9	29.2/34.8		51.2
		30 (4)	263.7	-70.3	24.2	5.5	50.2	176.2	8.2/9.5		54.4
		3 о	265.2	-69.9	168.4	9.5	49.2	175.7	14.0/16.3		53.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Комсомольский											
	1	6	248.1	-65.7	23.2	14.2					
	2	7	238.1	-58.9	22.7	12.9					
		13	242.1	-62.2	23.2	8.7	50.1	204.1	10.5/13.5		43.5
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		20	242.5	-62.4	194.6	18.0	50.1	203.5	21.9/28.1		43.7
Марха-Сохсолоох											
		10/10	271.8	-68.3	43.3	7.4	44.9	173.0	10.5/12.5		51.5
Оленек-Томба											
	1	10/8	264.4	-75.3	40.4	8.8	56.6	163.5	14.8/16.1		62.3
	Моркока	10/12 (4)	274.1	-82.1	14.9	11.7	60.7	144.5	22.1/22.8		74.5
	Ойгулдах**	6	335.7	-78.2	27	13.0					
	Ыгыатта**	12	266.4	-83.0	108	4.2					
ПМН 2 типа (зоны обжига)											
Трасса											
	4	10/8	275.2	-71.1	27.9	10.7	47.1	167.2	16.3/18.7		55.6
Микродолеритовый											
	5	10/7	310.2	-75.6	39.6	9.7	43.8	140.4	16.4/17.8		62.8
Сытыканский											
	1	8 (2)	270.2	-65.9	72.3	6.7					
	2	9 (4)	260.0	-70.2	17.6	13.0					
		17 (6)	265.6	-68.0	29.6	6.7	46.9	177.9	9.4/11.2		51.1
		20	265.6	-68.1	399.7	12.5	47.0	177.8	17.6/21.0		51.2
Высотный											
	3	10/8	213.4	-65.6	11.7	17.5	64.8	51.0	23.1/28.5		47.8
Комсомольский											
	1 дол	9	229.2	-74.8	19.8	11.8					
	2 дол	9	255.8	-74.8	30.2	9.5					
	3 дол	9	256.9	-65.8	47.9	7.6					
	4 дол	10	249.5	-67.9	22.8	10.3					
	5 туф	11	244.8	-68.4	16.0	11.8					
		48	248.0	-70.5	23.2	4.4	56.4	187.3	6.6/7.6		54.7

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
		5 o	248.0	-70.6	223.1	5.1	56.6	187.1	7.7/8.8		54.8
	Виллой, обнажение 7	1 o/10 (1)	326.1	-58.6	30.1	9.0	18.1	134.8	9.9/13.4		39.3
	Моркока	1 o/17 (6)	251.0	-78.5	8.4	13.1	63.6	164.7	23.4/24.8		67.9

Примечания: N – количество образцов, участвующих в статистике (из них число секторов на кругах размагничивания). Параметры группировки векторов характеристической ЕОН: склонение - Dcp, наклонение - Jcp, кучность - k и овал доверия - α_{95} ; палеомагнитный полюс: широта - Φ , долгота - Λ , доверительные интервалы - dp/dm и палеоширота - fm . * - данные из работы [Kravchinsky et al., 2002]; ** - данные из работы [Konstantinov et al., 2014]; o (y) - статистика на уровне обнажений (участков).

Приложение № 3 - Плотностные и магнитные свойства базитов структурно-картировочных скважин Моркокинской площади

