

Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



Российский фонд фундаментальных исследований
(РФФИ)



Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

Russian Foundation for Basic Research

Москва
ГЕОС
2020

Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 624

A.V. MOISEEV

**TECTONICS
OF THE UST-BELSKY SEGMENT
OF THE WEST-KORYAK
FOLD BELT**

Moscow
GEOS
2020

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 624

А.В. МОИСЕЕВ

**ТЕКТОНИКА
УСТЬ-БЕЛЬСКОГО СЕГМЕНТА
ЗАПАДНО-КОРЯКСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ**

Москва
ГЕОС
2020

УДК 551.24; 551.26; 552.5; 552.3

ББК 26.323

Ответственный редактор *С.Д. Соколов*

Редакционная коллегия:

К.Е. Дегтярев (главный редактор), *Н.Б. Кузнецов* (заместитель главного редактора), *Г.Н. Александрова* (ответственный секретарь), *Ю.О. Гаврилов*, *А.Б. Герман*, *В.Ю. Лаврушин*, *Б.Г. Покровский*, *М.А. Рогов*, *С.Д. Соколов*, *С.Ю. Соколов*, *М.И. Тучкова*, *М.А. Федонкин*, *М.Д. Хуторской*, *Н.П. Чамов*

Рецензенты: *С.А. Паланджян*, *Н.В. Цуканов*

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. – ISSN 0002-3272

Вып. 624: Тектоника Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы / Моисеев А.В.; отв. ред. С.Д. Соколов М.: GEOS, 2020. 162 с.

ISBN 978-5-89118-822-8

Монография является результатом комплексного изучения покровных структур Усть-Бельского региона северо-западной части Корякского нагорья. В основе работы лежит авторский материал. Приведены геологическое описание объектов, петрографическая и геохимическая характеристика терригенных, кремнистых и вулканогенных пород, данные изотопного датирования (Ar-Ar и U-Pb) магматических и обломочных пород. Реконструированы геодинамические обстановки формирования выделяемых структурно-вещественных комплексов.

В пределах Отрожной пластины Усть-Бельского террейна установлены фрагменты океанической коры, которые структурно перекрыты фрагментами островодужных вулканогенно-осадочных комплексов венда и девон-карбона. В строении среднеюрских-раннемеловых вулканогенно-осадочных пород Алганского и Усть-Бельского террейнов выделены и датированы структурно-вещественные комплексы, реконструирован латеральный ряд палеоструктур Удско-Мургальской островодужной системы: аккреционная призма и комплексы нескольких палеобассейнов, которые формировались на склоне островной дуги, висячем крыле аккреционной призмы и в пределах окраинно-морского бассейна.

Для широкого круга специалистов, интересующихся проблемами геодинамики и региональной тектоники Северо-Востока Азии.

DOI 10.34756/GEOS.2020.16.37836

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 20-15-00027
Издание РФФИ не подлежит продаже

Responsible editor *S.D. Sokolov*

Editor board:

K.E. Degtyarev (Editor-in-Chief), *N.B. Kusnetsov* (Deputy Editor-in-Chief), *G.N. Aleksandrova* (Executive Secretary), *Yu.O. Gavrilov*, *A.B. Herman*, *V.Yu. Lavrushin*, *B.G. Pokrovskii*, *M.A. Rogov*, *S.D. Sokolov*, *S.Yu. Sokolov*, *M.I. Tuchkova*, *M.A. Fedonkin*, *M.D. Khutorsky*, *N.P. Chamov*

Reviewers: *S.A. Palandzhyan*, *N.V. Tsukanov*

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publishers Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964. – ISSN 0002-3272

Vol. 624 Tectonics of the Ust-Belsky segment of the West-Koryak fold belt / Moiseev A.V.; editor S.D. Sokolov. Moscow: GEOS, 2020. 162 p.

The monograph is the result of a comprehensive study of the fold-thrust structures of the Ust-Belsky region of the North-Western part of the Koryak highlands. The work is based on the author's material. There is geological description of complexes, petrographic and geochemical characteristics of terrigenous, siliceous and volcanic rocks. The data of isotopic dating (Ar-Ar and U-Pb) of igneous and clastic rocks are presented. The geodynamic setting of tectono-stratigraphy complexes are reconstructed.

Within the Otrozhninskaya thrust of the Ust-Belsky terrain, fragments of oceanic crust have been established, which are structurally overlain by fragments of island-arc volcanogenic-sedimentary complexes of Ediacaran and Devonian-Carboniferous. For middle Jurassic-early Cretaceous volcanogenic-sedimentary rocks of Alganskiy and Ust-Belsky terrains tectono-stratigraphy complexes are found out and dated, lateral paleostructures of Udsko-Murgalskaya island arc system: accretionary prism complexes and several paleobasins, formed on the slope of the island arc, the hanging wall of the accretionary wedge and within the forearc basin are reconstructed.

To those interested in geodynamics and regional tectonics of North-Eastern Asia.

Published at financial support of the Russian Foundation for Basic Research, Grant 20-15-00027.

The edition of the RFBR isn't subject for sale.

ISBN 978-5-89118-822-8

© Моисеев А.В. 2020
© ГИН РАН, 2020
© GEOS, 2020

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	7
ГЛАВА 1. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ (ЗАПАДНО-КОРЯКСКАЯ, АНАДЫРСКО-КОРЯКСКАЯ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ).....	11
1.1. Западно-Корякская складчатая система.....	11
1.2. Анадырско-Корякская складчатая система.....	18
ГЛАВА 2. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА УСТЬ-БЕЛЬСКИХ ГОР	21
ГЛАВА 3. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА.....	30
3.1. Вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплексы Отрожной пластины	30
3.1.1. Геологическое строение комплексов, и состав обломочных пород	30
3.1.2. Геохимия вулканогенных пород	41
3.1.3. U-Pb датирование цирконов	48
3.2. Комплексы палеозойского (?) возраста (Головская пластина).....	50
3.2.1. Геологическое строение комплексов и состав пород.....	50
3.2.2. U-Pb датирование обломочных цирконов	52
3.3. Терригенные отложения средней юры, верхней юры – нижнего мела (Мавринская, Удачнинская пластины)	54
3.3.1. Геологическое строение района р. Левая Маврина (Мавринская пластина).....	54
3.3.2. Геологическое строение междуречья Маврина-Снежная (Удачнинская пластина)	56
3.3.3. U-Pb датирование обломочных цирконов	59
3.3.4. Строение и состав туфо-терригенных пород.....	61

ГЛАВА 4. СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА	64
4.1. Пластина «Нижняя».....	65
4.1.1. Геологическое строение.....	65
4.1.2. U-Pb датирование обломочных цирконов	69
4.1.3. Состав обломочных пород.....	72
4.1.4. Состав магматических пород	76
4.2. Пластина «Верхняя».....	82
4.2.1. Геологическое строение.....	82
4.2.2. Состав обломочных пород.....	90
4.2.3. Состав магматических пород	91
4.2.4. Состав кремнистых пород.....	95
 ГЛАВА 5. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО СЕГМЕНТА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ	102
5.1. Позднедокембрийский-раннепалеозойский этап.....	102
5.2. Среднепалеозойский (поздний девон – ранний карбон) этап.....	104
5.3. Позднепалеозойский-раннемезозойский этап.....	109
5.4. Позднеюрский–раннемеловой этап.....	110
 ЗАКЛЮЧЕНИЕ	117
ЛИТЕРАТУРА.....	122
ПРИЛОЖЕНИЯ.....	133
<i>Приложение 1.</i> Содержание петрогенных и рассеянных элементов для вулканогенных пород Отрожнинской пластины.....	134
<i>Приложение 2.</i> Результаты локального U-Pb датирования (SHRIMP-II) обломочных цирконов в осадочных породах Отрожнинской пластины	138
<i>Приложение 3.</i> Результаты U-Pb изотопных (LA-ICP-MS) анализов обломочных зерен цирконов.....	141
<i>Приложение 4.</i> Содержание петрогенных и рассеянных элементов вулканогенных пород северной части Алганского террейна.....	154
<i>Приложение 5.</i> Содержание петрогенных и рассеянных элементов в кремнистых породах «Верхней» пластины северной части Алганского террейна	158

*Всем поколениям моих любимых девочек,
которые отпускают с пониманием
и встречают с радостью.
Бабушке, маме, жене, дочерям*

ВВЕДЕНИЕ

Тектоника активных континентальных окраин является одним из основных направлений геотектоники, в рамках которого были разработаны основы аккреционной тектоники, концепции коллажа террейнов и тектонической расслоенности литосферы. Изучение процессов и общих закономерностей формирования континентальных окраин Тихого океана и покровно-складчатых структур Тихоокеанского пояса остаются актуальными проблемами, решением которых занимаются многие отечественные и зарубежные творческие коллективы.

В конце 70-х и начале 80-х годов прошлого века были начаты комплексные тематические исследования структур Корякского нагорья. Большой вклад в изучение тектоники и картирование покровно-складчатых структур сделан работами сотрудников АН СССР (Корякская экспедиция ГИН РАН и СВКНИИ ДВО РАН, а также ИЛСАН и ДВГИ ДВО РАН). Основные результаты опубликованы в работах (Руженцев и др., 1979, 1981; Руженцев, Соколов, 1980; Тектоническая расслоенность литосферы, 1980; Аристов и др., 1982; Очерки тектоники Корякского нагорья, 1982; Казимиров, 1985; Григорьев и др., 1987; Брагин и др., 1987; Тильман, 1987; Геология юга Корякского нагорья, 1987; Богданов, Тильман, 1990; Пушаровский и др., 1992; Соколов, 1992; Ханчук и др., 1992; Вишневская и др., 1992; Ханчук, 1993; Чехович, 1993; Коваленко, 1996; Соколов, Бялобжеский, 1996).

Одними из важных объектов исследований были структуры Западно-Корякской складчатой системы, расположенной на границе Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Алексеев, 1981; Филатова, 1988; Ханчук и др., 1990; Голозубов и др., 2005; Геодинамика..., 2006). Позднее, преимущественно сотрудниками ГИН РАН на основании большого фактического материала были дополнены знания о геологическом строении Западно-Корякской складчатой системы и создана серия палеотектонических рекон-

струкций континентальной окраины Азии. Основное внимание сосредоточено на изучении Тайгоносского, Пенжинского и Пекульнейского сегментов (Бондаренко и др., 1999а, б; Соколов и др., 1999, 2001; Морозов, 2001; Sokolov et al., 2003; Палечек, Паланджян, 2007; Лучицкая, 2000; Леднева и др., 2009б).

Несмотря на достаточно хорошую изученность Западно-Коряжской складчатой системы в целом, до сих пор остается ряд противоречий в представлениях о геологическом строении и моделях тектонической эволюции. Это обусловлено неравномерной изученностью региона. Некоторые крупные участки остаются либо слабо изученными, либо изучены давно, без применения современных аналитических методик. Это затрудняет проведение региональных корреляций и делает невозможным или ограниченным включение подобных объектов в тектонические и геодинамические построения. Например, в пределах Усть-Бельского сегмента исследования были сосредоточены главным образом на офиолитах, а изучению вмещающих комплексов уделялось недостаточно внимания. При этом в районе Усть-Бельских гор, на сравнительно ограниченной территории, совмещены разновозрастные и различные по составу образования, изучение которых дает возможность дополнить знания о тектонике и геодинамике Коряжского нагорья. Более того, именно здесь можно наблюдать взаимоотношения Западно-Коряжских (Усть-Бельский террейн) и Анадырско-Коряжских (Алганский террейн) структур.

Говоря о возможном применении новых данных, стоит заметить, что они могут быть вписаны в известные геодинамические сценарии в масштабах не только Коряжского нагорья, но и Северо-Восточного обрамления Азиатского континента. Исследуемые объекты имеют сходство с хорошо изученными объектами по всей северной периферии Тихого океана. Важно отметить неразрывную взаимосвязь в геологическом прошлом геодинамических событий в Северном Ледовитом и Тихом океанах (Тектоника..., 2009). Это определяет выбранный объект как перспективный для более глубоко понимания тектоники и истории развития бассейнов не только Тихоокеанского региона, но и Восточной Арктики.

Основной целью проведенных исследований была разработка модели тектонической эволюции Усть-Бельского сегмента Западно-Коряжской складчатой системы. Предлагаемая модель позволит восстановить последовательность, природу геологических процессов и событий для протяженного временного интервала, начиная с палеозоя до конца раннего мела.

В основу работы положен материал, собранный автором в процессе полевых работ в районе Усть-Бельских гор. В 2007 г. автор принимал участие в полевых работах, начатых в рамках комплексных исследований по международному проекту РФФИ под руководством Акиры Ишиватари (Япония, университет Тохоку) и Сергея Дмитриевича Соколова (Россия, ГИН РАН). Автор также участвовал и организовывал полевые работы научных отрядов ГИН РАН в 2008 и 2011 гг. В 2012 г. принимал участие в геолого-съёмочных работах ГДП-200 (ОАО «Георегион»), материалы которых приняты и защищены во ФГУП «ВСЕГЕИ» (Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:20 000 листы Q-59-XXIX, XXX). Собранный во время экспедиционных работ материал является оригинальным и не дублируется с данными иностранных и отечественных коллег. В состав изученных

комплексов входят различные ассоциации и типы пород (вулканыты, терригенные, туфо-терригенные, кремнистые породы), а также различные их сочетания.

В качестве основной методики исследования использовался анализ структурно-вещественных комплексов (СВК), начиная со стадии полевых работ и геологического картирования и заканчивая лабораторным их изучением с применением современных методов и технологий. Под термином СВК в работе принимается определение, введенное Ч.Б. Борукаевым с соавторами в 1970-х гг.: «Структурно-вещественный комплекс – это крупное геологическое тело, отличающееся от смежных с ним тел значениями вещественных и структурных характеристик и имеющее разностные границы». В областях покровного строения геолог картирует и изучает СВК, которые могут образовывать отдельные надвиговые пластины, блоки в меланжах, олистолиты и т.д. Определение возраста, состава и обстановок формирования пород СВК позволяет отнести их к более крупным картируемым геологическим телам, таким как структурно-формационная или структурно-фациальная зона. Выделение СВК проводилось на основе стратиграфических, литологических, вещественных и структурных критериев. Основой для интерпретаций различных комплексов и ассоциаций пород, входящих в составы различных СВК, послужило определение их индикаторных особенностей: текстурно-структурные характеристики отложений, состав и возраст обломков, особенности геохимического состава осадочных и магматических пород. Выделенные комплексы датировались различными методами.

При изучении отдельных пород было изучено более 500 петрографических шлифов, проанализировано около 50 геохимических анализов кремнистых и вулканических пород. Определение главных элементов проводилось классическим методом мокрой химии (ГИН РАН), элементов-примесей – методом масс-спектрометрии (лаборатории АСИЦ ИПТМ РАН; ИМГРЭ). Изотопные геохронологические исследования включают U-Pb датирование четырех магматических пород и обломочных зерен цирконов пяти проб разновозрастных осадочных пород. Датирование проводилось методом лазерной абляции (LA-ICP-MS) и на ионном микрозонде (SHRIMP-II) в лабораториях университетов г. Киото, г. Хиросима (Япония) и в лаборатории A2Z (США). Для подсчета и графического представления данных были использованы Excel макросы (Gehrels, 2013), а также Isoplot/Ex 4.15 (Ludwig, 2003). Конкордантность рассчитывалась как отношение $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ к $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов. Для анализа в расчет принимались зерна с дискордантностью не выше 30%. Отбор по дискордантности не проходили зерна возрастом моложе 300 млн лет. Для зерен возрастом старше 1 млрд лет в расчет принимались их $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возрасты, для зерен моложе 1000 млн лет – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Помимо этого геохронологические исследования включают две Ar-Ar датировки, проведенные в университете г. Фэрбенкс (США).

В работе использованы новые определения микрофаунистических остатков. Конодонтовые элементы удовлетворительной сохранности были определены В.А. Аристовым (ГИН РАН). Определения радиоларий сделаны Т.Н. Палечек (ГИН РАН).

Глубокая признательность заведующему лабораторией тектоники океанов и приокеанических зон Геологического института РАН С.Д. Соколову за постоянную поддержку и подпитку идеями, без которых были бы невозможны ни работа, ни формирование автора как специалиста.

Искренне благодарен С.А. Паланджяну и Н.В. Цуканову за труд прочтения рукописи, обсуждения и замечания, которые позволили значительно ее улучшить, а также своим коллегам из Лаборатории тектоники океанов и приокеанических зон и других лабораторий Геологического института РАН: Г.В. Ледневой, А.В. Ганелину, М.И. Тучковой, А.Б. Кузьмичеву, Г.Е. Некрасову, А.И. Хисамутдиновой, Е.В. Ватрушкиной, Т.Н. Палечек, И.А. Войцику за поддержку и полезные консультации.

Особую благодарность хочу выразить А.В. Соловьеву, К.Е. Дегтяреву, М.В. Лучицкой и А.В. Рязанцеву за интерес к ходу работы и полезные наставления.

Проведение и организация полевых работ были бы невозможны без участия в них С.Д. Соколова, Г.В. Ледневой, И.А. Войцика, Б.А. Базылева, С.А. Паланджяна. Отдельно хочется поблагодарить сотрудников Анадырской экспедиции ОАО «Георегион» В.В. Лебедева, Е.П. Исаеву, С.А. Аксенова, Т.В. Звезда и особенно И.В. Гульпа за теплый прием, всестороннюю помощь и интерес.

Новые геохронологические данные появились в результате совместных работ с коллегами из Японии Я. Хаясака и А. Ишиватари, которым я выражаю свою благодарность.

Особо признателен своим родным и близким за поддержку.

Исследования в разные годы проводились при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-35-20037 и субсидии по теме № 0135-2019-0078. Издание осуществлено при финансовой поддержке РФФИ по проекту 20-15-00027.

ГЛАВА 1

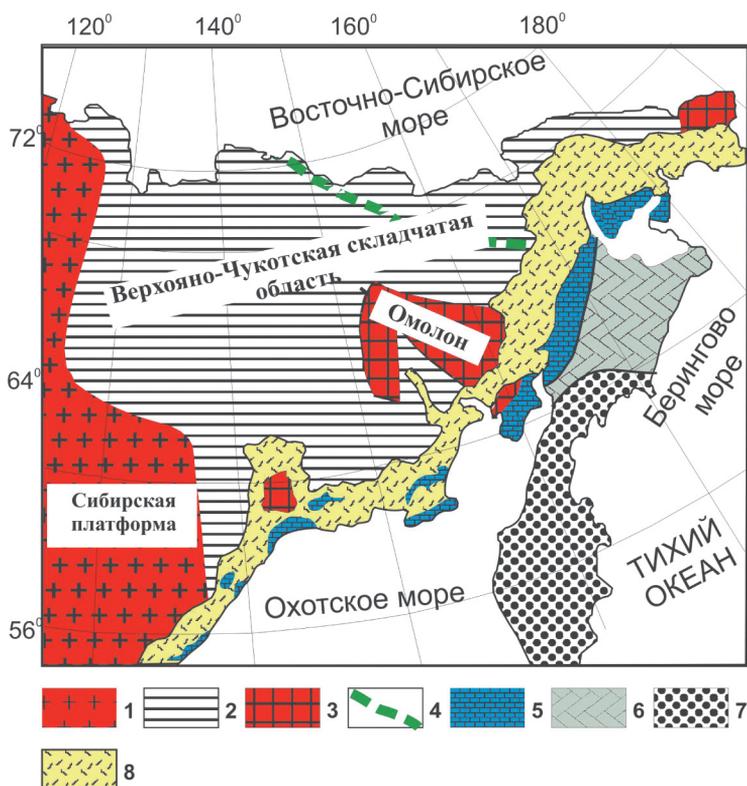
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ (ЗАПАДНО-КОРЯКСКАЯ, АНАДЫРСКО-КОРЯКСКАЯ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ)

На Северо-Востоке России, к востоку от Сибирской платформы в составе Тихоокеанского складчатого пояса принято выделять Верхояно-Чукотскую и Корякско-Камчатскую складчатые области, разделенные Охотско-Чукотским вулканическим поясом (ОЧВП) (рис. 1). Эти структуры имеют различные структурные планы и состоят из нескольких складчатых систем (Соколов, 1992, 2010). По возрасту складчатости Верхояно-Чукотская область относится к мезозоидам. Здесь характерен мозаичный рисунок с преобладанием северо-западных простираний основных элементов. Формирование континентальной окраины происходило в основном в результате коллизионных процессов.

Корякско-Камчатская складчатая область расположена к востоку от ОЧВП и имеет северо-восточное и восточное простирание структур, характерное для тихоокеанского обрамления. Данная область была образована в результате последовательного причленения к континенту со стороны океана разновозрастных и разнообразных в геодинамическом отношении террейнов. Корякско-Камчатская область включает в себя Западно-Корякскую, Анадырско-Корякскую и Олюторско-Камчатскую складчатые системы. В данной главе рассматривается геологическое строение Западно-Корякской и Анадырско-Корякской складчатых систем. Для более подробного тектонического подразделения используются террейновая терминология (Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1992) и упрощенный макет карты террейнов Корякского нагорья (Соколов, 2010).

1.1. Западно-Корякская складчатая система

Западно-Корякская складчатая система расположена на границе Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей. Она охватывает позднемезозойские структуры северного побережья Охотского моря (п-ова Кони, Пьягина,



▲ **Рис. 1.** Тектоническая схема Северо-Востока Азии (Соколов, 2010).

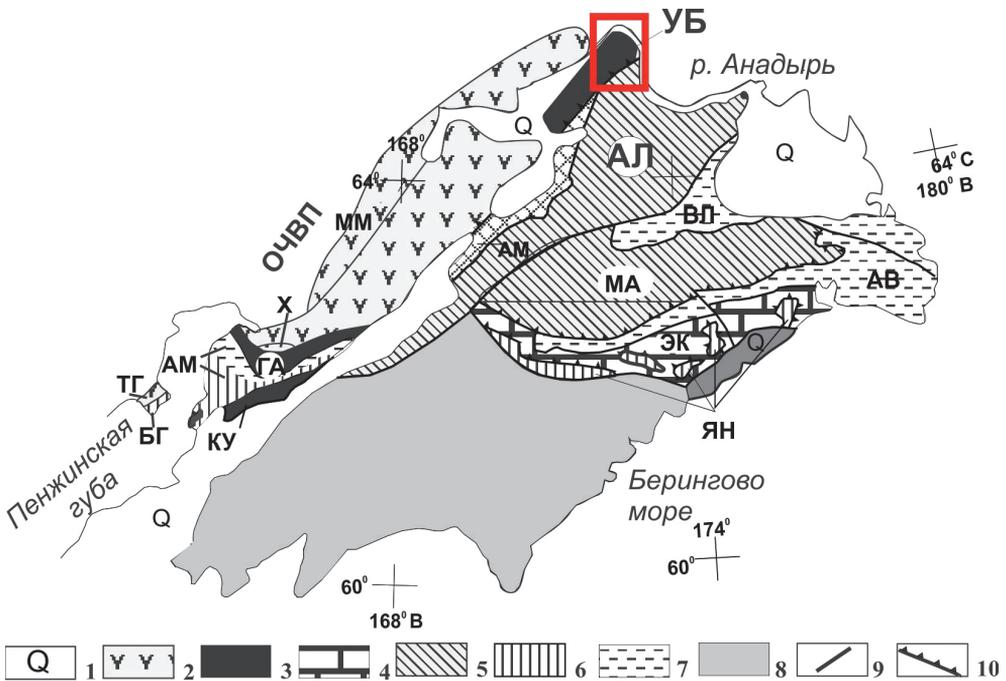
Условные обозначения: 1 – Сибирская платформа; 2-4 – Верхояно-Чукотская складчатая область: 2 – палеозойско-мезозойские отложения, 3 – террейны с континентальной корой; 4 – Южно-Аннуйская коллизонная сутура; 5-7 – Корякско-Камчатская складчатая область: 5 – Западно-Корякская складчатая система, 6 – Анадырско-Корякская складчатая система, 7 – Олюторско-Камчатская складчатая система; 8 – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

Тайгонос) и продолжается на северо-восток вдоль бассейнов рек Пенжины и Майн, Мургалевского и Ичигемского хребтов до среднего течения р. Анадырь. По возрасту главной складчатости система относится к поздним мезозоидам. Внутренняя структура имеет линейную ориентировку, дискордантную по отношению к структурному плану окружающих областей. По структурным особенностям может рассматриваться в качестве самостоятельной складчатой области (Охотской по т. 30 «Геология СССР»).

В различных работах структуры Западно-Корякской складчатой системы выделялись под названиями Таловско-Майнской, Таловско-Пекульнейской и Пенжинско-Анадырской зон (Александров, 1978; Алексеев, 1981; Очерки..., 1982) или Кони-Тайгоносской (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978) и Кони-Танюерской (Очерки..., 1982) складчатых систем.

Развитые в пределах складчатой системы комплексы характеризуются широким распространением островодужных вулканогенно-осадочных образований в воз-

растном интервале от карбона до конца раннего мела (Белый, 1974, 1981; Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Филатова, 1988). В принятой в работе тектонической схеме данные образования относятся к *Тайгоносскому*, *Харитонинскому* и *Мургальскому островодужным* террейнам (рис. 2). Изучение островодужных террейнов позволило установить долгоживущую конвергентную границу, а также выявить этапность в ее эволюции. Так, в работе С.Д. Соколова (1992) была обоснована необходимость различать более древнюю позднепалеозойско-раннемезозойскую Кони-Тайгоносскую и позднеюрско-раннемеловую Удско-Мургальскую островодужные системы. Со стороны океана к конвергентной окраине причленялись различные террейны палеозойского и мезозойского возраста (Тектоника..., 1980; Очерки..., 1982; Парфенов, 1984; Филатова, 1988; Богданов и др., 1992; Соколов, 1992, 2003, 2010; Соколов и др., 1997б; Соколов и др., 1999). Широко представлены офиолитовые террейны (*Кулюльский*, *Ганычаланский* и *Усть-Бельский*), а также террейны, включающие



▲ **Рис. 2.** Схема террейнов Корякского нагорья (по Соколов, Бялобжеский, 1996 с изменениями). Прямоугольником отмечен район исследования.

Условные обозначения: 1 – палеоген – четвертичные отложения; 2–7 – террейны с преобладанием комплексов: 2 – островодужных, 3 – офиолитовых, 4 – океанических, 5 – окраинноморских, 6 – аккреционных призм; 7 – терригенных, включая турбидиты; 8 – структуры Олоторско-Камчатской складчатой системы; 9 – границы террейнов; 10 – надвиги. Буквами обозначены террейны: ТГ – Тайгоносский терреин; ММ – Мургальский; Х – Харитонинский; УБ – Усть-Бельский; ГА – Ганычаланский; БГ – Береговой; КУ – Кулюльский; АМ – Айнынско-Майнский; АЛ – Алганский; ВЛ – Великореченский; МА – Майницкий; АВ – Алыктаваамский; ЭК – Эконайский; ЯН – Янранайский. Сокращения: ОЧВП – Охотско-Чукотский вулканогенный пояс

структуры аккреционных призм Удско-Мургальской дуги (Береговой, Айнынско-Майнский). В современной структуре данные террейны сосредоточены вдоль узкой полосы, вытянутой в СВ направлении более чем на 750 км, от п-ова Тайгонос до Усть-Бельских гор.

Начиная с позднего альба (Белый, 1981; Филатова, 1988; Tikhomirov et al., 2012) происходит коренная перестройка геодинамической обстановки на СВ Азии, что маркируется заложением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Островодужные террейны

Тайгоносский террейн. На севере через Пылгинскую зону смятия породы Тайгоносского террейна (см. рис. 2) граничат с метаморфическими породами докембрия и нижнего палеозоя (Авековский кратонный террейн, Верхояно-Чукотская складчатая область). С юга они ограничены Восточно-Тайгоносским поясом гранитоидов, образованным полифазными интрузиями гранитов и гранодиоритов ранне-мелового возраста (Бондаренко и др., 1999а; Лучицкая, 2000). Тайгоносский террейн объединяет вулканогенно-осадочные отложения полуостровов Тайгонос, Кони и Пьягина. Наиболее детально палеозойско-меловые вулканогенно-осадочные образования освещены в работах (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978; Филатова, 1988). В их составе выделяются три основных осадочно-вулканогенных трансгрессивно-регрессивных цикла. Островодужный вулканизм наиболее интенсивно проявлен в поздней перми, позднем триасе и ранней юре. Данные породы являются фундаментом для верхневолжско-нижнемеловых вулканогенно-осадочных образований Удско-Мургальской дуги (Соколов, 1992).

Мургальский террейн сложен мелководными морскими и континентальными вулканогенными, вулканокластическими и туфогенно-осадочными отложениями верхней юры – альба, накапливающимися в осевой и преддуговой частях Удско-Мургальской островной дуги. Строение этой полосы наиболее подробно рассмотрено в работах В.Ф. Белого и Н.И. Филатовой (Белый, 1974, 1981; Филатова, 1988). Островодужный комплекс прорван интрузиями диоритов, гранодиоритов, тоналитов и плагиогранитов (105 млн лет, К/Аг метод), перекрывается несогласно мелководными морскими и континентальными отложениями апта–альба.

Харитонинский террейн сложен туфо-терригенными, вулканогенными и известково-терригенными отложениями карбона, перми, триаса и нижней–средней юры. Отложения содержат бореальную фауну и флору ангарского типа.

Террейны аккреционных призм

Береговой террейн включает чешуйчато-надвиговые комплексы южной части п-ова Тайгонос (мыс Поворотный, п-ов Елистратова). Здесь развиты офиолиты и базальт-кремнистые комплексы, которые объединялись в кингивеемскую свиту (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978). Исследования (Chekhov, Palandzhyan, 1995; Вишневская и др., 1998; Бондаренко и др., 1999а; Палечек, Паланджян, 2007) позволили пересмотреть прежние представления. Мыс Поворотный сложен серией

крупных тектонических пластин, разделенных полосами серпентинитовых меланжей. Для пластин характерно сложное внутреннее строение, развиты чешуйчатые структуры, дуплексы, для флиша – горизонты «broken formation» и терригенного меланжа. На южном окончании развиты преимущественно океанические комплексы, которые относятся к кингивеевскому типу разреза. Выделяются четыре пластины (кингивеев-1, 2, 3, 4), сложенные среднетриасово-нижнемеловыми породами базальт-кремнистой ассоциации, сильнодислоцированными породами дайкового комплекса и амфиболовыми габбро. Все пластины разделены зонами меланжа, в которых встречаются блоки пород дайкового комплекса, ультрабазитов и габброидов. Породы габбро-гипербазитового комплекса рассматриваются как фрагменты меланократового фундамента. Между пластинами кингивеев 1, 2 и кингивеев 3, 4 залегает пластина, сложенная турбидитами верхней части средней и нижней части верхней юры («Поворотненский» флиш).

Севернее «кингивеевского» типа разреза расположены волжско-валанджинские вулканогенно-терригенные образования («лагерный» тип разреза). Комплекс разбит на ряд пластин, разделенных зоной меланжа. Вулканиды представлены лавами, лавобрекчиями, кластолавами, которые соответствуют вулканитам энсиматических островных дуг (Chekhov, Palandzhyan, 1995; Бондаренко и др., 1999а). Вулканогенные породы содержат прослойки и пачки полимиктового и вулканомиктового терригенного флиша. Структурно вверх островодужный комплекс надстраивается мощной толщей микститов. Лагерный и кингивеевский комплексы разделены зоной Главного серпентинитового меланжа, который включает блоки гранатовых амфиболитов, зеленых сланцев, метабазальтов, метакремней и мраморов (Соколов и др., 1999). Возраст амфиболитов из блока меланжа (Ar-Ar) 130–140 млн лет (Бондаренко и др., 1999б), что, вероятно, соответствует времени выведения офиолитов.

Айнынско-Майнский террейн. Террейн протягивается в северо-восточном направлении вдоль правобережья р. Пенжины и до бассейна р. Анадырь. Сложен главным образом турбидитами верхней юры – нижнего мела. Весь терригенный разрез имеет чешуйчато-надвиговое строение. К подошве некоторых пластин приурочены серпентиниты и зоны серпентинитового меланжа. В составе пластин встречаются глинистые сланцы, известковистые песчаники и известняки ордовика-силура и среднего-верхнего девона; известково-терригенные и туфо-терригенные отложения карбона-нижней перми, верхней перми, триаса, верхней юры и нижнего мела, а также редкие тела гипербазитов, серпентинитового меланжа и метаморфических пород. Встречаются олистостромовые горизонты. В северной части, в бассейне рек Ваеги и Мукарьяля, обнажены известняки силура, девона, карбона, перми, туфо-терригенные породы триаса и верхней юры – нижнего мела (Очерки..., 1982). Они слагают систему чешуй, наклоненных к северо-западу, мощностью сотни метров. Широко развиты зоны меланжа, катаклаза и милонитов.

Офиолитовые террейны

Куюльский террейн слагает юго-восточные склоны Таловских гор. Сложен серпентинитовым меланжем, который представляет собой аллохтонную бескор-

невую пластину, погружающуюся в северо-западном направлении (Александров, 1978; Чехов, 1982; Соколов, Бялобжеский, 1996). В меланже в виде тектонических пластин, смятых в сложные складки, встречаются фрагменты офиолитового разреза океанического, супрасубдукционного и внутриплитного генезиса. В работах (Григорьев и др., 1995; Соколов, Бялобжеский, 1996; Соколов, 2010) выделена следующая последовательность пластин (снизу вверх): Удачная, Тылпынтыхлаваям, Таловская, Уннаваямская, Встречная, Веселая, Ганкуваямская.

Пластина Удачная сложена серпентинитовым меланжем с блоками амфиболитов, зеленых и реже глаукофановых сланцев, базальтов и базальтовых даек. Также встречаются мраморы и метакремни, которые могли образоваться по породам кингивеевской свиты. Большой разброс датировок получился для метаморфических пород, генезис которых остается неясным. Для амфиболитов с реликтами габбровой структуры К/Аг методом по роговой обманке получено значение 324 ± 3 млн лет (Ханчук и др., 1990). Для двух образцов метаморфических пород из меланжа в бассейне р. Таловка Rb/Sr методом получены возрасты 92 ± 10 и 139 ± 6 млн лет (Виноградов и др., 1994).

Тылпынтыхлаваямская пластина сложена песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнями, олистостромами и терригенным меланжем поздней юры – раннего мела, которые были образованы в океаническом желобе.

Таловская пластина представлена перидотитами и габброидами, сформированными предположительно во внутриплитной обстановке.

Пластины Уннаваямская и Встречная сложены перидотитами, габброидами мезозоя и базальтами и кремнями среднего триаса – низов поздней юры, сформированными в океанической обстановке.

Пластина Веселая сложена серпентинитовым меланжем с блоками вулканогенно-кремнистых пород кингивеевского типа: базальты, известняки, кремни. Блоки кремнистых и карбонатных пород содержат микрофауну (фораминиферы, конодонты, радиолярии) позднепермского (?), среднетриасового, норийско-байосского и батско-раннетитонского возрастов. По петрохимическому составу базальты пластины Веселая близки к океаническим толеитам типа N-MORB.

Вышележащая Ганкуваямская пластина включает в себя наиболее полный разрез офиолитов, сформированных предположительно в надсубдукционных условиях (Паланджян, 1992). Она имеет синформное строение и расслоена зонами серпентинитового меланжа. В нижней части развиты гарцбургиты, реже лерцолиты. Выше расположены габброиды. Вдоль контакта с вулканогенными образованиями встречаются тела габбро-диабазов, диабазов и плагиогранитов, являющиеся фрагментами дайкового комплекса. Верхняя вулканогенная часть разреза сложена базальтами нередко с шаровой отдельностью. В кремнях были найдены радиолярии средней–поздней юры (Вишневская и др., 1992). U-Pb возраст цирконов из плагиогранита и плагиоклаз-амфиболовой породы составляет 157 ± 4 и 146.3 ± 3.7 млн лет соответственно (Леднева, Матуков, 2009).

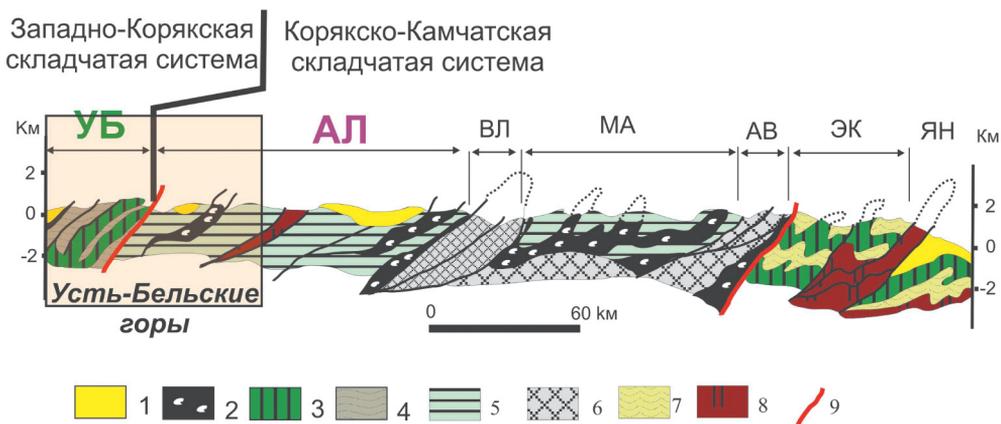
Ганычаланский террейн имеет сложное строение и состоит из нескольких тектонических пластин, смятых в крупную антиформу. Выделяются три покровных комплекса: Ильпенеийский, Калимиткинский и Эльгиминайский (Некрасов и др., 2001).

Ильпенейский комплекс представлен метаморфизованными базальтами, карбонатными и кремнисто-терригенными породами. Возраст метаморфизма 325 млн лет (K-Ar метод, Добрецов, 1974) и 327 млн лет (Rb-Sr метод, Виноградов и др., 1994). Типичный глаукофановый метаморфизм свидетельствует о его субдукционной природе.

Ильпенейский комплекс перекрыт Калисимиткинским покровом. В его разрезе выделяются четыре пластины. Нижняя пластина сложена габбро-амфиболитами, мигматизированными амфиболитами и плагиогранитами. Средний U-Pb возраст жил и линз плагиогранитов из подошвы Калисимиткинского покрова составляет 531.5 ± 5 млн лет. Следующая пластина образована породами полосчатого ультрабазит-габбрового комплекса, сменяющимися вверх по разрезу гнейсовидными лейкократовыми габбро. Предпоследняя пластина сложена серпентинитовым меланжем. Блоки представлены нижележащими габброидами, амфиболитами и серпентинизированными ультрабазитами. Также встречаются крупные глыбы кремнисто-терригенных пород, которые датированы ордовиком (Ханчук и др., 1992; Соколов и др., 1997а). Завершается разрез покровного комплекса пластиной монотонных филлитов верхней перми (Некрасов и др., 2001).

Верхний Эльгиминайский покровный комплекс представляет собой разрез дезинтегрированных офиолитов. В основании представлен серпентинитовым меланжем с блоками ультрабазитов, габбро, плагиогранитов, базальтов, кремнистых, терригенных и метаморфических пород. Выше залегают габброиды и габбро-амфиболиты, чередующиеся с троктолитами, верлитами и плагиогранитами. Ar-Ar возраст роговых обманок из габбро 559 ± 3 млн лет (Ханчук и др., 1992). Базальтово-кремнистые образования офиолитовой ассоциации согласно надстраиваются рифогенными известняками и замещающими их вверх по разрезу плохо сортированными конгломератами. В гальке известняков обнаружены конодонты среднего ордовика и археоциаты раннего кембрия, видовой состав которых характерен для биоценозов Катазии и Северной Америки (Ханчук и др., 1992). По комплексу фауны конгломераты и рифогенные известняки датируются средним-поздним ордовиком (Белый и др., 1984; Ханчук и др., 1992; Соколов и др., 1997а). Завершается разрез Эльгиминайского покрова граптолитовыми сланцами среднего ордовика – раннего силура. Геохимические характеристики габброидов и базальтов свидетельствуют об их формировании в океанических условиях (Ганелин, Пейве, 2001; Некрасов и др., 2001).

Усть-Бельский террейн состоит из нескольких тектонических пластин (Александров, 1978), объединенных в аллохтонный комплекс, надвинутых на мезозойские породы Анадырско-Корякской складчатой системы (Алганский террейн) (см. рис. 2, 3). В основании аллохтона находится Утесинская пластина, сложенная вулканогенно-кремнистыми породами палеозоя. Она перекрыта среднеюрскими туфотерригенными породами Мавринской пластины. Выше расположены две офиолитовые пластины – Отрожнинская и Толовская, сложенные в основании мантийными ультрабазитами, габброидами, диабазами, базальтами, которые перекрываются кремнями, известняками, песчаниками и туфами с фауной среднего девона-нижнего карбона. Между двумя офиолитовыми пластинами зажаты породы поздней юры – раннего мела, отнесенные к Удачинской пластине. С севера пакет пластин тектони-



▲ **Рис. 3.** Геологический профиль через северную часть Корякского нагорья (по Соколов, 2003 с изменениями).

Условные обозначения: 1 – постаккреционные позднемеловые-палеогеновые образования; 2 – серпентинитовые меланжи; 3 – офиолиты; 4 – терригенные отложения и известняки (палеозой-нижний мезозой); 5–7 – позднеюрские-раннемеловые ассоциации: 5 – вулканогенно-кремнисто-терригенная, 6 – туфо-терригенная, 7 – терригенная; 8 – базальт-яшмовая ассоциация; 9 – тектонические границы.

Буквами обозначены террейны: УБ – Усть-Бельский; АЛ – Алганский; ВЛ – Великореченский; МА – Майницкий; АВ – Алькатваамский; ЭК – Эконайский; ЯН – Янранайский

чески перекрыт породами ультрабазит-габбрового Усть-Бельского комплекса. Более подробно строение Усть-Бельского террейна рассмотрено в следующей главе.

1.2. Анадырско-Корякская складчатая система

Относится к кайнозойскому поясу складчатости. Мобилистский подход к тектонике региона был предложен П.Н. Кропоткиным и К.А. Шахварстовой (Кропоткин, Шахварстова, 1965). Современные представления о строении Корякского нагорья в значительной мере базируются на материалах исследований Корякской геологической экспедиции, организованной ГИН РАН и СВКНИИ ДВО РАН (А.А. Александров, Н.А. Богданов, С.Г. Бялбжеский, В.Н. Григорьев, Т.В. Звезда, О.Н. Иванов, А.Д. Казимиров, Ю.А. Колясников, Л.Л. Красный, С.А. Паланджян, А.А. Пейве, А.Н. Петров, В.П. Похилайнен, С.В. Руженцев, С.Д. Соколов, В.Е. Хаин, А.Д. Чехов), а также на более ранних работах В.Ф. Белого, В.А. Захарова, Г.Г. Кайгородцева, Г.П. Тереховой, В.А. Титова.

В Корякском нагорье выделены Корякская и Эконайская системы покровов и несколько структурно-формационных зон (Руженцев и др., 1979; Очерки..., 1982; Соколов, 1992). Характерно северо-восточное и субширотное простираание структур.

Позднее тектоническое районирование было выполнено на принципах террейнового анализа. В юго-восточном направлении выделяются следующие тер-

рейны: *Алганский, Майницкий, Великореченский, Аькатваамский, Эконайский и Янранайский.*

Алганский террейн занимает междуречье Анадыря, Майна и Великой. На северо-западе, в районе Усть-Бельских гор породы Алганского террейна перекрыты структурами Западно-Корякской складчатой системы (Усть-Бельский террейн). Более подробно строение зоны перехода двух складчатых систем и северо-западной части Алганского террейна рассмотрены в следующей главе. На востоке комплексы Алганского террейна шарьированы на терригенные отложения Великореченского террейна. Вдоль восточной границы локализованы выходы габброидов и перидотитов, и вполне возможно, что Алганский террейн полностью находится в аллохтонном залегании (Соколов, 1992).