№ пп	Глубина, м	ПМТ	Плотность, кг/м ³	Каппа, 10 ⁻⁵ СИ	ЕОН, 10 ⁻³ А/м	Q, ед.,	I, °	Полярность J _n ⁰
1	2	3	4	5	6	7	8	9
Скв. 8472								
1	10	1	2960	4475	2378	1,50	65	R
2	20	1	2,96	4186	3959	1,98	80	R
3	30	1	2,97	3909	3366	1,80	78	R
4	40	1	2,98	4056	5077	2,62	81	R
5	50	1	2,96	4056	2864	1,48	64	R
6	60	1	2,97	4233	3934	1,95	69	R
7	70	1	2,97	3786	2633	1,45	64	R
8	80	2	3,00	2508	3840	3,21	89	R
9	90	2	2,95	3033	6423	4,38	75	R
10	100	2	2,99	2728	3552	2,71	69	R
11	110	2	2,98	2079	2734	2,60	87	R
12	120	2	2,99	2885	4622	3,37	69	R
13	130	2	2,99	2185	3181	3,07	73	R
14	140	2	2,97	2153	4291	4,19	74	R
15	150	2	3,00	2751	4804	3,68	82	R
16	160	2	2,99	2342	3100	2,77	72	R
17	170	2	2,98	2144	4207	4,12	82	R
18	180	2	2,97	2361	4520	4,02	73	R
19	190	3	2,94	2285	6757	6,20	77	R
20	200	3	-	2221	5650	5,33	77	R
21	210	3	2,97	2028	4832	5,01	81	R
22	220	4	2,96	1591	2239	2,17	-66	R

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Скв. 5777								
23	13	1	2,95	1265	3400	5,60	83	<i>N</i>
24	23	1	2,98	1325	3397	5,39	80	<i>N</i>
25	33	2	2,97	1743	1022	1,23	72	<i>N</i>
26	43	2	2,90	1751	725	0,87	82	<i>N</i>
27	53	2	2,96	2060	1177	1,20	65	<i>N</i>
28	63	2	3,02	1083	857	1,68	72	<i>N</i>
29	73	3	3,02	1359	1955	2,98	82	<i>R</i>
30	83	3	2,95	1398	2441	3,64	74	<i>R</i>
31	93	3	2,96	1261	2168	3,60	87	<i>R</i>
32	103	3	2,95	1236	2316	3,93	84	<i>R</i>
33	113	3	2,96	1500	2425	3,39	85	<i>R</i>
34	123	3	2,95	1416	2714	4,01	84	<i>R</i>
35	133	3	2,94	1922	4019	4,38	83	<i>R</i>
36	143	4	2,97	3513	1845	1,09	67	<i>R</i>
37	153	4	2,96	2110	1340	1,33	78	<i>R</i>
38	163	4	2,98	3441	1195	0,72	71	<i>R</i>
39	184	5	2,52	848	815	2,04	82	<i>R</i>
40	194	6	2,98	3434	1114	0,68	72	<i>R</i>
41	204	6	2,98	3257	1543	0,99	68	<i>R</i>
42	214	6	2,98	3156	1062	0,70	67	<i>R</i>
43	224	6	2,99	3026	940	0,65	59	<i>R</i>
44	234	6	2,95	1490	232	0,33	85	<i>R</i>

Примечание. Жирным шрифтом выделены образцы, прошедшие размагничивание экспресс-методом.

Приложение № 4 - Магнитные свойства петрофизических СВК месторождений алмаза Далдыно-Алакитского района

№ пп	СВК	N	α 10^{-5} СИ	ЕОН				Q ед.	ИН, J_i 10^{-3} А/м	СН			
				J_n 10^{-3} А/м	D_{cp}°	I_{cp}°	к, ед./ α_{95}°			J 10^{-3} А/м	D_{cp}°	I_{cp}°	к, ед./ α_{95}°
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Айхал													
1	Карбонатный комплекс (неразделен.), PZ ₁₋₂	525	5 (1.05)	0.25 (1.04)	350	55	5.0/3.2	0.09 (1.04)	3 (1.04)	3 (1.04)	355	75	76.8/0.7
2	АКБ, iD ₃ -C ₁ dl	90	135 (1.15)	25 (1.15)	330	30	2.0/15.1	0.33 (1.09)	85 (1.15)	100 (1.16)	330	70	14.7/4.2
3	Долериты, $\gamma\beta P_2-T_1$	140	1130 (1.03)	2800 (1.05)	80	80	29.4/2.2	5.1 (1.03)	560 (1.03)	3300 (1.05)	65	85	40.0/1.9
Юбилейная													
4	Алевро-песчаники, PZ ₁₋₂	70	5 (1.06)	0.5 (1.06)	180	60	4.56/9.0	0.13 (1.11)	5 (1.06)	5 (1.06)	355	80	85.8/1.8
5	Известняки, PZ ₁₋₂	30	1 (1.10)	0.1 (1.09)	5	65	75.4/6.4	0.24 (1.12)	0.5 (1.10)	1 (1.08)	0	75	1808.4/1.3
6	АКБ, iD ₃ -C ₁ dl	240	65 (1.14)	10 (1.14)	0	80	7.1/3.7	0.31 (1.04)	40 (1.14)	50 (1.14)	355	80	241.1/0.6
7	Долериты, $\gamma\beta P_2-T_1$	110	1800 (1.02)	4050 (1.03)	35	85	48.9/1.9	4.7 (1.04)	860 (1.02)	4930 (1.02)	30	85	70.0/1.6