Наиболее распространены среднеюрские-раннемеловые вулканогенно-кремнисто-терригенные отложения алганской свиты (ранее пекульнейвеемской (Кайгородцев, 1961)). Характерны системы чешуй с преобладанием юго-восточной вергентности, тела серпентинитовых меланжей, многочисленные зоны катаклаза и милонитизации; часто породы превращены в сплошные поля цеолит-прениит-цоизит-хлоритового агрегата. В таких случаях за породами закрепилось местное название «шуха». В.Б. Шмакин (1988) отмечал аномальную тектонизацию пород и выделил несколько породных ассоциаций: яшмово-базальтовую, кремнисто-песчанистую, флишевую, кремнисто-алевритовую, песчано-псефитовую. Контакты между литологическими разностями часто сорванные. По вещественному составу вулканитов различают островодужные и окраинно-морские вулканиты (Филатова, Вишневская, 1992).

Вышележащие отложения представлены мощными (3–5 км) терригенными породами перекатининской свиты позднеальбского-туронского возраста (Легенда..., 1999), которые рассматриваются как постамальгамационный комплекс (Соколов, Бялобжеский, 1996).

Майницкий террейн расположен в междуречье Великая и Хатырка. Серпентинитовые меланжи приурочены к основанию террейна. Они широко развиты вдоль восточной и южной границы и имеют покровные взаимоотношения с Аькатваамским и Эконайским террейнами (Очерки..., 1982; Соколов, 1992). Состав глыб в меланжах разнообразный: гипербазиты, габброиды, плагиограниты, различные вулканиты, кремни, известняки палеозойского-раннемезозойского возраста, фрагменты среднеюрских-раннемеловых вулканогенно-кремнистых пород, амфиболиты, зеленые и глаукофановые сланцы. Офиолиты гетерогенны (Очерки..., 1982; Паланджян, 1992; Филатова, Вишневская, 1992). Различаются позднепалеозойские-раннемезозойские и позднемезозойские офиолиты, образованные в океанических и островодужных геодинамических обстановках.

Тектонически выше меланжей залегают комплексы вулканогенно-кремнисто-терригенной чирынайской серии (является аналогом среднеюрской-нижнемеловой алганской свиты (Шмакин, 1988)). Породы чирынайской серии перекрыты флишевыми отложениями альба – верхнего мела.

Великореченский террейн расположен в нижнем течении р. Великая между Майницким и Алганским террейнами, где обнажается клиновидная полоса терригенных отложений мощностью до 5 км (Зинкевич, 1981; Очерки..., 1982). Они сла-

гают чешуйчато-надвиговую структуру. Сложены в основании флишем альбско-коньякского возраста и перекрыты мелководными и континентальными толщами сенон-датского возраста. Возможны две интерпретации меловых отложений, их можно выделить как самостоятельный террейн или объединить с постамальгамационными отложениями Алганского и Майницкого террейнов (Соколов, Бялобжецкий, 1996).

Алькатваамский террейн сложен мощными (до 5–6 км) терригенными, часто флишоидными сериями верхней юры – нижнего мела и верхнего мела – палеоцена (Очерки..., 1982). Внутреннее строение сложное. Выделяются несколько самостоятельных тектонических пластин, разрезы которых имеют различные стратиграфические, литологические и фациальные особенности. В составе некоторых пластин встречаются вулканогенно-осадочные образования островодужной природы. Фундамент юрско-меловых отложений обнажается в зонах серпентинитовых меланжей, состоящих, главным образом, из блоков офиолитов позднего палеозоя – раннего мезозоя.

Эконайский террейн имеет сложную покровно-складчатую структуру с леджачими и опрокинутыми складками, которые несогласно перекрываются постакреционные отложениями верхнего маастрихта – палеоцена (Руженцев и др., 1979; Очерки..., 1982; Соколов, 1992). Выделяются несколько покровов, которые можно рассматривать как самостоятельные тектоно-стратиграфические комплексы: туфо-терригенные отложения верхней юры – мела, ультрабазиты и габбро; габбро, плагиограниты, дайковый комплекс; вулканогенно-кремнистые ассоциации карбона – нижней юры; туфо-терригенные отложения, кремнисто-глинистые и грубообломочные отложения верхнего палеозоя, триаса. Породы были образованы в различных тектонических зонах и геодинамических обстановках. Выделяются островодужные образования, внутриокеанические плато, терригенные образования активной континентальной окраины, а также шельфовые обстановки.

Янранайский террейн представляет собой аккреционную призму, которая сложена терригенными породами, в том числе турбидитами, базальт-яшмовыми ассоциациями и олистостромами (Григорьев и др., 1987; Очерки..., 1982; Соколов, 1992; Grigoriev et al., 1994). Базальт-яшмовые ассоциации являются фрагментами океанической коры, сорванными с погружающихся литосферных плит. Среди базальтов выделяются толеиты СОХ и базальты океанических островов. Выделяются несколько разновозрастных ассоциаций. Яканувеемская пластина сложена базальтами, яшмами, радиоляритами титона–валанжина. Они перекрываются алевролитами и вулканомиктовыми песчаниками готерива–апта. Якенмывеемская и Ваамычгынская пластины представлены базальтами, гиалокластитами, радиоляритами альб-сенонского возраста и известняками сантон-кампанского возраста. Верхняя часть сложена терригенными породами и олистостромами.

Из приведенного обзора видна разница в строении и составе Западно-Корякской и Анадырско-Корякской складчатых систем. Рассматриваемый Усть-Бельский регион находится в зоне сочленения этих складчатых систем. В работе представлены результаты изучения различных структурно-вещественных комплексов Усть-Бельского региона, которое проводилось с целью выяснения особенностей их строения, состава, возраста и геодинамических обстановок формирования.

ГЛАВА 2

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ РАЙОНА УСТЬ-БЕЛЬСКИХ ГОР

Усть-Бельские горы расположены в правобережье крупной излучины среднего течения р. Анадырь. Структуры Усть-Бельских гор принадлежат северо-западному флангу Корякско-Камчатской складчатой области, где тектонически совмещены различные структурно-вещественные комплексы широкого возрастного диапазона.

Планомерные геологические исследования данного района были начаты в 1956 г. во время съемки масштаба 1:500 000, проведенной В.В. Гавриловым к югу от р. Анадырь. Получены первые сведения о геологическом строении данного региона. Позже геолого-съёмочные работы выполнялись В.Г. Кальяновым (Кальянов, Беяцкая, 1962; Кальянов, Силкин, 1961) и Г.И. Агальцовым (Агальцов, Беяцкая, 1961), В.И. Шкурским (Шкурский и др., 1963), В.Г. Силкиным (Силкин, Куприенко, 1962). Результаты этих работ были использованы в качестве основного материала при составлении геологической карты западной части территории Корякского нагорья (Захаров, 1974). Этими исследователями изучены девонские, нижнекаменноугольные, юрские (средний и верхний отделы), меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения и обнаружена промышленная золотоносность аллювия руч. Отрожного. Большое значение имели стратиграфические исследования Г.П. Тереховой (Терехова 1958, 1959), а в изучении гипербазитов – специальные работы Г.Г. Кайгородцева (Кайгородцев, 1961) и геолого-петрографические исследования В.Г. Силкина и В.Е. Стерлиговой (Силкин, Стерлигова, 1973). Район Усть-Бельских гор рассматривался как сложно построенный антиклинорий, в ядре которого обнажаются палеозойские породы, а фланги сложены отложениями мезозоя-кайнозоя. Тела основного и ультраосновного состава интерпретировались как интрузивные. Помимо этого существовало мнение, что в его пределах развит региональный глубинный разлом, который прослеживается по интрузиям основного и ультраосновного состава.

Современное представление о покровно-чешуйчатом характере структуры Усть-Бельских гор и океанической природе офиолитов сформулировано в работах А.А. Александрова (1978, 1978). Отдельные вопросы тектоники и геологии офиоли-

тов Усть-Бельских гор изучались Г.В. Пинусом, В.В. Велинским, Т.А. Смирновой, Г.Е. Некрасовым, М.С. Марковым, С.А. Паланджяном, Г.Г. Дмитренко (Пинус и др., 1973; Марков и др., 1982; Palandzhyan, Dmitrenko, 1996; Паланджян, 1992; Некрасов и др., 2001). Согласно данным предшественников, в покровно-чешуйчатой структуре Усть-Бельских гор выделяются несколько покровных единиц, погружающихся в западных и северо-западных румбах. Строение отдельных пластин и их количество являются предметом дискуссий (Александров, 1978; Марков и др., 1982; Паланджян, 2000).

В восточной части Усть-Бельской территории, восточнее бассейна р. Левая Маврина, широко развиты вулканогенно-кремнисто-терригенные породы. Первоначально эти породы на карте масштаба 1:1 000 000 были включены в состав позднемеловой алганской свиты (Васецкий, 1962). Позднее на карте 1:200 000 под редакцией В.А. Захарова (Захаров, 1974) были выделены три толщи. Большая часть пород включена в состав позднеюрской – раннемеловой пекульнейвеемской свиты на основании сходства и стратиграфического положения данных пород со стратотипом, описанным в хр. Пекульней (Кайгородцев, 1961). В Усть-Бельском районе по единичным находкам ауцелл и радиолярий эта свита условно была разделена на две подсвиты ранневаланжинского и средневаланжинского возраста. Их с несогласием перекрывают сеноман-туронские грубые терригенные породы.

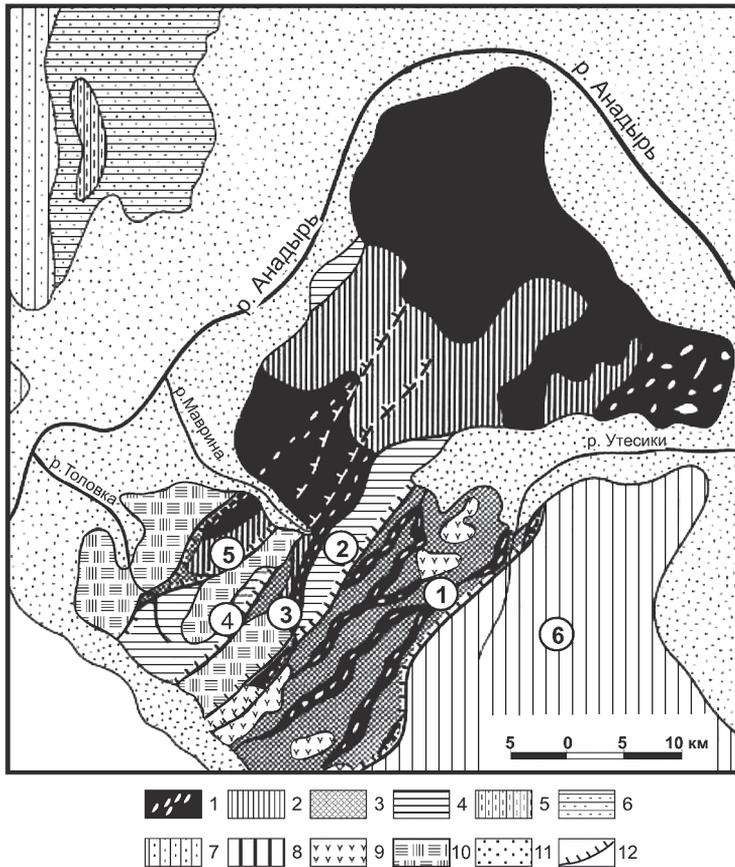
По остаткам *Inoceramus porrectus* Eichw, *Retroceramus bulunensis* Kosch., *R. ex. gr. Vagt Rosch.* туфо-терригенные отложения бассейна р. Левая Маврина были отнесены к среднеюрским образованиям. Там же в поле распространения среднеюрских пород были описаны тела известняков, которые условно были отнесены к девонской системе. Непосредственный контакт пекульнейвеемской свиты и среднеюрских осадков обнаружен не был, а среднеюрская фауна собрана только в нижней части вмещающих отложений. Таким образом, В.А. Захаров не исключал возможности постепенного перехода между двумя толщами.

В ходе разномасштабного картирования в Анадырско-Корякском регионе среди разновозрастных отложений пекульнейвеемской и чирынайской свит (Александров, 1978) была обнаружена фауна триаса, ранней и средней юры (Невретдинов, Лебедев, 1987; Терехова, 1987; Грецкий, 1989; Вяткин, 1990; Крымсалова, 1990; Филатова, Вишневская, 1992; Вишневская, 2001). В последней легенде к Корякской серии листов (Легенда..., 1999) вулканогенно-кремнисто-терригенные породы восточной части Усть-Бельских гор, относимые ранее к пекульнейвеемской свите, были включены в состав алганской свиты байос-готеривского возраста. Свита по особенностям строения разбита на две подсвиты. В нижней части преобладают базальтоиды и кремнистые породы, которые перекрываются туфо-терригенными породами. Общая мощность свиты оценивается в 3400–3700 м. Среднеюрские туфо-осадочные породы бассейна р. Левая Маврина отнесены к Чахматкуульской свите, которая охарактеризована ортостратиграфическими группами двустворок и остатками аммонитов от раннего аалена до бата включительно мощностью 640 м.

Стратиграфические исследования с применением радиоляриевых анализов выявили большое разнообразие комплексов. В породах между речья Левая Маврина – Утесики выделены позднеитон-готеривский и позднебат-раннекеловейский воз-

растные интервалы (Филатова, Вишневская, 1992; Вишневская и др., 1996; Вишневская, Пральникова, 1999; Вишневская, 2001).

А.А. Александровым (1978) вулканогенно-кремнисто-терригенные образования междуречья Утесики – Анадырь были отнесены к автохтону. Фронт надвига проводился от нижнего течения р. Утесики вдоль его левого борта до верховьев р. Чивэтыквеем (рис. 4). Сеноман-туронский возраст отложений автохтона определен по находкам остатков *Inoceramus* cf. *nipponicus* Nagao et Mat., *I.* cf. *tenuistriatus* Nagao et Mat., собранных в верхнем течении р. Чивэтыквеем. При этом А.А. Александров не исключал более широкий возрастной диапазон отложений.



▲ **Рис. 4.** Тектоническая схема Усть-Бельских гор (по Александров, 1978).

Условные обозначения: 1–4 – аллохтонные комплексы: 1 – гипербазиты и меланжи, 2 – габбро, 3 – вулканогенно-осадочные отложения палеозоя, 4 – терригенные отложения средней юры и нижнего мела; 5–7 – терригенные отложения: 5 – триаса, 6 – юры, 7 – верхнего мела; 8 – автохтонные терригенные отложения сеноман–сантона; 9 – андезиты, дациты и их туфы палеогенового возраста; 10 – моласса олигоцен–миоцена; 11 – четвертичные отложения; 12 – надвиги.

Цифры в кружках – тектонические пластины аллохтона: 1 – Утесинская, 2 – Мавринская, 3 – Острожнинская, 4 – Удачнинская, 5 – Головская, 6 – автохтон

Породы, расположенные в левобережье р. Утесики и долине р. Левая Маврина, разными авторами включались в различные покровные структуры. Вулканогенно-осадочные отложения между речья Левая Маврина – Утесики были включены в состав Утесинской пластины основания аллохтона (Александров, 1978). Отмечены их интенсивная раздробленность, высокая степень динамометаморфизма, а также сложное строение. На основании формационного сходства отложений с фаунистически охарактеризованными осадками палеозоя г. Отрожная предполагался их палеозойский возраст. Позже (Марков и др., 1982) отложения на данном участке были включены в состав автохтона. Среднеюрские туфо-терригенные породы бассейна р. Левая Маврина выделены в отдельную Мавринскую пластину аллохтона (Александров, 1978). В работах С.А. Паланджяна с соавторами (Паланджян, 2000; Паланджян и др., 2011; Palandzhyan, Dmitrenko, 1996) комплексы водораздела Левая Маврина – Утесики включены в состав Утесинского покрова (включает Утесинскую и Мавринскую пластины по (Александров, 1978)) основания аллохтона. Данный покров рассматривался как чередование пластин, сложенных фрагментами позднепалеозойских, раннемезозойских и позднеюрско-раннемеловых островодужных комплексов, разделенных полосами серпентинитовых меланжей.

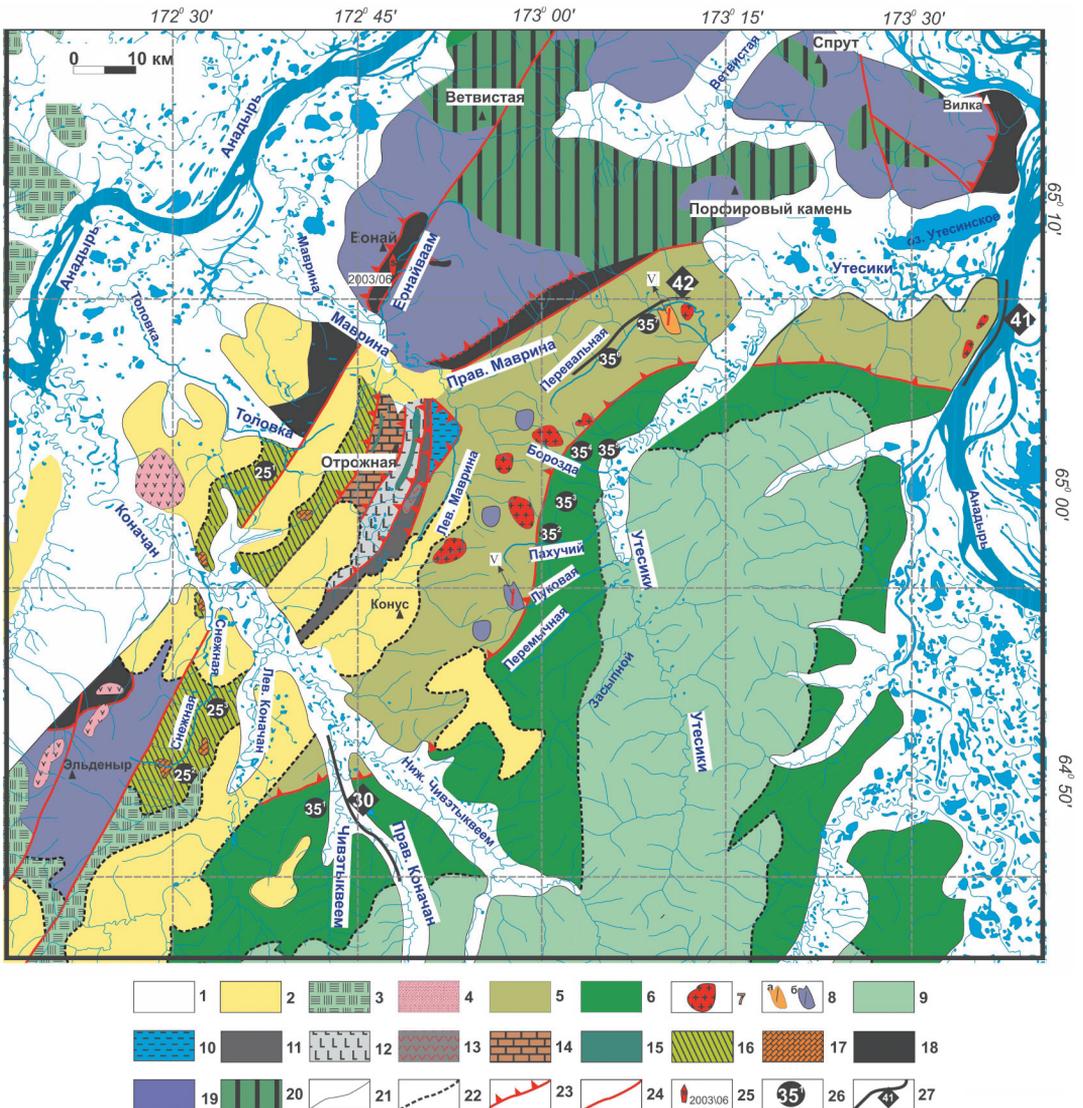
На схеме террейнов Корякского нагорья (см. рис. 2) среднеюрские – раннемеловые вулканогенно-кремнисто-терригенные образования восточной части Усть-Бельских гор (междуречье Утесики – Анадырь) включены в состав Алганского

► **Рис. 5.** Схема геологического строения Усть-Бельских и севера Алганских гор. Составлена с использованием оригинальных материалов и по (Захаров, 1974; Александров, 1978; Паланджян и др., 2011; Гульпа, 2014).

Условные обозначения: 1 – четвертичные отложения, 2 – эоцен-олигоценые нерасчлененные отложения, 3 – песчаники, гравелиты, прослой бурого угля, верхний мел, 4 – субвулканические тела риолитов, эоцен; 5–9 – Алганский террейн (относительный автохтон): 5 – «Верхняя» пластина, серпентинитовый меланж, 6 – «Нижняя» пластина, вулканогенно-туфотерригенный комплекс; 7 – крупные блоки плагиогранит-тоналитов венд-кембрийского возраста; 8 – блоки докембрийских пород, содержащие дайки плагиогранитов венд-кембрийского возраста: а – вулканогенно-осадочные; б – гипербазиты, идентичные ультрамафитам Усть-Бельского массива; 9 – туфо-терригенные породы перекатнинской свиты, верхний альб-турон; 10–20 – Усть-Бельский террейн: 10 – Мавринская пластина, терригенные образования средней юры и раннего мела; 11–15 – Отрожинская пластина: 11 – серпентинитовый меланж и породы меланократового основания пластины, 12 – вулканогенный комплекс; 13 – секущие плагиограниты в габброидном комплексе Отрожинской пластины и их блоки в меланже; 14 – вулканогенно-осадочный комплекс; 15 – среднетриасовые дайки диоритов; 16–17 – образования Удачинской пластины: 16 – терригенные образования поздней юры – раннего мела; 17 – крупные блоки позднего девона – раннего карбона в туфотерригенном мезозойском матриксе; 18 – тела меланжей, содержащие фрагменты позднепротерозойской-раннемезозойской коры; 19–20 – породы Усть-Бельского (север) и Эльденьского (юг) массивов: 19 – гипербазиты, 20 – габброиды; 21 – согласные границы, 22 – несогласные границы; 23 – надвиг; 24 – разломы; 25 – U-Pb датирования обломочных цирконов метапесчаников р. Еонайваам; 26 – положение изученных разрезов мезозойских пород, цифра соответствует номеру рисунка, индекс – номеру разреза; 27 – участки, для которых приведены детальные схемы геологического строения и опробования, цифра отражает номер рисунка. Для района г. Отрожная построена геологическая карта (рис. 7)

террейна (Парфенов и др., 1993; Соколов, Бялбжеский, 1996; Nokleberg, 1994; Соколов, 1997б, 2003, 2010). Постамальгамационные комплексы представлены флиш-оидными отложениями позднего альба – позднего мела. В пределах Усть-Бельских гор они распространены на юге-востоке территории (Захаров, 1974).

Породы, распространенные западнее бассейна р. Утесики (рис. 5), включены в состав Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой системы (Парфенов и др., 1993; Соколов, Бялбжеский, 1996; Соколов, 2010). Отложения прослеживаются в виде тел, вытянутых в северо-западном направлении, и представлены палеозойскими вулканогенно-терригенными и позднемезозойскими туфо-терригенными образованиями. Широко развиты породы гипербазит-габбрового состава, которые



на севере и юге слагают соответственно Усть-Бельский и Эльденырский крупные массивы изометричной формы. По данным предшественников, выделяются несколько различных пластин и покровов, перекрытых поздне меловыми и палеогеновыми грубообломочными и вулканогенными породами.

Отрожнинская пластина надвинута на среднеюрские породы бассейна р. Левая Маврина (Мавринская пластина (Александров, 1978)). Разрез Отрожнинской пластины был составлен А.А. Александровым (1978). В основании разреза расположена зона серпентинитового меланжа с блоками серпентинизированных гарцбургитов, перцолитов, дунитов, габбро, плагиогранитов, диабазов, родингитов, зеленых сланцев, а также туфо-терригенных пород среднего мезозоя. По геофизическим данным, плоскость контакта погружается в западных румбах под углом 60–70°.

Выше находятся: (I) деформированный ультраабазит-габбровый комплекс мощностью около 1 км и (II) вулканогенный комплекс (мощность до 400 м). Предполагался постепенный переход между габброидами и вулканогенным комплексом. По геохимическим параметрам базальты вулканогенного комплекса соответствуют базальтам N-MORB (Palandzhyan, Dmitrenko, 1996). Вулканогенный комплекс перекрывается вулканогенно-терригенными отложениями среднего девона – нижнего карбона с горизонтами кремнистых пород и известняков. Характер взаимоотношений осадочных пород с вулканитами установлен не был, и согласное налегание предполагалось условно. Отложения (общая мощность 900 м) смяты в синклимальную складку северо-западного – юго-восточного простирания, опрокинутую к востоку. Традиционно разрез пластины интерпретировался как единая офиолитовая ассоциация. Надежных геохронологических данных о возрасте офиолитов не было. На основании возраста перекрывающих осадков вулканогенный комплекс условно считался раннедевонским, а офиолиты рассматривались как среднепалеозойские (Александров, 1978; Марков и др., 1982; Паланджян, 2000; Паланджян и др., 2011). Ультраабазит-габбровый и вулканогенный комплексы прорваны дайками кислого состава с радиологическими возрастными интервалами 340–180 млн лет (K-Ar метод, Александров, 1978). Крупные тела осадочных пород палеозоя также отмечены вдоль бортов р. Снежная, где они с несогласием перекрыты волжскими отложениями (Захаров, 1974).

Западнее г. Отрожная в междуречье Маврина – Коначан (см. рис. 4, 5) обнажаются полимиктовые и туфогенные песчаники, алевролиты и аргиллиты общей мощностью 700 м. По вмещающей фауне возраст отложений определен как валанжин. Также выходы разновозрастных осадков прослеживаются по простиранию на левом берегу р. Коначан, в бассейне р. Снежная, где они согласно надстраивают волжские сходные по составу породы. Однако выделение пород в отдельные толщи носит крайне условный характер, и они, видимо, должны быть объединены в одну толщу (Захаров, 1974). В (Легенда..., 1999) валанжинские осадки включены в состав майнской толщи, волжские – в орловкинскую толщу, возраст которой расширен с оксфорда по волжский ярусы. По данным (Захаров, 1974), раннемеловые терригенные породы в районе г. Отрожная со стратиграфическим несогласием залегают на палеозойских образованиях с конгломератами в основании. Такое мнение отражено в геологических схемах строения Усть-Бельских гор, где меловые осадки

объединены с офиолитовыми разрезами палеозоя в Средненскую (Марков и др., 1982) или Нижнюю (Некрасов и др., 2001) пластины. В работах (Александров, 1978; Паланджян, 2000; Паланджян и др., 2011) валанжинские отложения между-речья Маврина – Коначан включены в состав отдельной, Удачинской пластины. В междуречье Маврино – Коначан в поле распространения раннемеловых отложений отмечены изолированные выходы палеозойских пород в виде экзотических утесов на фоне сглаженного рельефа (Захаров, 1974). Однако палеозойский возраст только предполагается, поскольку фауна не была найдена. По мнению С.А. Паланджяна (2000), они представляют собой отторженцы, образуя горизонты олистостром в меловых осадках.

В районе р. Толовка выделяются гипербазиты, габбро, которые вверх по разрезу перекрываются вулканогенно-осадочной толщей. Условно породы были отнесены к среднему–верхнему отделам девонской системы на основании их сопоставления с фаунистически охарактеризованными отложениями района г. Отрожная (Захаров, 1974). Данные породы совместно с отложениями р. Еонайваам объединены в единую Толовскую пластину, которая рассматривалась как полный аналог Отрожинской (Александров, 1978). При этом указывалось на более сложное строение и взаимоотношения пород, чем в районе г. Отрожная, обусловленные высокой степенью складчатых дислокаций и разрывных нарушений.

Первые U-Pb (метод SHRIMP) геохронологические датировки цирконов из амфиболового габбро р. Толовки дали следующие результаты (Леднева и др., 2009, 2012а). Конкордантные возрасты по 5 зернам – 799 ± 15 млн, что проинтерпретировано как возраст кристаллизации габбро. Четыре замера одного метаморфического зерна дали дискордантные возрасты от 320 ± 81 до 380 ± 150 млн лет, что интерпретируется как возраст метаморфического события.

Большую часть Усть-Бельских гор занимает одноименный габбро-гипербазитовый массив, который расположен в северной части территории (рис. 4, 5). Его площадь превышает 1000 м^2 . В работе (Кальянов, Беляцкая, 1962) массив описан как интрузив, внедрившийся по региональному глубинному разлому в раннемеловое время. По современным представлениям массив слагает верхний покровный комплекс совместно с Эльденырским ультрамафит-мафитовым массивом, который вскрыт на левобережье р. Коначан в ядре горст-антиклинория. Подошва данного покрова представляет собой меланж (Александров, 1978; Паланджян, 2000; Паланджян и др., 2011; Некрасов и др., 2001). В работах С.А. Паланджяна меланж выделен в отдельную пластину мощностью до 500 м. Она прослеживается на западе в бассейнах р. Толовка и Еонайваам и продолжается далее по южному краю Усть-Бельского массива вдоль правобережья р. Маврина. На востоке выходит широкой полосой субширотного простиранья в междуречье Ветвистая – Утесики вплоть до обнажений в районе г. Вилка. В данный меланж включены блоки разнообразного состава. K-Ar возраст дацитов и амфиболитов р. Еонайваам 262 млн лет и 167–178 млн лет соответственно (Паланджян, 2000). Здесь обнажены дезинтегрированные офиолиты супрасубдукционного типа позднепалеозойско-раннемезозойского возраста (Паланджян, 2000). Радиологический возраст оливиновых пироксенитов района г. Вилка, определенный Sm-Nd методом по валовому составу, ортопироксену, кли-

нопироксену и двум фракциям роговой обманки ряда эденит-паргасит, составляет 893 ± 200 млн лет; без фракции роговой обманки – 885 ± 83 млн лет (Некрасов, 2013).

Высказывалось также предположение, что Усть-Бельский массив не является монолитной пластиной, а представляет собой пакет чешуй, граница между которыми совпадает с ориентировкой тектонических контактов пластин, выделенных в междуречье Маврина – Коначан (Александров, 1978). По мнению ряда исследователей, верхи покрова сохранились в виде эрозионных останцов в районе г. Вилка, сложенных базальт-терригенным комплексом. Возраст пород этого комплекса остается неизвестным. В работе (Марков и др., 1982) с большой долей условности предполагается мезозойский возраст, а в работе (Некрасов и др., 2001) условно предполагается среднепалеозойский возраст.

В последнее время опубликованы новые геохронологические данные для пород Усть-Бельского массива. U-Pb (метод SHRIMP) возраст акцессорных цирконов из плагиогранитов, предположительно связанных с габброидами, 556 ± 12 млн лет. (Тихомиров, 2010). Сходные, 575 ± 10 млн лет U-Pb (SHRIMP) даты были получены для цирконов из диоритовой жилы, секущей гипербазиты (Леднева и др., 2012а). Таким образом, можно говорить о позднедокембрийском возрасте меланократовых пород Усть-Бельского массива и наличии жильно-интрузивного комплекса в позднем венде. Также были получены Ar-Ar датировки амфибола из амфиболитизированных габбро 384 ± 11 и 367 ± 12 млн лет, которые интерпретируются как возраст метаморфического события (Паланджян и др., 2011).

На данный момент существует несколько мнений относительно происхождения мафит-ультрамафитовых пород Усть-Бельского и Эльденырского массивов и тех же пород района г. Отрожная (Отрожинская пластина по (Александров, 1978)), помимо этого остается не ясной их генетическая взаимосвязь (Марков и др., 1982; Александров, 1978; Некрасов и др., 2001; Базылев и др., 2009; Паланджян, 2010; Леднева и др., 2012а). Г.Е. Некрасов (Некрасов и др., 2001) предполагал, что в структуре Усть-Бельских гор совмещены два офиолитовых разреза; Отрожинские офиолиты были отнесены им к коре среднепалеозойского спредингового центра, образованного внутри более древней океанической плиты, фрагментами которой является Усть-Бельский массив.

С.А. Паланджян (Паланджян, 2010; Паланджян и др., 2011) рассматривал гипербазиты Отрожинской пластины и Усть-Бельского массива как фрагмент единой океанической плиты, сформированной «во внутри- или окраинно-континентальном бассейне (т.е. офиолиты энсиалического типа)». В пределах Отрожинской пластины сохранилась верхняя часть офиолитовой ассоциации, где перидотиты надстраиваются габброидами и вулканогенным комплексом. Позже, данная океаническая литосфера (перед средним девонем) была структурно разобщена и в среднем–позднем девоне метаморфизована в супрасубдукционной обстановке и инкорпорирована в различные структуры островной дуги. В работах (Базылев и др., 2009; Леднева и др., 2012а) ультрамафит-мафитовые породы рассматриваются как глубинные части субконтинентальной литосферной мантии, претерпевшей интенсивное частичное плавление в результате взаимодействия с надсубдукционными расплавами.

Представлявшаяся логичной связь офиолитов с вулканогенно-терригенным чехлом Отрожнинской пластины становится неопределенной в свете новых геохронологических данных и выяснения субконтинентальной природы ультрабазит-габбрового комплекса Усть-Бельского массива. Кроме того, для офиолитовой триады характерна базальт-кремнистая ассоциация, которая отсутствует в Отрожнинском разрезе. В связи с этим важными задачами стали изучение взаимоотношений ультрабазит-габбровых комплексов с вмещающими образованиями и выяснение их возможных связей с вулканогенно-терригенными породами палеозоя и мезозоя.

Анализ опубликованных региональных материалов по этому вопросу показывает отсутствие работ с применением современных методов и технологий лабораторных исследований, а также недостаточное количество изотопных и палеонтологических датировок вещественных комплексов. Это затрудняет создание тектонической модели Усть-Бельских гор и межрегиональные корреляции.

ГЛАВА 3

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА

В данной главе отражены результаты исследований структурно-вещественных комплексов Усть-Бельского террейна, которые включены в составы Отрожнинской, Толовской, Мавринской и Удачнинской пластин (по Александров, 1978) (рис. 6).

3.1. Вулканогенный и вулканогенно-осадочный комплексы Отрожнинской пластины

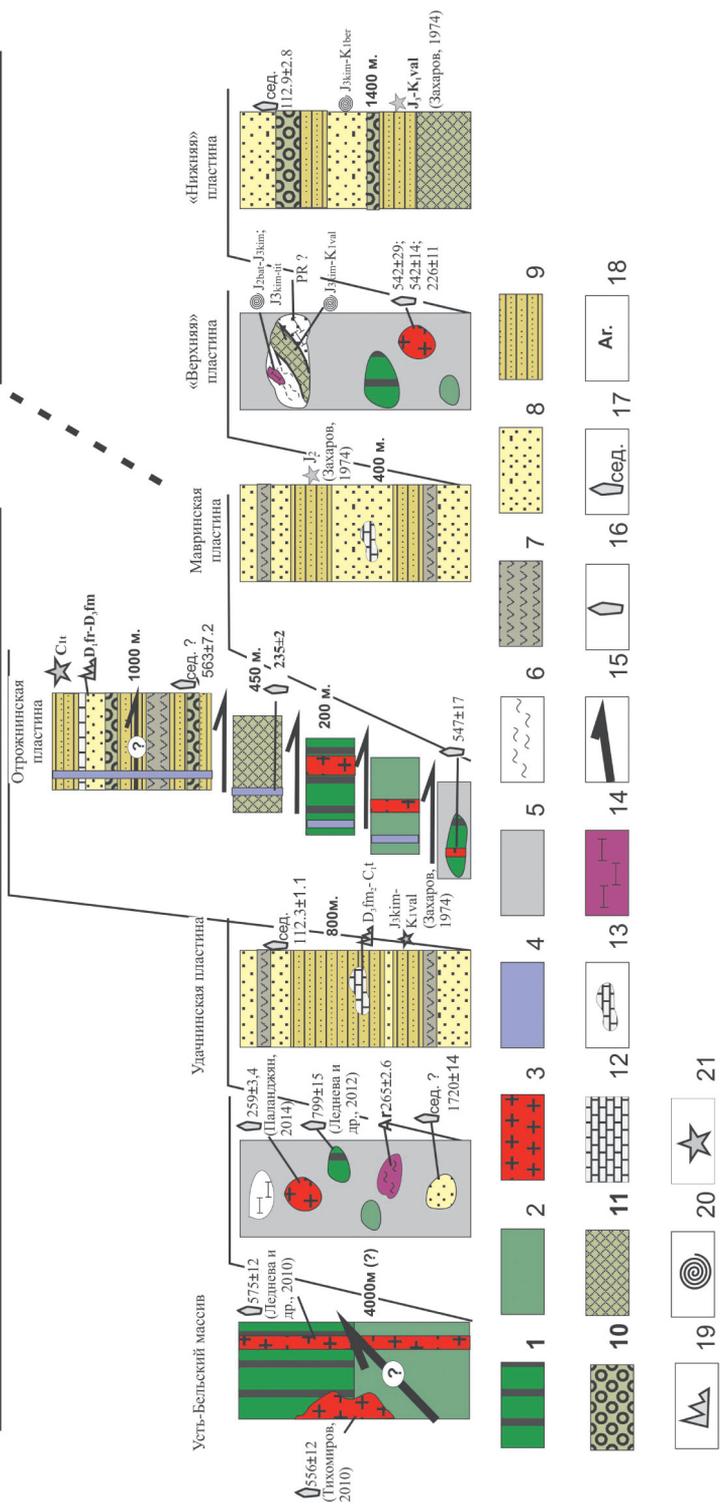
В разделе детально изложены особенности состава и строения вулканогенно-осадочных пород района г. Отрожная, включенных в состав Отрожнинской пластины (Александров, 1978).

3.1.1. Геологическое строение комплексов и состав обломочных пород

Строение вулканогенного и вулканогенно-осадочного комплексов Отрожнинской пластины изучено в ходе детальных съемочных работ вдоль бортов ручьев Отрожный, Майский, Ландыш, Гусиный, на вершине г. Отрожная и г. Надежда. Контакт вулканогенного комплекса с габбро-гипербазитовым комплексом тектонизирован (рис. 7). В зоне контакта широко развиты эпидот-кварцевые жилы. Вулканиты распространены широкой полосой северо-восточного – юго-западного простирания. Мощность вулканогенного комплекса оценивается в 450 м (рис. 8). Породы представлены темно-коричневыми и зеленоватыми долеритами, спилитами и лавобрекчиями (рис. 9, а). Редко встречаются фрагменты подушечной отдельности (рис. 9, б). В целом вулканиты интенсивно деформированы и претерпели зеленокаменное изменение. Вулканогенный и гипербазит-базитовый комплексы прорваны дайками плагиогранит-порфиоров, возраст которых не определен. Также оба комплекса прорваны кварцевыми диорит-порфирами, монцодиоритами, монцо-

Усть-Бельский террейн

Алганский террейн



▲ Рис. 6. Тектоно-стратиграфическая схема Усть-Бельских гор.

Условные обозначения: 1 – габбро; 2 – гипербазиты; 3 – плагитограниты, тоналиты; 4 – кварцевые диориты, габбро; 5 – серпентинитовый меланж; 6 – сланцы различного состава по вулканогенно-осадочным породам; 7 – туфы среднего состава, горизонты андезитов; 8 – песчаники, туфопесчаники; 9 – алевриты, аргиллиты и их туфогенные аналоги; 10 – конгломераты; гравелиты и их туфогенные аналоги; 11 – базальты; 12 – известняки; 13 – блоки известняков; 14 – кременни, метакремни; 15 – надвиги; 16 – U/Pb датировки акцессорных цирконов, млн лет; 17 – нижний возраст осадко-накопления, по данным U/Pb датирования обломочных цирконов, млн лет; 18 – результаты Ar-Ar датирования монофракции амфиболов, млн лет; 19–21 – датировки вмещающих пород по различным типам фауны: 19 – конodontы, 20 – радиолиты, 21 – макрофауна

◀ **Рис. 7.** Геологическая карта района г. Отрожная (по Александров, 1978; Захаров, 1974 с изменениями).

Условные обозначения: 1 – четвертичная система; 2 – эоценовые слаболитофицированные конгломераты и гравелиты; 3 – переслаивание волжско-валанжинских песчаников и алевролитов, Удачинская пластина; 4 – переслаивание грубых терригенных пород и туфов среднеюрского возраста, горизонты терригенных меланжей, Мавринская пластина; 5–8 – породы вулканогенно-осадочного комплекса Отрожнинской пластины: 5 – переслаивание черных алевролитов, песчаников, известняков, конгломератов, турон-визейского возраста (пачка 4); 6 – переслаивание черных алевролитов, песчаников, известняков, конгломератов и туфов эйфельского(?)-фаменского возраста (пачка 3); 7 – переслаивание туфов среднего состава и песчаников, согласные тела андезитов (пачка 2); 8 – тонкое переслаивание кремнистых алевролитов, туфов, туфогравелитов и песчаников (пачка 1); 9–11 – породы основания Отрожнинской пластины: 9 – вулканогенный комплекс, базальты, долериты, лавобрекчии; 10 – габбро-гипербазитовый комплекс; 11 – серпентинитовый меланж; 12 – интрузивные тела плагиогранит-порфириров; 13 – дайки габбро, долеритов, кварцевых диоритов, диорит-порфириров; 14–17 – точки отбора проб для различного вида анализов, и их номер: 14 – U-Pb датирование зерен циркона; 15 – вещественный состав пород; 16 – определения конодонтовых элементов; 17 – находки макрофауны; 18–19 – стратиграфические контакты: 18 – нормальные, а – достоверно установленные, б – предполагаемые; 19 – несогласные; 20–21 – надвиги: 20 – установленные и их залегание; 21 – предполагаемые; 22 – разломы: а – установленные и их залегание; б – предполагаемые; 23 – залегание слоистости

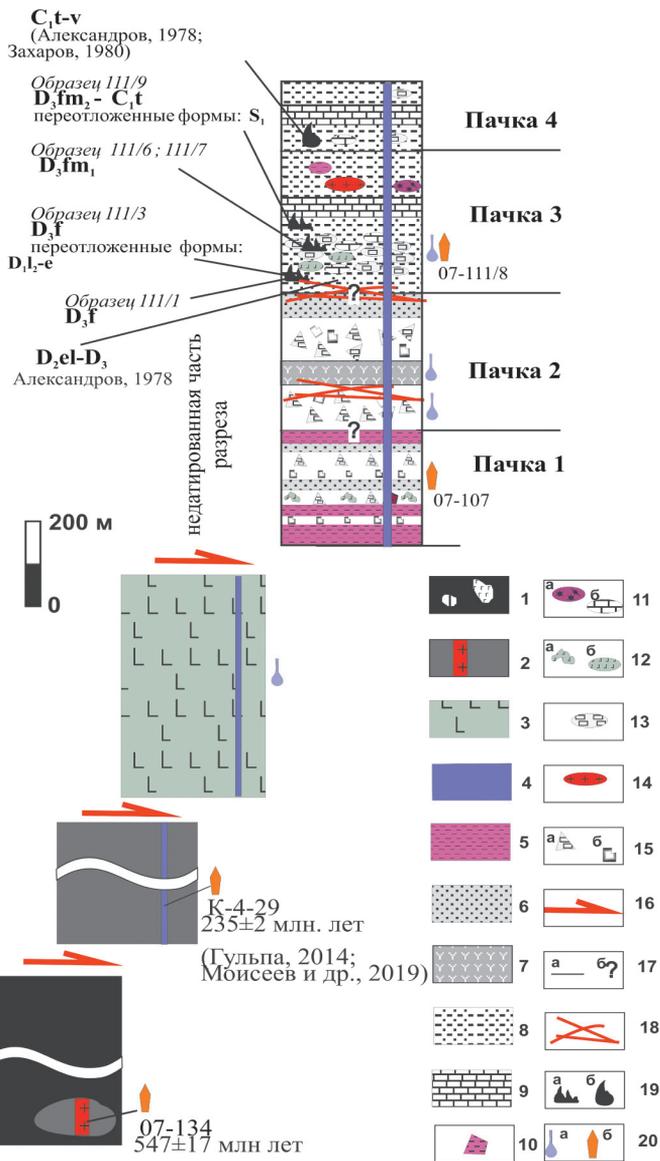
габбро, которые, возможно, встречаются и среди девон-каменноугольных отложений. Радиологический возраст дайки кварцевых диоритов-порфириров (обр. К-4-29), определенный U-Pb методом (SIMS) по 14 зернам циркона, составляет 235 ± 2 млн лет (Гульпа, 2014; Моисеев и др., 2019).

Выше залегают породы вулканогенно-осадочного комплекса. Отложения смяты в синклинальную складку северо-восточного простирания, осложненную складками более мелкого порядка. Западное крыло синклинали срезано крутым надвигом, по которому надвинуты терригенные породы Удачинской пластины (Александров, 1978).

По литолого-петрографическим особенностям пород, а также положению относительно фаунистически датированных отложений было выделено 4 пачки (см. рис. 7, 8).

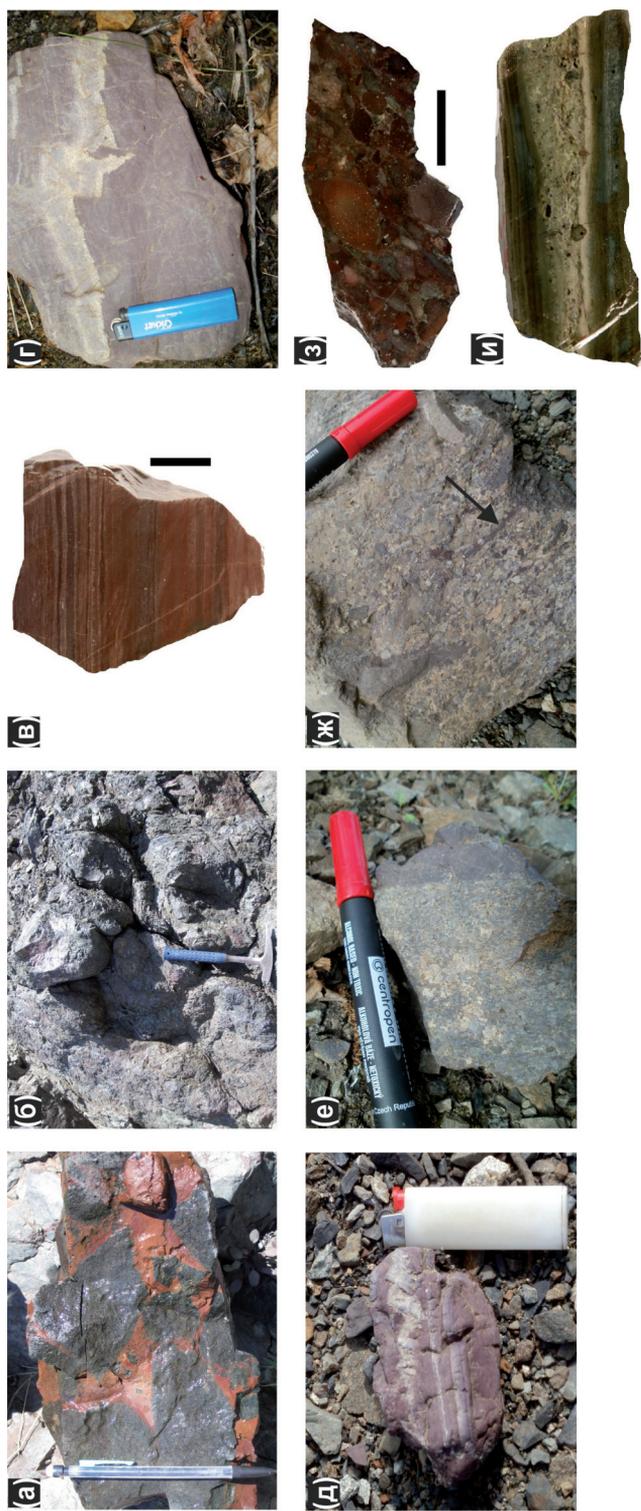
Отложения нижней пачки (пачка 1) представлены туфо-осадочными породами, которые распространены узкой полосой (не более 350 м) в субмеридиональном направлении и выклиниваются в западном направлении (см. рис. 7). Породы имеют выдержанное падение на северо-запад под углом 70° . Общая мощность 150 м. Породы не содержат фаунистических остатков и обнажены фрагментарно. Контакт с вулканогенным комплексом не наблюдался. Породы пачки 1 обладают пестрым составом и изменчивы по простиранию. В непосредственной близости с базальтами вскрываются различные в литологическом отношении породы.

На вершине г. Отрожная структурно выше вулканогенного комплекса обнажаются пестроокрашенные в темно-бурые цвета слоистые (см. рис. 9, в) кремнистые алевро-аргиллиты, частично брекчированные. Слоистость обусловлена различным содержанием анизотропного кремнисто-железистого, глинистого и карбонатного веществ. Иногда видны линзовидные текстуры (рис. 10, а). В обломочной части встре-



▲ **Рис. 8.** Тектоно-стратиграфическая колонка Острожнинской пластины.

1 – серпентинитовый меланж; 2 – гипербазиты и габбро, секущие тела порфировых плагиогранитов; 3 – вулканогенный комплекс; 4 – кварцевые диориты; 5 – бордовые кремнистые алевро-аргиллиты; 6 – песчаники; 7 – тела андезитов; 8 – переслаивание черных аргиллитов и песчаников; 9 – известняки; 10 – угловатые обломки кремнистых алевро-аргиллитов; 11 – галька осадочных пород: а – радиоларитов, б – известняков; 12 – обломки базальтов и долеритов: а – плохоокатанные, б – хорошо окатанные; 13 – галька андезитов и дацитов; 14 – галька кислых пород plutонического облика; 15 – пирокластический материал: а – литокласты среднего состава, б – кристаллокласты; 16 – надвиги; 17 – контакты: а – установленные стратиграфические, б – предполагаемые стратиграфические; 18 – зоны интенсивной тектонической переработки; 19 – микрофауна (а) и макрофауна (б); 20 – пробы: а – геохимические, б – геохронологические (U-Pb)



▲ **Рис. 9.** Фотографии различных пород вулканогенного комплекса (а–б) и пачки I вулканогенно-осадочного комплекса Отрожинской пластины (в–и).

Все представленные образцы изучены на вершине г. Отрожная, кроме отмеченных в описании фотографии. а – лавобрекчия базальтов, сцементированная лавовым материалом, претерпевшим краснокаменные изменения; б – подушечные изменения; в – горизонтальная слоистость в темно-бурых кремнистых алевролитах, основание пачки I (спил образца); г – неровные поверхности напластования с/з песчаника заполняют крылья конседиментационных разрывных нарушений и кластические дайки в бордовых алевролитах. Песчаники обладают градационной прямой и обратной слоистостью; д – горизонтальные микропрослой туфов и смятые в мелкие конседиментационные складки песчаники; е – неровный контакт бордовых алевролитов и туфотравелитов; ж – туфо-травелит. Стрелкой отсечен вытянутый вулканокластический обломок, спешившийся с вмещающими обломками вулканических пород; з – типичный вид туфотравелитов из пачки I (спил образца); и – невыдержанный по мощности слой песчаника в зеленых алевролитах. В песчанике видна слабовыраженная градационная слоистость, обломки более крупной размерности приурочены к подложке слоя, с образованием следов давления в нижележащем пелитовом слое (обнажение по р. Отрожная)

чаются мелкие плохо окатанные обломки алевритовой размерности плагиоклаза, вулканических пород, пироксена, а также хорошо окатанного кварца. Породы переслаиваются с тонкими, от долей сантиметра до 4 см, прослоями туфов и песчаников. Туфы сложены кристаллокластами (андезин-олигоклаз) и литокластами вулканитов основного и среднего состава псаммитовой размерности (рис. 10, в). Песчаники образуют прослои до 2–3 см. Часто такие прослои не выдержаны по мощности и заполняют неровные поверхности конседиментационных разрывных нарушений и пустоты между брекчированными поверхностями напластования. Нередко наблюдаются мелкие конседиментационные складки (рис. 9, г, д). Песчаники сложены кварцем (до 20%) и полевошпатовым (80%) материалом.

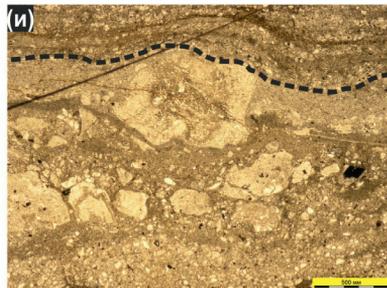
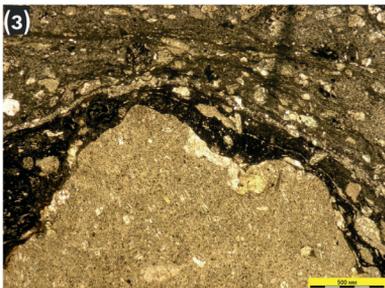
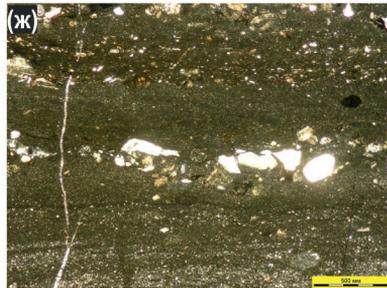
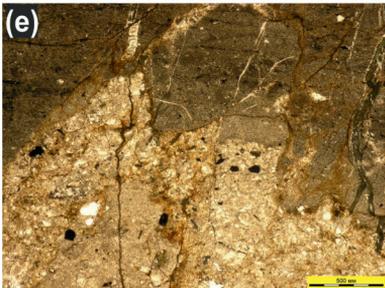
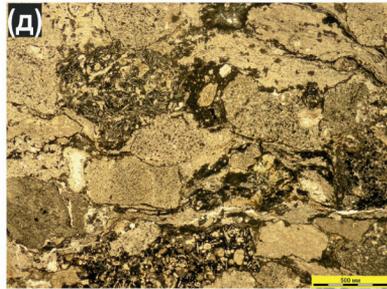
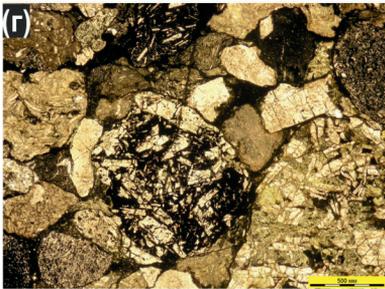
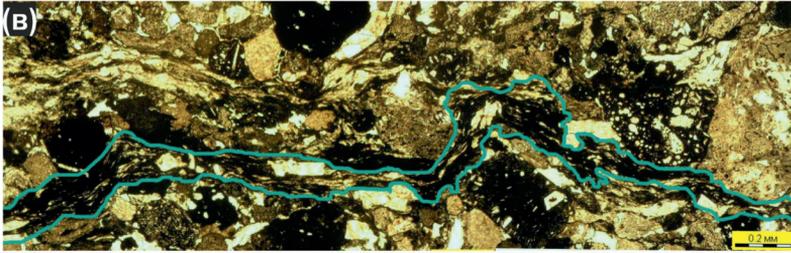
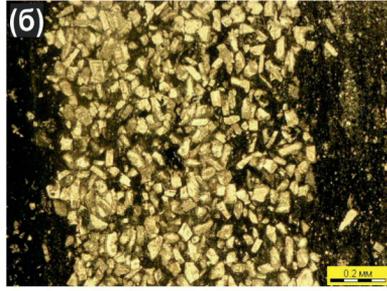
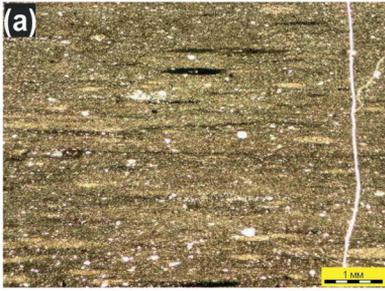
Выше по разрезу появляются горизонты от 5 см до 1 м туфогравелитов и зеленых алевролитов. Контакты с туфогравелитами резкие, неровные (рис. 9, е). В составе туфогравелитов преобладают обломки вулканитов среднего и основного состава (до 90%), плохо окатанных бордовых кремнистых алевролитов; есть редкие обломки кварца и долеритов. Сортировка материала плохая. Обломки вулканических пород часто спекаются удлинёнными вулканокластическими обломками (рис. 10, в, г, д). Венчается разрез пачки 1 темно-зелеными алевролитами с прослоями (до 5 см) бордовых кремнистых алевро-аргиллитов и песчаников. Общая мощность изученного разреза около 100–150 м. Выше разрез пачки 1 прослеживается по делювиальным высыпкам, в которых встречаются щебень темно-зеленых алевролитов, с прослоями (до 5 см) бордовых кремнистых алевро-аргиллитов и песчаников.

В руч. Отрожном низы пачки 1 начинаются с переслаивания темно-зеленых алевропелитов с песчаниками и бордовыми алевролитами. Зеленые алевропелиты обладают массивной, в отдельных зонах сланцеватой, структурой. Основная масса представлена зеленым глинисто-вулканогенным цементом, в котором растворено много вулканического материала и рассеяны субпараллельные чешуйки слюдяного агрегата. Прослои песчаников мощностью до 2 см имеют неровные поверхности напластования (см. рис. 10, е) и не выдержаны по мощности (см. рис. 9, и; рис. 10, ж). Сортировка материала плохая, часто в основании слоя видны крупные обломки со следами давления в нижележащем пелитовом слое (см. рис. 9, и; рис. 10, з, и).

► **Рис. 10.** Фотографии шлифов пород пачки 1 вулканогенно-осадочного комплекса Отрожнинской пластины.

а – линзовидная текстура бордовых алевролитов, обусловленная наличием параллельно ориентированных линз черного изотропного кремнистого материала и светло-бурого известковистого материала. Обломочная часть представлена зернами кварца; б – тонкие горизонтальные прослои кристалло- и витрокластов в темном изотропном кремнистом материале; в – туфогравелит, спекшиеся обломки вулканитов; г–д – типичный вид туфогравелитов с обломками вулканитов среднего и основного состава, пелитизированного плагиоклаза и карбонизированного спекшегося магматического материала; е – неровные границы поверхностей напластования песчаников и зеленых алевропелитов. В подошве слоя песчаников отмечается увеличение размерности обломков; ж – линзовидные тела кварцевых песчаников в зеленых алевролитах; з–и – следы давления, обусловленного гравитационным осаждением крупных обломков вулканита (з) и плагиоклаза (и, пунктирная линия) на нижележащие илистые породы. Структуры характерны на границе песчаников с градационной слоистостью и алевропелитов





Обломки представлены вулканитами кислого и среднего состава (до 30%), плагиоклазом (до 60%) и кварцем (до 15%), обломками пород, полностью замещенных агрегатами вторичных минералов (хлоритом и пренитом). Венчается разрез пачки 1 массивными зелеными алевролитами с четкой плитчатой отдельностью. Общая мощность пачки 1 около 50–70 м.

По нашему мнению, резкая смена пород по латерали на расстоянии около 1 км обусловлена не фаціальными изменениями, а тектоническим контактом с вулканитами, вдоль которого обнажаются различные части вулканогенно-осадочного комплекса.

Пачка 2 (мощность до 400 м) обнажается вдоль левого борта руч. Отрожный, где породы образуют крылья синклинальной складки. Также небольшие выходы описаны на западном склоне г. Отрожная. Базальные горизонты не наблюдались. В основании пачки (р. Отрожная) вскрыты интенсивно милонитизированные и катаклазированные вулканогенные породы. В кровле пачки породы также тектонизированы. В составе пачки выделяются разнозернистые зеленоватые и сероватоголубоватые тонкослоистые песчаники, аргиллиты (рис. 11, а) и туфо-лавовые горизонты среднего состава (см. рис. 11, б, в). В обломочной части терригенных пород преобладают вулканиты среднего и кислого состава (до 80%) от мелкозернистой до гравелитовой размерности, обломки кристаллов плагиоклаза (около 10%) и пироксена (до 15%). Туфы сложены литокластами андезитового состава от псаммитовой до агломератовой размерности, сцементированными карбонатным и вулканогенным веществом. Среди туфов присутствуют субвулканические тела андезитов мощностью до 2 м.

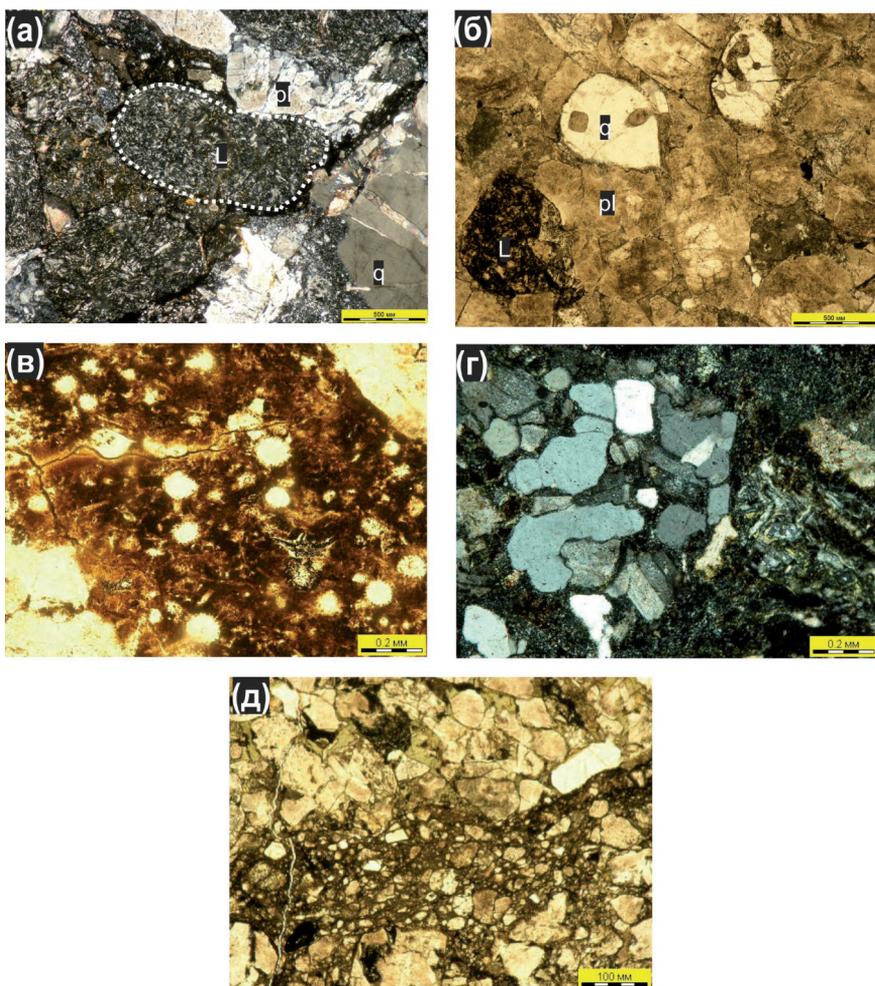
Пачка 3 (мощность 300 м) изучена в отрогах г. Отрожная в элювиально-делювиальных развалах. В отдельных обнажениях правого борта руч. Отрожный породы смяты в симметричные антиклинальные перегибы, осложняющие строение синклинали. Она представлена терригенными породами с многочисленными телами известняков и горизонтами конгломератов. В малых количествах встречаются мало-мощные горизонты туфов с витрокластической структурой. Доминирующими породами являются тонкослоистые черные аргиллиты, в которых встречаются складки оползания (рис. 11, г), и текстуры брекчирования, в которых породы теряют свою слоистость. Песчаники хорошо сортированы. Обломки имеют среднюю окатанность и представлены в основном зернами плагиоклаза, кварца и обломками кислых вулканических пород (рис. 12, а, б). Кроме того, встречаются обломки метаморфизованных радиоляритов (см. рис. 12, в), алевролитов, кварц-плагиоклазовых сростков (см. рис. 12, г), гранитов и единичные обломки серпентинитов.

Песчаники содержат редкие горизонты зеленых алевролитов. Из прослоя таких алевролитов определены конодонты *Ancyrodella* sp. и *Palmotolepis* sp. (обр. 111/1), указывающие на франский ярус верхнего девона. Выше по разрезу из линзы известняков (обр. 111/3) были выделены конодонты *Pandorinellina* cf. *boucoti* (Klap.), *P. exigua philipi* (Klap.), *P. steinhornensis* (Zeigl), *Amidrotaxis jonsoni* (Klap.), *Ozarcodina* sp., *Pelekysgnathus* sp., характерные для верхней части лоховского-эмского ярусов. Эти формы являются переотложенными, поскольку в этом же образце были определены *Palmatolepis* франского яруса. Стоит отметить высокое содержание органи-



◀ **Рис. 11.** Фотографии различных пород вулканогенно-осадочного комплекса Отрожной пластины, отнесенных к пачке 2 (а-в) и пачке 3 (г-и).

а – тонкое переслаивание голубоватых песчаников, алевролитов и аргиллитов, с постепенными переходами; б-в – туфы среднего состава с пирокластитами агломератной и псаммитовой размерности, сцементированными карбонатным и магматическим веществом; г – прослой черных аргиллитов, со структурами складок оползания, среди известковистых песчаников; д-ж – конгломераты с галькой и валунами известняков, черных алевролитов и кислых вулканических пород. Цемент песчанистый; з – органогенно-обломочные известняки; и – изолированные выходы плитчатых известняков



▲ **Рис. 12.** Фотографии шлифов пород пачки 3 вулканогенно-осадочного комплекса Отрожинской пластины.

а – вулканомиктовый песчаник, с преобладанием обломков кислых вулканитов (до 80%) над кварцем и плагиоклазом; б – полевошпат-кварцевый песчаник, с резким преобладанием пелитизированного плагиоклаза (до 70%) над кварцем (около 20%) и единичными обломками вулканитов; в – обломок радиоляритов в гравелитах; г – обломок кварц-плагиоклазовой плутонической породы в вулканомиктовых песчаниках; д – зоны катаклаза в кварц-полевошпатовых песчаниках

ного вещества, а также черный матовый цвет конодонтов, что по цветовому индексу САІ указывает на прогрев вмещающих отложений до температуры 300–480 °С. На том же уровне Александровым была собрана фауна эйфельского яруса и позднего девона (Александров, 1978).

Конгломераты образуют слои мощностью до 5 м. Галька представлена преимущественно хорошо окатанными обломками вулканитов кислого состава, а также

обломками известняков и черных аргиллитов размером до 50 см (см. рис. 11, д–ж). Цемент песчаный. Из цемента конгломератов нижней части разреза пачки 3 (обр. 111/6) были выделены *Palmatolepis orepida* Sanh., *P. cf. circularis* Szul., *P. sp.*, указывающие на фаменский ярус. Обломок известняка из этих же конгломератов (обр. 111/7) содержит *Palmatolepis perfolata* Kl. et Bassl. фаменского яруса. В конгломератах верхней части пачки 3 (обр. 111/9) из гальки известняков определены *Bispathodus stabilis* (Br. et Mehl), встречающиеся в диапазоне от верхнего фамена до турнейского яруса карбона. Здесь же были найдены переотложенные нижнесилурийские формы *Pseudooneotodus bicornis* Drygant.

Пачка 4. Венчается разрез (мощность около 250 м) породами раннего карбона. Литологически породы ничем не отличаются от пород пачки 3, граница проведена условно, по подошве пласта песчаников, содержащих нижнекаменноугольную фауну *Amplixyscorallades* sp., *Spirifertornacensis* Kon. (Александров, 1978). П.Л. Тихомировым собраны фрагменты раковин брахиопод, двустворок, отпечатки члеников криноидей и растительные остатки, которые позволяют определить возраст вмещающих осадков в диапазоне турне-визе (В.Г. Ганелин, Ю.В. Мосейчик, устное сообщение).

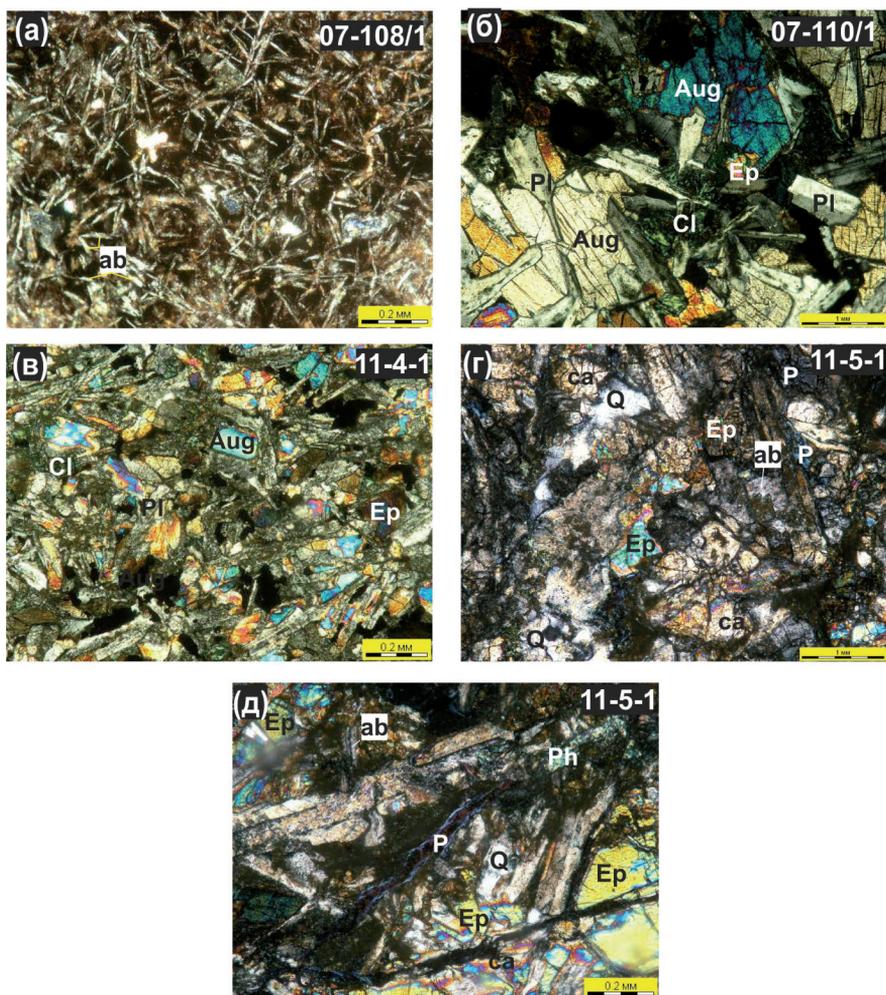
Тела известняков обнажаются в виде цепочки отдельных глыб. Простираение таких цепочек хорошо согласуется с простираением крыльев складки. По латерали состав глыб меняется от органогенно-обломочных известняков рифогенного облика (см. рис. 7, з) до отчетливо слоистых плитчатых разностей (см. рис. 7, и). В глыбах известняков пачки 3 конодонты не были обнаружены, а во вмещающих их песчаниках встречаются зубы и пластинки рыб, возможно, девонского возраста.

3.1.2. Геохимия вулканогенных пород

Для уточнения обстановок формирования различных частей разреза проанализированы составы: базальтоидов вулканогенного комплекса; андезитов и туфов из вулканогенно-осадочного комплекса (пачка 2); гальки вулканических пород из конгломератов пачки 3 (Приложение 1).

Базальтоиды вулканогенного комплекса. Для изучения особенностей состава была отобрана представительная коллекция из 8 образцов (обр. 11-5-1; 11-4-1; 11-7-1; 11-39-5; 07-110; 07-110/1; 07-110/2; 07-108/1) по всей площади распространения пород (см. рис. 7). Изученные образцы представлены долерито-базальтами, микродолеритами и долеритами. Породы имеют порфиоровые, офитовые и пойкилоофитовые структуры и сложены плагиоклазом, авгитом и титан-авгитом. Также описаны спилиты с апоинтерсертальной и миндалекаменной текстурами (рис. 13, а, б, в).

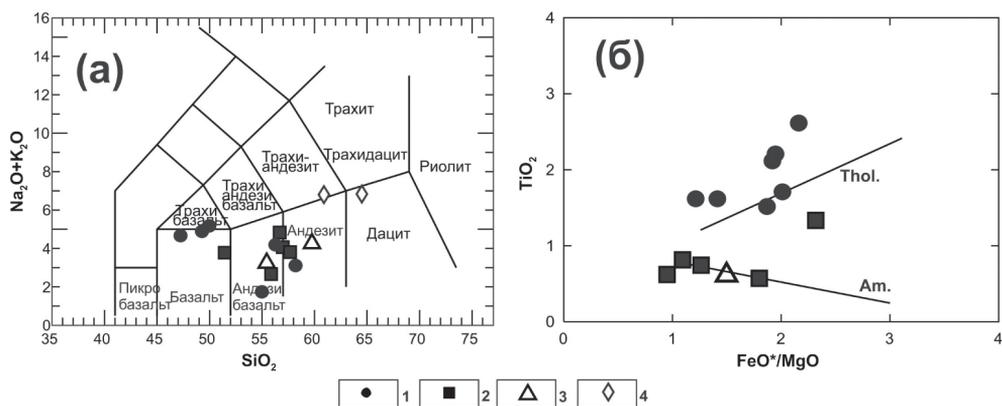
Ассоциация вторичных минералов указывает, что породы были метаморфизованы в пренит-пумпеллиитовой фации. Плагиоклаз альбитизирован, цветной минерал замещается минералами группы эпидота. Пространство между кристаллами, миндалины и трещины заполнены карбонатом, эпидотом, пренитом, пумпеллиитом, кварцем и землистым мелкозернистым эпидот-цоизитовым агрегатом (рис. 13, г, д).



▲ **Рис. 13.** Фотографии микроструктур вулканических пород вулканогенного комплекса Отрожнинской пластины.

а – спилит с апоинтерсентальной структурой, альбитизированные микролиты плагиоклаза погружены в девитрифицированный базис; б – долерит с офитовой и пойкилофитовой структурой; в – микродолерит с офитовой структурой; г, д – аподолерит, хорошо видна ассоциация вторичных минералов, определяющих пренит-пумпеллитовую фацию метаморфизма

По содержанию кремнезема (46.51–57.5 мас.%) породы попадают в поля базальтов и андезитобазальтов (рис. 14). Из-за высоких содержаний Na_2O (до 4.89 мас.%) фигуративные точки пород попадают в поле субщелочной серии. Такие изменения в петрохимическом составе являются результатом наложенных постмагматических процессов. Четкий тренд увеличения железистости и содержания TiO_2 (от 1.5 до 2.58 мас.%) соответствует толеитовой серии пород (см. рис. 14).



▲ **Рис. 14.** Классификационные диаграммы для вулканических пород Отражнинской пластины.

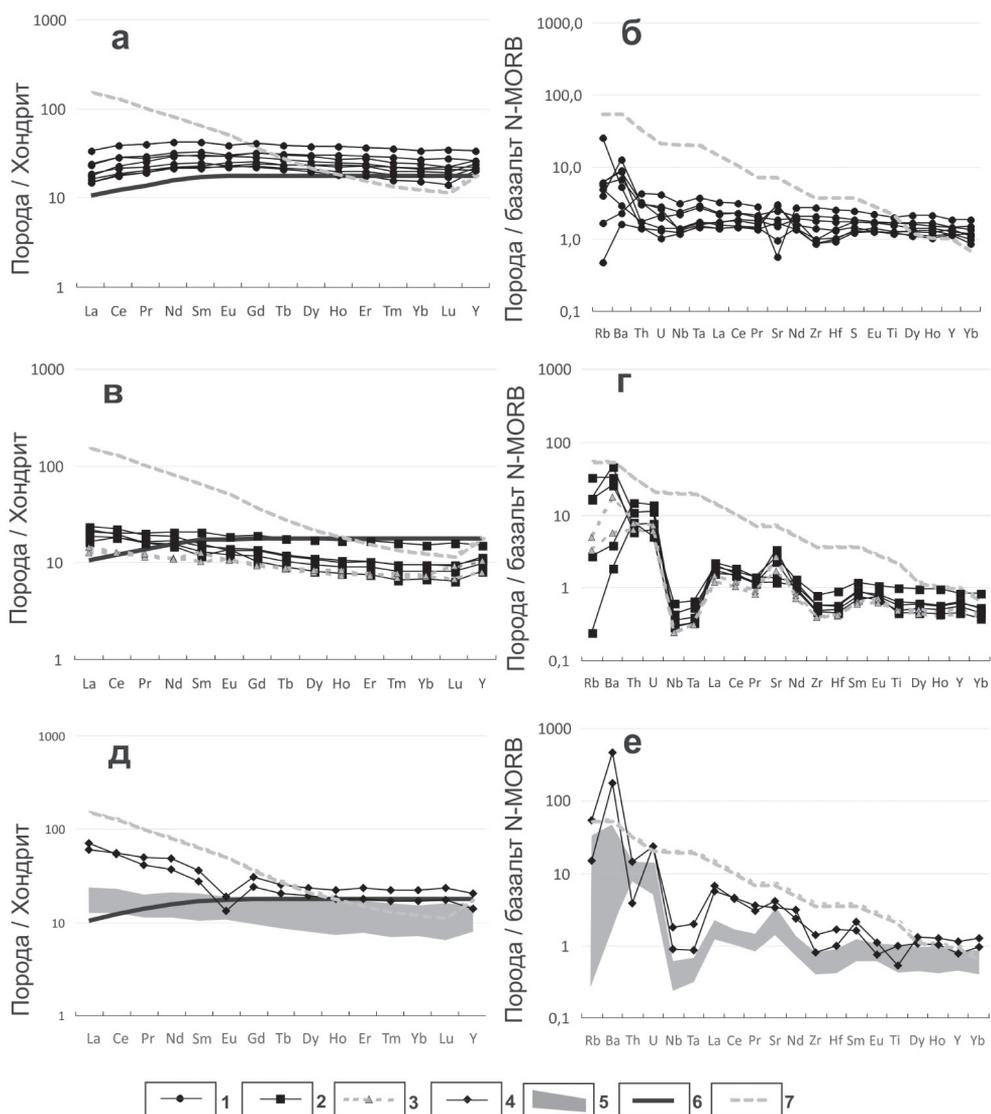
а – зависимости $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; б – зависимости $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (Miyashiro, 1974). Тренды: Thol. – толеитовая серия; Am-Амаги – известково-щелочная серия. Условные обозначения: 1 – базальтоиды вулканогенного комплекса Отражнинской пластины; 2–4 – породы вулканогенно-осадочного комплекса Отражнинской пластины: 2 – андезиты, кварцевые диориты пачки 2; 3 – туфы среднего состава пачки 2; 4 – галька дацитов из конгломератов пачки 3

Спектр распределения редких земель (РЗЭ) (рис. 15, а) показывает деплетированность легкими РЗЭ относительно тяжелых ($(\text{La}/\text{Yb})_n = 0.75 - 1.07$), а также низкие концентрации РЗЭ в целом ($(\text{La} + \text{Sm} + \text{Yb})_n = 52.01 - 110.39$). Спайдер-диаграммы редких элементов, здесь и далее нормированных на N-MORB, образуют плоскую линию (см. рис. 15, б), т.е. отсутствует Ta-Nb минимум, типичный для супрасубдукционного магматизма ($\text{Nb}/\text{Nb}^* = 0.6 - 1.19$; $\text{Ta}/\text{Ta}^* = 0.82 - 1.45$).

Колебания содержания крупноинных литофильных (КИЛ) элементов объясняются постмагматическим изменением пород. На дискриминантных диаграммах фигуративные точки составов пород образуют кучные скопления и в основном попадают в поля базальтов типа N-MORB (рис. 16, а). На диаграмме $\text{La}/10 - \text{Y}/15 - \text{Nb}/8$ (Cabanis et al., 1989) (см. рис. 16, б) составы пород частично тяготеют к полям слабообогатщенных базальтов и базальтов задуговых бассейнов.

Таким образом, вещественный состав пород вулканогенного комплекса указывает на их сходство с базальтами срединно-океанических хребтов. Ввиду присутствия обогащенной компоненты, не исключено образование пород в задуговом бассейне.

Туфы и лавы вулканогенно-осадочного комплекса опробованы в количестве 7 образцов вдоль левого борта руч. Отражного и юго-восточного склона г. Отражная, снизу вверх по разрезу (см. рис. 7, 8). Туфы (обр. 11-37-2; 11-37-5) сложены обломками андезитов, сцементированных хлоритом и карбонатом. По размеру обломков туфы мелкообломочные (псаммитовые) до крупнообломочных (агломератовые). Опробованные потоки вулканических пород (обр. 11-38; 11-38-1; 11-43; 11-44) представлены андезитами. Структура пород порфировая, миндалекаменная;



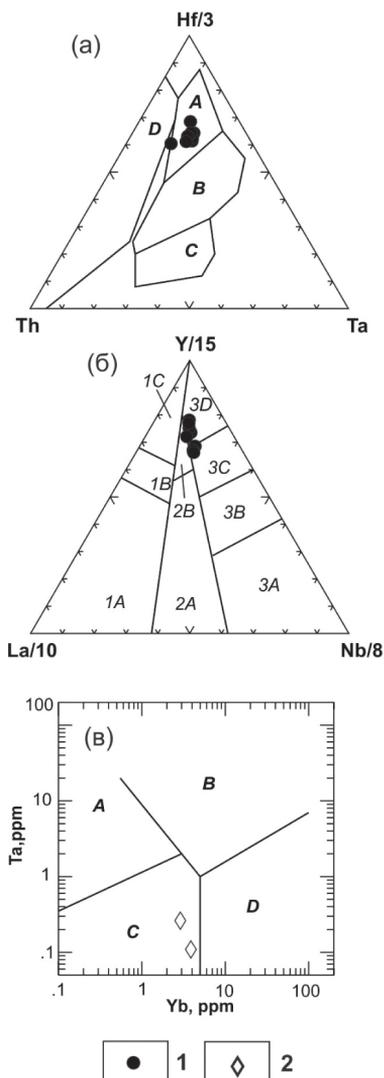
▲ **Рис. 15.** Графики распределения редких элементов для вулканических пород Острожнинской пластины.

Состав базальтов N-MORB и хондритов по (Sun, McDonough, 1989).

а, б – спектры распределения рассеянных элементов для базальтов, надстраивающих ультрабазит-габбровую часть Острожнинской пластины; в, г – спектры распределения рассеянных элементов для туфов и андезитов пачки 3; д, е – спектры распределения рассеянных элементов для гальки вулканических пород из конгломератов пачки 3. Условные обозначения: 1 – базальтоиды вулканогенного комплекса Острожнинской пластины (n = 8); 2–4 – породы вулканогенно-осадочного комплекса Острожнинской пластины: 2 – андезиты, кварцевые диориты пачки 2 (n = 5); 3 – туфы среднего состава пачки 2 (n = 2); 4 – галька дацитов из конгломератов пачки 3 (n = 2); 5 – поля составов всех вулканогенных пород пачки 2 (n = 7); 6 – спектр базальтов типа N-MORB (Sun, McDonough, 1989); 7 – спектр базальтов океанических островов (Sun, McDonough, 1989)

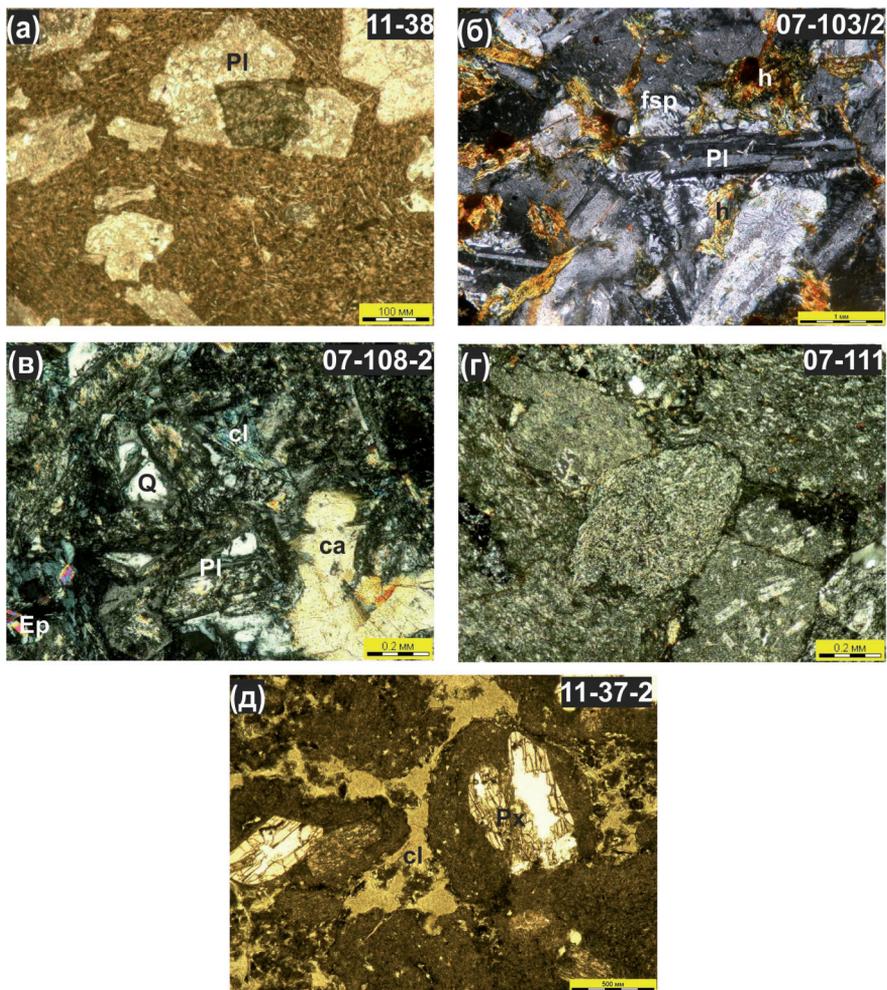
► **Рис. 16.** Дискриминантные диаграммы для вулканических пород Отрожинской пластины.

Условные обозначения: 1 – базальтоиды вулканогенного комплекса; 2 – галька дацитов из конгломератов пачки 3; а – диаграмма зависимости Th-Hf/3-Ta (Wood, 1980). Поля на диаграмме: А – N-тип MORB; В – E-тип MORB и внутриплитные толеиты; С – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты вулканических дуг; б – диаграмма зависимости La/10-Y/15-Nb/8 (Cabanis et al., 1989). Поля на диаграмме: 1 – базальты вулканических дуг (1А известково-щелочные базальты; 1С – островодужные толеиты; 1В – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты (2А – континентальные базальты; 2В – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3А – щелочные базальты внутриплитных континентальных рифтов; 3В, 3С – E-тип MORB; 3В – обогащенные; 3С – слабообогатенные; 3D – N-тип MORB); в – диаграмма зависимости Ta-Yb (Pearce et al., 1984). Поля на диаграмме: А – коллизионные граниты; В – внутриплитные граниты; С – граниты вулканических дуг; D – граниты океанических хребтов



структура основной массы пилотакситовая, криптокристаллическая (рис. 17, а, б). Порфиновые вкрапленники представлены пироксеном и плагиоклазом, основная масса – альбитизированным плагиоклазом, погруженным в раскристаллизованное вулканическое стекло. Акцессорные минералы представлены апатитом и рудным минералом; вторичные минералы – карбонатом, эпидотом, хлоритом, серицитом. Встречаются породы полнокристаллического облика (обр. 07-108/2), по минеральному составу отвечающие кварцевым диоритам, с диоритовой структурой. Плагиоклаз и пироксен в них интенсивно замещены карбонатом и хлоритом соответственно. В интерстициях развивается кварц (рис. 17, в).

Содержания петрогенных и рассеянных элементов в туфах и андезитах очень близки между собой и имеют одинаковые распределения. По соотношению со-



▲ **Рис. 17.** Фотографии шлифов вулканогенных пород пачки 2 вулканогенно-осадочного комплекса Отрожнинской пластины.