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Комсомольская													
8	Карбонатный комплекс (неразделен.), PZ ₁₋₂	100	1 (1.09)	0.2 (1.07)	325	70	12.1/4.3	0.22 (1.08)	1 (1.09)	1 (1.08)	340	80	240.1/0.9
9	Терригенные отложения айхальской свиты, C _{2-3ah}	36	35 (1.08)	5 (1.25)	260	-65	28.7/7.6	0.39 (1.29)	15 (1.08)	15 (1.11)	300	55	4.2/22.2
10	АКБ, iD ₃ -C _{1dl}	33	830 (1.35)	440 (1.29)	250	50	2.3/21.7	1.11 (1.21)	395 (1.35)	800 (1.26)	290	70	4.4/13.5
11	АКБ*, iD ₃ -C _{1dl}	7	5205 (1.14)	2440 (1.31)	230	-60	16.9/15.1	0.98 (1.16)	2485 (1.14)	1360 (1.41)	260	30	6.0/26.9
12	Долериты, γβP ₂ -T ₁	225	1450 (1.03)	1800 (1.03)	85	80	30.7/1.7	2.7 (1.03)	685 (1.03)	2505 (1.03)	45	85	57.7/1.2
13	Долериты*, γβP ₂ -T ₁	60	1300 (1.03)	790 (1.06)	285	-60	12.5/3.8	1.26 (1.05)	625 (1.03)	615 (1.05)	300	-5	4.0/7.4
14	Туфы, P ₂ -T _{1al}	53	40 (1.04)	10 (1.04)	85	85	17.0/4.9	0.42 (1.13)	20 (1.04)	25 (1.04)	5	80	41.0/3.1
15	Туфы*, P ₂ -T _{1al}	52	40 (1.03)	5 (1.14)	290	-60	21.7/4.3	0.41 (1.12)	15 (1.03)	15 (1.09)	325	55	8.1/7.4
Сытыканская													
16	Долериты, γβT ₁	120	1900 (1.03)	925 (1.06)	275	-50	10.2/4.2	1.0 (1.05)	900 (1.03)	805 (1.05)	295	15	4.5/6.9
17	АКБ, iD ₃ -C _{1dl}	54	860 (1.19)	245 (1.18)	15	-55	2.9/13.8	0.6 (1.11)	415 (1.17)	330 (1.23)	5	45	2.8/14.0
18	Долериты, γβT ₁	200	1240 (1.03)	1050 (1.05)	290	-50	5.8/4.6	1.75 (1.07)	600 (1.03)	1040 (1.04)	300	-10	2.8/7.5

Примечание: N – количество образцов, участвующих в статистике. J_n, J_i, J – абсолютные среднегеометрические значения векторов J_n, J_i, J . $D_{ср}$ – среднее склонение, $I_{ср}$ – среднее наклонение, k – кучность, α95 – овал доверия с вероятностью 95% векторов J_n или J . В скобках – ошибка среднего геометрического. * - петромагнитные неоднородности зон обжига (прогрев со стороны долеритов 3 фазы)