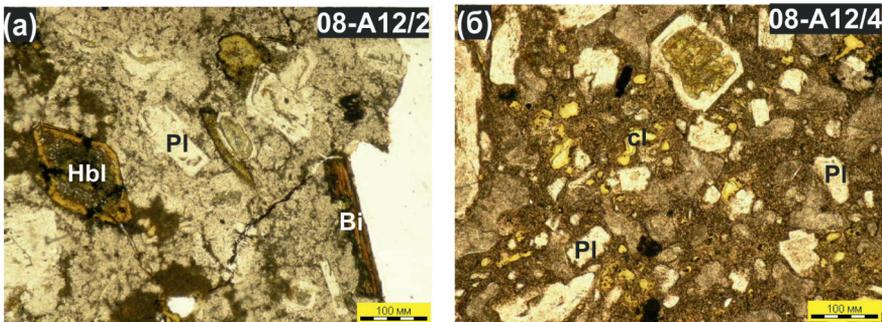
а – порфировый андезит с пилотакситовой основной массой; б – диорит с мелкозернистой диоритовой структурой; в – кварцевый диорит; г – псаммитовый туф с витрокластами андезитов; д – витрокластический туф с обломками порфировых андезитов

держаний кремнекислоты (54.9–59.1 мас.%) и щелочей (2.6–4.8 мас.%) составы попадают в поля основных и средних пород (см. рис. 14, а) и образуют тренд, характерный для субщелочных пород (см. рис. 14, б). Содержания оксида титана не превышает 1% (до 0.81 мас.%).

Спектры распределения РЗЭ (см. рис. 15, в) имеют отрицательный наклон и характеризуются обогащением всеми легкими РЗЭ относительно тяжелых ((La/Yb)_n = 1.4–3.2). Суммарное содержание РЗЭ (La+Sm+Yb)_n до 49.2 хондритовых

норм (см. рис. 15, в). Спайдер-диаграммы редких элементов для туфов и андезитов обладают дифференцированным характером распределения несовместимых элементов (см. рис. 15, г) относительно базальтоидов вулканогенного комплекса. Для всех пород пачки 2 наблюдаются повышенные содержания КИЛ элементов (Rb, Ba, Cs), слабо проявленный Ti минимум. Характерно обеднение относительно N-MORB всеми элементами группы высокозарядных элементов (ВЗЭ), Ta-Nb минимум ($Nb/Nb^* = 0.06-0.17$; $Ta/Ta^* = 0.07-0.19$), а также повышенные концентрации Th. Такой характер распределения элементов-примесей типичен для вулканических пород островных дуг (Фролова, Бурикова, 1997).

Галька вулканических пород из конгломератов пачки 3. Были проанализированы две гальки, которые представлены дацитами. Структура пород порфирировая; фенокристаллы представлены плагиоклазом, резорбированным биотитом, призматической роговой обманкой, замещенной хлоритом (рис. 18, а, б). Структура основной массы микропузыристая, гиалопелитовая. По распределению рассеянных элементов породы в целом сходны с вулканогенными породами пачки 2 (см. рис. 15, д, е), однако имеется ряд отличий. Отмечаются более высокие: отношения легких РЗЭ к тяжелым ($(La/Yb)_n = 2.6-4.2$), суммарное содержание РЗЭ $(La+Sm+Yb)_n$ до 118,8 и небольшие Eu минимумы. Также для дацитов характерны более высокие абсолютные содержания КИЛ и ВЗЭ элементов. Значения Nb-Ta минимумов остаются близкими ($Nb/Nb^* = 0.07-0.14$; $Ta/Ta^* = 0.07-0.15$). На дискриминантной диаграмме отношения Ta-Yb (Pearce et al., 1984), которая используется для геодинамических обстановок гранитов, точки составов дацитов расположены в поле гранитов вулканических дуг (см. рис. 16, в). Таким образом, образование дацитов происходило в островодужной обстановке. Разница составов с вулканогенными породами пачки 2 объясняется более дифференцированным составом дацитов, и нельзя исключать возможность их образования из одного источника.



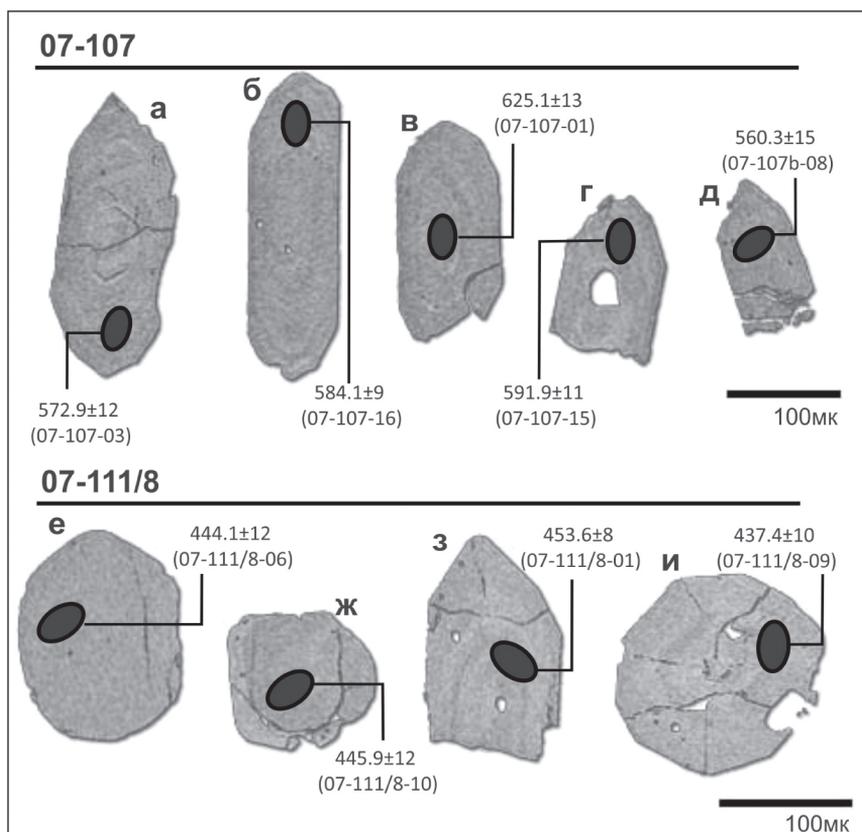
▲ **Рис. 18.** Фотографии шлифов гальки вулканических пород из конгломератов пачки 3 вулканогенно-осадочного комплекса Отрожнинской пластины.

а – дацит порфирировый, фенокристаллы представлены псевдоморфозами роговой обманки, с реликтами призматической формы, резорбированным биотитом и плагиоклазом; б – дацит с микропузыристой гиалитовой структурой. Основная масса представлена раскристаллизованным стеклом

3.1.3. U-Pb датирование цирконов

Проанализированы (метод LA-ICP-MS) 20 зерен циркона из плагиигранит-порфиров (обр. 07-134). Пробы были отобраны из тела меланжа основания Отрожнинской пластины. В пределах меланжа и габбро-гипербазитового комплекса Отрожнинской пластины подобные плагииграниты прорывают габброиды (см. рис. 7, 8). Конкордантный возраст, рассчитанный по 20 точкам, составляет 547 ± 17 млн лет.

Цирконы из туфогравелита (Приложение 2) основания пачки 1 (обр. 07-107) представлены плохо окатанными и идиоморфными зернами с призматическим габитусом

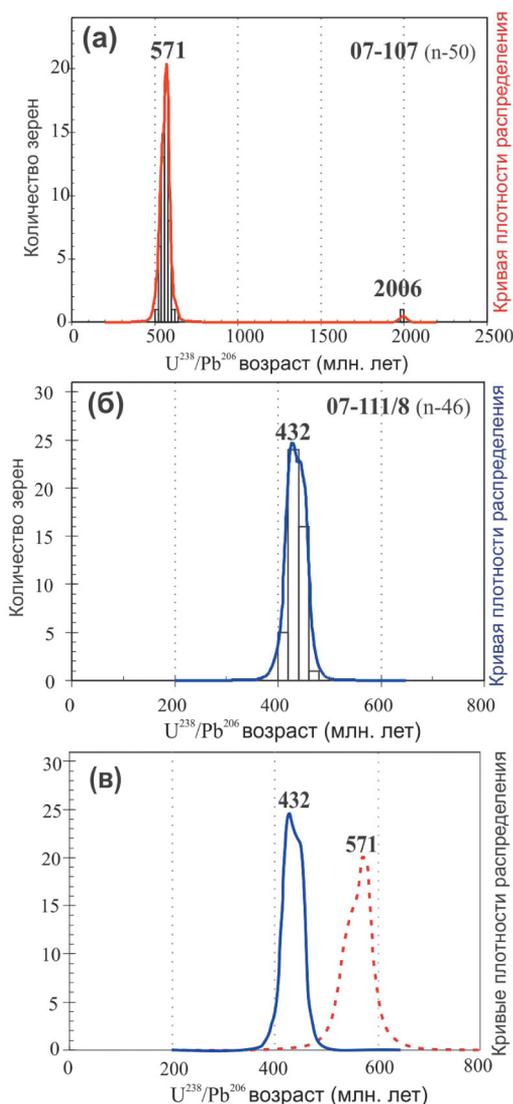


▲ **Рис. 19.** Снимки до датирования, в обратно-рассеянных электронах (BSE) для репрезентативных обломочных цирконов из пород вулканогенно-осадочного комплекса Отрожнинской пластины.

Датировки получены на ионном микрозонде SHRIMP II. Овалом отмечены точки анализа. Для каждого образца указаны U-Pb возрасты в млн лет. В скобках номер зерна циркона соответствует табл. 2. Цирконы из туфогравелита, обр. 07-107 (а-д) имеют призматический габитус и плохо окатаны. Цирконы из цемента конгломерата (обр. 07-111/8 (е-и) в подавляющем большинстве средне- и хорошо окатаны, имеют изометричную форму

(рис. 19). Размер зерен меняется от 50 до 300 мкм, $K_{удл} = 2.0-4.2$. Внутреннее строение цирконов характеризуется хорошо выраженной осцилляторной зональностью. Цирконы (см. табл. 2) из цемента базального конгломерата пачки 3 (обр. 07-111/8) отличаются морфологией кристаллов и представлены средне- и хорошо окатанными зернами, с редкими реликтами граней кристаллов (см. рис. 19). Размер зерен меняется от 50 до 170 мкм, $K_{удл} = 1.0-1.5$. Для цирконов характерна магматическая зональность, явные ксеногенные ядра отсутствуют.

На кривой вероятного распределения $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ возрастов цирконов из туфогравелита выделяется единичное зерно возрастом 1995 ± 22 млн лет; все остальные зерна ($n = 49$) образуют единый четкий пик, соответствующий возрасту 571 млн лет (рис. 20, а). Средневзвешенный возраст зерен, образующих пик, составляет 563 ± 7.3 млн лет. На кривой $^{238}\text{U}-^{206}\text{Pb}$ возрастов для цирконов из цемента конгломерата отмечается один ярко выраженный пик возрастом 432 млн лет (см. рис. 20, б), средневзвешенный возраст 439 ± 5.3 млн лет. На график вынесены две кривые для цирконов возрастом моложе 800 млн лет (см. рис. 20, в). Для каждого из образцов характерен небольшой, в пределах погрешности определения, разброс в возрасте цирконов, что указывает на первый цикл седиментации для изучаемых образцов и наличие одного источника зерен цирконов в области размыва. При этом видны различные возрасты детритовых зерен циркона для каждой породы, что указывает на наличие двух разных источников сноса и на их смену вверх по разрезу.



▲ **Рис. 20.** Гистограмма и график плотности распределения U-Pb возрастов для обломочных цирконов вулканогенно-осадочного комплекса Отрожнинской пластины, построенные с использованием Isoplot/Ex 4.15 (Ludwig, 2003).

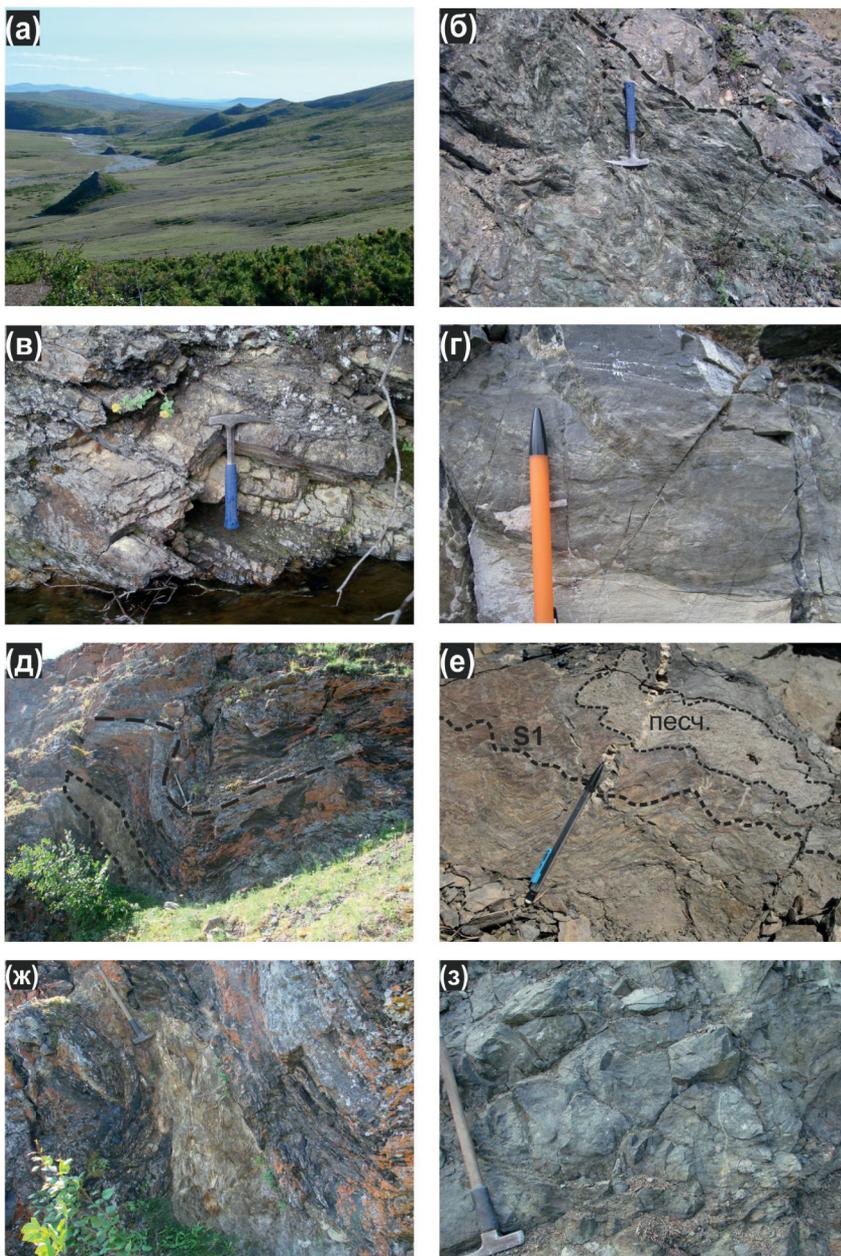
а – для цирконов из туфогравелитов основания пачки 1 (обр. 07-107); б – для цирконов из цемента конгломератов пачки 3 (обр. 07-111/8); в – сравнение популяций детритовых цирконов терригенных пород Отрожнинской пластины, моложе 800 млн лет. Пунктирной линией показана кривая образца 07-111/8, сплошной – 07-107

3.2. Комплексы палеозойского(?) возраста (Толовская пластина)

Породы, условно отнесенные к палеозойским (Захаров, 1974; Толовская пластина – по Александров, 1978), изучены вдоль бортов р. Еонайваам и ее притоков. В южном продолжении аналогичные структуры исследованы вдоль левого притока среднего течения р. Маврина и р. Толовка (см. рис. 4, 5, 6).

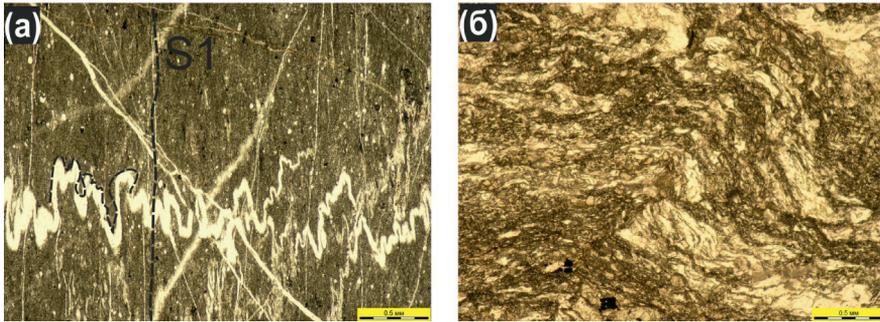
3.2.1. Геологическое строение комплексов и состав пород

Рассматриваемые участки представляют собой серпентинитовый полимиктовый меланж, который протягивается полосой с СВ-ЮЗ не более 2 км в ширину. В пределах бассейна р. Еонайваам тело меланжа обнажается из-под пород Усть-Бельского массива. Контакт между породами отчетливо выражен в виде уступа в правом борту реки, который бронируется гипербазитами Усть-Бельского массива. Восточнее, до русла реки, борта имеют пологий наклон с останцовым типом рельефа (рис. 21, а). Помимо этого меланж обнажается в левом притоке среднего течения р. Еонайваам, в эрозионных окнах размером 100×100 м. В левом притоке р. Маврина меланж вскрывается в виде узкой полосы из-под молодых палеоген-неогеновых и четвертичных отложений. Матрикс представлен серпентинитами, измененными до милонитов и эпидот-хлорит-актинолитовых сланцев (рис. 21, б). Размер тектонических блоков колеблется от первых до десятков метров. Состав блоков изменчив, что можно объяснить либо различным уровнем эрозионного среза тела меланжа, либо его плохой изученностью. На протяжении всего меланжа встречаются разноразмерные блоки ультраосновных пород и амфиболитованных габбро. На северо-востоке меланжа в верховьях р. Еонайваам большинство блоков представлено катаклазированными тоналитами, амфиболитами и метаморфизованными яшмами. Большая часть меланжа бассейна р. Еонайваам представлена блоками переслаивания метапесчаников с черными глинистыми сланцами (рис. 21, в). Мощность прослоев колеблется от долей см до 10–15 м. В тонкослоистых разностях сохраняется косая слоистость (см. рис. 21, г). Породы смяты в узкие складки (рис. 21, д) и кливажированы (см. рис. 21, е). Преобладают бластопелитовые и бластоалевролитовые структуры, в редких случаях можно отметить реликтивно-биогенную структуру (рис. 22, а). Все песчаники имеют преимущественно кварцевый состав и представлены олигомиктовыми песчаниками. Метапелиты содержат силлы и дайки метаморфизованных базальтов, габбро и долеритов, которые порой изменены до сланцев (см. рис. 21, д, ж). Мощность силлов колеблется от 0,5 до 30 м. В редких случаях в породах сохраняются реликты подушечной отдельности (см. рис. 21, з). В университете г. Фэрбенкс (Аляска) П. Лэйером был измерен Ar-Ag возраст монофракции амфибола из блока амфиболитового сланца (обр. UB-07-32) р. Еонайваам, который соответствует 265.3 ± 2.6 млн лет.



▲ **Рис. 21.** Фотографии пород условно палеозойского возраста бассейна р. Еонайваам.

а – типичный останцовый рельеф долины р. Еонайваам; б – контакт рассланцованных серпентинитов и метаосадочных пород; в – переслаивание черных глинистых сланцев и метапесчаников; г – косая слоистость в метапесчаниках; д – глинистые сланцы смяты в узкие складки и содержат тектонизированные силлы спилитов; е – глинистые сланцы разбиты кливажем плейчатости (S1) и содержат линзу кварцевого метапесчаника (пунктирная линия); ж – тектонизированные силлы спилитов среди глинистых сланцев; з – реликты подушечной отдельности в спилитах



▲ **Рис. 22.** Фотографии шлифов пород условно палеозойского возраста (Толовская пластина).

а – глинистый сланец, бластоалевропелитовая и микролепидобластовая структура, со сланцеватой (S1) текстурой. Порода пересекается жилами нескольких генераций. Кварцевые жилы смяты в изоклиналильные складки (отмечено пунктирной линией) кварцевыми жилами. Осевая поверхность складок параллельна кливажу; б – серицит-эпидотовый сланец, образованный по вулканитам и вулканогенно-осадочным породам, меланж западного склона г. Эльденыр

В районе левобережья р. Маврина (см. рис. 5) большая часть блоков имеет габбро-гипербазитовый состав. Встречаются метабазальты, гнейсовидные мусковитовые граниты, метаморфизованные вулканогенные породы, глаукофан-эпидот-альбитовые сланцы, метаморфизованные яшмы. Из блока бордовых яшм (обр. 07-120) были выделены титонские радиолярии: *Zhamoide llumovum* Dumitrica, *Williriede llumcarpaticum* Dumitrica, *Archaeodictyomitra apiara* Rust, *A. rigida* Pessagno, *Parvicingula* sp.

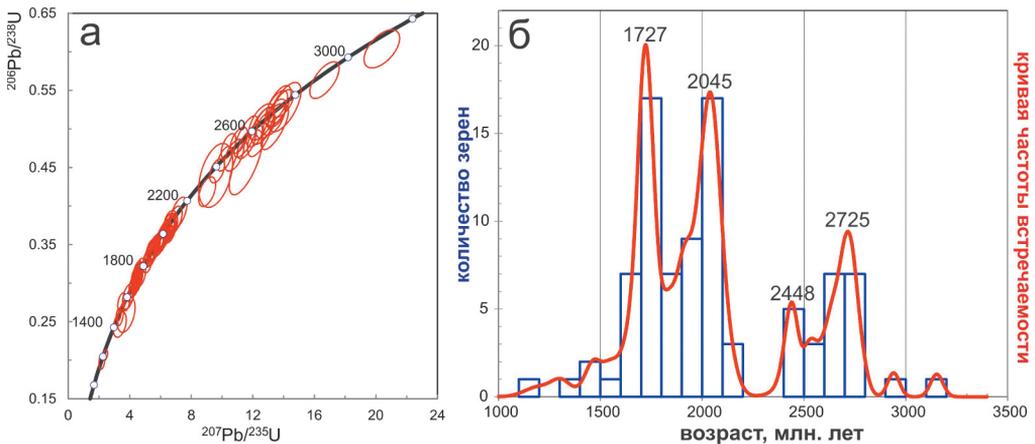
На простирании описанного тела меланжа, в 20 км юго-западнее, в западных отрогах г. Эльденыр обнажается серпентинитовый меланж. Восточный контакт протягивается вдоль границы с породами Эльденырского массива. Природа контакта неясна. С запада меланж перекрыт отложениями сенаона. Блоки меланжа представлены гипербазиитами и альбит-серицит-эпидотовыми сланцами, образованными по вулканитам и вулканогенно-осадочным породам основного состава (см. рис. 22, б).

3.2.2. U-Pb датирование обломочных цирконов

Из блока олигомиктового песчаника, встреченного в меланже бассейна р. Еонайваам, были датированы 93 зерна обломочных цирконов методом LA-ICP-MS (Приложение 3). Все зерна имеют допалеозойские U/Pb возрасты (рис. 23, а, б).

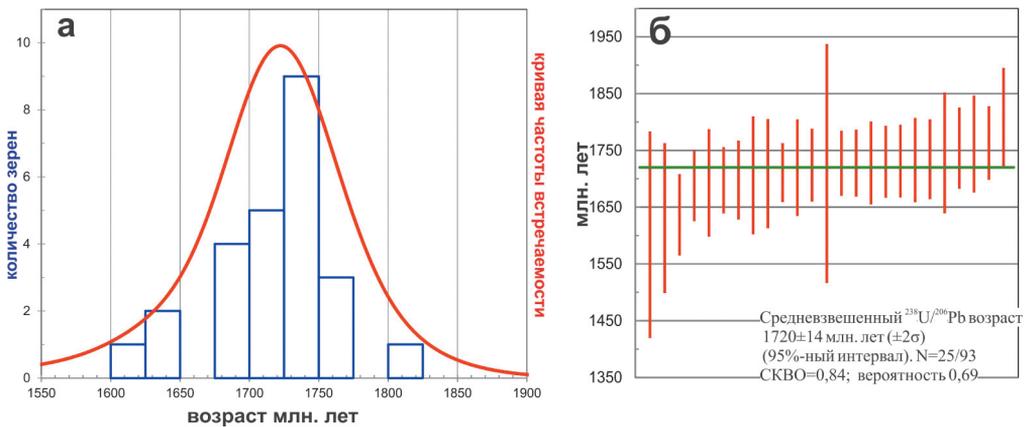
Для определения нижнего предела возраста осадконакопления (max depositional age) была выбрана самая молодая популяция (>3 зерен) цирконов, с нормальным распределением кривой плотности вероятности (рис. 24, а).

К данной популяции отнесены 28% (от общего числа измеренных) зерен, их возрастной интервал колеблется от 1600 до 1825 млн лет, с пиком 1727 млн лет. Средневзвешенный возраст популяции составляет 1720 ± 14 млн лет (рис. 24, б).



▲ **Рис. 23.** U-Pb изотопные данные для обломочных цирконов (обр. 2003/06) из блока в меланже р. Еонайваам.

а – диаграмма с конкордией. На диаграмме эллипсы соответствуют погрешностям определений отношений для каждого зерна $\pm 2\sigma$; б – гистограмма и график плотности распределения (PDP) U-Pb возрастов обломочных цирконов. Цифрами даны возрасты отдельных популяций



▲ **Рис. 24.** Определение нижнего предела возраста осадконакопления по обломочным цирконам (обр. 2003/06) из блока в меланже р. Еонайваам.

а – гистограмма и график плотности распределения (PDP) U-Pb возрастов для самой молодой популяции; б – расчет средневзвешенного возраста для молодой популяции. Красные линии соответствуют посчитанному $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возрасту для отдельных зерен циркона, с учетом погрешности на уровне 2σ . N – количество зерен, принятых в расчет от общего числа датированных зерен

В распределении цирконов выделяются интервалы 1800–2150; 2400–2520; 2580–2800 млн лет, которым соответствуют максимумы 2045 (39%), 2448 (8%), 2725 (17%) млн лет (см. рис. 23, б). Циркон древнее 2800 млн лет не образует статистически значимых пиков.

3.3. Терригенные отложения средней юры, верхней юры – нижнего мела (Мавринская, Удачинская пластины)

В данной главе рассмотрены туфотерригенные породы средней юры – нижнего мела, распространенные на западе Усть-Бельских гор. Они слагают Мавринскую и Удачинскую тектонические пластины (Александров, 1978; см. рис. 4, 5).

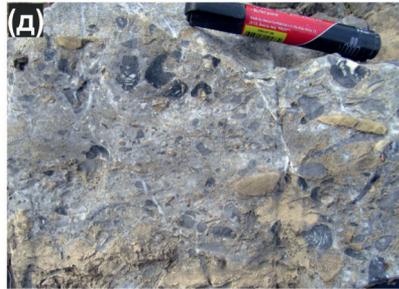
3.3.1. Геологическое строение района р. Левая Маврина (Мавринская пластина)

Мавринская пластина (Александров, 1978) сложена, главным образом, отложениями средней юры, которые были изучены вдоль бортов р. Левая Маврина и ее правого притока. Основание разреза не вскрыто (рис. 5, 6). Породы подвержены интенсивным хрупким деформациям, которые проявлены неравномерно. На большей части Мавринской пластины наблюдаются зоны (видимая мощность 0,5–1,5 км) широкого развития объемной, беспорядочной трещиноватости. В таких зонах невозможно установить первичные взаимоотношения пород, контакты между отдельными литологическими разностями сорваны. Характерны маломощные зоны трения, рассланцевания, дуплекс-структуры. В среднем течении р. Левая Маврина интенсивно развиты будинаж и структуры «broken formation», где более компетентные псаммитовые породы заключены в сильно тектонизированные отложения пелитовой размерности (рис. 25, а). На отдельных участках отмечается ненарушенное флишоподобное чередование туфотерригенных пород (см. рис. 25, б) видимой мощностью от 20 до 80 м. Мощность отдельных пачек колеблется от 5–80 см до 2–3 м. На поверхностях наблюдаются знаки ряби. Оценить внутреннюю структуру толщи невозможно из-за недостаточной обнаженности. В верхнем течении левобережья р. Левая Маврина автором собраны остатки *Retroceramus* ex gr. *porrectus* (Eichw.), свидетельствующие о среднеюрском возрасте отложений (заключение В.А. Захарова; Гульпа, 2014). Рядом, в среднем течении р. Левая Маврина, впервые были найдены бухии *Buchia keyserlingi* Trd., *B. ex gr. crassicolis* Keys., *B. sp. indet.* (заключение

► **Рис. 25.** Фотографии туфотерригенных пород средней юры – раннего мела.

а–б – обнажения вдоль левого борта р. Левая Маврина: а – будина среднезернистых туфопесчаников, заключенная в интенсивно тектонизированные туфотерригенные породы пелитовой размерности; б – переслаивание туфогенных песчаников и алевролитов; в – изометричные конкреции известковистых песчаников и алевролитов в туфотерригенных породах средней юры; г–и – обнажения вдоль среднего течения р. Коначан: г – останцы известняков, ориентированных длинной осью (отмечено стрелками) в различных направлениях (Коначанское месторождение известняков); д – темно-серые органогенные обломочные известняки; е – узкие полосы зеленых сланцев и филлитов, образованных в зонах проявления динамометаморфизма; ж – мраморизованные известняки смяты в напряженные складки; з – тонкослоистые светло-желтые известковистые песчаники на поверхности глыбы мраморизованных известняков; и – тектонический микстит





В.А. Захарова), датирующие отложения валанжином – нижним готеривом. Однако установить взаимоотношения со среднеюрскими породами не удалось.

Толща сложена различными вулканогенно-осадочными породами. Преимущественно это серовато-зеленые мелкозернистые туфопесчаники и туфоалевролиты. В подчиненном количестве находятся псефитовые, грубозернистые псаммитовые туфогенные породы, туфы среднего состава, потоки андезитов. В зависимости от соотношения обломочного и пирокластического материала выделяются различные типы пород. Отмечаются косая слоистость и псевдошаровая отдельность. В обнажениях верхнего течения р. Левая Маврина можно встретить выдержанные горизонты мощностью до 10 см, зеленовато-желтоватых глин.

В русле ручья, расположенного восточнее р. Левая Маврина, в отдельных выходах отмечаются темно-серые известняки мощностью 4 м, а также отдельные делювиальные дресвянные высыпки черного глинистого сланца и светло-желтого известковистого песчаника. Макроскопически эти породы сходны с отложениями каменноугольного возраста, описанными в вулканогенно-осадочном разрезе района г. Отрожная (пачка 4, разд. 3.1). Кроме того, здесь встречен метаморфизованный кремний с реликтовой биогенной структурой. Взаимоотношение этих пород с вмещающими туфотерригенными отложениями неясны. Важно отметить, что юго-западнее, вдоль простираения среднеюрских пород, в бортах р. Левая Маврина также был обнаружен отдельный блок метаморфизованного сильно окварцованного кремня. Однако известняков и глинистых сланцев обнаружено не было.

В верховьях р. Левая Маврина вскрывается серпентинитовый меланж. Он прослеживается в северном направлении до правобережья р. Маврина (см. рис. 5). Видимая мощность оценивается в 1,4 км. Его взаимоотношения со среднеюрскими отложениями не вскрыты. В работе (Александров, 1978) предполагается, что меланж перекрывает среднеюрские отложения. Доминирование северо-западного падения среднеюрских пород вблизи контакта доказывает справедливость предложенных взаимоотношений. Тектонически выше тело меланжа перекрыто гипербазитами и габброидами Отрожной пластины. В составе блоков меланжа обнажаются гранат-содержащие амфиболиты, metabазальты, плагиограниты, гипербазиты, ролдингиты, по гипербазитам развиваются хлорит-антигоритовые сланцы, по габбро – эпидот-хлорит-актинонолитовые сланцы.

3.3.2. Геологическое строение междуречья Маврина - Снежная (Удачинская пластина)

Удачинская пластина (по Александрову, 1978) сложена отложениями верхней юры и нижнего мела, которые были изучены в междуречье Толовка – Маврина (западнее г. Отрожная). Помимо этого подобные отложения были изучены вдоль бортов р. Левый Коначан и Снежная.

К западу от г. Отрожная отложения Удачинской пластины датированы валанжином, и по мнению В.А. Захарова (Захаров, 1974), они несогласно залегают на палеозойских образованиях. В основании развиты гравийные конгломераты и круп-

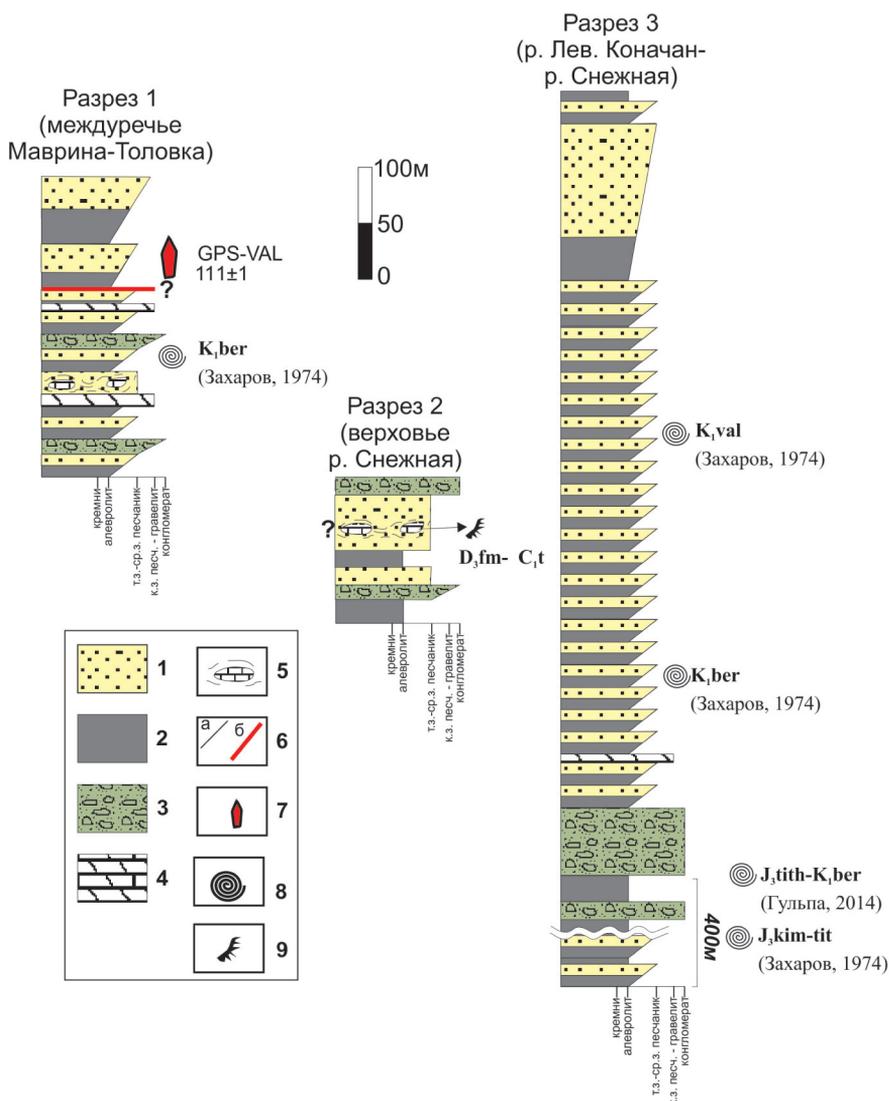
нозернистые туфопесчаники с включениями валунов (до 1 м) серых кремнистых сланцев и светлых известняков. Выше в песчаниках и алевролитах Г.И. Агальцовым собрана фауна валанжинского яруса (заключение К.В. Паракецова). По мнению А.А. Александрова (Александров, 1978), контакт валанжинских и палеозойских пород тектонический. Он был вскрыт в отдельных канавах и расчистках. Наши наблюдения, проведенные западнее г. Отрожная, в непосредственной близости к предполагаемому контакту, позволили отнести описываемые В.А. Захаровым конгломераты к пачке 3 вулканогенно-терригенного разреза Отрожинской пластины (разд. 3.1). Стоит отметить сходство позднемезозойских пород, распространенных в междуречье Толовка – Маврина, с недатированными породами пачки 2 вулканогенно-осадочного разреза Отрожинской пластины, которые интенсивно тектонизированы в кровле и подошве (разд. 3.1).

В междуречье Маврина – Толовка мезозойские отложения обнажены плохо (см. рис. 5, 26, разрез 1). Мощность отдельных фрагментов разреза не превышает 40–50 м. Породы представлены чередованием, часто с гравитационной слоистостью туфогенных песчаников и алевролитов, реже мергелями. Алевролиты содержат изометричные конкреции алевроитового и известковисто-алевроитового состава (см. рис. 25, в). На данном участке породы охарактеризованы остатками *Buchia* aff. *volgensis* Lah., *B.* cf. *terebratuloides* Lah., *B.* ex gr. *lahuseni* Pavl., *B.* cf. *trigonoides* Lah., *B.* cf. *fischeriana* Orb. берриасского возраста (Захаров, 1974).

В пределах бассейна р. Снежная позднемезозойские породы интенсивно брекчированы. Они обнажаются в виде редких небольших скальных выходов видимой мощностью не более 15 м (см. рис. 26, разрез 2). Породы представлены туфопесчаниками, туфоалевролитами, гравелитовыми туфами. На данном участке развиты структуры типа «broken formation».

В левом борту р. Левый Коначан и верхнем течении р. Снежная вскрывается мощный разрез туфотерригенных пород (см. рис. 26, разрез 3), датированных бухиями киммеридж-валанжином (Захаров, 1974). Собранные тут фаунистические остатки *Buchia fischeriana* Orb., *B. terebratuloides* (Lah.), *B.* cf. *piochii* (Gabb.), *B.* ex gr. *uncitoides* (Pavl.), *B. okensis* Pavl., *Euphyllloceras knoxvillensis* (Stanton, 1895) (заключение В.А. Захаров, Гульпа, 2014) охватывают диапазон от средневожского подъяруса до нижней части бореального берриаса (рязанского яруса). Породы имеют выдержанное падение на юго-восток под углом более 60°. Разрез нарушен зонами дробления, мало амплитудными взбросами и флексуорообразными изгибами слоев. Породы представлены переслаиванием серых мелко- и среднезернистых туфопесчаников с туфоалевролитами. Алевролиты имеют скорлуповатую, плитчатую отдельность, в них встречаются раковины и отпечатки двухстворок, аммониты и обрывки углефицированных растений (до 10 см). Иногда горизонты туфопесчаников содержат гальку и гравий алевролитов.

В поле распространения позднемезозойских туфотерригенных пород встречаются останцы известняков. Их выходы четко приурочены к двум условным полосам северо-восточного-юго-западного простираия. Первая прослеживается от верховьев р. Толовка до бассейна р. Коначан. Вторая прослеживается вдоль бассейна р. Снежная. Размеры таких останцов колеблются от первых до сотни метров.



▲ **Рис. 26.** Стратиграфические колонки терригенных отложений верхней юры – нижнего мела. Разрезы 2, 3 построены с использованием материалов (Захаров, 1974).

Условные обозначения: 1 – туфопесчаники; 2 – туфоалевролиты; 3 – туфоконгломераты; 4 – мергели; 5 – олистолиты (?) известняков; 6 – контакты: а – стратиграфические, б – тектонические; 7 – нижний предел возраста осадконакопления по возрасту обломочных цирконов, млн лет; 8 – возраст пород по макрофауне; 9 – определения конодонтовых элементов

Наиболее крупные выходы описаны в верховьях р. Снежная, а также в правом борту р. Коначан, известные как «Коначанское месторождение известняков». Чаще всего это изолированные отдельные останцы известняков вытянутой формы (длина оси до 50–60 м) среди задернованного склона. Ориентированы, как правило, беспоря-

дочно, а на р. Коначан расположены веерно (см. рис. 25, г). В делювии между и вокруг останцов можно встретить зеленые алевролиты, известковистые песчаники и глинистые сланцы. Подобные породы совместно с известняками описаны в вулканогенно-осадочном разрезе г. Отрожная, а также ранее в данной главе, среди среднеюрских осадков, как породы «спутники» известняков.

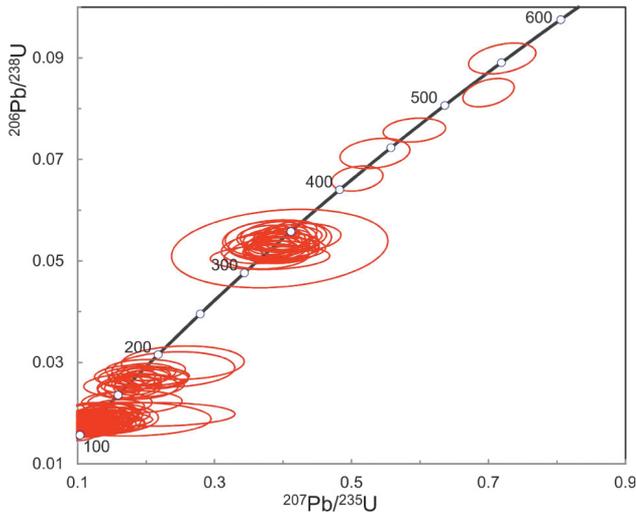
В бассейне р. Снежная установлено, что зеленые алевролиты залегают ниже известняков и падают на северо-запад. В остальных случаях установить элементы внутренней структуры не удается. Одни из останцов известняков содержат *Bispathodus* sp., *Icriodus* sp. (конический элемент), *Palmatolepis* sp., что указывает на их D₃fm₂-C₁t возраст. Среди известняков выделяются два типа. Наиболее распространены светло-серые, серые органогенно-обломочные известняки. Второй тип распространен только в правом борту р. Коначан, представлен темно-серыми, почти черными известняками массивного облика, пронизанными множеством кальцитовых прожилок и содержащими отпечатки фауны (см. рис. 25, д).

Важно отметить результаты наблюдений, проведенных по простиранию выходов известняков, которые прослеживаются от р. Толовка до р. Коначан. В левом борту среднего течения р. Коначан были описаны коренные выходы сложно деформированных пород, которые содержат множество катаклазитов. В основании вскрываются мелко- и среднезернистые туфопесчаники, и туфоалевролиты. Отложения интенсивно брекчированы и пересечены множеством поверхностей зеркал скольжения, пронизаны густой сетью трещин и содержат выдержанные полосы брекчий и катаклазитов, с падением на северо-запад. Общая видимая мощность пород 40 м. Локально, в виде полос мощностью 3 м, породы превращены в зеленые сланцы и филлиты (рис. 25, е). Выше вскрываются смятые в напряженные складки (рис. 25, ж) мраморизованные известняки (мощностью не более 10 м), перекрытые пачкой тонкого переслаивания светло-желтых песчаников (рис. 25, з) и черных алевролитов. Падает толща на северо-запад, под углом 45°. Общая видимая мощность пачки не более 20 м. По простиранию пачка песчанистого состава переходит в тектонический микстит (рис. 25, и). Структурно выше вскрываются светло-серые, массивные известняки, единичные выходы которых прослеживаются ниже по течению вдоль левого борта р. Коначан на расстоянии 200 м.

3.3.3. U-Pb датирование обломочных цирконов

Для датирования обломочных цирконов отобран образец (обр. GPS-VAL) в левом борту верхнего течения р. Толовка (см. Приложение 3, рис. 5, 26, разрез 1). Порода представлена грубозернистым туфопесчаником. Были определены 119 зерен цирконов методом LA-ICP-MS. Для расчетов принимались конкордантные значения по взаимоотношениям $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ к $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (рис. 27).

Прошедшие проверку 111 замеров (см. табл. 3) вынесены на гистограмму (рис. 28, а). Цирконы древнее 400 млн лет представлены единичными зернами (рис. 28, а). Однако их присутствие в породе очень важно и указывает на размыв палеозойских пород г. Отрожная (разд. 3.1) и докембрийских пород р. Еонайваам (разд. 3.1.3). В первом случае зерна представлены двумя интервалами 410–



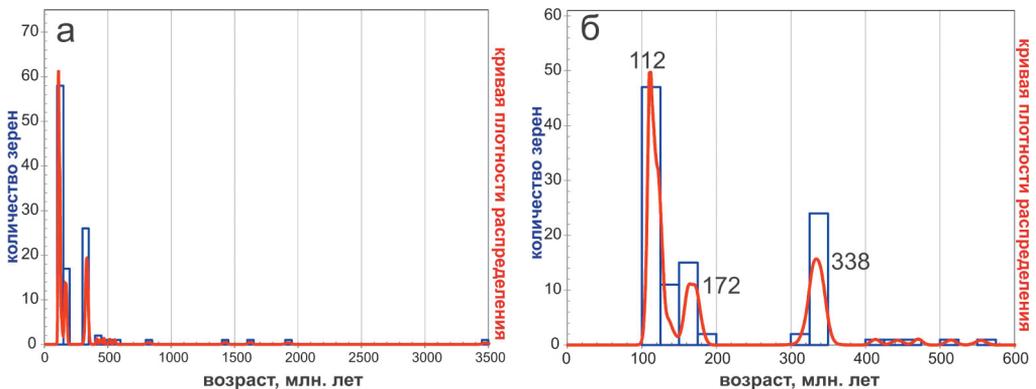
◀ **Рис. 27.** Диаграмма с конкордией для обломочных цирконов (обр. GPS-VAL) из туфопесчаника р. Толовка (Удачнинская пластина).

На диаграмме эллипсы соответствуют погрешностям определения отношений для каждого зерна $\pm 2\sigma$

470 млн лет (3 зерна) и 510–560 млн лет (2 зерна) (рис. 28, б), во втором – интервалы 1400–1950 млн лет (3 зерна) и одного зерна 3477 ± 47 млн лет (рис. 28, а).

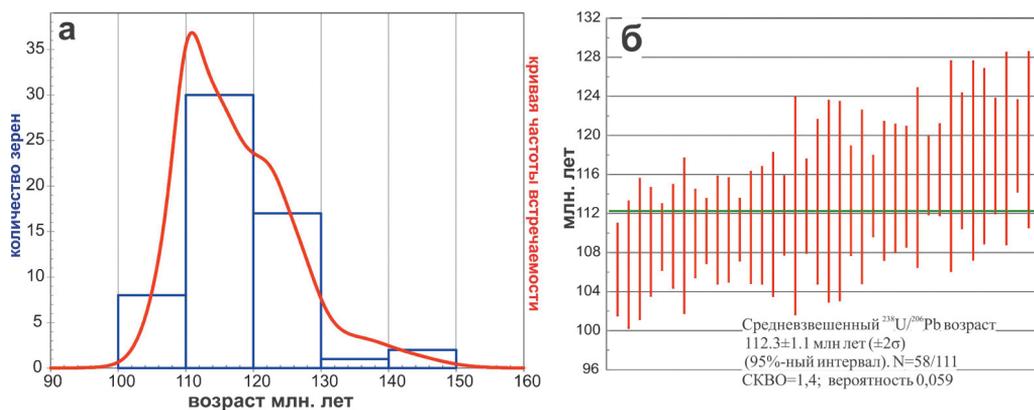
Помимо этого присутствует одно зерно с конкордантным возрастом 823 ± 37 млн лет, что близко к оценкам возраста кристаллизации габбро в районе р. Толовка (Леднева и др., 2012). Четко выделяются пики 172 (15%), 338 (23%) млн лет. Отдельно стоит отметить полное отсутствие зерен в интервале 200–300 млн лет. Самый молодой пик образуют зерна, доля которых 52% от общего числа принятых в расчет.

Учитывая незрелый и туфогенный состав породы, возраст популяции вероятнее всего соответствует возрасту осадконакопления. Его средневзвешенный возраст



▲ **Рис. 28.** Гистограмма и график плотности распределения (PDP) для обломочных цирконов из туфопесчаника (обр. GPS-VAL) верхнего течения р. Толовка (Удачнинская пластина) в координатах: а – 0–3500 млн лет; б – 0–600 млн лет.

Цифрами даны возрасты отдельных популяций



▲ **Рис. 29.** Определение нижнего предела возраста осадконакопления по обломочным цирконам (обр. GPS-VAL) верхнего течения р. Толовка (Удачинская пластина).

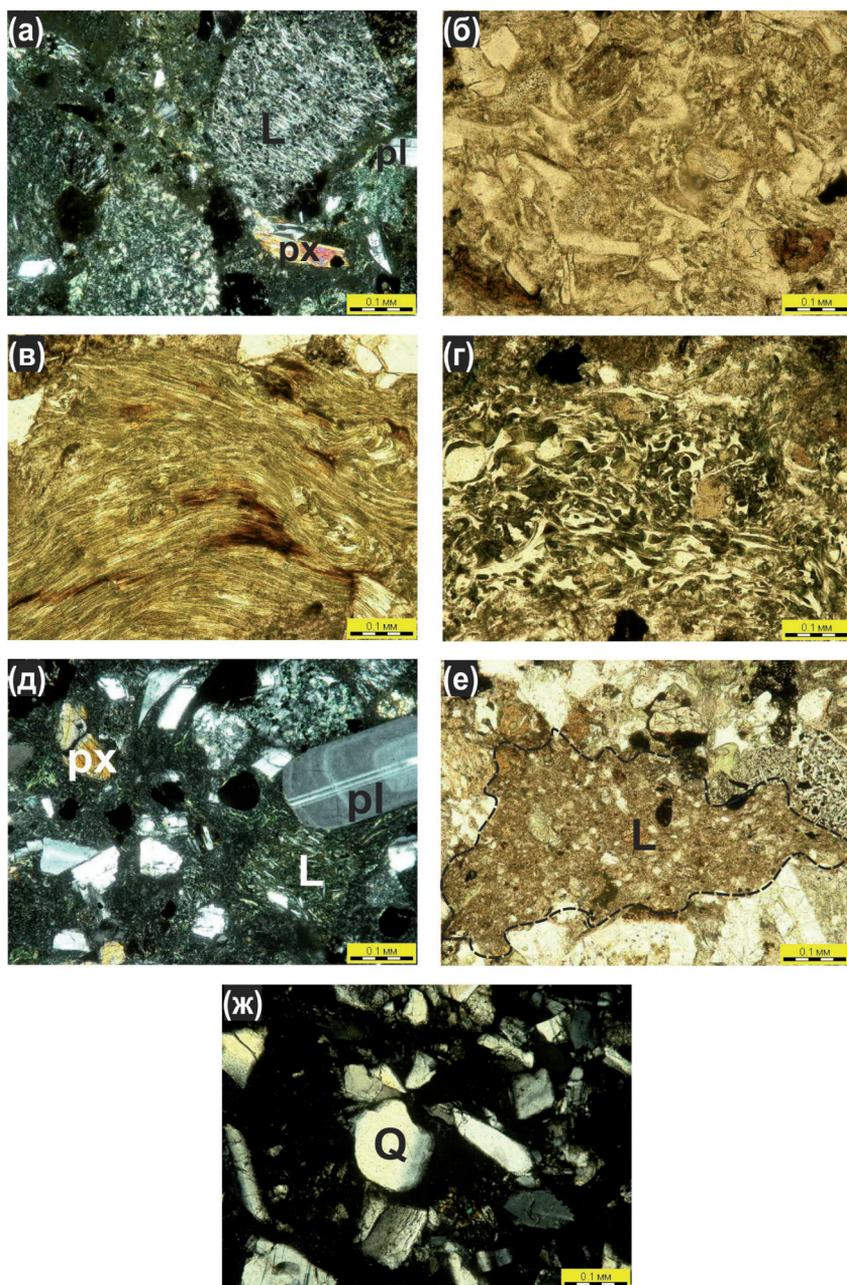
а – гистограмма и график плотности распределения (PDP) U-Pb возрастов для самой молодой популяции; б – расчет средневзвешенного возраста для молодой популяции. Красные линии соответствуют посчитанному $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возрасту для отдельных зерен циркона, с учетом погрешности на уровне 2σ . N – количество зерен, принятых в расчет от общего числа отобранных зерен

112.3 ± 1.1 млн лет (рис. 29, а, б). U/Th соотношения для цирконов попадают в поля магматических значений, колеблются от 0,8 до 9,2 (см. Приложение 3).

3.3.4. Строение и состав туфотерригенных пород

Микроскопически были изучены породы из различных обнажений и частей разрезов средней, поздней юры и раннего мела. Все изученные породы сходны между собой по строению и составу. Они представлены туфогенно-обломочными разномасштабными породами. Размер обломочной части колеблется от пелитовой до псефитовой, преобладают алевролиты и мелкозернистые песчаники. Большинство пород имеют массивный облик, однако отмечаются слои с градиационной слоистостью. Обломочный материал сортирован хорошо, окатан средне-плохо. Сочленены зерна в большинстве случаев бесцементно, редкий цемент (10–15%) развит неравномерно и представлен вторичными минералами: гидрослюдами, карбонатом, эпидотом, хлоритом, глинисто-хлоритовым агрегатом. Также встречаются разности, где доля карбонатного цемента доходит до 30–40%. Вулканогенно-обломочный материал плотно соприкасается друг с другом, образуя структуры спекания. Большое количество пирокластического материала (20–70%) определяет литокластическую, кристаллокластическую и витрокластическую структуры (рис. 30, а, б). Все породы отличаются своим слабдеформированным обликом. Среди вторичных минералов наиболее развиты хлорит и гидрослюда.

По составу обломков породы очень разнообразны. Наибольшим распространением пользуются литокластические и полевошпатовые граувакки, в случае высокой доли обломков осадочных пород – полимиктовые граувакки. Породы содержат



▲ **Рис. 30.** Фотографии шлифов туфотерригенных пород средней юры – раннего мела.

а – спекшийся пирокластический материал представлен литокластами вулканических обломков и кристаллокластами пироксена и плагиоклаза; б – витрокластическая структура в туфопесчанике; в – обломок зеленых сланцев в туфопесчанике; г – пузыристая структура литокластов; д – туфопесчаник содержит большое количество кристаллокластов плагиоклазов; е – обломки туфоалевролитов неправильной формы; ж – в центре изображения обломки кварца средней окатанности

обломки взрывно-обломочного и осадочного материала: фрагменты вулканических пород и вулканических стекол (30–70%); кристаллы полевых шпатов (10–50%); кварца (20%); фрагменты алевропелитов и туфоаргиллитов (5–30%); пироксена (5–10%); кварц-полевошпатовых сростков (5–10%); кварцита (5%); рудного минерала (5%). Характерной чертой является наличие обломков (до 5%) сланцев кварц-хлоритового состава (рис. 30, в). Акцессорные минералы: апатит, рутил, циркон, сфен, биотит, амфибол. Встречаются реликты раковин размером до 0,2–1 мм.

Обломки вулканических пород по составу представлены от средних до кислых. Преобладают обломки средних пород. Фрагменты вулкаников обладают миндалекаменной, интерсертальной, гиалопелитовой, пилотакситовой, микрофельзитовой, порфировой, микролитовой, фельзитовой, лейстовой структурами основной массы. Порфиры сложены пироксеном, плагиоклазом (андезин № 35–40) и в редких случаях кварцем. Основная масса замещена, иногда до полных псевдоморфоз, скрытокристаллическим глинистым изотропным веществом, хлоритом, гидрослюдами, серицитом. Обломки фрагментов вулканического стекла (до 50%) замещаются мелкочешуйчатым агрегатом серицита, хлорита и гидрослюды. При замещении отчетливо проявляются крупно-, мелкопузыристые и флюидальные текстуры вулканического стекла, а также характерный для породы рыжевато-зеленоватый цвет (рис. 30, г).

Полевые шпаты в большинстве представлены кристаллокластами кайнотипных, хорошо ограненных кристаллов плагиоклаза. Кристаллы имеют таблитчатый облик, с оплавленными гранями (рис. 30, д). По составу отвечают андезину № 40–50. В других случаях представлены калиевыми разновидностями, с характерными структурами распада. Фрагменты алевропелитов и туфоаргиллитов встречаются в виде вытянутых обломков неправильной формы, размером до 2 мм. Подчиняются форме вмещающих их обломков, с различными языками и ответвлениями (рис. 30, е). Размер кварц-полевошпатовых сростков до 0,05 мм. Иногда в межзерновом пространстве развиваются эпидот и мелкие чешуйки серицита. Редкие зерна пироксена имеют изометричные, оплавленные очертания. Отмечаются две генерации кварца. Первая представлена ограненными зернами. Для такого кварца крайне характерно огромное количество вростков ограненных кристаллов апатита, что указывает на его магматическое происхождение. Ко второй генерации отнесен сероватый, среднеокатанный монокварц (рис. 30, ж). Обломки сланцев имеют кварц-хлоритовый состав. Размер обломков не более 0,3 мм.

ГЛАВА 4

СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АЛГАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

В работе в состав Алганского террейна включены породы, обнажающиеся в междуречье Анадырь – Лев. Маврина (рис. 5). Это противоречит опубликованной схеме террейнов Корякского нагорья (Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996) тем, что дополнительно включает породы от р. Утесики до р. Лев. Маврина (Утесинская пластина, по (Александров, 1978)). Обусловлено это широким распространением по всей рассматриваемой площади сходных между собой вулканогенно-кремнисто-туфотерригенных пород средней юры – раннего мела (Захаров, 1974; Гульпа, 2014), которые являются типичными породами юго-восточного продолжения Алганского террейна (Шмаков, 1988; Зинкевич, 1981; Вишневская и др., 1996; Соколов, Бялобжеский, 1996; Легенда..., 1999).

На большей части рассматриваемой территории породы обнажены плохо. Для водоразделов характерны обнажения небольшой протяженности, которые не несут информацию о взаимоотношениях пород. Большая часть данных о строении была получена из обнажений вдоль русел отдельных рек и водотоков. С востока на запад такими объектами были (рис. 5): правобережье среднего течения р. Анадырь, левобережье р. Перевальная, междуречье р. Луковая – р. Перевальная, р. Правый Коначан, р. Борозда, р. Утесики, руч. Пахучий. Наиболее характерны тонко- и среднезернистые туфоосадочные породы (туфоалевролиты, туфоаргиллиты, туффиты и туфопесчаники), в подчиненном количестве встречаются отдельные коренные выходы и небольшие высыпки бордовых кремней и базальтов.

На основании изучения и состава различных комплексов пород выделены две крупные тектонические пластины. С юго-запада на северо-восток выделяются «Нижняя» и «Верхняя» соответственно. На данный момент такое деление носит условный характер, во многом отражая мнение предшественников, которые относили породы водораздела Утесики–Лев. Маврина к отдельной пластине (Александров, 1978; Паланджян, 2000; Паланджян и др., 2011; Palandzhyan, Dmitrenko, 1996). Внутреннее строение пластин неоднородно, разрезы разбиты множеством по-

верхностей надвигов. В пределах пластин выделяются вулканогенно-кремнистый, вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный, вулканогенно-терригенный и туфотерригенный комплексы.

4.1. Пластина «Нижняя»

4.1.1. Геологическое строение

Породы «Нижней» пластины были изучены вдоль бортов рек Правый Коначан, Борозда, правого притока и долины руч. Пахучий, междуречья Луковая и Засыпной, Пахучий и Борозда. Пластина сложена породами *вулканогенно-туфотерригенного* комплекса, породы которого смяты в выдержанные складки СВ простирания. Основание пластины нигде не вскрыто. Туфоосадочные породы на р. Правый Коначан содержат средне-позднелаланжинские *Buchia* cf. *piriformis* Lah., *B. cf. bulloides* Lah., *B. cf. inflata* Toula, *B. keyserlingi* Lah., *B. sp. indet.*, а также остатки *Dentalium* sp. indet., датирующие отложения поздней юрой – валанжином (Захаров, 1974; Кальянов, Силкин, 1961). Осадки с несогласием перекрываются туфотерригенными породами сеноман-турона (перекатнинская свита) и конгломератами кампан-маастрихта (мамолинская толща) (Захаров, 1974). На западе структурно выше расположена «Верхняя» пластина, которая представляет собой серпентинитовый полимиктовый меланж. Контакт нигде не обнажен. В плане контакт пластин имеет извилистые очертания и ориентирован выпуклой стороной на северо-запад. Он протягивается от правобережья нижнего течения р. Утесики вдоль ее левого борта до верховьев р. Правый Коначан. В рельефе надвиг отчетливо проявлен вдоль бассейна р. Утесики. В области распространения «Верхней» пластины (западная и центральная части междуречья Левая Маврина–Утесики) для речной системы характерны широкие и пологие долины, останцовый рельеф. В восточной части междуречья все притоки имеют крутые борта. В некоторых из них (р. Борозда, р. Правый Коначан) в непосредственной близости обнажаются породы обеих пластин. Левый борт р. Утесики имеет обрывистый вид и бронируется породами «Нижней» пластины.

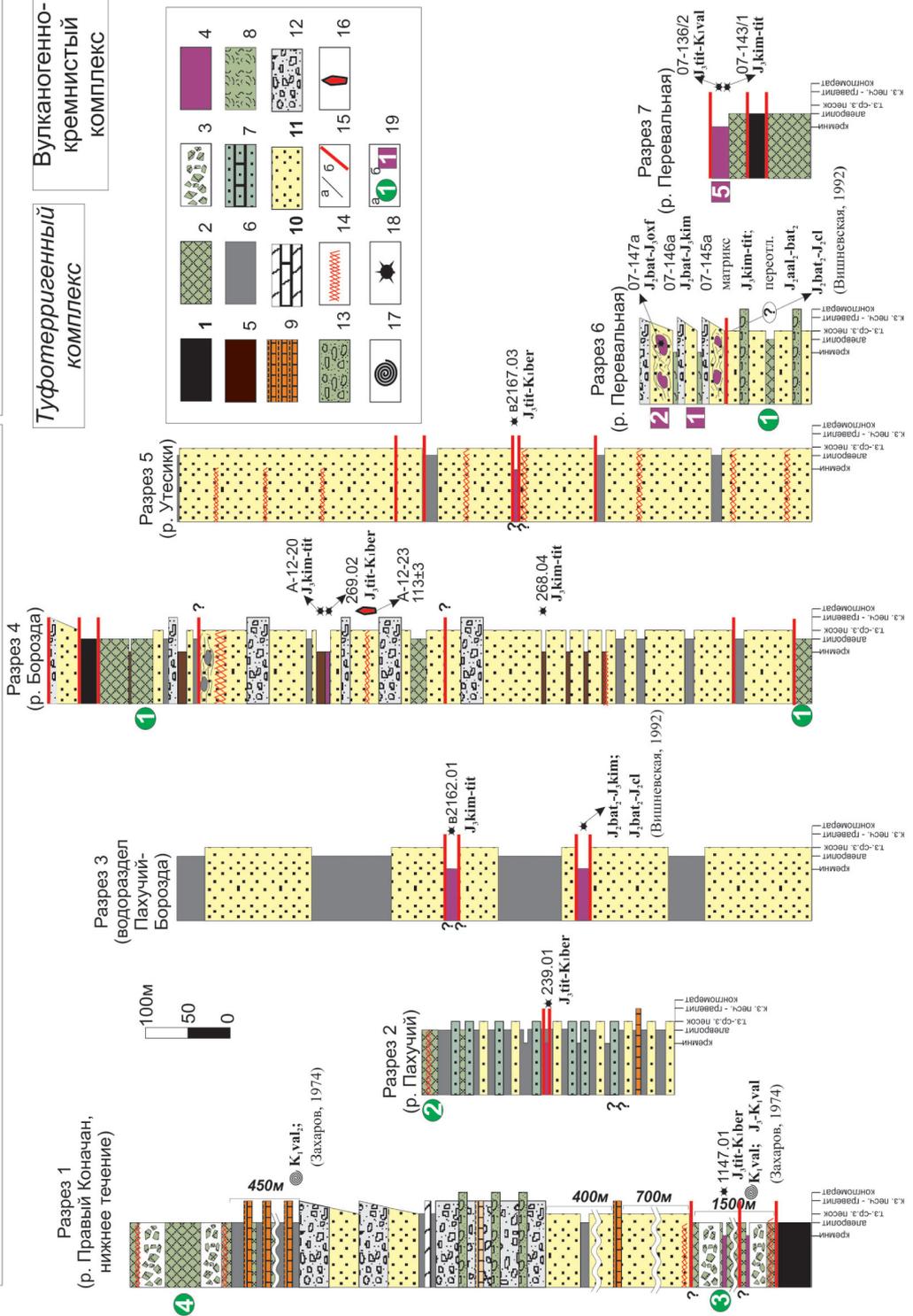
Для большинства изученных частных разрезов *вулканогенно-туфотерригенного* комплекса были построены тектоно-стратиграфические колонки. Несмотря на то что разрезы составлены вдоль простирания основной структуры, отмечается фациальная изменчивость (рис. 31, разрезы 1-5). На рисунке разрезы расположены с юго-запада на северо-восток (рис. 5). Наличие большого количества деформированных участков и слабая обнаженность не всегда позволяют однозначно устанавливать природу контакта между отдельными литологическими разностями пород. Так, например, для разреза р. Борозда, ранее описываемого как единый разрез (Захаров, 1974; Арчаков, 1970), можно предположить наличие множества поверхностей надвигов, по которым совмещены различные породы. Сложнее всего дело обстоит с яшмами и кремнистыми породами, которые описаны во всех приведенных разрезах. Их положение в разрезах остается до конца не выясненным.

Вулканогенно-туфотерригенный комплекс ("Нижняя" пластина)

"Верхняя" пластина

Туфотерригенный комплекс

Вулканогенно-кремнистый комплекс



◀ **Рис. 31.** Тектоно-стратиграфические колонки вулканогенно-кремнисто-туфотерригенных комплексов пород Алганского террейна. Разрез 2 составлен по материалам И.В. Гульпы, разрезы 4, 5 – И.А. Войцика.

Условные обозначения: 1 – меланж; 2 – горизонты базальтов и андезитов; 3 – кластолавы базальтов; 4 – бордовые яшмы; 5 – коричневые, зеленые и серые кремнистые породы; 6 – алевролиты; 7 – карбонатные песчаники; 8 – туфосилициты; 9 – голубые, зеленые и коричневые карбонатно-кремнистые алевро-аргиллиты; 10 – мергели; 11 – туфопесчаники; 12 – туфогравелиты; 13 – туфоконгломераты; 14 – зоны дробления; 15 – контакты: а – стратиграфические, б – тектонические (надвиги); 16 – нижний предел возраста осадконакопления по возрасту обломочных цирконов, млн лет; 17 – возраст пород по макрофауне; 18 – определения радиоляриевых форм; 19 – опробование пород на химический анализ, количество проб: а – вулканитов, б – кремней

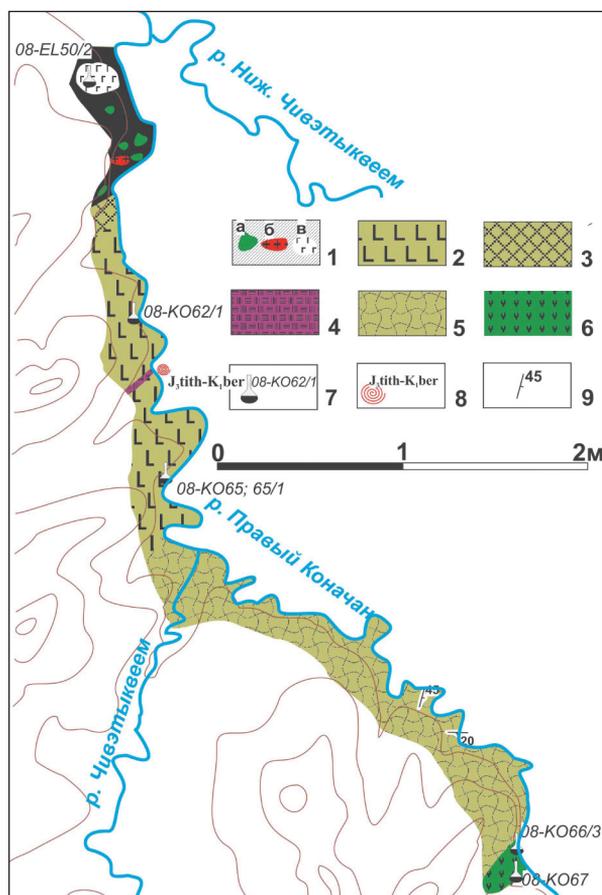
Магматиты *вулканогенно-туфотерригенного комплекса «Нижней»* пластины обычно образуют самостоятельные лавовые горизонты мощностью не более 100, чаще всего около 20–40 м. В основном вулканиты обладают массивным обликом, в некоторых случаях подушечной отдельностью. Представлены порфировыми, миндалекаменными и афировыми разностями. Редко содержат межподушечные красные кремнистые аргиллиты. В других случаях базальты образуют вытянутые будины (рис. 33, д) размером до 40 см, которые тектонически растащены вдоль поверхностей сланцеватости кливажированных алевролитов, глинистых сланцев, туфопесчаников.

Вдоль левого борта р. Правый Коначан (рис. 31, разрез 1; 32) вскрывается мощный (около 1500 м) горизонт, представленный темноокрашенными базальтами, их брекчиями и кластолавами. Магматические породы неравномерно тектонизированы, не исключено, что мощность тектоническая. Интенсивно тектонизированы вдоль контакта с «Верхней» пластиной, при этом большая часть пород имеет кайнотипный облик. Брекчии сцементированы карбонатным веществом (рис. 33, а). Часто устанавливается подушечная отдельность (рис. 33, б). Встречаются породы долеритового состава, мощностью до 10 м.

Среди вулканитов встречаются изолированные обнажения метарадиоляритов в ассоциации с апобазальтовыми сланцами (альбит-эпидот-актинолитового, эпидот-хлоритового, актинолит-хлоритового, актинолит-цоизитового состава). Скорее всего разрез тектонически не однороден, и его видимая мощность преувеличена. Из прослоя метакремня на р. Правый Коначан были выделены **титон-берриасские** (обр. 1147.01) радиолярии (здесь и далее определения радиолярий выполнены Т.Н. Палечек, ГИН РАН): *Pantanellium fischeri* (Pessagno), *P. quintachillaence* Pessagno et McLeod, *Archaeodictyomitra apiara* Rust, *A. rigida* Pessagno, *A. exigua* Blome, *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *P. boesii* (Parona), *Parvicingula usotanensis* Tumanda, *Williriedellum carpaticum* Dumitrica, *Cryptamphorella macropora* Dumitrica, *Obesacapsula cf. ruscoensis* Baumgartner, *Zhamoidellum ventricosum* Dumitrica, *Sethocapsa cometa* (Pantanelli), *Hiscocapsa kaminogoensis* (Aita), *Ristola* sp., *Gongylothorax cf. favosus* Dumitrica, *Cyrtocapsa* sp., *Crolanium puga* (Schaaf), *Pseudodictyomitra depressa* (Baumgartner), *Thanarla brouweri* (Tan), *Amphipyndax* (?) sp. (рис. 5, 31, разрез 1; 32). Контакт вулканогенных пород с туфотерригенными

вдоль р. Правый Коначан не обнажается. По мнению В.А. Захарова (1974), он является согласным. В левом борту р. Борозда вскрыт тектонический контакт осадков и вулканитов (рис. 31, разрез 4; 33, в).

Наибольшие мощности грубообломочных пород характерны для разрезов р. Правый Коначан (рис. 31, разрез 1) Тут обнажается переслаивание редкогалечных гравелитов и пестроцветных конгломератов (рис. 33, г), мощностью слоев от 5 до 25 м. Матрикс в таких грубообломочных породах псаммитовой размерности по составу вулканогенно-осадочный. Гравий и галька хорошо окатаны и составляют до 15–20% от общего объема породы. Представлены вулканитами от основных до кислых, зелеными кремнистыми алевролитами, монокварцем, полевошпатовыми гранитами, серыми массивными известняками. Помимо этого в том же разрезе встречены известковистые породы, представленные горизонтами зеленых и голубоватых микрослоистых и массивных кремнисто-известковистых алевролитов и аргиллитов, мощностью от 10 до 30 м. Помимо этого много высокоизвестковистых пород представлено в разрезе руч. Пахучий (рис. 31, разрез 2), однако размерность терригенных пород не превышает тонкой псаммитовой фракции.



◀ **Рис. 32.** Схема геологического строения долины нижнего течения р. Правый Коначан.

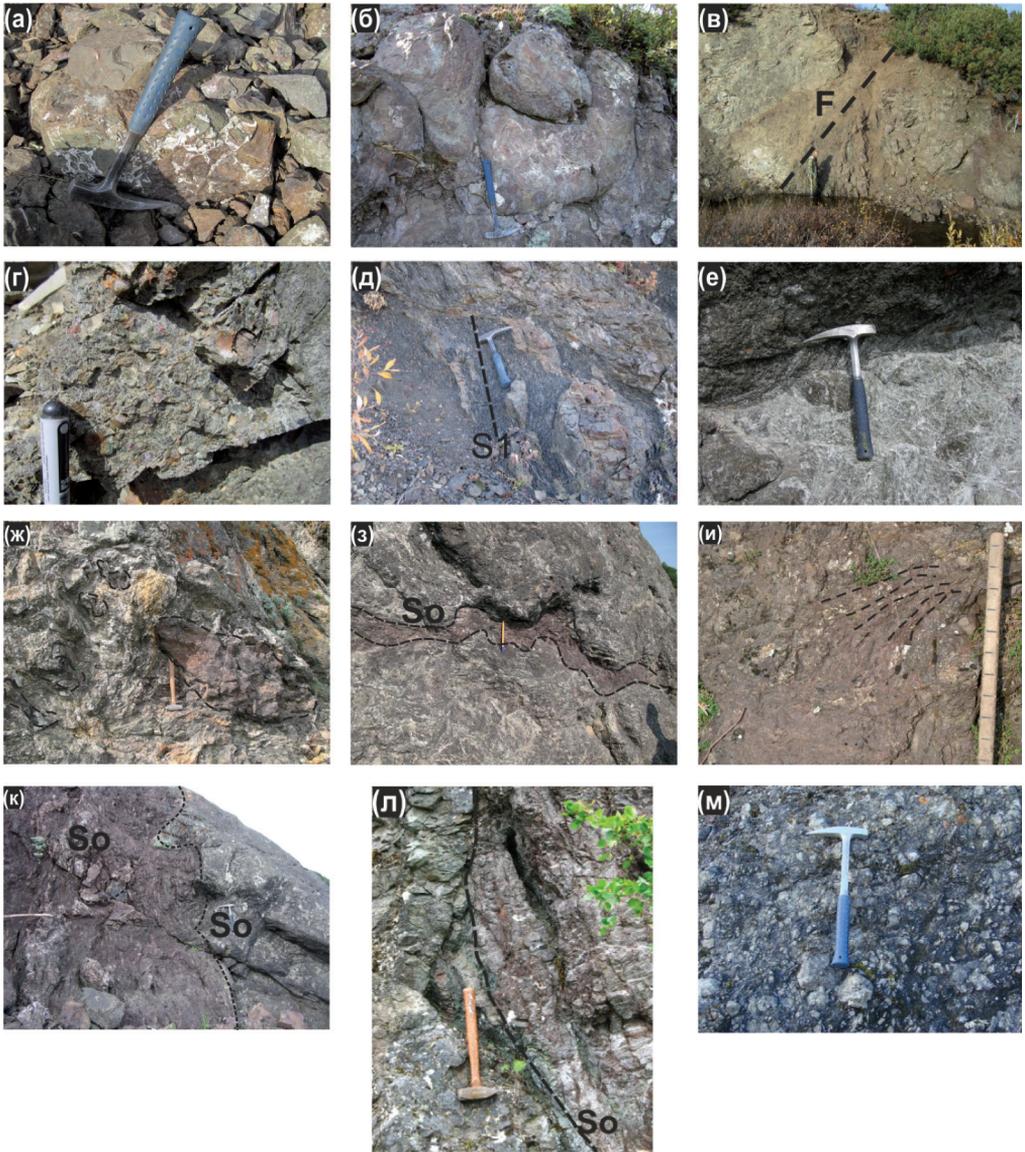
Условные обозначения: 1 – серпентинитовый меланж «Верхней» пластины Алганского террейна, включает блоки: а – габбро, б – плагиогранитов, в – спилитов; 2–6 – породы «Нижней» пластины Алганского террейна: 2–4 – вулканогенная часть: 2 – базальты и их брекчии, 3 – интенсивно тектонизированные вулканиты, 4 – горизонты кремнистых пород; 5–6 – туфотерригенная часть: 5 – туфогенно-осадочные породы, известковистые алевролиты и аргиллиты, гравелиты, конгломераты, глинистые сланцы; 6 – мощные лавовые горизонты базальтов; 7–8 – места опробования: 7 – вещественного состава пород и их номер; 8 – радиоларий и их возраст; 9 – залегание слоистости

Наиболее существенные колебания гранулометрического состава осадочных пород отмечаются в породах разреза р. Борозда (рис. 31, разрез 4), где помимо туфогравелитов, большое распространение имеют коричневые, зеленые, серые кремнистые породы (алевролиты и аргиллиты), которые образуют горизонты до 25 м. Такие слои обладают тонкоплитчатой слоистостью.

Из различных горизонтов яшм и кремнистых пород были выделены радиоляриевые формы удовлетворительной сохранности. Из слоистых кремнистых алевролитов в бортах р. Борозда (рис. 31, разрез 4) выделены **кимеридж-титонские** (обр. 268.04; А-12-20) радиолярии: *Parvicingula vera* (Pessagno et Whalen), *Parvicingula cf. jonesi* Pessagno, *P. elegans* Pessagno et Whalen, *P. boesii* (Parona), *Praeparvicingula cosmoconica* (Foreman), *Zhamoidellum frequens* (Tan Sin Hok), *Z. ovum* Dumitrica, *Williriedellum cf. carpaticum* Dumitrica, *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *A. apiara* Rust, *Xitus alievi* (Foreman), *Windalia (?) tethyensis* Dumitrica, *Windalia* sp., *Orbiculiforma* sp., *Hsuum cf. mclaughlini* Pessagno et Blome, *Gongylothorax favosus* Dumitrica, *Gongylothorax favosus* Dumitrica, *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *A. apiara* (Rust). **Титон-берриасские** формы (269.02.): *Zhamoidellum ventricosum* Dumitrica, *Z. ovum* Dumitrica, *Williriedellum carpaticum* Dumitrica, *Parvicingula boesii* (Parona), *Archaeodictyomitra apiara* (Rust), *A. rigida* Pessagno, *Crolanium cf. puga* (Schaaf), *Thanarla cf. pulchra* (Squinabol), *Eucyrtidiellum* sp., *Windalia ?* sp., *Pseudodictyomitra* sp. По простиранию 1 км в южном направлении (рис. 31, разрез 3) из бордовых яшм выделены **кимеридж-титонские** (обр. В2162.01.) радиолярии: *Parvicingula cf. elegans* Pessagno et Whalen, *P. cf. khabakovi* (Zhamoida), *Archaeodictyomitra apiara* Rust, *A. rigida* Pessagno, *Hsuum mclaughlini* Pessagno et Blome, *Praeparvicingula ex gr. cappa* (Cortese), *Windalia (?) cf. tethyensis* Dumitrica, *Orbiculiforma* sp. Радиоляриевые формы **титон-берриасского** интервала выделены из кремнистых пород, обнаженных вдоль русла руч. Пахучий (рис. 31, разрез 2; обр. 239.01): *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *Crolanium cf. puga* (Schaaf), *Pseudodictyomitra* sp., *Thanarla brouweri* (Tan Sin Hok), *T. elegantissima* (Cita), *Zhamoidellum frequens* (Tan Sin Hok), *Z. ovum* Dumitrica, *Williriedellum carpaticum* Dumitrica, *Archaeodictyomitra vulgaris* Pessagno, *Xitus alievi* (Foreman), *Paronaella* sp. и среднего течения р. Утесики (рис. 31, разрез 5; обр. В2167.03.): *Zhamoidellum ovum* Dumitrica, *Williriedellum carpaticum* Dumitrica, *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *A. apiara* (Rust), *Crolanium cf. puga* (Schaaf), *Parvicingula boesii* (Parona), *Pseudodictyomitra* sp., *Windalia* sp. (Палечек и др., 2016; Палечек, Моисеев, 2016).

4.1.2. U-Pb датирование обломочных цирконов

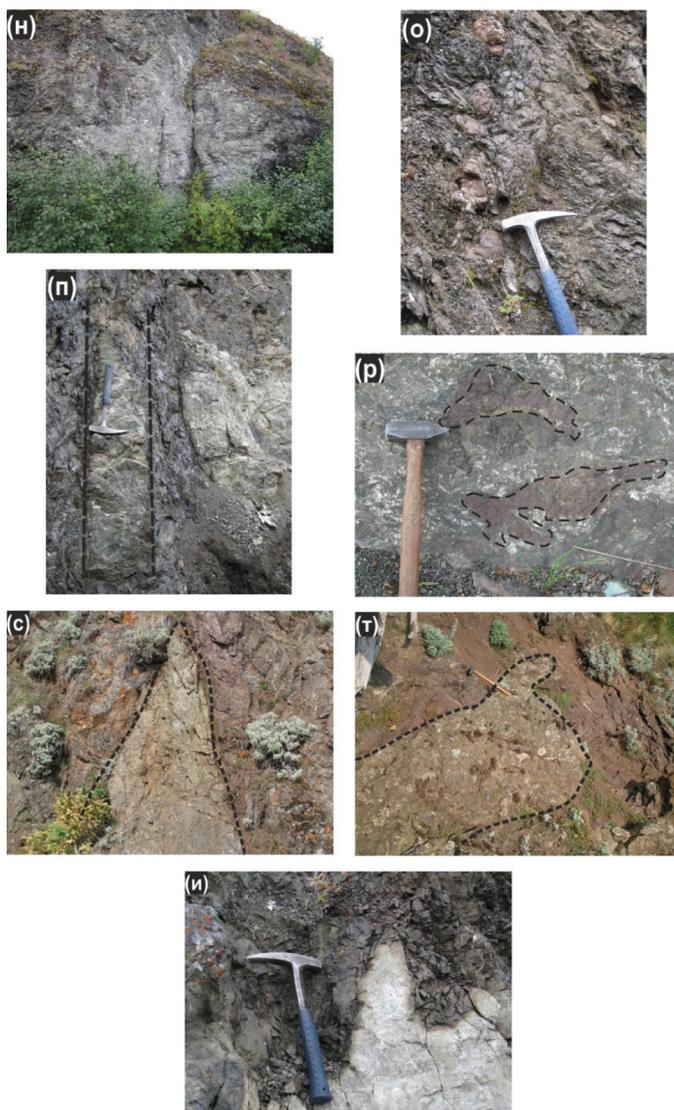
В левом борту р. Борозда (рис. 30, А, разрез 4) опробованы слоистые туфопесчаники (А-12-23). Всего было продатировано 88 обломочных зерен цирконов (см. Приложение 3). Конкордантные значения (80 замеров; рис. 34, а, б) вынесены на гистограмму (рис. 35, а, б). Средневзвешенный возраст молодой популяции цирконов составляет 112.9 ± 2.8 млн лет (рис. 36), что указывает на их синхронное осадконакопление с туфопесчаниками Удачининской пластины (обр. GPS-VAL; разд. 3.2).



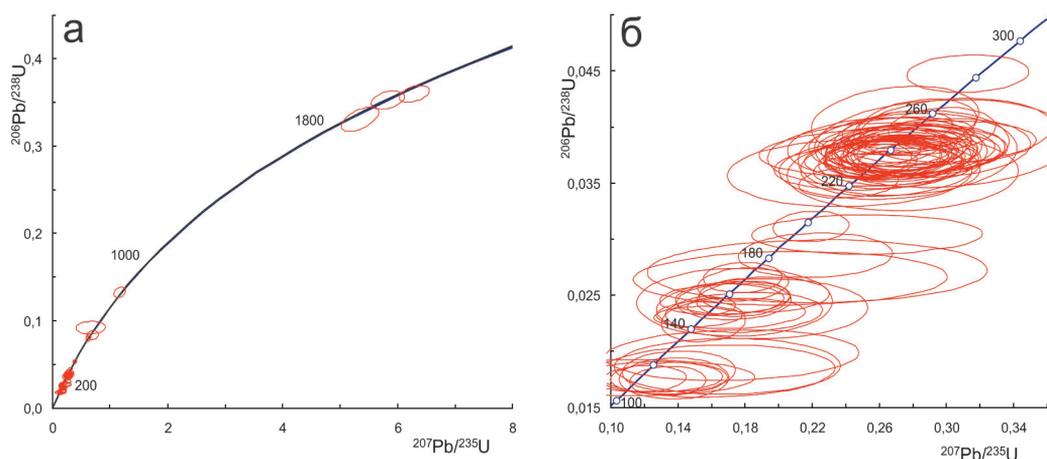
▲ ► **Рис. 33.** Фотографии, отражающие особенности состава и взаимоотношений выделенных породных ассоциаций Алганского террейна.

Породы вулканогенно-туфотерригенного комплекса (а–д): а – брекчии базальтов, сцементированных кальцитом, б – подушечная отдельность базальтов, в – тектонический контакт шаровых базальтов (справа) и туфотерригенных пород; г – горизонты пестроцветных конгломератов; д – будины базальтов ориентированы вдоль кливажа (S1) туфоалевролитов; породы «верхней» пластины (е–и): е – породы «верхней» пластины интенсивно пронизаны нитевидной, беспорядочной сетью трещин, выполненных цеолитом, кальцитом, пренитом, кварцем; породы вулканогенно-кремнистого комплекса (ж–п): ж – тектонические включения кремнистых пород (пунктирная линия) в базальтовом матриксе имеют сложные очертания; з – кремни образуют не выдержанные





по мощности прослой среди базальтов; и – микродуплексы среди кремнистых пород, заключенных в базальтовом материале; к – стратиграфический контакт между базальтами (справа) и тонкоплитчатыми кремнями, смятыми в складки; л – стратиграфический «карман» вдоль согласного контакта базальтов (слева) и плитчатых кремнистых пород (справа); м – псевдоконгломераты образованы по магматическим породам разной компетентности, «галька» представлена долеритами, матрикс представлен аповулканическими породами; н – интенсивно катаклазированные и измененные породы, включающие растащенные блоки силлов/даек; о – реликты подушечной отдельности; п – тектонические блоки даек среди апобазальтов; породы вулканогенно-кремнисто-туфо-терригенного комплекса (р-и): р – кремнисто-базальтовые включения (пунктирная линия) в туфотерригенной раме; с, т – блоки неясного генезиса туфотерригенных пород в базальт-кремнистом матриксе, у – зоны закалок между растащенными на отдельные блоки вендскими плагиогранитами и метавулканитами



▲ **Рис. 34.** Диаграмма с конкордией для обломочных цирконов из туфопесчаника (обр. А-12-23) «Нижней» пластины Алганского террейна (р. Борозда).

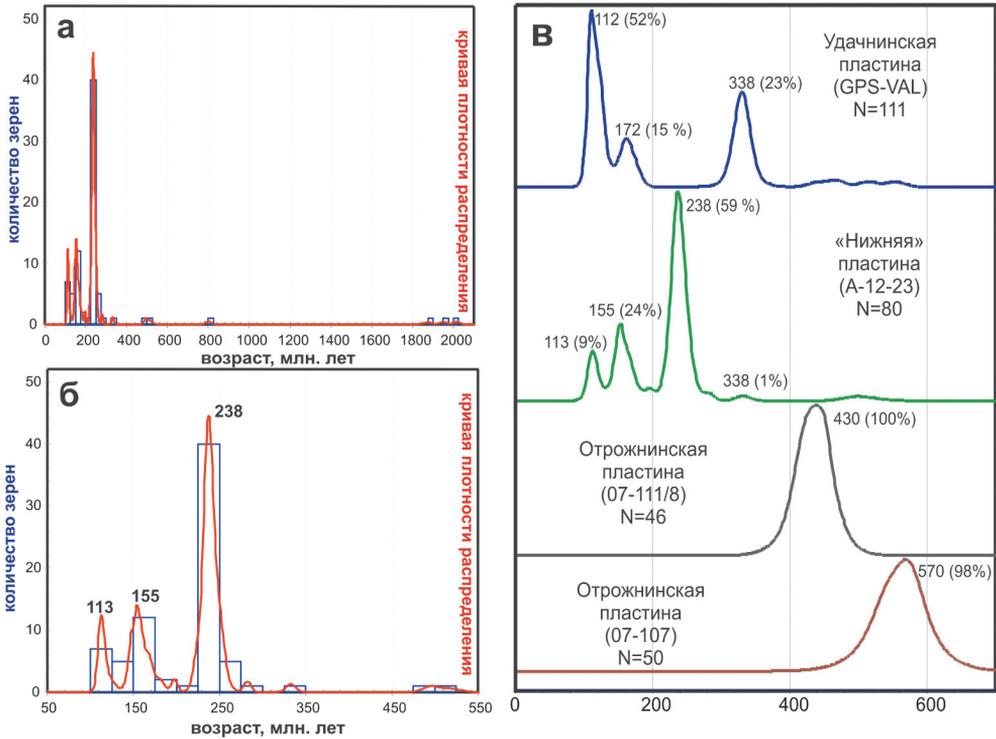
а – конкордия построена от 0 до 3500 млн лет; б – конкордия построена от 100 до 300 млн лет. На диаграмме эллипсы соответствуют погрешностям определений отношений для каждого зерна $\pm 2\sigma$

В изучаемом образце, так же как и в туфопесчанике Удачинской пластины, цирконы древнее 400 млн лет представлены единичными зернами (рис. 28, а; 35, а) и указывают на размыв палеозойских пород г. Отрожная и докембрийских пород р. Еонайваам. Данные цирконы представлены интервалами 480–530 млн лет (2 зерна), и интервалом 1875–2025 млн лет (3 зерна). Помимо этого присутствует одно зерно возрастом 802.3 ± 28 млн лет (рис. 35, а, табл. 3), что, вероятно, указывает на размыв габбро, датированных в районе р. Толовка (Леднева и др., 2012а).

В интервале от 100 до 175 млн лет в обр. А-12-23 цирконы образуют пики 113 (9%) и 155 (54%) млн лет. В обр. GPS-VAL наблюдаются сходные популяции, но с другой интенсивностью (частотой встречаемости): 112 (52%), 172 (15%) млн лет (рис. 35, в). Кардинально для образцов А-12-23 и GPS-VAL отличается распределение цирконов в интервале от 200 до 400 млн лет. Подавляющее большинство (59%) цирконов из туфопесчаника А-12-23 соответствуют интервалу 200–300 млн лет и образуют пик в 238 млн лет, тогда в обр. GPS-VAL полностью отсутствуют цирконы подобного возрастного интервала (рис. 35, в). Обратная картина наблюдается для интервала 300–400 млн лет, на долю которого приходится 23% всех цирконов образца GPS-VAL, тогда как в обр. А-12-23 датировано лишь одно зерно (332.8 ± 11 млн лет) из этого интервала (рис. 35, в).

4.1.3. Состав обломочных пород

Обломочные породы вулканогенно-туфотерригенного комплекса «Нижней» пластины представлены преимущественно граувакками псаммитовой размерности (от 0,1 до 2,5 мм). Реже встречаются породы пелитовой и псефитовой (более 5 мм)

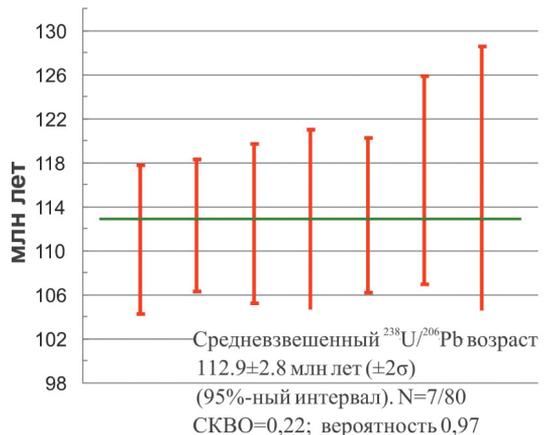


▲ **Рис. 35.** U-Pb изотопные данные для обломочных цирконов из туфопесчаника (обр. А-12-23) «Нижней» пластины Алганского террейна (р. Борозда).

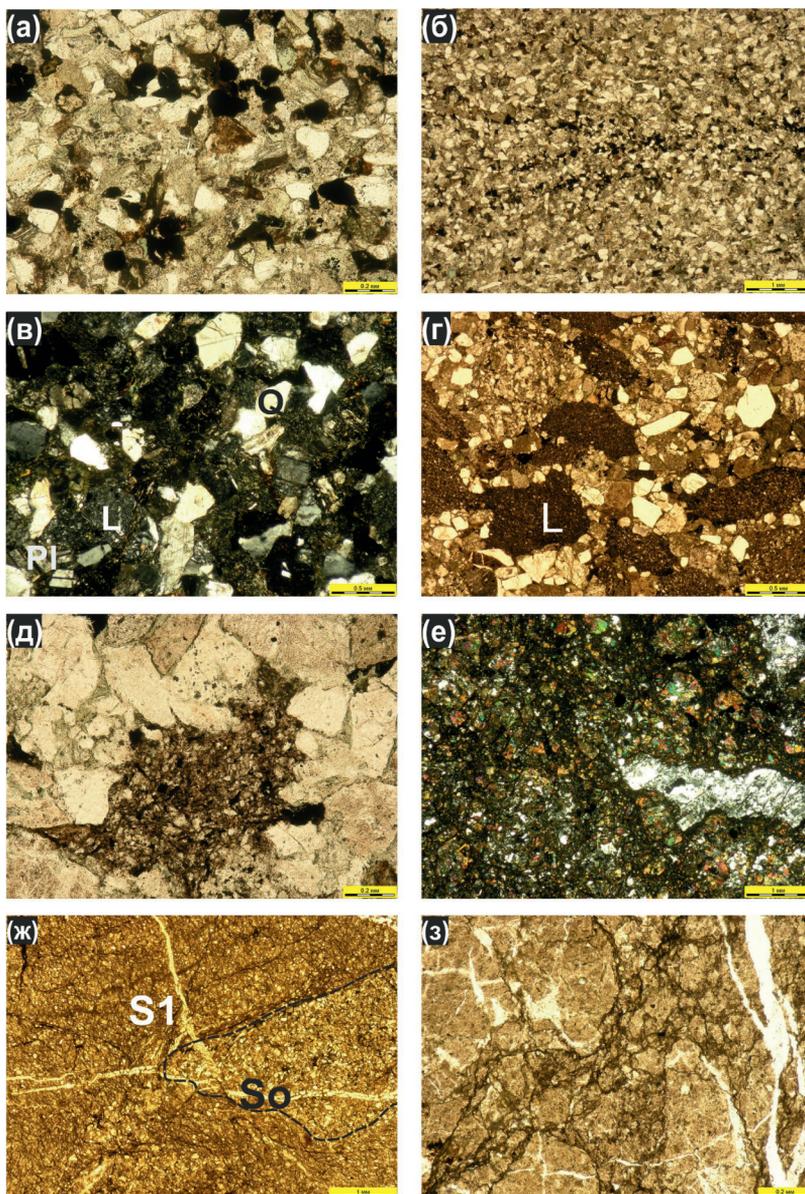
а–б – гистограмма и график плотности распределения (PDP) возрастов обломочных цирконов в координатах: а – 0–2200 млн лет; б – 50–550 млн лет. Цифрами подписаны возрасты отдельных популяций; в – нормализованные графики плотности распределения обломочного циркона из образцов Отрожнинской, Удачиннской и «Нижней» пластин. N – количество зерен, принятых в расчет. Напротив каждого пика указаны его возраст и процент зерен цирконов из общего числа замеренных

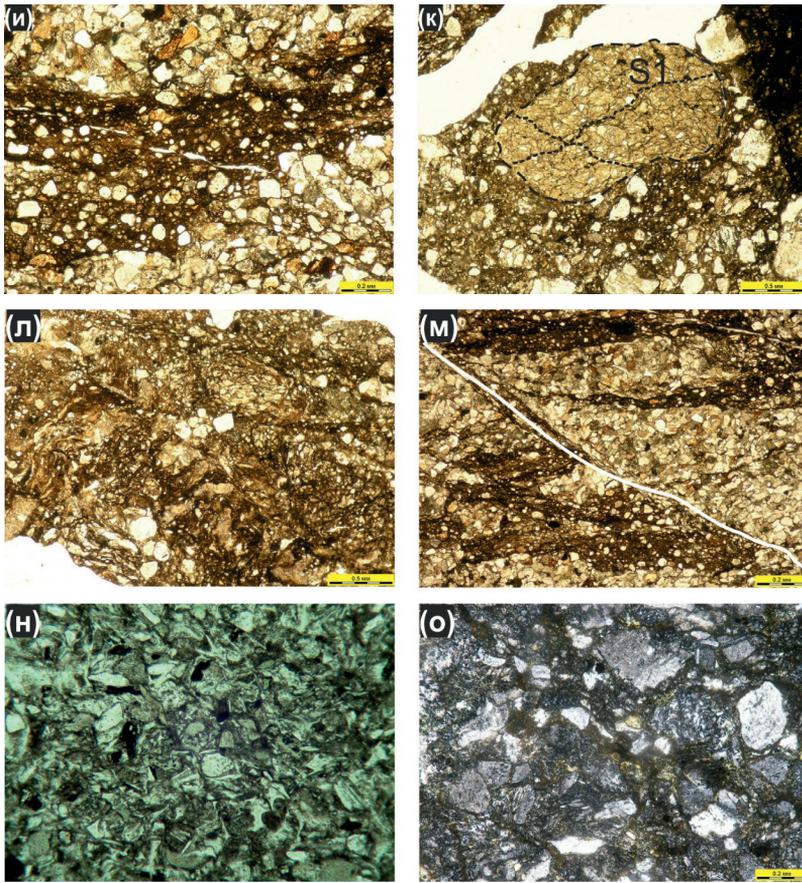
► **Рис. 36.** Расчет средневзвешенного возраста нижнего предела осадконакопления по обломочным цирконам (обр. А-12-23) «Нижней» пластины Алганского террейна (р. Борозда).

Красные линии соответствуют посчитанному $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ возрасту для отдельных зерен циркона, с учетом погрешности на уровне 2σ . N – количество зерен, принятых в расчет от общего числа датированных зерен



размерности. Более тонкие разности часто оказываются брекчированными, представлены алевролитами, содержащими обломки пирокластической примеси с характерными спекшимися структурами. В породах развивается кливаж агрегатного типа, который по частоте проявления относится к редкому, по морфологии – к грубому. Обломочный материал сортирован и окатан плохо, отсутствуют ориентированные текстуры. Исключение составляют породы, обнаженные вдоль правого притока и бортов руч. Пахучий, р. Борозда и водораздела Пахучий–Борозда (рис. 31), где отмечаются скопления рудного минерала (до 10%) и аксессуарных тяжелых минералов





◀ ▲ **Рис. 37.** Шлифы обломочных пород «Нижней» (а–д) и «Верхней» (е–о) пластин северной части Алганского террейна.

а, б – тонкие линзовидные прослои обогащены тяжелыми и рудными минералами; в – типичный вид туфогенно-обломочной породы «нижней» пластины Алганского террейна; г – литокласты (L) имеют неправильные вытянутые формы и занимают до 30% от породы; д – обломки туфоалевролитов имеют кляксообразные очертания, форма которых подчинена межзерновому пространству; е – типичный облик большинства породных комплексов «Верхней» пластины; ж – нарушенный первичный контакт (So) алевролита с алевропесчаником подчеркнут системой изогнутого редкого кливажа; з – брекчированный метакремень; и – зона катаклаза (центральная часть снимка) в туфопесчанике сложена изотропным глинистым материалом, в который погружены фрагменты окружающих пород; к – реликты обломка кливажированного (S1) алевропесчаника, погруженного в катаклазит; л – отдельные обломки и их фрагменты испытали значительные тектонические перемещения относительно друг друга; м – зоны катаклаза смещены относительно друг друга поздними сдвиговыми деформациями (белая линия); н – витрокластический туф; о – туфограувакка сложена преимущественно обломками вулканитов кислого состава

(сфен, циркон) в виде вытянутых, выклинивающихся линейных полос (рис. 37, а, б), мощностью до 0,6 мм. Наличие таких текстур можно объяснить процессами перемыва и «шлихования» материала.

В кластической части преобладают фрагменты вулканических пород (до 60%; рис. 37, в), к ним же можно отнести обломки магматитов гипабиссального облика. Участки с наиболее интенсивными вторичными изменениями представляют собой темно-зеленую изотропную массу, сложенную эпидотом, серицитом и хлоритом. В обломочных породах кайнотипного облика обломки вулкаников основного и среднего составов (около 30–40%), с сохранившимися магматическими структурами, представлены порфиоровыми, лейстовыми, трахитовыми и микролитовыми разностями, в которых основная масса также замещена вторичными минералами. Обломки кислых вулкаников (60–70%) представлены породами с микрофельзитовой, порфиоровой и флюидалной текстурами. В меньшем количестве присутствуют обломки кварцита, биотита, пироксена, альбита, калиевого полевого шпата. Акцессорные минералы представлены цирконом, сфеном, рудным минералом, эпидотом.

Доля обломков осадочных пород достигает 30%, их размеры до 6 мм (рис. 37, г). Они несут следы пластических деформаций, имеют неправильные, вытянутые ($K_{удл}$ более 10), изогнутые, кляксообразные очертания. Их конфигурация подчинена форме межзернового пространства, часто образуя языки (рис. 37, д). Литокласты представлены алевроаргиллитами и аргиллитами с неясно слоистыми текстурами. Количество обломков пород плутонического облика кислого состава доходит до 15%, размером до 0,7 мм, представлены биотитовыми (?) плагиогранитами, гранит-порфирами, кварц-полевошпатовыми сростками. При этом окатанность данных обломков выше всех остальных, встречаются средне- и даже хорошо окатанные. В одном из образцов отмечены обломки кварц-мусковитового сланца.

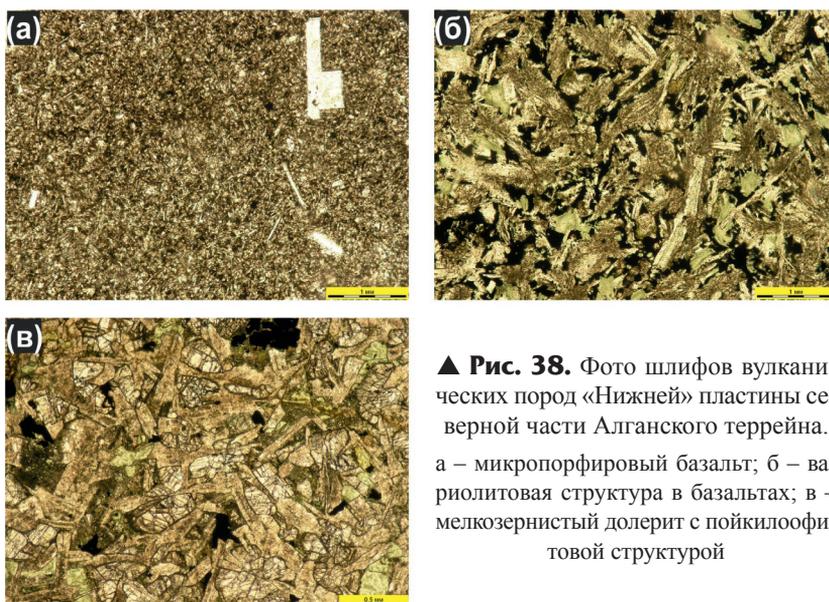
4.1.4. Состав магматических пород

Вулканические породы были опробованы на различных уровнях из частных разрезов 1, 2, 4 (рис. 31). Из основания разреза 1 опробованы (Приложение 4; рис. 30): подушечные базальты (обр. 08-КО-62/1); брекчии базальтов, сцементированных карбонатным веществом (обр. 08-КО-65; 08-КО-65/1). Из верхних горизонтов разрезов 1, 2, 4 опробованы мощные потоки вулкаников (обр. 08-КО-66/3; 08-КО-67; 08-КО-67/1; 08-КО-67/2; А-1192.07; А-12-14). Из разрезов р. Борозда и руч. Пахучий изучены базальты, встречающиеся в виде будин (обр. А-1192.05; А-12-26), вытянутых вдоль сланцеватости и поверхности напластования терригенных пород (рис. 33, д).

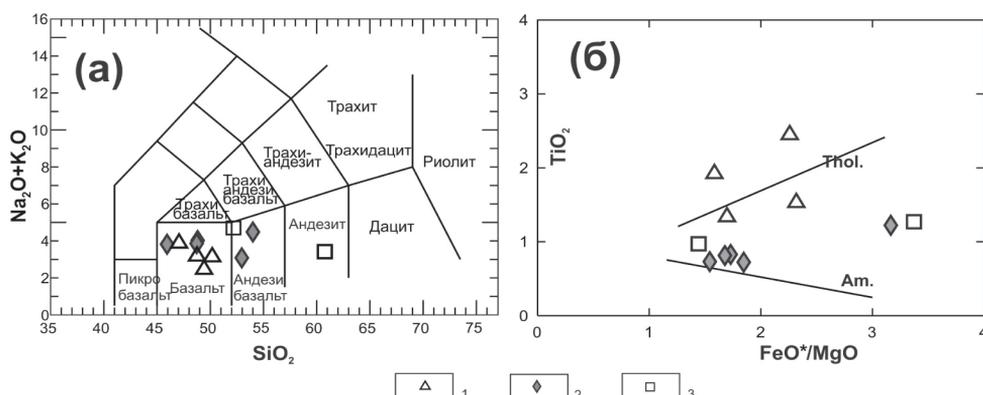
Все породы имеют сходное строение и представлены базальтами с интерсертальной, микропорфиоровой, миндалекаменной, микролитовой структурами (рис. 38, а, б). Встречаются гиадокластиты (обр. А-12-14) и мелкозернистые долериты (обр. А-1192.07; 08-КО-67/1) с пойкилоофитовой структурой (рис. 38, в).

Содержания петрогенных элементов вариативны и не обнаруживают связей с положением в разрезе. При близких значениях Na_2O+K_2O от 2,43 до 4,74 для одних пород отмечается явная натриевая специализация, где $Na_2O/K_2O = 8,91-27,18$, для других ярко выражена калиевая специализация, где $Na_2O/K_2O = 0,02-0,49$.

На диаграмме зависимости кремнекислоты от суммы щелочей породы (рис. 39, а) соответствуют составам серии нормальной щелочности, попадая в поля базальтов. Два образца (08-КО-66/3; 08-КО-67) попадают в поле андезибазальтов, один



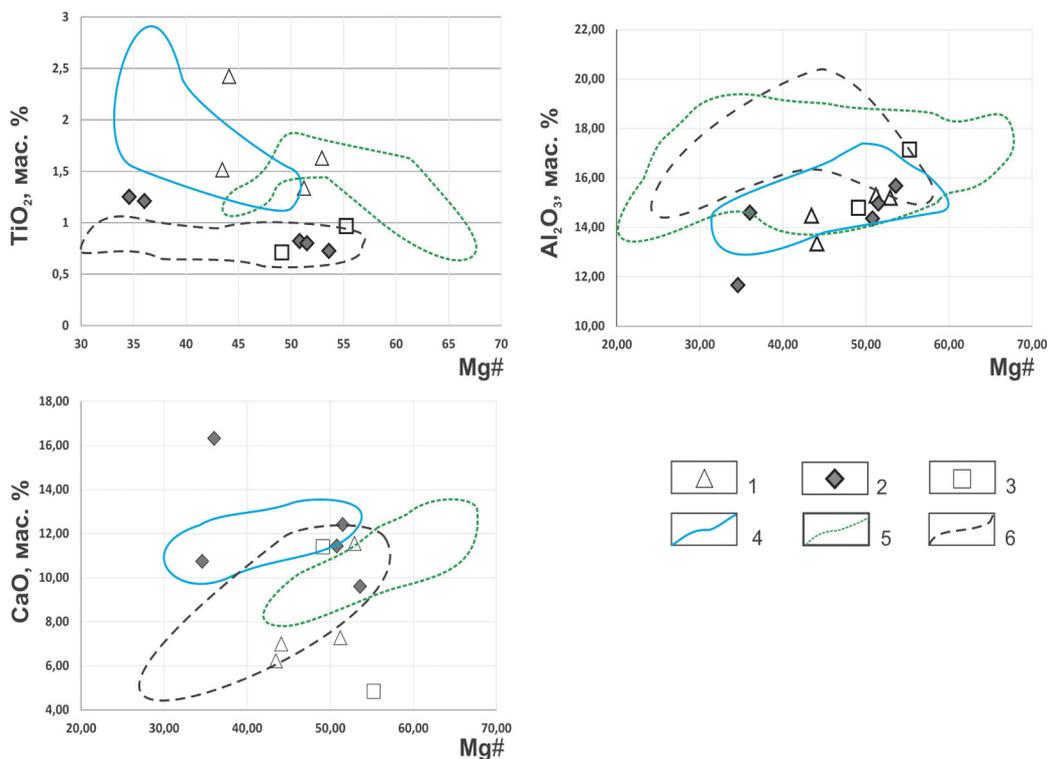
▲ **Рис. 38.** Фото шлифов вулканических пород «Нижней» пластины северной части Алганского террейна. а – микропорфировый базальт; б – вариолитовая структура в базальтах; в – мелкозернистый долерит с пойкилоофитовой структурой



▲ **Рис. 39.** Классификационные диаграммы для вулканических пород «Нижней» пластины северной части Алганского террейна.

а – зависимости $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; б – зависимости $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (Miyashiro, 1974). Тренды: Thol. – толеитовая серия; Am – известково-щелочная серия. Условные обозначения: 1–3 – выделенные в работе геохимические типы вулканических пород «Нижней» пластины: 1 – первый; 2 – второй; 3 – третий

(A-12-26) соответствует по составу андезиту. Магнезиальность ($\text{Mg}\# = 100\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$) низкая, колеблется в пределах 34,59–55,25. Характерны высокие отношения $\text{FeO}t/\text{MgO}$ от 1.51 до 3.20, что указывает на высокую степень фракционирования составов пород (рис. 39, б). При этом в породах отмечаются низкие содержания глинозема (Al_2O_3 11,66–17,15 мас.%), близкие к таковым в базальтах Восточно-Тихоокеанского поднятия (рис. 40). Содержания кальция низкие (CaO



▲ Рис. 40. Графики зависимости TiO_2 , Al_2O_3 , CaO (мас.%) от магнезиальности для вулканических пород «Нижней» пластины северной части Алганского террейна.

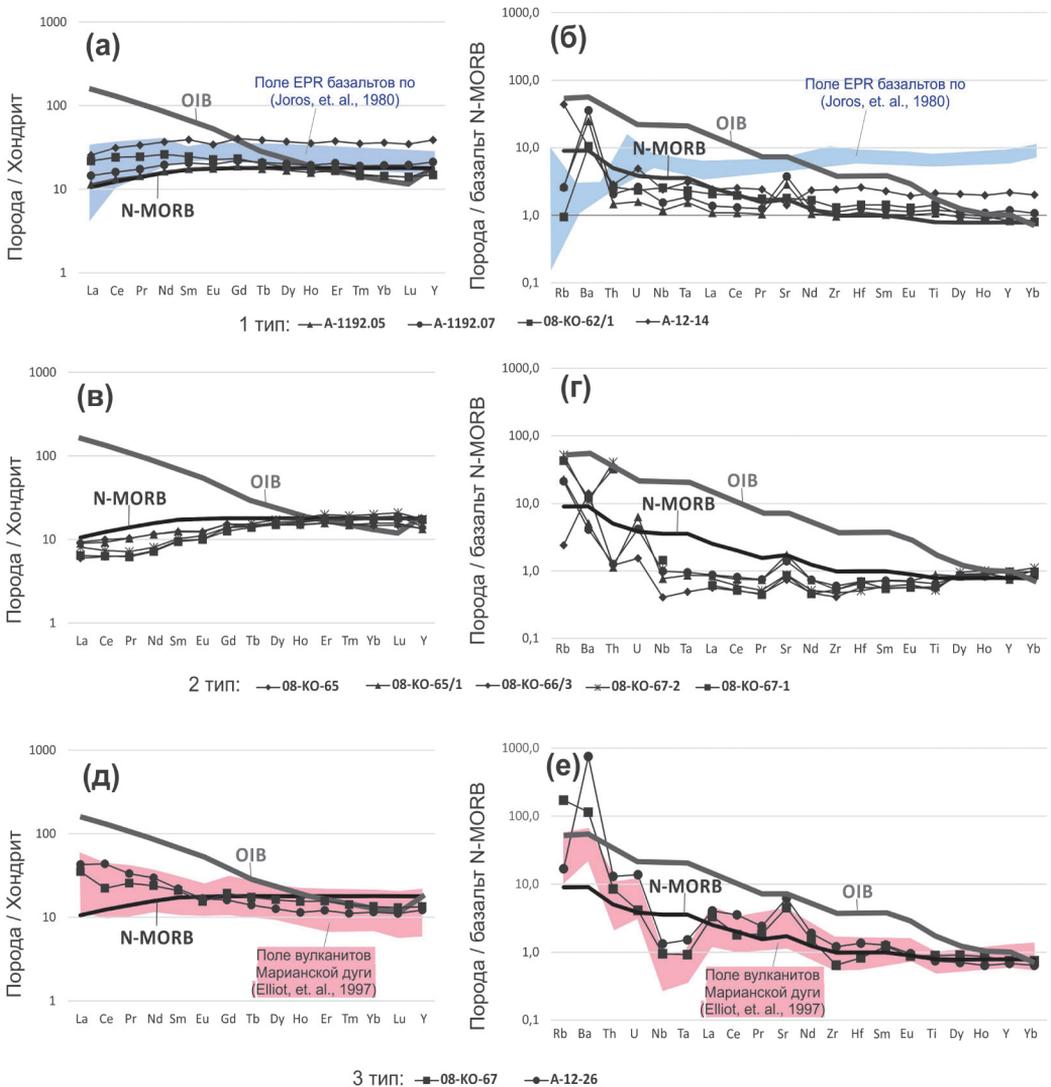
Условные обозначения: 1–3 – выделенные в работе геохимические типы вулканических пород «Нижней» пластины: 1 – первый, 2 – второй, 3 – третий; 4 – поле базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (Dmitriev, 1980); 5 – поле составов базальтов Марианского трога (Gribble et al., 1996; Gribble et al., 1998); 6 – поле вулканитов Марианской дуги (Woodhead, 1989)

4,85–16,32 мас.%). Составы пород близки к полям составов островодужных базальтов Марианской дуги (рис. 40).

По содержанию TiO_2 породы четко разбиваются на две группы. Первая отличается низкими содержаниями титана (обр. 08-КО-65; 08-КО-66/3; 08-КО-67/1; 08-КО-67/2; А-12-26) $\text{TiO}_2 = 0,73\text{--}0,97$ мас.%. К этой же группе относятся образцы 08-КО-65/1; 08-КО-67, где TiO_2 колеблется от 1,21 до 1,25 мас.%, при этом данные образцы наименее магнезиальные из всех изучаемых ($\text{Mg}\# = 34,59\text{--}36,04$). На диаграмме зависимости $\text{Mg}\#$ от TiO_2 эти породы попадают в поля островодужных пород Марианской дуги (рис. 40). К группе богатой TiO_2 отнесены все оставшиеся образцы с содержанием от 1,34 до 2,42 мас.%. Породы тяготеют к полям океанических базальтов (рис. 40). Причем группы с разным содержанием титана образуют разные тренды на диаграмме зависимости FeOt/MgO к TiO_2 . Породы с низким содержанием титана образуют тренд почти без его накопления по мере дифференциации и увеличения отношения FeOt/MgO , который занимает промежуточное положение между

трендами толеитовой и известково-щелочной серий пород, тогда как тренд пород с высоким содержанием титана соответствует толеитовому, с резким его обогащением по мере дифференциации (рис. 39, б).

По особенностям распределения РЗЭ можно выделить три основных типа (рис. 41). К первой группе относятся образцы, описанные выше как высокотитани-



▲ Рис. 41. Графики распределения редких элементов для вулканитов «Нижней» пластины северной части Алганского террейна. Состав N-MORB, OIB и хондрита по (Sun, McDonough, 1989).

а, б – первый геохимический тип; в, г – второй геохимический тип; д, е – третий геохимический тип

стые, их спектры имеют положительный наклон ($(La/Yb)_{cn} = 0,71-1,52$; $(La/Sm)_{cn} = 0,65-0,88$). Суммарная концентрация РЗЭ в данных породах составляет $(La+Sm+Yb)_{cn} = 43,58-104,81$. Ко второму типу отнесены низкотитанистые породы. В их составах, помимо резкого обеднения легкими редкими землями, также отмечается деплетированность средними редкими землями относительно тяжелых: $(La/Yb)_{cn} = 0,33-0,63$; $(Sm/Yb)_{cn} = 0,51-0,83$). При этом концентрация РЗЭ значительно ниже, чем в породах первой группы $(La+Sm+Yb)_{cn} = 33,30-38,20$ (рис. 41).

Третий тип спектров отличается обогащением ЛРЗЭ относительно средних и тяжелых. Значения $(La/Yb)_{cn}$ изменяются от 1,52 до 3,7, значения $(La/Sm)_{cn}$ – от 0,88 до 1,9. При этом суммарное содержание РЗЭ близко к содержаниям в первой группе $(La+Sm+Yb)_{cn} = 60,57-76,12$.

Особенности распределения элементов-примесей, нормированных к базальтам типа N-MORB, отражены на спайдер-диаграммах. Графики были построены для групп пород, выделенных на основании характера распределения редкоземельных элементов.

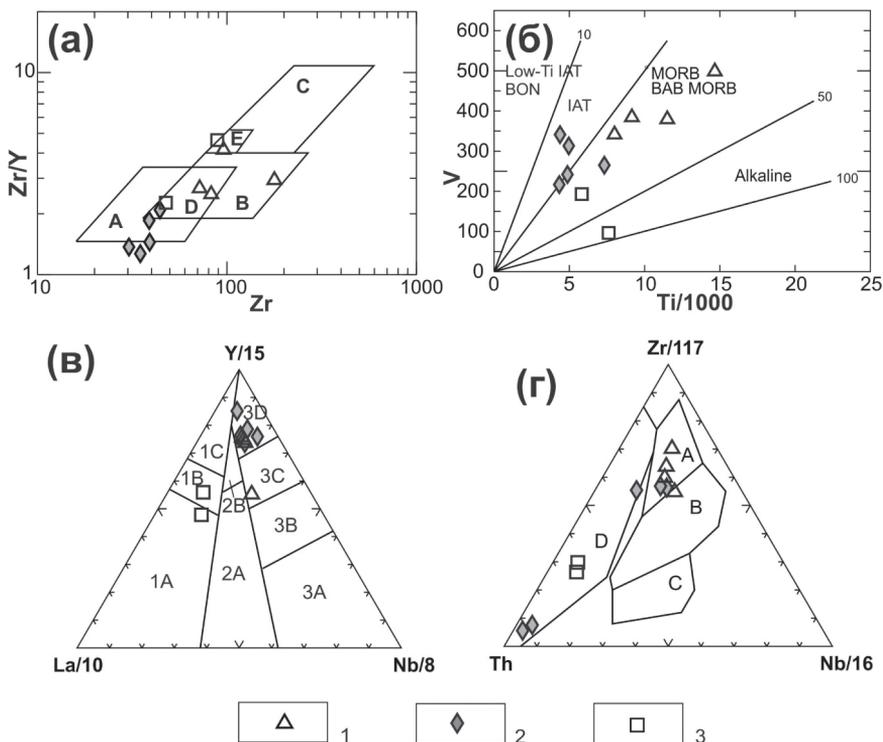
Спектры пород первого типа образуют плоские кривые, субпараллельные значениям подобных элементов базальтов N-MORB. Небольшие колебания отмечаются в распределении крупноионных элементов (Rb и Ba), что, возможно, связано со вторичным изменением пород. Спектры пород второго типа характеризуются низкими абсолютными концентрациями почти всех высоkozарядных и редких элементов. При этом выделяются колебания концентраций Th (от 0,14 до 4,92 г/т). В данных породах отмечаются минимумы Nb и Ta: $Nb/Nb^* = 0,33-0,52$; $Ta/Ta^* = 0,37-0,52$.

Спектры пород, отнесенных к третьему типу, имеют ряд существенных отличий и в целом демонстрируют характеристики, типичные для островодужных магм. Отмечаются низкие концентрации ТРЗЭ и ВЗЭ, ярко выраженные Nb-Ta минимумы ($Nb/Nb^* = 0,17-0,25$; $Ta/Ta^* = 0,20-0,24$), а также высокие концентрации крупноионных литофилов (Rb = 9,4–96,6 г/т; Ba = 720–4749 г/т).

Спектр концентраций редких элементов обр. 08-КО-62/1 имеет отличия от всех приведенных выше составов пород. Он характеризуется отрицательным наклоном и имеет недифференцированный облик, отмечается сходство с обогащенными базальтами типа E-MORB.

Содержания таких когерентных элементов, как Ni (36,3–118 г/т), Cr (19,1–331 г/т), Co (24,5–50,4 г/т), V (96,3–498 г/т) крайне вариативны. Средние значения занимают промежуточное положение между концентрациями данных элементов в базальтах типа N-MORB и островодужных. При этом закономерностей изменения концентраций этих элементов в породах выявить не удалось.

Дискриминантные диаграммы выбраны по тем элементам, на основании которых породы были разбиты на разные типы (рис. 42). Составы вулканитов первого типа на всех приведенных диаграммах попадают в поля составов базальтов N-MORB. Составы пород 2 и 3 типа на разных диаграммах попадают в различные поля. Так, составы пород 2 группы на диаграммах зависимости Zr/Y-Zr, V-Ti/1000 тяготеют к полям островодужных пород и занимают промежуточные положения, на диаграмме зависимости Zr/117-Th-Nb/16 точки составов разбросаны вдоль левой стороны треугольника, концентрируясь в полях базальтов N-MORB и островодужных, отражая



▲ **Рис. 42.** Дискриминантные диаграммы для вулканитов «Нижней» пластины северной части Алганского террейна.

Выделенные геохимические типы: 1 – первый тип; 2 – второй тип; 3 – третий тип; а – диаграмма зависимости Zr/Y-Zr (Pearce et al., 1979). Поля на диаграмме: А – островодужные базальты; В – базальты срединно-океанических хребтов (MORB); С – внутриплитные базальты и MORB; D – островодужные базальты и MORB; E – внутриплитные базальты и MORB; б – диаграмма зависимости Ti/1000-V (Shervais, 1982). Поля на диаграмме: IAT – островодужные толеиты; BON – бониниты; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; BABB – базальты задуговых бассейнов; Alkaline – базальты океанических островов и щелочные базальты; в – диаграмма зависимости La-Y-Nb (Cabanis et al., 1989). Поля на диаграмме: 1 базальты вулканических дуг (1А известково-щелочные базальты; 1С – островодужные толеиты; 1В – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты (2А – континентальные базальты; 2В – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3А – щелочные базальты внутриплитных континентальных рифтов; 3В, 3С; г – диаграмма зависимости Th-Zr/117-Nb/16 (Wood, 1980). Поля на диаграмме: А – N-тип MORB; В – E-тип MORB и внутриплитные толеиты; С – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты вулканических дуг

вариации содержания Th в их составе. На диаграмме зависимости La/10-Y/15-Nb/8 все породы второй группы попадают в поле базальтов N-MORB.

Породы, отнесенные к третьей группе, почти на всех диаграммах попадают в поля островодужных базальтов, за исключением диаграммы V-Ti/1000, где породы определяются полями базальтов океанического дна и задуговых бассейнов, а также в поле щелочных базальтов и базальтов океанических островов. Образец 08-КО-62/1

на всех диаграммах тяготеет к полям внутриплитных базальтов либо обогащенных базальтов типа E-MORB. Сходство с последними отмечено на графиках распределения редких и рассеянных элементов.

Приведенные составы вулканических пород «Нижней» пластины показывают их гетерогенность, было выделено три типа. К первому типу отнесены: А-1192.07; А-12-14; А-1192.05. По составу они сходны с океаническими базальтами типа N-MORB; видимо, к ним же можно отнести базальт 08-КО-62/1, который является более обогащенным по составу.

К третьей группе относятся базальт и андезит (обр. 08-КО-67/1; А-12-26), которые обладают ярко выраженными характеристиками надсубдукционного магматизма.

Самая многочисленная, вторая группа, к которой отнесены базальты и мелкозернистые долериты (обр. 08-КО-65; 08-КО-65/1; 08-КО-66/3; 08-КО-67/1; 08-КО-67/2), обладает промежуточными характеристиками. Имея низкие концентрации редких и большинства рассеянных элементов, они сходны с островодужными толеитами. Также с породами островодужного генезиса их сближают низкие концентрации TiO_2 , небольшие Nb-Ta минимумы, высокое содержание крупноионных элементов. Концентрации остальных петрогенных окислов и малых элементов близки к океаническим базальтам. Разделение вулканитов на группы носит во многом условный характер. Так, например, низкая глиноземистость отмечается для всех изучаемых пород, что не свойственно островодужным вулканитам. Стоит отметить и значительные вариации концентраций многих когерентных элементов Ni, Cr, Co, V, низкие концентрации CaO.

Такие вариации в составах, промежуточные между толеитами типа N-MORB и островодужными, позволяют предположить, что вулканиты «Нижней» пластины Алганского террейна были образованы в пределах окраинного моря либо вблизи незрелой островной дуги.

4.2. Пластина «Верхняя»

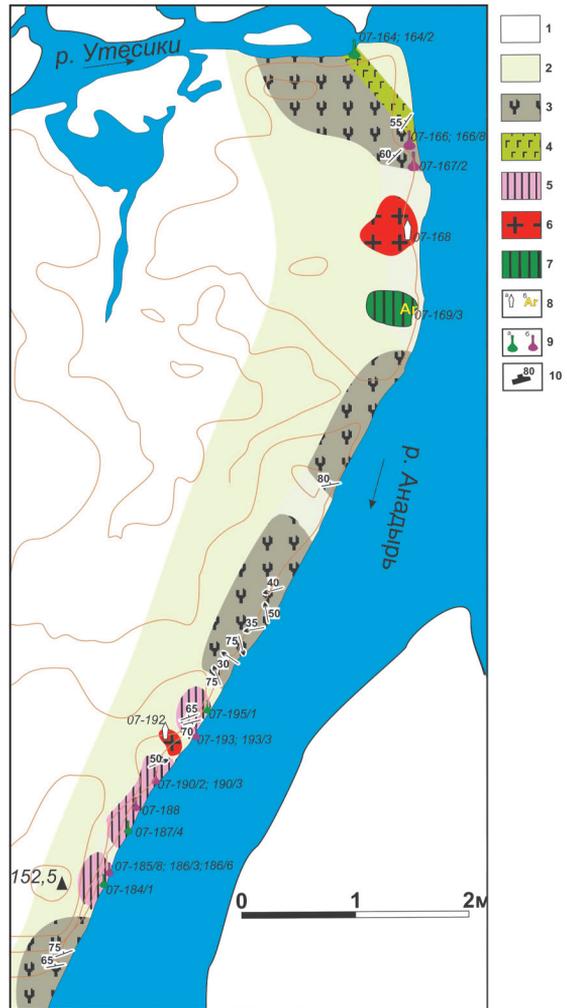
4.2.1. Геологическое строение

Породы пластины обнажаются вдоль правого борта р. Анадырь (рис. 43), на р. Перевальная (рис. 43), в верховьях р. Правый Коначан (рис. 31), в левых притоках р. Утесики (рис. 5). В серпентинитовой матрице меланжа включены блоки: габбро, амфиболитизированных габбро, катаклазированных плагиогранитов, дунитов, амфиболитизированных кварцевых диоритов, родингитов, амфиболитов, верлитов и диоритов, а также крупные блоки позднемезозойских и докембрийских пород вулканогенно-кремнисто-базальтового состава. Размер отдельных блоков колеблется от 5 до 1000 м.

Блоки гранитоидов представлены плагиогранитами, тоналитами и кварцевыми диоритами. Было проведено U-Pb датирование методами SIMS (8 проб) и LA-ICP-MS (1 проба).

► **Рис. 43.** Схема геологического строения правобережья р. Анадырь в районе устья р. Утесики.

Условные обозначения: 1 – четвертичная система; 2–7 – породы «Верхней» пластины Алганского террейна: 2 – серпентинитовый меланж полимиктового состава; 3–5 – блоки в меланже, в пределах которых обнажены породы отнесенные к различным комплексам: 3 – вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный комплекс; 4 – мощные тела спиллитов вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплекса; 5 – вулканогенно-кремнистый комплекс; 6 – крупные блоки плагиогранитов; 7 – крупные блоки амфиболизированных габбро; 8–9 – точки отбора проб для различного вида анализов, и их номера: 8 – геохронологическое датирование: а – U-Pb датирование зерен циркона; б – результаты Ar-Ar датирования монофракции амфиболов, млн лет; 9 – вещественного состава различных пород: а – вулканиты; б – кремнистые породы; 10 – залегание слоистости



Из блока амфиболового габбро (обр. 07-169/3) был получен $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ возраст плато по монофракции амфибола 474.4 ± 10.5 млн лет (г. Фэрбенкс, США, аналитик Пол Лэйер). Стоит отметить большое количество блоков гранитоидов (размер блоков от 5 до 100–300 м), которые прослеживаются в виде крупных останцов на водоразделе Утесики – Левая Маврина и р. Анадырь (рис. 5). Гранитоиды представлены плагиогранитами, тоналитами и кварцевыми диоритами, их изучение (Моисеев и др., 2018) позволило выделить вендский и пермо-триасовый этапы плагиогранитного магматизма. U–Pb датирование возраста цирконов из вендских плагиогранитов составляет 556 ± 3 млн лет (SIMS, 8 проб) и цирконов из пермо-триасовых плагиогранитов 235 ± 2 млн лет (SIMS, 1 проба). Выявлено, что вендские и пермо-триасовые плагиограниты являются преимущественно низкокальциевыми и низкоглиноземистыми. Sr–Nd изотопный состав и распределение редкоземельных элементов позволяют предполагать их образование при частичном плавлении пер-

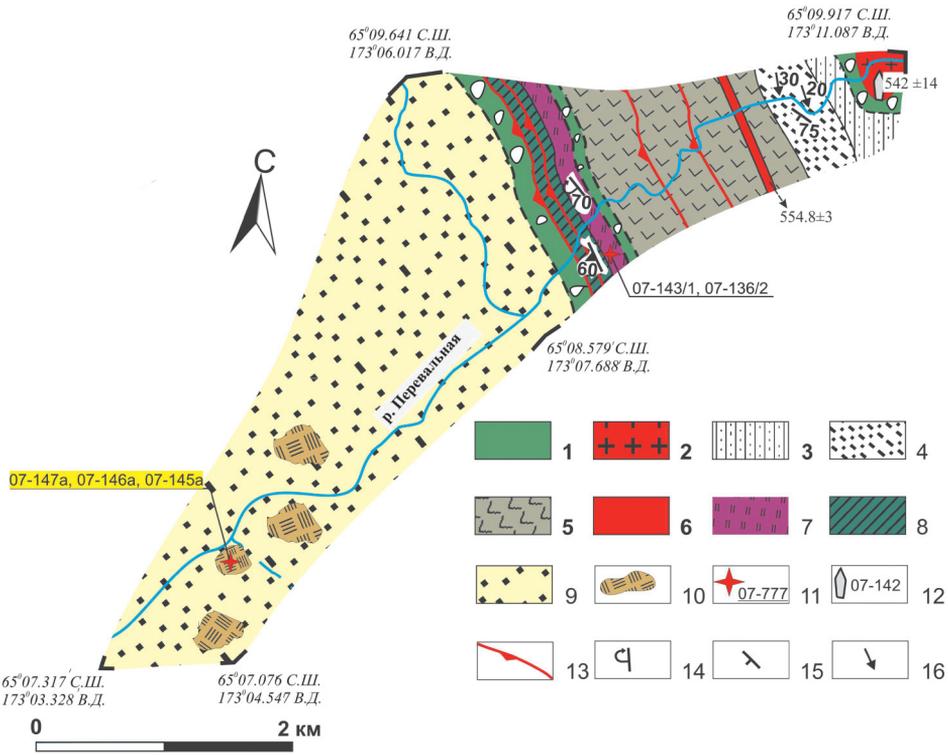
вично мантийного субстрата или при фракционной кристаллизации магмы основного состава. Значение U-Pb дат и номера проб вендских плагиогранитов отмечены на схемах геологического строения (рис. 43–46).

Мощность блоков вулканогенно-кремнисто-базальтового состава колеблется от 50 до 1000 м. В пределах блоков обнажаются фрагменты различных комплексов пород. Всего было выделено три комплекса: *вулканогенно-кремнистый*, *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный* и *туфотерригенный*. Породы всех комплексов интенсивно катаклазированы, изменены и пронизаны густой (до 90%) сетью трещин (рис. 33, е). Породы представляют собой брекчии, цементом в которых служит гидротермально-метасоматический агрегат кальцита, пренита, цеолита, кварца (рис. 37, е). При ударе молотком порода рассыпается и практически невозможно отобрать кондиционный образец. Породы трудно диагностируются и часто внешне не отличимы друг от друга, что затрудняет расшифровку их строения. Микроскопическое изучение породы возможно лишь по реликтовым частям сохранившихся отдельных обломков, отражающих первичные составы и взаимоотношения слагающих ее компонентов. Информация о внутреннем строении блоков получена по сохранившимся контактам между вулканитами и кремнистыми породами, а также по фрагментам слоистых пачек кремнистых и глинисто-кремнистых пород, которые смяты в разномасштабные изоклинальные складки.

В бассейне р. Перевальной отдельные блоки имеют выдержанное юго-западное погружение, что хорошо согласуется с плоскостными и структурными элементами внутри блоков (рис. 44). В обнажениях по р. Анадырь в пределах различных блоков ориентировка азимутов падения осей складок и дуплексов структур имеют большой разброс, что указывает на вращение блоков относительно друг друга (рис. 43). Скорее всего, отдельные блоки были разбиты на ряд пластин и разделены полосами серпентинитовых меланжей еще до вхождения в состав «Верхней» пластины. На это указывает ряд фактов: 1) выдержанное падение отдельных блоков и их внутренних структур, включающих различные породные комплексы; 2) наличие множества маломощных серпентинитовых просечек и мономиктовых меланжей среди пород *вулканогенно-кремнистого* и *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного* комплексов. Таким образом, возможно нахождение более древних меланжей в составе пластины.

Вулканогенно-кремнистый комплекс пород. Вулканиты представлены темно-коричневыми и зеленоватыми трещиноватыми базальтами с реликтами подушечной отдельности, с редкими прослоями гиалокластитов и кремнистых туфоаргиллитов. В подчиненном количестве встречаются жильные тела долеритов. Базальты содержат изометричные будины вулканитов кислого состава (дациты, риолиты), размером до 20 см и до 6 м в длину. Будины занимают до 20% от общего объема пород, отличаются массивным обликом, относительно вмещающих их базальтов. Кремнистые породы представлены метаморфизованными бордовыми яшмами и радиоляритами.

Внутри комплексов взаимоотношения вулканитов с телами кремнистых пород разные. Чаще всего породы данного комплекса оказываются сильно тектонизированы, кремнистые породы образуют вытянутые будины (длиной от 20 до 80 см)

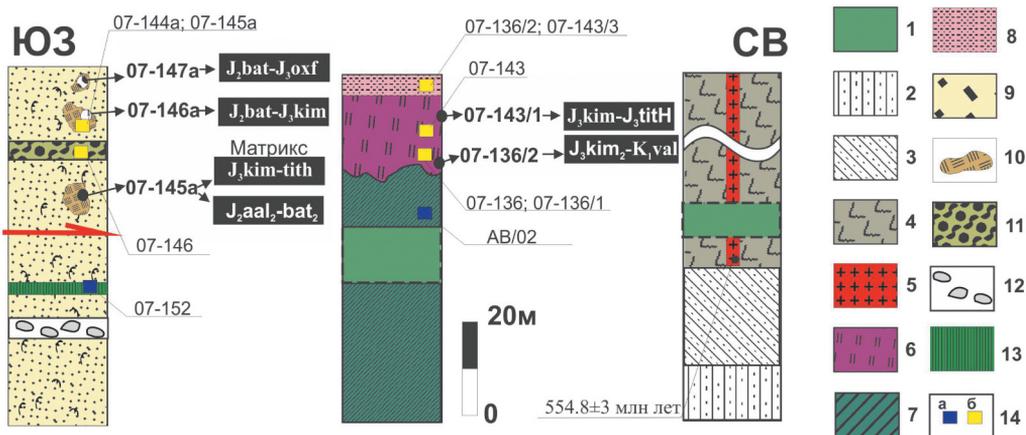


▲ **Рис. 44.** Схема геологического строения района р. Пересвальная.

Условные обозначения: 1 – тела меланжей; 2 – плагииграниты и их возраст, млн лет; 3–10 – блоки, погруженные в серпентинитовый меланж, в пределах которых обнажаются породы различных комплексов (границы блоков проведены по результатам наблюдения вдоль бортов р. Пересвальная): 3–6 – докембрийские вулканогенно-осадочные породы: 3 – туфотерригенные породы и микститы; 4 – фтанит-глинистые сланцы; 5 – спилиты, андезиты, дациты и кварцевые диориты; 6 – дайки плагиигранитов с подписанным возрастом, млн лет; 7–8 – вулканогенно-кремнистый комплекс: 7 – кремни и кремнистые породы; 8 – подушечные базальты; 9–10 – туфотерригенный комплекс: 9 – туфотерригенные породы, кремни, конгломераты; 10 – олистостромы кремней; 11–12 – точки отбора проб для различного вида анализов и их номера: 11 – радиоляриевый анализ; 12 – U-Pb датирование зерен циркона; 13 – надвиги; 14–15 – элементы залегания: 14 – перевернутое, 15 – слоистости; 16 – простираение осей складок

и фрагменты «слоев» в базальтовом матрице. Контакты таких «слоев» обычно неровные, имеют сложные очертания (рис. 33, ж). Сами «слои» деформированы (рис. 33, з) и образуют систему микродуплексов (рис. 33, и). Подобный тип разреза широко развит в центральной части обнажений по р. Анадырь видимой мощностью около 2 км, который разбит на серию повторяющихся, маломощных (до 100 м) чешуй (рис. 43).

В другом случае наблюдаются четкие стратиграфические контакты тонкослоистых, смятых в изоклинальные складки кремней с базальтами (рис. 33, к). На р. Пересвальная на контакте базальтов с кремнями отмечены эрозионные «карма-



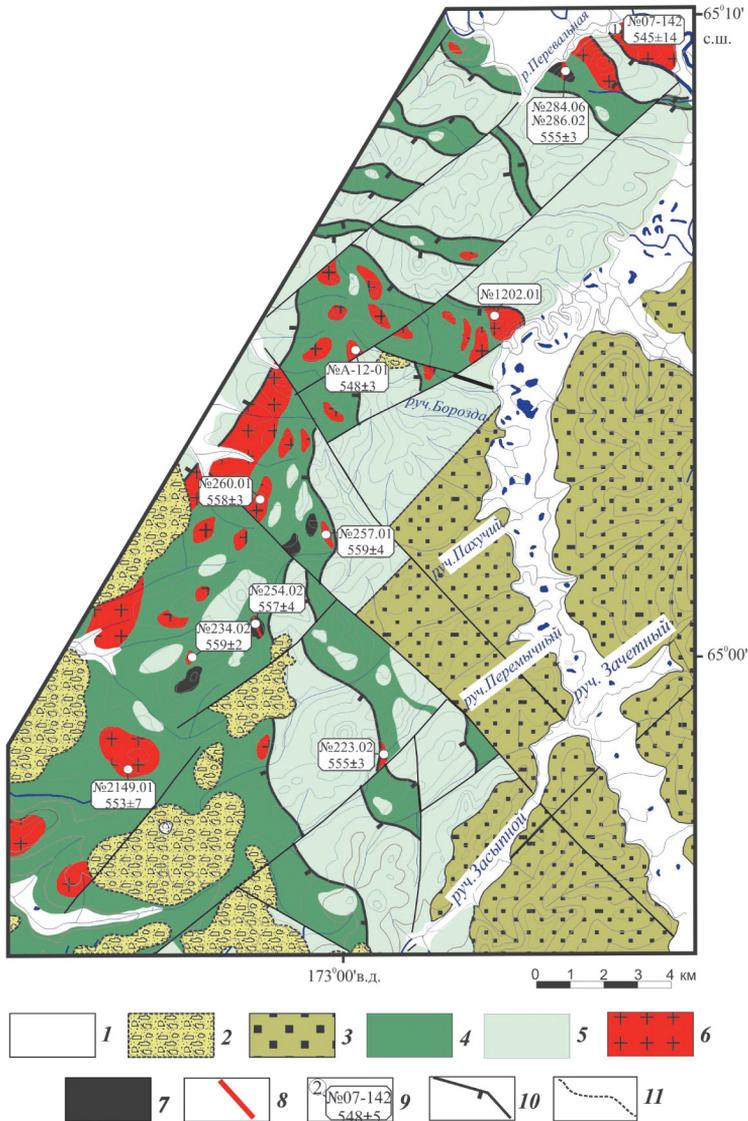
▲ **Рис. 45.** Схема структурно-вещественных комплексов, выделенных в пределах блоков меланжа, с результатами радиоляриевго анализа (бассейн р. Перевальная).

Условные обозначения: 1 – тела меланжей; 2–5 – вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный комплекс: 2 – туфотерригенные породы; 3 – глинистые сланцы; 4 – спилиты, андезиты, дациты и кварцевые диориты; 5 – дайки вендских плагиогранитов; 6–8 – вулканогенно-кремнистый комплекс: 6 – кремни и кремнистые породы; 7 – подушечные базальты; 8 – кремнистые алевролиты; 9–13 – туфотерригенный комплекс: 9 – туфотерригенные породы; 10 – олистолиты кремней; 11 – зеленые кремни, туфосилициты; 12 – конгломераты; 13 – долериты; 14 – уровень отбора проб для геохимического анализа: а – вулканогенных пород, б – кремнистых пород

ны» (рис. 31, разрез 7; 33, л; 45). Вблизи контакта кремни образуют слои мощностью около 3–4 см. Разрез имеет перевернутое залегание, с падением на юго-запад. Стратиграфически вверх увеличивается количество глинистого материала, при этом кремни сменяются небольшими по мощности телами кремнистых алевролитов. Из различных прослоев кремней были выделены **кимеридж-титонские** (обр. 07-143/1) радиолярии (Палечек, Моисеев, 2011; Палечек и др., 2014): *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen, *P. cf. haeckeli* (Pantanelli), *P. ex gr. boesii* (Parona), *Praeparvicingula rotunda* Hull, *Hsuum mclaughlini* Pessagno et Blome, *Hsuum ex gr. maxwelli* Pessagno, *H. ex gr. tamanense* Yang, *Archaeodictyomitra apiara* (Rüst), *A. cf. rigida* Pessagno, *Loopus primitivus* (Matsuoka et Yao), *Stichocapsa ex gr. convexa* Yao, *Triactoma* sp. и **кимеридж-валанжинские** (обр. 07-136/2) радиолярии: *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *A. apiara* (Rüst), *Parvicingula* sp., *Windalia* sp., *Triactoma* sp (рис. 44, 45).

В районе левобережья р. Утесики и верховьев р. Правый Коначан широко распространены блоки вулканических пород, которые образуют мегабрекчии и псевдоконгломераты (рис. 33, м), с видимой мощностью до 60–100 м. Цементирующая масса и включенные в нее обломки представлены в разной степени переработанными магматитами. Матрикс представлен интенсивно катаклазированными вулканитами (рис. 33, н), которые перетерты до однородного темно-коричневого изотропного материала, по которому развиваются эпидот, хлорит, кварц, серицит, пренит, пумпеллит. Среди такого матрикса сохраняются обломки отдельных магматических минералов, в основном это сильно измененный плагиоклаз и кварц. Блоки пред-

ставлены спилитами и долерито-базальтами, которые в редких случаях сохраняют свою первоначальную подушечную отдельность (рис. 33, о). Некоторые блоки представлены растущими телами даек (рис. 33, п), сложенными интенсивно катаклазированными породами кислого состава.



▲ **Рис. 46.** Геологическая карта междуречья Левая Маврина – Утесики.

1 – четвертичные отложения; 2 – кайнозойские отложения; 3 – альб-туронские отложения перекатнинской свиты; 4 – серпентинитовый меланж; 5 – тектонические чешуи и блоки в меланже вулканогенно-кремнисто-туфотерригенных пород средней юры – раннего мела (Алганская свита); 6–7 – картируемые блоки в меланже: 6 – плагиогранитов, 7 – гипербазитов и габброидов; 8 – дайки плагиогранитов, секущие блоки гипербазитов; 9 – точки опробования плагиогранитов

Вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный комплекс пород. Породы, отнесенные к данному комплексу, наиболее сильно изменены и разбиты на ряд чешуй, мощностью от 100 до 250 м. Они вскрываются в правобережье р. Анадырь (рис. 43). На данный момент выделение комплекса во многом условно и объединяет недатированные сильно измененные породы, которые, возможно, являются фрагментами других комплексов.

Терригенные породы представлены туфоалевролитами, туфоаргиллитами и вулканомиктовыми песчаниками. Кремнистый, глинистый и кластический материал встречается в разных пропорциях, что обуславливает наличие множества смешанных и переходных типов пород. Породы в основном нестратифицированы и имеют однородный, невыразительный облик. В обнажениях можно встретить разные варианты взаимоотношений различных членов комплексов. Ненарушенный разрез мощностью 250 м был изучен вблизи устья р. Утесики, вдоль правого борта р. Анадырь (рис. 43). В основании разреза залегают массивные спилиты мощностью до 100 м, которые стратиграфически перекрыты бордовыми, брекчированными кремнями, мощностью до 2 м. Выше по разрезу горизонты кремней растащены на отдельные будины, которые включены в бесструктурную гиалокластитовую массу зеленого оттенка. Какая-либо зональность отсутствует, прослеживаются только тонкие зеленоватые полосы, обладающие сложно изогнутым строением, подчеркнутым разными оттенками таких полос. Кремни содержат много взрывоопасного вещества. Выше по разрезу увеличивается доля взрывных обломков, до появления и полного преобладания туффитов и туфов основного-среднего состава. Бордовые кремни сменяются зелеными туфосилицитами, которые содержат разнообразную вулканокластическую и терригенную примесь пелитовой и алевритовой размерности. Туфосилициты образуют согласные горизонты мощностью до 1,5 м. Выше по разрезу появляются мелкосаммитовые граувакки, алевролиты и черные аргиллиты, с мощностью горизонтов не более 2 м.

Более сложные взаимоотношения устанавливаются на юго-западном фланге обнажений р. Анадырь, где преобладают сильно измененные туфотерригенные породы. Спилиты образуют деформированные горизонты мощностью до 20 м, включающие не выдержанные по мощности и деформированные слои и линзы метаморфизованных бордовых кремней. Также нередко спилиты и кремни образуют линзоподобные, брекчиевидные тела в туфотерригенном матриксе. Такие тела имеют неровные, сложные очертания. Размер тел доходит до 1–2 м (рис. 33, р). Однако нередко можно увидеть обратную картину, где туфотерригенные породы образуют тектонические клинья в базальтовом матриксе (рис. 33, с, т). Обычно в таких случаях границы резкие и ровные. О характере деформаций можно судить по желтоватым и сероватым кремнисто-глинистым породам, которые обнажаются в виде обрывков слоев, смятых в сложные дисгармоничные складки.

Туфотерригенный комплекс пород. Обнажается в виде отдельного блока в бассейне р. Перевальная (рис. 31, разрез 6; 44, 45). Комплекс представлен обломочными породами, плохо стратифицированными от пелитовой до мелкогравийной размерности, а также туффитами, туфами, туфотерригенными породами. В поле

распространения туфотерригенных пород, в виде изолированных, сближенных между собой обнажений встречаются кремнистые породы двух типов.

Первый тип представлен зелеными кремнями, сложенными скрытокристаллической основной массой серовато-зеленого цвета. Характерной чертой таких кремней является примесь пирокластического материала. К сожалению, до сих пор не удалось датировать эти кремни.

Ко второму типу кремнистых пород относятся бордовые кремни. Из них выделены радиолярии близких возрастных интервалов (рис. 45). Были определены **бат-кимериджские** радиолярии (обр. 07-146а): *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen, *P. burnsisensis* Pessagno et Whalen, *P. cf. boesii* (Parona), *Caneta hsui* (Pessagno), *Hsuum maxwelli* Pessagno, *H. cuestaensis* Pessagno, *H. ex gr. mclaughlini* Pessagno et Blome, *H. cf. matsukai* Isozaki et Matsuda, *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *Gongylothorax favosus* Dumitrica, *Williriedellum yaoi* (Kozur), *Praeconocaryomma mammilaria* (Rüst), *Loopus* (?) cf. *campbelli* Yang, *Ristola* (?) ex gr. *bala* Hull и **бат-оксфордские** радиолярии (обр. 07-147а): *Stichocapsa robusta* Matsuoka, *S. convexa* Yao, *Striatojaponocapsa* sp. A sensu Matsuoka et Yao, 1985, *Parvicingula burnsisensis* Pessagno et Whalen, *P. ex gr. boesii* (Parona), *Hsuum* sp., *Triversus* sp., *Pseudodictyomitra tuscania* (Chiari, Cortese et Marcucci), *Pseudodictyomitra* ex gr. *capra* (Cortese), *Aitaum yehae* Pessagno et Hull. Радиоляриевые определения указывают на накопление осадка в бат-кимериджское время. Помимо этого, есть кремни, содержащие **кимеридж-титонские** формы (обр. 07-144а): *Parvicingula elegans* Pessagno et Whalen, *P. boesii* (Parona), *Hsuum mclaughlini* Pessagno et Blome, *H. cuestaensis* Pessagno, *H. maxwelli* Pessagno, *Archaeodictyomitra rigida* Pessagno, *A. apiara* Rüst, *Dictyomitra excellens* (Tan), *Crolanium puga* (Schaaf), *Stichomitra* ex gr. *cribata* Hinde, *Hiscocapsa* cf. *grutterinki* (Tan), *Stichocapsa convexa* Yao, *Zhamoidellum ventricosum* Dumitrica, *Windalia* sp., *Praeconocaryomma hexagona* (Rüst), *P. magnimamma* (Rüst), *Paronaella* sp.

Из образца 07-145а были выделены радиолярии двух различных возрастных интервалов: кимеридж-титонского и позднеаален-позднебатского. В **кимеридж-титонском** матриксе с *Zhamoidellum frequensis* (Tan Sin Hok), *Complexapora kiesslingi* Hull, *Tricolocapsa* ex gr. *campana* Kiessling, *Parvicingula khabakovi* (Zhamoida), *P. ex gr. boesii* (Parona), *Archaeodictyomitra apiara* (Rüst), *Archaeodictyomitra* ex gr. *rigida* Pessagno, *Xitus* ex gr. *mclaughlini* Pessagno, *Paronaella mulleri* Pessagno, *Windalia* sp., *Windalia* (?) sp. F содержатся также радиолярии *Striatojaponocapsa fusiformis* (Yao) хорошей сохранности, характерные для **позднего аалена – позднего бата** (Catalogue..., 2009), и *Bagotum* ? sp., распространенные также в средней юре.

Вулканогенно-осадочный комплекс, предположительно докембрийского возраста (Моисеев и др., 2011, 2013) обнажен вдоль бортов р. Перевальная. Видимая мощность составляет 500 м (рис. 44, 45). Основная часть представлена вулканитами, которые пересечены маломощными полосами мономиктового серпентинитового меланжа. Их тектоническая мощность составляет примерно 1,5 км. Они представлены пачками спилитов, андезитов, дацитов и кварцевых диоритов примерно в равной пропорции. Также были установлены дайки плагиогранитов, мощностью до 5 м,

которые прорывают вулканиты, преимущественно основного состава. Дайки растащены на отдельные блоки (рис. 33, у; 45). Автором в составе съемочной партии были опробованы дайки плагиогранитов (обр. 286.02) из блоков, где сохранены зоны закалки с вмещающими метавулканитами (рис. 33, у). U-Pb возраст (метод SHRIMP-II) по 18 зернам определен $554,8 \pm 3$ млн лет (Гульпа, 2014). Осадочные породы представлены фтанит-глинистыми сланцами, грязно-зелеными туфопесчаниками и микститами. До конца остаются не ясными взаимоотношения осадочных образований с магматитами. От мезозойских комплексов Алганского террейна их отличает наличие фтанит-глинистых пород. Однако сходство туфопесчаников с подобными породами мезозойских комплексов позволяет предположить нахождение докембрийских магматических пород в виде тектонических блоков.

4.2.2. Состав обломочных пород

Обломочные породы в «Верхней» пластине встречаются в *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенном* и *туфотерригенном* комплексах. В большинстве случаев породы не стратифицированы, за исключением обнажений вблизи устья р. Утесики, где мощность осадочных горизонтов обломочных пород не превышает 1,5–2 м. Граница между породами неровная. Одной из причин отсутствия стратификации пород является их интенсивная тектонизация. Так, в одном из образцов юго-западной части территории м/з песчаник «вдавлен» в алевролит, что подчеркивается повторяющимися тектонический контакт тонкими кливажными зонами (рис. 37, ж). Породы брекчированы (рис. 37, з) и катаклазированы. Зоны катаклаза представляют собой участки от 0.1 см (рис. 37, и) до объемов, захватывающих целые комплексы пород. Цемент катаклазитов сложен тектонизированным изотропным глинистым материалом, в который погружены обломки окружающих пород (зерна кварца, плагиоклаза, редко вулканиты). В некоторых случаях удастся увидеть реликты сохранившейся кливажированной породы, окруженной ореолом ее составных частей (рис. 37, к). Чаще всего отдельные фрагменты испытали значительные перемещения (рис. 37, л), и такие породы могут быть отнесены к терригенному меланжу. По тектоническому цементу интенсивно развиваются эпидот, хлорит, карбонат, пумпеллит, цеолит. Более поздние деформации смещают ранее образованные зоны катаклаза (рис. 37, м). В породах развивается ветвящийся и ромбовидный кливаж, чаще всего несовершенного облика.

Широким распространением среди терригенных пород вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплекса р. Перевальная пользуются микститы, где в виде брекчий встречаются туфопесчаники и алевролиты. При этом в шлифах отмечается многостадийность наложенных низкотемпературных изменений. В обломках микстита развито множество тонких выклинивающихся прожилков, выполненных минералами цеолитовой группы, которые не прослеживаются в окружающей матрикс. По матриксу в виде изогнутых прожилков и обособлений развиваются минералы пренит-пумпелиитовой фации метаморфизма.

Наибольшим распространением пользуются мелкообломочные породы: туфо-алевролиты, туфоаргиллиты и их кремнистые разности. На их долю приходится

около 70% осадочных пород. Размер обломков в псаммитовых породах не превышает 0,2 мм.

Отличительным признаком пород туфотерригенного комплекса является широкое развитие витрокластических структур (рис. 37, н). Микроскопически в породах туфотерригенного комплекса различаются микрослоистые разности, где видны конседиментационные нарушения в виде обрывков слоев и микросбросов. Однако основная масса пород обладает сгустковато-брекчированным строением, обусловленным хаотическим скоплением псаммитового материала в глинисто-алевритовом матриксе. Фрагменты песчаников имеют четкие и расплывчатые границы, а окружающее глинистое вещество проникает по трещинам в песчаные слои.

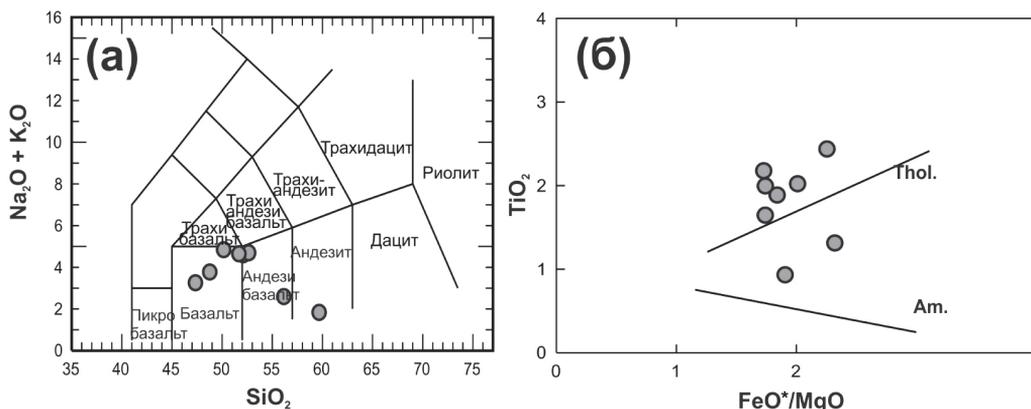
Все породы плохо сортированы, обломки плохо окатаны. Характерно инкорпорационное сочленение зерен, граница зерен неровная, зазубренная, развиты начально-бластические структуры. В большинстве случаев цемент отсутствует, редко встречаются (до 10%) хлоритовый, гидрослюдистый, глинистый цементы.

По составу песчаники представлены граувакками, преимущественно (до 70%) сложенными обломками вулканитов кислого состава (рис. 37, о), в подчиненном количестве встречаются обломки вулканитов основного-среднего состава. В резко подчиненном количестве находятся обломки зерен плагиоклаза (до 15%), кварца (около 10%), единичные обломки представлены биотитом, плагиогранитами и долеритами. При сравнении с туфотерригенными породами «Нижней» пластины стоит отметить более низкие содержания обломков глинистых пород (около 10%) и отсутствие обломков кварц-мусковитовых сланцев.

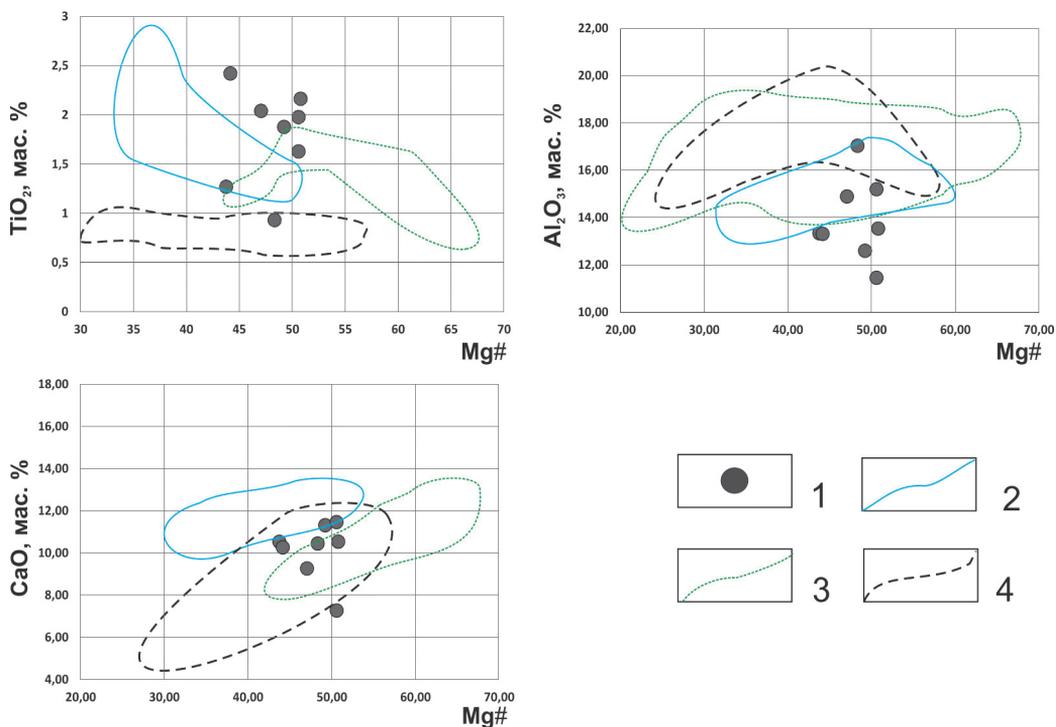
4.2.3. Состав магматических пород

Вулканические породы встречаются во всех комплексах пород «Верхней» пластины. Особенно широко распространены в пределах вулканогенно-кремнистого комплекса. Ввиду сильной тектонической переработки и интенсивного развития вторичных минералов опробование вулканических пород представляло трудную задачу. Для химического анализа отбирались только те породы, в которых сохранились реликтовые магматические структуры и ассоциации минералов. Из всех проб этим условиям отвечали только восемь образцов. Породы представлены реликтовыми гиалобазальтами с вариолитовой, гиалопелитовой и микролитовой структурами. Основная масса сложена измененным вулканическим стеклом, на фоне которого выделяются альбитизированные и сосюритизированные микролиты плагиоклаза. В редких случаях сохраняются реликты клинопироксена (титан-авгит). По вкрапленникам пироксена развивается вторичный амфибол. Из вторичных минералов наиболее интенсивно развиваются минералы группы эпидота и цеолитов, встречаются также пренит, хлорит. Порода разбита трещинами, выполненными кварцем и карбонатом. Один из образцов представлен основной породой субвулканического облика с пойкилоофитовой структурой.

Из *вулканогенно-кремнистого комплекса* вдоль бортов р. Анадырь (рис. 43) был опробован гиалокластит (обр. 07-195/1); вдоль р. Перевальная микроделерит (обр. АВ/02); в верховьях р. Правый Коначан (рис. 32) спилит (08-EL-50/2).



▲ Рис. 47. Классификационные диаграммы для вулканических пород «Верхней» пластины северной части Алганского террейна.
 а – зависимости $\text{SiO}_2 - \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$; б – зависимости $\text{TiO}_2 - \text{FeO}^*/\text{MgO}$ (Miyashiro, 1974).
 Тренды: Thol. – толеитовая серия; Am – известково-щелочная серия



▲ Рис. 48. Графики зависимости TiO_2 , Al_2O_3 , CaO (мас.%) от магнезиальности для вулканических пород «Верхней» пластины северной части Алганского террейна.

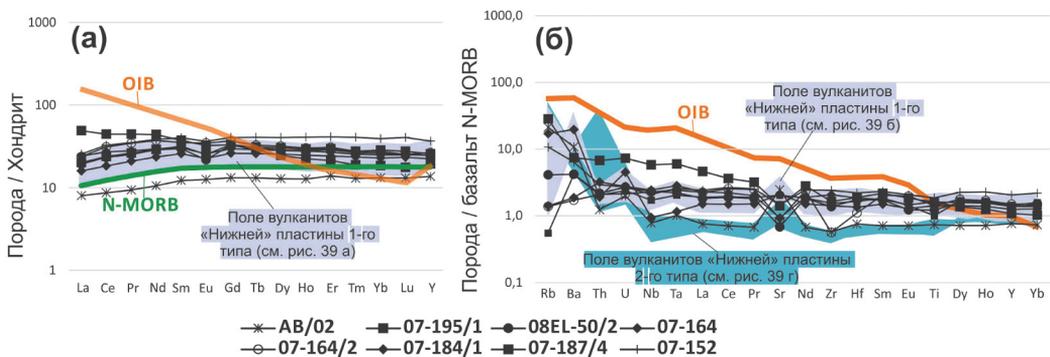
Условные обозначения: 1 – составы вулканических пород «Верхней» пластины; 2 – поле базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия (Dmitriev, 1980); 3 – поле составов базальтов Марианского трога (Gribble et al., 1996; Gribble et al., 1998); 4 – поле вулканитов Марианской дуги (Woodhead, 1989)

Базальты из *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплекса* опробованы вдоль обнажений р. Анадырь (обр. 07-164; 07-164/2; 07-184/1; 07-187/4). Среди *туфотерригенного комплекса* опробован микродолерит (обр. 07-152), расположенный в поле обломочных пород (Приложение 4).

На диаграмме зависимости кремнекислоты ($\text{SiO}_2 = 47,0\text{--}59,0$ мас.%) от суммы щелочей составы пород соответствуют серии нормальной щелочности, дифференцированы от базальтов до андезитов (рис. 47, а). Породы относятся к толеитовой серии (рис. 47, б). Магнезиальность низкая, колеблется от 43,8 до 50,8, что указывает на высокую степень фракционирования составов пород. Отмечается натриевая специализация, где $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 6\text{--}7,1$. По содержанию Al_2O_3 (от 12,6 до 14,9 мас.%), CaO (от 9,3 до 11,5 мас.%), TiO_2 (от 1,3 до 2,2 мас.%) породы близки к составам океанических базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия, при этом концентрации титана много выше, чем в толеитах островных дуг (рис. 48). Более высокими содержаниями глинозема (17,0 мас.%) и низкими TiO_2 (ниже 1%) отличается обр. АВ/02. Содержания Ni (69,2–100 г/т) и Cr (52,8–241 г/т) колеблются в широких пределах и ниже концентраций этих элементов в расплавах типа N-MORB.

На диаграмме редкоземельных элементов, нормированных на хондрит, все породы оказываются незначительно обеднены легкими лантаноидами относительно средних и тяжелых: $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}} = 0,61\text{--}0,97$; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 0,61\text{--}0,79$. Суммарная концентрация РЗЭ в данных породах составляет $(\text{La}+\text{Sm}+\text{Yb})_{\text{cn}} = 33,37\text{--}86,25$. Гиалокластит из вулканогенно-кремнистого комплекса (обр. 07-195/1) обладает повышенными концентрациями легких РЗЭ относительно средних и тяжелых, а также суммарным содержанием РЗЭ: $(\text{La}/\text{Yb})_{\text{cn}} = 2,65$; $(\text{La}/\text{Sm})_{\text{cn}} = 1,3$; $(\text{La}+\text{Sm}+\text{Yb})_{\text{cn}} = 104,98$ (рис. 49).

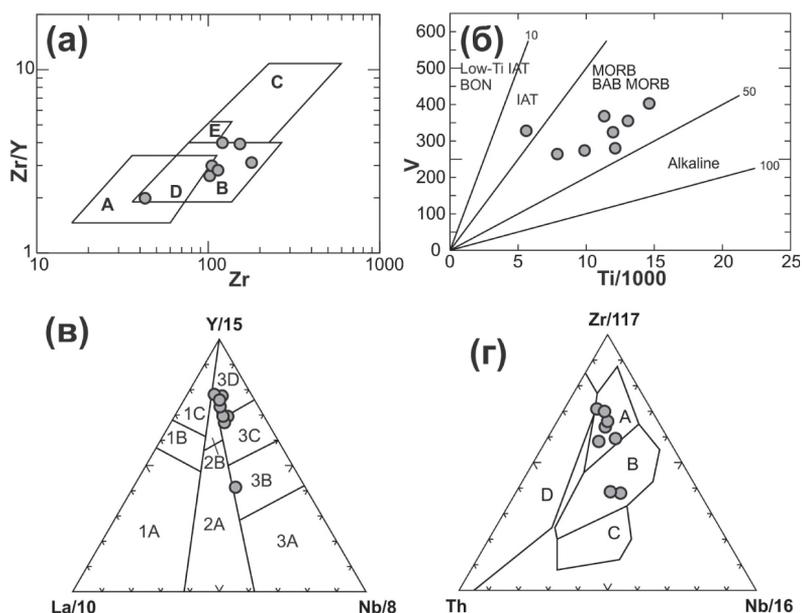
На спайдер-диаграмме, составы большинства изучаемых образцов образуют спектры, субпараллельные составу базальтов типа N-MORB (рис. 49). Для всех образцов характерны большие колебания в области крупноионных элементов (Rb,



▲ Рис. 49. Графики распределения редких элементов для вулканитов «Верхней» пластины северной части Алганского террейна. Состав N-MORB, OIB и хондрита по (Sun, McDonough, 1989).

а – спектры распределения редких элементов, нормированных на хондрит; б – спектры распределения элементов-примесей, нормированных на N-MORB базальт

Ва), что, возможно, связано с вторичным изменением пород. Содержание Th колеблется в узких пределах от 0,15 до 0,38 г/т. Для образцов 07-184/1 и АВ/02 характерны небольшие минимумы в содержаниях Nb и Ta, где $Nb/Nb^* = 0,36-0,63$, а $Ta/Ta^* = 0,44-0,82$, при средних содержаниях данных значений для магматитов «Верхней» пластины от 0,8 до 1,04 и от 0,96 до 1,12 соответственно. Для обр. 07-164/2 характерен значительный Zr минимум (41,7 г/т при средних содержаниях в породах 105–153 г/т) (рис. 49). Стоит отметить, что абсолютные концентрации Zr в обр. АВ/02 составляют 42,8 г/т, что близко к таковым в обр. 07-164/2, однако минимум на диаграмме практически отсутствует из-за относительно низких содержаний всех рассеянных элементов.



▲ **Рис. 50.** Дискриминантные диаграммы для вулканитов «Верхней» пластины северной части Алганского террейна.

а – диаграмма зависимости Zr/Y-Zr (Pearce et al., 1979). Поля на диаграмме: А – островодужные базальты; В – базальты срединно-океанических хребтов (MORB); С – внутриплитные базальты; D – островодужные базальты и MORB; E – внутриплитные базальты и MORB; б – диаграмма зависимости Ti/1000-V (Shervais, 1982). Поля на диаграмме: IAT – островодужные толеиты; BON – бониниты; MORB – базальты срединно-океанических хребтов; BAB – базальты задуговых бассейнов; Alkaline – базальты океанических островов и щелочные базальты; в – диаграмма зависимости La-Y-Nb (Cabanis et al., 1989). Поля на диаграмме: 1 – базальты вулканических дуг (1A известково-щелочные базальты; 1C – островодужные толеиты; 1B – известково-щелочные базальты и островодужные толеиты); 2 – континентальные базальты (2A – континентальные базальты; 2B – базальты задуговых бассейнов); 3 – океанические базальты (3A – щелочные базальты внутриплитных континентальных рифтов; 3B, 3C – E-тип MORB; 3B – обогащенные; 3C – слабообогатенные; 3D – N-тип MORB); г – диаграмма зависимости Th-Zr/117-Nb/16 (Wood, 1980). Поля на диаграмме: А – N-тип MORB; В – E-тип MORB и внутриплитные толеиты; С – внутриплитные щелочные базальты; D – базальты вулканических дуг

Спектр состава гиалокластита 07-195/1 отражает обогащенность всеми рассеянными элементами, приближаясь к составам базальтов типа OIB (рис. 49).

На дискриминантных диаграммах (рис. 50) составы вулканитов преимущественно попадают в поле N-MORB, за исключением обр. 07-195/1, который тяготеет к полю составов расплавов E-MORB и внутриплитных базальтов. Также на диаграмме зависимости $Zr/Y-Zr$ и $Zr/117-Th-Nb/16$ точка состава обр. 07-164/2 попадает на границу внутриплитных базальтов и базальтов E-MORB соответственно, что объясняется отмеченными выше низкими концентрациями Zr в его составе, при близких к N-MORB содержаниях Y, Th, Nb.

На основании изучения составов вулканитов «Верхней» пластины можно сделать вывод об их сходстве с базальтами типа N-MORB и вулканитами второго типа «Нижней» пластины. Помимо этого отмечается незначительное влияние субдукционной компоненты в виде Nb-Ta и Zr минимумов (обр. 07-184/1, АВ/02). Гиалокластит (обр. 07-195/1) имеет обогащенный состав, промежуточный между составами расплавов типа E-MORB и OIB.

4.2.4. Состав кремнистых пород

Кремнистые породы были опробованы из различных комплексов «Верхней» пластины (Приложение 5).

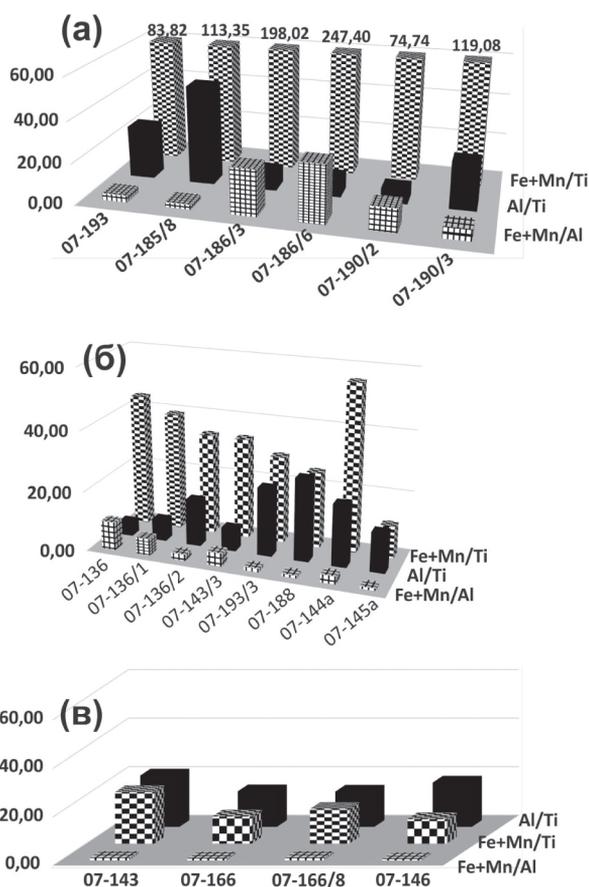
В пределах *вулканогенно-кремнистого комплекса рек Перевальная и Анадырь* кремнистые породы залегают на базальтах и представлены плитчатыми кремнями мощностью до 30 м (рис. 43–45) На р. Анадырь они смяты в сложные, изоклиналильные складки. Непосредственно на базальтах залегают радиолярит (обр. 07-193) и выше по разрезу – яшмы (обр. 07-193/3). Породы имеют буроватую окраску, сложены мелкогранулярными зёрнами кварца и тонкорассеянными включениями гематита. Остатки радиолярий замещены халцедоном.

На р. Перевальная кремнистые породы были опробованы из разных горизонтов, надстраивающих подушечные базальты. В основании (обр. 07-136; 07-136/1) кремнистые породы представлены радиоляритами, где остатки скелетов фауны составляют до 60–70% породы. Основная масса сложена кварц-халцедоновым криптозернистым материалом. Отмечаются серые пятна с фиолетовым оттенком. Такая окраска обусловлена увеличением содержания марганцевого вещества. Иногда порода нацело перекристаллизована, матрикс почти полностью сложен микрогранобластовым кварцевым агрегатом. В матриксе содержится мелко распыленная примесь гематита, а также тончайшие обломки рыжего вулканического стекла, округлые зёрна кварца, цветного минерала (пироксен?) и обломки кристаллов плагиоклаза. Обломки в основном среднеокатанные, угловатой формы. Вверх по разрезу (обр. 07-143) наблюдается укрупнение и увеличение (до 20%) количества обломочных зёрен. Также увеличивается количество глинистого материала, и кремни сменяются небольшими по мощности телами кремнистых алевролитов (обр. 07-136/2; 07-143/3).

По геохимическим параметрам породы разбиваются на две принципиально разные группы. К первой группе отнесен радиолярит (обр. 07-193). Для него характерны высокие концентрации кремнезема (93,8 мас.%) и высокая доля свободного

кремнезема $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ до 160,16, низкие содержания Al_2O_3 от 0,1 до 1,1 мас.%. Преобладание закисной формы железа над окисной ($\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} > 6$). Эти особенности позволяют сделать вывод о том, что основными породообразующими компонентами являются свободный кремнезем и гидроксиды железа. Отмечаются высокие значения модулей $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ от 74 до 198 и $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al}$ от 3 до 28 (рис. 51, а).

Спектр распределения РЗЭ, нормированный на ПААС, сходен со спектром глубинной окисленной океанской воды при выраженном дефиците Се ($Ce_{\text{паас anom.}} 0,26$) и обогащении СРЗЭ и ТРЗЭ относительно ЛРЗЭ – $\text{La}/\text{Sm}(n) = 0,82$, $\text{La}/\text{Yb}(n) 1,20$ (рис. 51, а). Также характерна низкая $\sum \text{РЗЭ} = 19,61 \text{ ppm}$. В породе полностью отсутствуют $\text{Eu}_{\text{паас anom.}} (0,98)$ и характерны низкие значения $\text{Eu}/\text{Sm} (0,20)$ и концентрации элементов транзитной группы Mn, Co, Cr, Ni, что указывает на отсутствие влияния продуктов гидротермальной деятельности. Таким образом, в составе обр. 07-193 крайне незначительная доля аллотигенной компоненты и характерно гидрогенное распределение РЗЭ, что указывает на долгую экспозицию осадка в окисленных условиях без участия туфотерригенной примеси.



◀ **Рис. 51.** Гистограммы значений Al/Ti , титанового $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ и алюминиевого $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Al}$ модулей.

а – кремнистые породы, первого (гидрогенного) геохимического типа из вулканогенно-кремнистого (обр. 07-193) и вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного (обр. 07-185/8; 07-186/3; 07-186/6; 07-190/2; 07-190/3) комплексов; б – кремнистые породы второго геохимического типа из вулканогенно-кремнистого (обр. 07-136; 07-136/1; 07-136/2; 07-143/3) и вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплексов (обр. 07-193/3; 07-188), а также олистолиты кремней из туфотерригенного комплекса (обр. 07-144a; 07-145a); в – кремнистые породы, составы которых отражают высокое влияние обломков вулканитов основного состава. Отобраны из вулканогенно-кремнистого (обр. 07-143), вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного (обр. 07-166; 07-166/8) и туфотерригенного (обр. 07-146) комплексов

К другой геохимической группе относятся все кремнистые породы, отобранные на р. Перевальная, а также яшма (обр. 07-193/3), которая надстраивает радиолярит (обр. 07-193), описанный выше.

Все породы данной группы имеют высокое содержание SiO_2 (86,04–95,54%). Отмечаются колебания количества глинозема в породах, связанные с увеличением кластической примеси вверх по разрезу, которая фиксируется микроскопически. Низкие, менее 1% содержания Al_2O_3 отмечаются для пород из основания разреза (обр. 07-136, 07-136/1) и значительно увеличиваются вверх по разрезу (обр. 07-136/2; 07-143/3) до 3,62%. Такие колебания влияют на долю свободного кремнезема, который меняется от 253,46 в основании до 23,79 в верхней части разреза (рис. 51, б). Содержания TiO_2 колеблются от 0,07 до 0,21%, что может указывать на флуктуацию в его распределении. Такие широкие колебания литогенных компонентов приводят к широкому разбросу различных индексов (рис. 51, б).

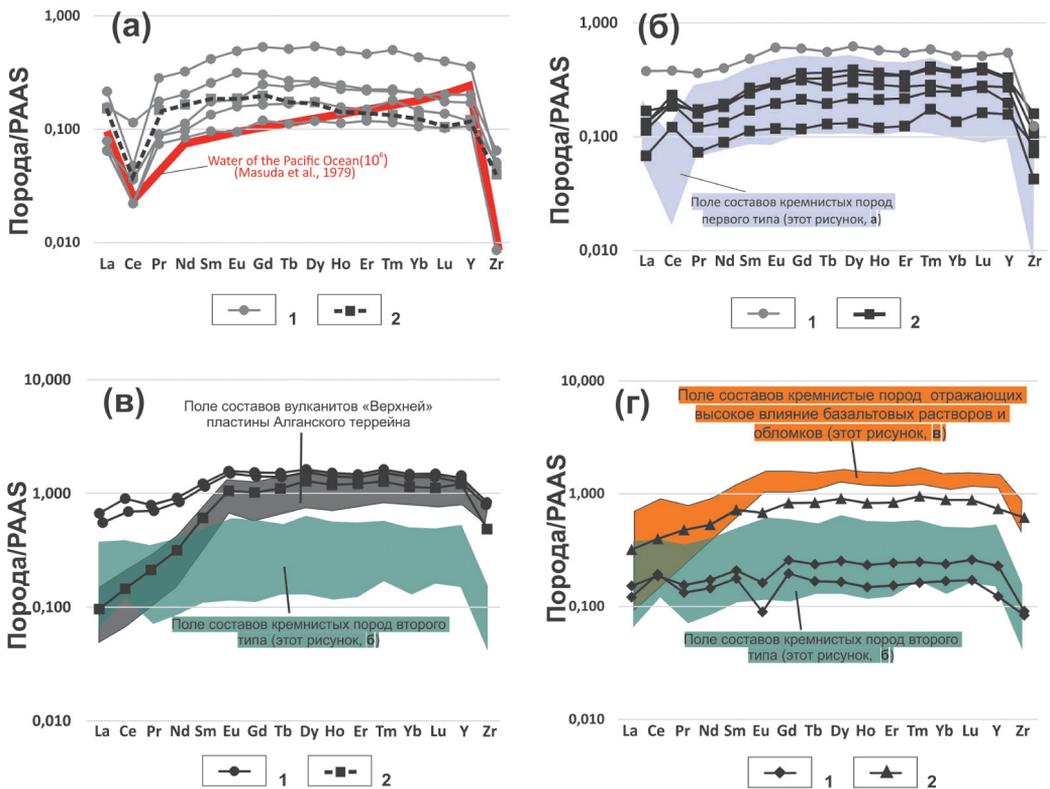
По спектру распределения содержаний РЗЭ, нормированных на РААС, породы из основания разреза (обр. 07-136, 07-136/1) характеризуются наименьшим суммарным содержанием $\sum\text{РЗЭ}$ от 30,34 до 35,74. Спектр редкоземельных элементов имеет положительный наклон и немного обогащен средними и тяжелыми РЗЭ относительно легких ($\text{La}/\text{Sm}(n) = 0,61\text{--}0,67$; $\text{La}/\text{Yb}(n) = 0,45\text{--}0,50$) и ясно проявленным положительным Се максимумом $\text{Ce}_{\text{раас аном}} = 1,66\text{--}1,72$ (рис. 52, б). Ce/La отношениями 3,61–3,75, близкими к крайним значениям эвпелагических красных глин. Крайне вариативными являются отношения Zr/Y от 1,67 до 4,18. При этом в обр. 07-136 отмечаются высокие Ce/La отношения при низких Zr/Y , что указывает на долгую экспозицию осадка и отвечает пелагическим сорбционным системам открытых областей океанов (Морозов, 2001).

Более высокие суммарные содержания РЗЭ характерны для верхней части разреза (обр. 07-143/3; 07-136/2) $\sum\text{РЗЭ}$ от 35,74 до 74,45. Отличительной чертой является отсутствие положительной Се аномалии $\text{Ce}_{\text{раас аном}} = 1,03\text{--}1,08$.

Сильно отличается спектр образца 07-143, который имеет резкий перегиб в значениях Sm и более низкие содержания легких РЗЭ относительно средних и тяжелых ($\text{La}/\text{Sm}(n) = 0,16$; $\text{La}/\text{Yb}(n) = 0,08$) (рис. 52, в). Спектр идентичен спектру состава базальтов из основания (обр. АВ/02). Такая характеристика очень хорошо согласуется с петрографическим составом пород, именно обр. 07-143 содержит больше всего мелких обломков вулканического стекла, пироксена (?) и плагиоклаза. Значения Zr/Y равны 3,11, что близко к среднему составу базальта (Говоров и др., 1987; Сондерс и др., 1987).

Составы пород демонстрируют хорошие корреляционные связи между содержаниями Al, Fe с основными петрохимическими показателями (Al/Ti , $(\text{Fe}+\text{Mn})/\text{Ti}$ и др.) и $\sum\text{REE}$, что указывает на высокое влияние железистых алюмосиликатов в составе пород. Средние значения отношений La/Sc и Sc/Th составляют 0,25–0,33 и 6,13–12,56 соответственно, что близко к значениям основных вулканитов. При этом для обр. 07-136/2 приведенные значения различаются ($\text{La}/\text{Sc} = 2,3$; $\text{Sc}/\text{Th} = 1,17$), что указывает на влияние обломков пород среднего и кислого состава.

Накопление рассматриваемых пород происходило в абиссальных условиях открытого бассейна, где на фоне пелагического, длительного накопления осадка про-



▲ Рис. 52. Распределение РЗЭ, Zr и Y в кремнистых породах «Верхней» пластины северной части Алганского террейна.

а – кремнистые породы первого (гидрогенного) геохимического типа: 1 – из вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного (обр. 07-185/8; 07-186/3; 07-186/6; 07-190/2; 07-190/3) комплекса; 2 – из вулканогенно-кремнистого комплекса (обр. 07-193); б – кремнистые породы второго геохимического типа: 1 – из вулканогенно-кремнистого комплекса (обр. 07-136; 07-136/1; 07-136/2; 07-143/3); 2 – из вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплекса (обр. 07-193/3; 07-188); в – кремнистые породы второго типа, составы которых отражают высокое влияние обломков вулканитов основного состава: 1 – из вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплекса (обр. 07-166; 07-166/8); 2 – из вулканогенно-кремнистого комплекса (обр. 07-143); г – кремнистые породы туфотерригенного комплекса: 1 – олистолиты (обр. 144а; 07-145а); 2 – туфосилицит (07-146)

исходило смешивание мелкого вулканического материала различного состава с биогенным.

Кремнистые породы *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного* комплекса были опробованы вдоль юго-западной части обнажений р. Анадырь (рис. 43). Кремни отобраны среди деформированных слоев и будин из горизонтов и блоков спилитов, которые включены в туфотерригенный матрикс (обр. 07-186/3; 07-186/6; 07-188; 07-190/2; 07-190/3). Один из образцов отобран из линзовидного включения среди туфотерригенных пород (обр. 07-185/8). Петрографически породы представлены яшмами, кремнистыми брекчиями, кремнями и радиоларитами. Яшмы

имеют желтовато-бурые и бурые окраски, с микрозернистой, скрытокристаллической структурой. Окрашена порода тонко рассеянными включениями гематита. Текстура массивная. В породе встречаются остатки радиолярий до 5–10% общего объема породы, и они нацело замещены халцедоном. В радиоляритах объем радиолярий доходит до 60%. Остатки радиолярий имеют продолговатую форму и ориентированы субпараллельно друг другу. Породы в разной степени (до 50% объема) разбиты беспорядочной сетью трещин, выполненных преимущественно кварцем, реже карбонатом или хлоритом. В брекчиях отсутствует связь между отдельными обломками, которые представлены микрогранобластовым агрегатом кварца, окрашенным по граням железистым веществом в бурый цвет.

В северо-восточной части обнажений по р. Анадырь опробован разрез *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплекса* (рис. 43). Кремнистая брекчия (обр. 07-166) залегает в основании осадочной части, над спилитами. Брекчия (обр. 07-166) состоит из обломков буроватого в проходящем свете криптозернистого кварцевого агрегата, с примесью глинистого материала. Цемент черный, изотропный, сложен пелитизированным вулканогенным материалом. Выше по разрезу, среди туфов основного-среднего состава опробован зеленый кремнистый аргиллит (обр. 07-166/8).

По аналогии с кремнями *вулканогенно-кремнистого комплекса* выделено два идентичных типа. К первому отнесены почти все породы юго-западной части обнажений р. Анадырь. По составу они являются полными аналогами радиолярита (обр. 07-193) *вулканогенно-кремнистого комплекса*. Для пород этой группы характерны высокие концентрации кремнезема (92–97 мас.%). Содержания глинозема в целом очень низкие, но варьируют в широких пределах (Al_2O_3 от 0,1 до 1,1 мас.%). Отмечается явное преобладание водородных компонентов над литогенными, что выражается в высоких значениях модулей $(Fe+Mn)/Ti$ от 74 до 198 и $(Fe+Mn)/Al$ от 3 до 28 (рис. 52, а). Спектры распределения РЗЭ имеют водородный характер с отчетливо выраженным Se минимумом $Se_{paas\ anom} - 0,19-0,69$ и обогащением СРЗЭ и ТРЗЭ относительно ЛРЗЭ $La/Sm(n)$ от 0,48 до 0,82, $La/Yb(n)$ до 0,78 (рис. 52, а).

Один из образцов юго-западной части обнажений р. Анадырь (обр. 07-188), а также кремнистая брекчия и аргиллит (обр. 07-166, 07-166/8) из северо-восточной части тех же обнажений отличаются своими составами. Для брекчии (обр. 07-166) и кремнистого аргиллита (обр. 07-166/8) характерны высокие содержания петрогенных и рассеянных элементов, при крайне низких содержаниях SiO_2 до 60% и низкой доле свободного кремнезема (SiO_2/Al_2O_3 менее 4). По концентрации железа $FeOt$ (9,25–10,13) породы можно отнести к железистым илам, однако высокие концентрации Al_2O_3 (15,27–18,11 мас.%) и TiO_2 (0,93–1,09 мас.%) определяют низкие показатели модулей $(Fe+Mn)/Ti$ до 14,36 и $(Fe+Mn)/Al - 0,77-0,99$ (рис. 51, в). Таким образом, можно предполагать большое количество аллотигенной примеси оксидов железа и железистых алюмосиликатов. Суммарная концентрация РЗЭ ($\Sigma РЗЭ = 143,28-169,12$ ppm) и правая часть спектров распределения РЗЭ сходны с образцом 07-143 (рис. 41, в) из *вулканогенно-кремнистого комплекса* и нижележащими спилитами (обр. 07-164, 07-164/2). Также стоит отметить, высокие отношения La/Yb (0,39–0,45) и La/Sm (0,48–0,55). Скорее всего, образование данных пород про-

исходило под высоким влиянием растворов, по составу близких к базальтовым, что хорошо согласуется с петрографией пород, а именно наличием обособлений и цемента вулканомиктового состава.

Кремнистые породы из *туфотерригенного комплекса* обнажены в бортах р. Перевальная (рис. 45). Среди них выделено два типа кремней. Первый представлен зеленоватыми туфосилицитами, сложенными скрытокристаллической основной массой серовато-зеленого цвета. Характерной чертой этих пород является примесь пирокластического материала, объем которого достигает 20–30%. Пирокластика представлена кристалло- и витрокластами, которые порой слагают прослой мощностью 0,2–0,4 мм. По составу обломочный материал представлен плагиоклазом, пироксеном, биотитом, роговой обманкой, вулканическим стеклом. Для изучения особенностей состава из данного типа кремней был проанализирован обр. 07-146.

Ко второму типу отнесены кремнистые породы с бордовой окраской. Образец 07-144а представлен радиоляритом. Основная масса сложена буроватым криптозернистым кварц-халцедоновым материалом, с большим (до 70–80%) количеством биогенных остатков. Кремнистый аргиллит (обр. 07-145а) представлен буроватым криптозернистым кварц-халцедоновым материалом, с большим (до 70–80%) количеством биогенных остатков. Отличительная черта данного образца – наличие микропрослоев, мощностью до 0,3 мм, где доля обломочного материала увеличивается до 70%. Обломки представлены в основном рудными минералами, а также вулканическим стеклом, плагиоклазом и кварцем (?). В таких прослоях содержатся скелеты радиолярий, при этом пелитовый обломочный материал «обволакивает» остатки фауны.

Для пород, отнесенных ко второму типу, характерны высокие содержания SiO_2 (89,22–94,43 мас.%), низкие концентрации глинозема и титана ($\text{Al}_2\text{O}_3 = 1,47\text{--}5,47$; $\text{TiO}_2 = 0,06\text{--}0,37$ мас.%). Туфосилициты первой группы (обр. 07-146) отличаются более низкими содержаниями SiO_2 (77,67 мас.%) и более высокими – Al_2O_3 и TiO_2 (9,87; 0,48 мас.% соответственно). Значения титанового и алюминиевого модулей пород обоих типов близки к показателям кремнисто-глинистых илов зон апвеллинга окраин океанов (рис. 51, б). Спектры элементов группы РЗЭ кремнистых пород второй группы, нормированных на PAAS, сходны между собой и со спектрами кремнистых пород верхних частей разрезов *вулканогенно-кремнистого комплекса* (рис. 41, г). Они образуют слабоположительный наклон, отмечаются низкие значения ЛРЗЭ/СРЗЭ и ЛРЗЭ/ТРЗЭ ($\text{La/Sm}(n) = 0,68\text{--}0,73$; $\text{La/Yb}(n) = 0,63\text{--}0,72$). В породах отчетливо проявлена положительная Се аномалия, значение $\text{Ce}_{\text{paas anom}} = 1,21\text{--}1,53$. Отношения Zr/Y варьируют от 2,47 до 5,31. При близких суммарных значениях редких элементов ($\sum\text{REE} = 84,91$) туфосилицит образует иной спектр распределения РЗЭ (рис. 52, г). Спектр имеет хорошо выраженный положительный наклон, состав породы обеднен ЛРЗЭ ($\text{La/Sm}(n) = 0,44\text{--}0,73$; $\text{La/Yb}(n) = 0,36$) и отвечает высоким отношениям Ce/La (2,62) и Zr/Y (6,49). Приведенные параметры туфосилицита близки к терригенным и туфотерригенным осадкам окраин океанов (Тейлор и др., 1988).

Интересно отметить высокие содержания Мо (до 12,2 ppm) в туфосилиците, тогда как в кремнях второго типа его содержание ниже порога определения метода.

Таким образом, соотношение Mo/Mn в кремнях второго типа не выше, чем доли тысячных, тогда как в туфосилиците возрастает до 0,0142. Все это указывает на преобладание восстановительной обстановки осадконакопления туфосилицита и окислительной для бордовых кремней.

Для изучаемых пород характерно крайне высокое содержание бария – от 1449 до 17 234 ppm, а в обр. 07-144а оно составляет 2,44 мас.%. Барий в осадочных породах является важным индикатором глубоководных отложений. Чаще всего его связывают с высокой биопродуктивностью осадков (Goldberg et al., 1958) и крайне низким темпом седиментации (Юдович, Кетрис, 1994). Однако в данном случае принос бария скорее всего связан с наложенной метасоматической переработкой, так как барит встречается в тяжелой фракции некоторых плагиогранитов Алганского террейна.

ГЛАВА 5

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ УСТЬ-БЕЛЬСКОГО СЕГМЕНТА КОНТИНЕНТАЛЬНОЙ ОКРАИНЫ АЗИИ

Проведенные работы позволили дополнить имеющиеся сведения о строении Усть-Бельских гор. Новые данные по составу и возрасту структурно-вещественных комплексов дали возможность определить условия и обстановки их образования, уточнить строение региона и более детально подойти к историко-геологическим аспектам тектонической модели.

В данной главе рассматриваются геодинамические режимы, особенности размещения, временные и латеральные ряды палеоструктур для различных временных этапов.

В тектонической истории Усть-Бельского сегмента континентальной окраины Азии выделяются следующие этапы: позднедокембрийско-раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойско-раннемезозойский и позднеюрско-ранне меловой.

5.1. Позднедокембрийско-раннепалеозойский этап

Первые U-Pb датировки цирконов из Усть-Бельских офиолитов показали возможность широкого распространения древних образований. Отчетливо устанавливаются позднерифейские (U-Pb 799 ± 15 млн лет; Sm-Nd 885 ± 83 млн лет) для метагаббро и вендские (U-Pb 575 ± 10 млн лет) для диоритов и 556 ± 12 млн лет для плагиогранитов (Тихомиров, 2010; Леднева и др., 2012а; Некрасов, 2013) возрасты. Остаются дискуссионными вопросы, связанные с природой габбро-гипербазитовых пород, обнажающихся в различных покровных единицах Усть-Бельского террейна.

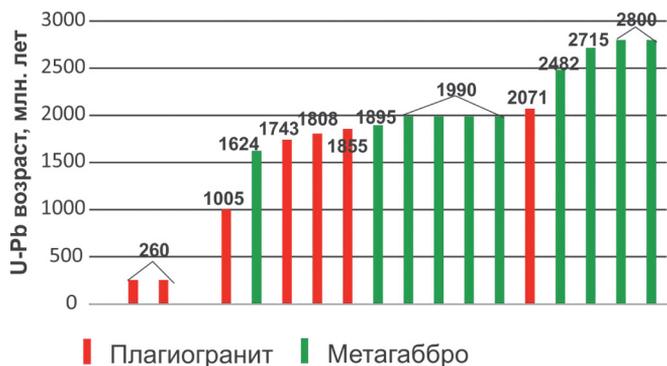
Изложенные в представляемой работе результаты дополняют знания о возрасте и взаимоотношении меланократовых пород (разд. 3.1). Возраст плагиогранит-порфиров (547 ± 17 млн лет) из меланжа Отрожной пластины близок к указанным выше возрастам плагиогранитов и даек диоритов (Тихомиров, 2010; Леднева

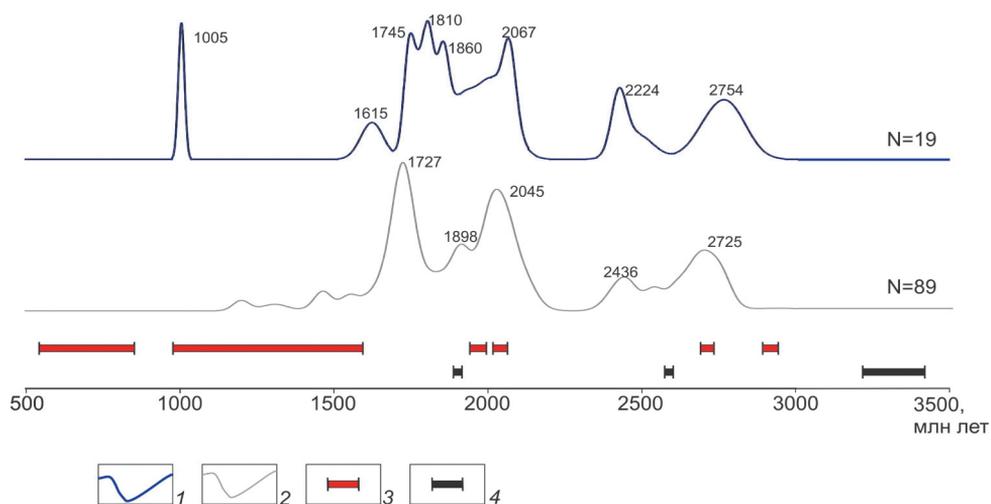
и др., 2012а) Усть-Бельского массива, что указывает на наличие общего вендраннекембрийского тектоно-магматического этапа в этих структурах. Вендские плагиогранитоиды из блоков серпентинитового меланжа могли быть образованы в обстановке энсиматической островной дуги. При этом в процесс плавления были вовлечены участки океанической коры, происходило выплавление базитовых расплавов из мантийного клина, последующая дифференциация которых также приводила к образованию плагиогранитов (Моисеев и др., 2019). Вендская островная дуга была образована в пределах океанической коры, фрагментами которой являются позднерифейские ультрамафит-мафитовые породы Усть-Бельского массива.

Породы, которые ранее условно относили к палеозойским и рассматривали как аналог пород Отрожнинской пластины (Захаров, 1974; Александров, 1978), включены в состав меланжа, который расположен структурно ниже пород Усть-Бельского массива и прослеживается от верховьев р. Еонайваам до западных склонов г. Эльденыр. Полученные в ходе исследования и опубликованные ранее данные о возрасте пород рассматриваемого участка имеют большой разброс. В работе (Паланджян, 2015) приведены древние U-Pb возраста акцессорных цирконов из плагиогранита и метагаббро) (рис. 53). По мнению С.А. Паланджяна, такой диапазон датировок связан с особенностями петрогенезиса и геодинамической обстановкой формирования габбро-плагиогранитной серии, для которой характерен вынос ксеногенных цирконов из протолита и фундамента, а возраст магматизма – пермский, что соответствует самому молодому кластеру (259.7 ± 3.4 млн лет), который будет рассматриваться в соответствующем разделе.

Особо следует отметить обнаружение в составе меланжа р. Еонайваам мелководных докембрийских (?) осадков (Моисеев и др., 2013; разд. 3.2). Возраст молодой популяции из метапесчаников раннепротерозойский (1720 ± 11 млн лет) и, по всей вероятности, наиболее близко соответствует времени седиментации. Большое количество архейских (25%) и раннепротерозойских (39%) цирконов, позволяет предполагать размыв древнего континента в источниках сноса. Именно наличием фрагментов древнего докембрийского основания можно объяснить происхождение ксеногенных зерен цирконов в габбро и плагиогранитах (Паланджян, 2015) (рис. 54). Принадлежность данного основания к фундаменту древнего континента или массива можно оценить путем сравнения возрастов ксеногенных цирконов с

► **Рис. 53.** Гистограмма U-Pb возрастов акцессорных цирконов из пород Толовеской пластины и бассейна р. Еонайваам (по Паланджян, 2015). Значения отражают средний возраст без учета погрешности





▲ Рис. 54. Сопоставление возраста акцессорных цирконов из пермо-триасовых плагиогранитов и габбро Усть-Бельских гор с обломочными цирконами докембрийских (?) песчаников и основными тектономагматическими событиями Сибирского кратона и Омолонского массива. 1–2 – кривые плотности распределения U-Pb возрастов и их максимумы, N – количество зерен, принятых в расчет: 1 – акцессорные ксеногенные цирконы из магматических пород, по (Гульпа, 2014; Паланджян, 2015), 2 – обломочные цирконы из блока песчаников в меланже р. Еонайваам; 3–4 – интервалы возрастов основных тектономагматических событий: 3 – Сибирского кратона, по (Khudoley et al., 2015), 4 – фундамента Омолонского массива, по (Акинин, 2016)

основными тектоно-магматическими событиями в пределах Сибирского континента и Омолонского террейна (рис. 54). U-Pb датировки основания Омолонского массива (Акинин, 2016) не совпадают с максимумами кривой плотности распределения ксеногенных цирконов. Отмечается сходство возрастов ксеногенных цирконов с этапами тектоно-магматических событий, характерных для Сибирского кратона (Khudoley et al., 2015) в интервалах 1900–2100 млн лет и 2700–2800 млн лет. Однако отмеченное сходство из-за недостатка статистических данных не является достаточным основанием для проведения палеотектонических реконструкций.

К сожалению, полученные новые сведения о докембрийских комплексах еще фрагментарны, что делает невозможным воссоздать достоверный геодинамический сценарий для данного этапа.

5.2. Среднепалеозойский (поздний девон – ранний карбон) этап

Значительно лучше были изучены среднепалеозойские структуры и комплексы. Опорным объектом являются среднедевонские-нижнекаменноугольные отложения Отрожнинской пластины.

Возраст базальтоидов вулканогенного комплекса остается неясным; их состав указывает на образование в срединно-океаническом хребте либо в задуговом бассейне. Отсутствуют пелагические кремнистые осадки, характерные для офиолитовой триады. Радиоляриты встречены только в переотложенном виде в конгломератах пачки 3 вулканогенно-осадочного комплекса, там же были встречены единичные обломки серпентинитов. Такая ассоциация указывает на перемыв офиолитового разреза в позднедевонское время.

Вулканогенно-осадочная часть Отрожнинской пластины надвинута на океанические базальтоиды. Наличие грубообломочных пород, продуктов пирокластической деятельности, известковистость терригенных пород, а также отсутствие глубоководных осадков показывают, что данный разрез не был образован на дне океанического ложа. Это противоречит предположению об образовании непрерывного разреза от гипербазитов до осадочных образований карбона в пределах единой океанической коры (Александров, 1978; Марков и др., 1982).

Детальное изучение состава пород указывает на различие в строении нижней вулканогенно-терригенной (пачки 1, 2) и верхней терригенной частей разрезов (пачки 3, 4). Граница между толщами проводится по кровле пачки 2. Такое деление основывается на следующем: 1) отсутствие фаунистических находок в породах пачек 1 и 2; 2) резкое сокращение пирокластического материала в верхней толще; 3) смена источников сноса, о чем свидетельствуют различия в составе обломочной части терригенных пород и разный возраст обломочных цирконов; 4) высокая дислоцированность пород пачки 2 (зоны тектонизации в кровле и подошве).

Накопление пород пачек 1 и 2 происходило на фоне высокой тектоно-магматической активности. Это отражается в наличии конседиментационных деформаций. При этом накопление осадка сопровождалось оползневыми течениями, что отражается в структурах давления на границе тонких и грубозернистых прослоев. Пирокластический материал встречается от псаммитовой до лапшилевой размерности и имеет в основном средний состав. При этом влияние магматического источника увеличивается вверх по разрезу. Структуры спекания и состав горизонтов туфогравелитов указывают на быстрое поступление вулканического материала, который смешивался с осадочным в условиях высокой гидродинамической активности, когда размывался эдафогенный материал и переоткладывались кремнистые алевро-аргиллиты. В обломочной части туфогравелитов присутствуют базальты и долериты, источником которых, по всей вероятности, были породы вулканогенного комплекса Отрожнинской пластины. Источник обломков алевритовой и псаммитовой размерности окатанного кварца неясен. Их доля в породах пачки 1 невысока и, видимо, указывает на размыв локального источника. Таким образом, можно предположить, что накопление пачек 1 и 2 происходило вблизи источника пирокластической деятельности.

U-Pb датирование детритовых цирконов указывает на преобладание источника с возрастом, близким к 571 млн лет, что достаточно хорошо согласуется с U-Pb возрастными плагиигранитов Усть-Бельского массива 556 ± 12 млн лет (Тихомиров, 2010) и секущих тел диоритов 575 ± 10 млн лет (Леднева и др., 2012a).

Состав туфогравелитов и пространственная близость с базальтами и гипербазитами Отрожнинской пластины позволяют предположить два варианта источни-

ка датированных цирконов. В первом варианте это мог быть пирокластический материал среднего состава. В этом случае датировки указывают на синхронные с накоплением осадка магматические события, а полученные возрасты датируют взрывно-обломочную деятельность.

С другой стороны, повсеместная пространственная сопряженность пород пачки 1 с базальтоидами вулканогенного комплекса, присутствие обломков базальтоидов в туфогравелитах, наличие эдафогенного материала могут указывать на размыв гипербазит-базальтовой части Отрожной пластины. На размыв рвущих гипербазиты диоритов и плагиогранитов указывают обломки кварца и полевошпатового материала. В таком случае возраст осадконакопления и синхронной пирокластической деятельности может быть более молодым, чем возраст обломочных цирконов. Увеличение вулканогенного материала среднего состава вверх по разрезу указывает на приближение бассейна к островной дуге. Однако при такой интерпретации остается неясным отсутствие цирконов, указывающих на синхронную вулканическую деятельность.

В верхней части разреза существенно уменьшается количество синхронного вулканического материала и увеличивается количество осадочных пород, для которых характерны складки оползания. U-Pb возраст детритовых цирконов из конгломерата пачки 3 сильно отличается от возрастов цирконов туфогравелита нижней части разреза. Это указывает на смену источника сноса для верхней осадочной толщи Отрожной пластины. Основным источником нового материала для верхней части осадочного разреза мог служить вулканический островодужный материал. Находки переотложенной микрофауны и раннесилурийские возрасты детритовых зерен циркона, позволяют сделать вывод о возможном заложении реконструируемой дуги в силуре. Однако островодужные постройки силурийского возраста в районе не известны и, вероятно, были полностью эродированы.

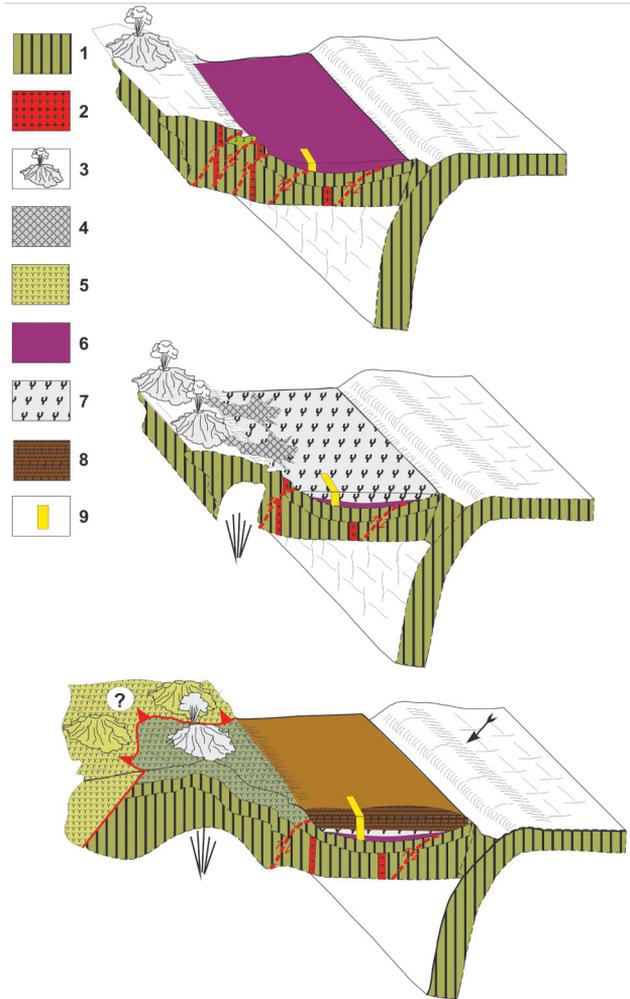
Осадки, вмещающие микрофауну среднего девона – нижнего карбона (пачки 3 и 4) были образованы в мелководном морском бассейне. Об этом свидетельствуют грубая зернистость пород, высокая биопродуктивность, фрагменты чешуй девонских рыб и растительные остатки, а также горизонты известняков и известковистых пород. Бассейн был изолированным, на что указывает преобладание одной популяции обломочных цирконов в области размыва, и относится к бассейну первого цикла седиментации.

Проведенные наблюдения не дают однозначного ответа на вопрос о том, является ли накопление вулканогенно-осадочного комплекса результатом непрерывного цикла осадконакопления или в его пределах тектонически совмещены различные частные разрезы. С одной стороны, все породы деформированы в ходе одного этапа и имеют выдержанное падение на всей площади. Из-за плохой обнаженности в строении вулканогенно-осадочного комплекса не были установлены признаки надвигов. Можно лишь отметить общее крутое падение пород, наличие складчатых деформаций, а также зон повышенной дислоцированности пород, отмеченных в пачке 2. Подобная неопределенность вынуждает автора рассмотреть несколько возможных вариантов.

В случае непрерывного накопления вулканогенно-осадочной толщи г. Отрожная, исходя из ее небольшой общей мощности и характера осадков, сложно предпо-

► **Рис. 55.** Блок-диаграммы, демонстрирующие формирование вулканогенно-осадочных пород г. Отрожная.

Условные обозначения: 1 – мафит-ультрамафитовые породы; 2 – плагιοгранит-жильный комплекс (источник венд-раннекембрийских цирконов); 3 – энсиматическая островодужная постройка (источник пирокластического материала); 4 – потоки андезитового состава; 5 – островодужные кислые породы раннесилурийского возраста; 6–8 – породы вулканогенно-осадочного комплекса Отрожнинской пластины: 6 – пачка 1; 7 – пачка 2; 8 – пачки 3, 4; 9 – условное место разреза Отрожнинской пластины



ложить существенный разрыв в возрасте нижней и верхней частей (рис. 55), последняя из которых содержит среднедевонскую-раннекаменноугольную фауну. Это указывает на большой разрыв во времени формирования осадка и нижележащих мафит-ультрамафитовых пород. Приведенные данные о строении и составе толщи указывают на ее образование в мелководных условиях, вблизи активного магматизма, поставлявшего в бассейн вулканиды и субаэральный пирокластический материал надсубдукционного происхождения. В девон-каменноугольное время данный бассейн входил в структурный ансамбль активной окраины. Отсюда можно сделать вывод о том, что заложение конвергентной границы Палеоокеана с окраиной Азиатского континента, началось как минимум с позднего девона. В пользу данного предположения говорят Ar/Ag возраста (в среднем 375 ± 11 млн лет) амфиболов из габбро (Паланджян, 2011), а также предположительное метаморфическое зерно циркона с дискордантными возрастaми 320 ± 81 и 380 ± 150 млн лет. Такая интерпре-

тация показывает, что палеозойский вулканогенно-осадочный разрез г. Отрожной является фрагментом наиболее древней активной окраины Палеопацифики и делает существенно более древним начало образования Кони-Тайогоносской островодужной системы, которое ранее считалось раннекаменноугольным (Некрасов, 1976; Соколов и др., 1999).

Однако, исходя из имеющихся данных, автору представляется маловероятным накопление вулканогенно-осадочного разреза г. Отрожная в ходе единого седиментологического цикла, что обосновано в разд. 3.1. Здесь стоит повторить главные из доводов: 1) крайне резкая смена в источниках сноса для нижних частей пачек 1 и 3, при том что их накопление происходило в изолированных бассейнах первого цикла седиментации; 2) повышенная дислоцированность пачки 2, по которой, возможно, проходит тектоническая граница; 3) отсутствие каких-либо фаунистических находок в основании разреза и их разнообразие (чешуя рыб, отпечатки флоры, конодонты, брахиоподы, двустворки, криноидеи) в верхней части; 4) отсутствие цирконов, датирующих синхронную вулканическую деятельность, отраженную в большом количестве кристалло-литокластических обломков в пачке 1. Таким образом, автору наиболее вероятным представляется тектоническое совмещение нижней и верхней частей вулканогенно-осадочного разреза.

В таком случае не исключено, что накопление нижней части разреза (по крайней мере пачки 1) происходило в бассейне с возрастом эксплозивно-обломочной деятельности, близким к 571 млн лет. Можно говорить об одновременном осадконакоплении такого бассейна с проявлениями венд-раннекембрийского тектономагматического этапа развития. Накопление вулканогенно-осадочных пород и вендский плагиогранитоидный магматизм происходили в пределах одного латерального ряда структур энсиматической островной дуги.

В связи с этим интересно отметить сходные возрасты, полученные для различных пород Ганычаланского террейна, где с венда по ранний кембрий реконструируется Ганычаланская вулканическая дуга (Некрасов и др., 2001, 2003). Ar-Ar возраст метаморфизма глаукофан-зеленосланцевой фации для пород Ильпинейского комплекса (520–530 млн лет), для кварц-амфибол-гранатовых сланцев из Эльгиминайской пластины (520–530 млн лет) (Ханчук и др., 1992). U-Pb возрасты плагиогранитов из амфиболит-плагиогранитных комплексов (531.5±5 млн лет) (Некрасов и др., 2003). Сходства в возрасте и геодинамической обстановке формирования пород позволяют протягивать Ганычаланскую дугу (Марков и др., 1982; Некрасов и др., 2001, 2003) в Усть-Бельский сегмент.

Разрез, сохранившийся в пачках 3 и 4, был образован в мелководном, изолированном морском бассейне. Наличие следов пирокластической деятельности позволяет включать данный бассейн в среднедевонскую конвергентную окраину Палеопацифики. Обломки гипербазитов и радиоляритов в конгломератах пачки 3 указывают на размыв офиолитовой ассоциации, что свидетельствует об эрозии офиолитового разреза в позднем девоне.

Отдельно стоит отметить находки переотложенной микрофауны и детритовых зерен циркона раннесилурийского возраста. Анализ гальки из конгломератов пачки 3 указывает на их образование в надсубдукционных условиях. Приведенные дан-

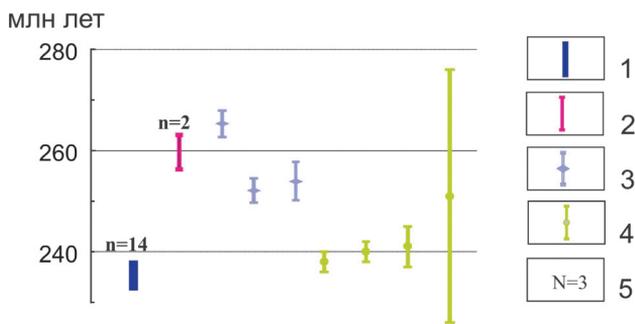
ные позволяют сделать вывод о возможном существовании дуги в силуре. Однако островодужные постройки силурийского возраста в районе не известны и, вероятно, были полностью эродированы. Одновозрастные осадки Ганычаланского террейна представлены граптолитовыми сланцами среднего ордовика – раннего силура.

5.3. Позднепалеозойско-раннемезозойский этап

Породы этого этапа сохранились в виде тектонических блоков в меланже основания Усть-Бельского покрова (разд. 3.1.3), в меньшей степени в виде блоков плагиогранитов верхней пластины Алганского террейна (разд. 4.2), а также в виде комплекса даек среднего и основного состава прорывающих породы Отрожнинской пластины (разд. 3.1).

Триасовые плагиогранит-порфиры секут девонские-каменноугольные осадочные породы, вулканиты и габбро-гипербазиты Отрожнинской пластины (разд. 3.1; Моисеев и др., 2019). Кроме того, существуют среднепермские значения, полученные для единичных зерен циркона ($N = 2$) плагиогранитов (Паланджян, 2015) и габбро ($N = 1$) из блоков в меланжах рек Толовка и Еонайваам (рис. 53).

Пермо-триасовое магматическое событие хорошо коррелируется с $Ar-Ar$ и $K-Ar$ датировками в интервале 276–236 млн лет метаморфических пород Усть-Бельского террейна (Леднева и др., 2012; Моисеев и др., 2014; Паланджян, 2015) (рис. 56). Среднетриасовые ~240–250 млн лет $Ar-Ar$ возрасты получены для амфиболов из габбро, жильных тел и даек в метаперидотитах Усть-Бельской, Отрожнинской и Толовской пластин. Все остальные $Ar-Ar$ (амфибол) и $K-Ar$ (вал) датировки выполнены для пород зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма, которые обнажены в блоках меланжа Толовской пластины. Обнаружение следов



▲ **Рис. 56.** Сопоставление пермо-триасовых датировок, полученных различными методами для разновозрастных комплексов Усть-Бельских гор. Ошибка погрешности на уровне 2σ .

1–2 – $U-Pb$ возраст кристаллизации цирконов (SIMS): 1 – дайка диоритов в Отрожнинской пластине (Моисеев и др., 2019), 2 – плагиограниты, Толовская пластина (Паланджян, 2015); 3–4 – $Ar-Ar$ метод, 3 – зеленые сланцы и амфиболиты, Толовская пластина (Моисеев и др., 2015), 4 – дайки в перидотитах, Усть-Бельский массив (Леднева и др., 2009); 5 – количество зерен для $U-Pb$ метода

пермо-триасовых магматических и метаморфических событий в различных тектонических пластинах Усть-Бельского террейна можно объяснить их образованием в пределах единой палеоструктуры, которую можно рассматривать как продолжение Кони-Тайгоносской дуги (Некрасов, 1976; Соколов, 1992). Фундаментом дуги служили ультрабазит-габбровые и перекрывающие их комплексы Усть-Бельского террейна.

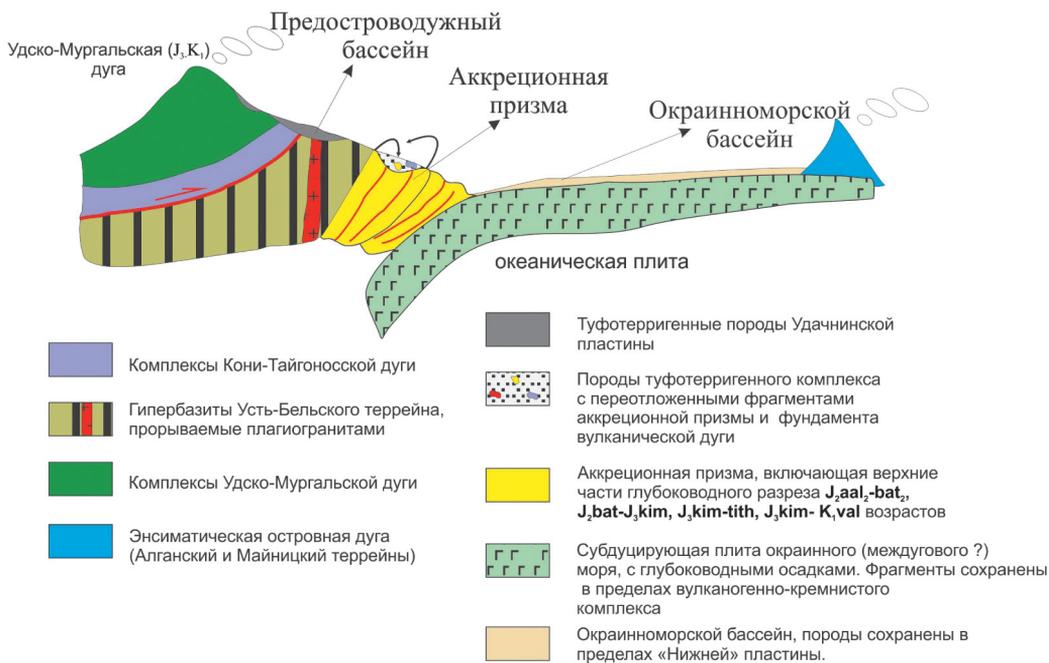
Судя по имеющимся не вошедшим в монографию данным, к пермь-триасовым комплексам могут быть отнесены породы, обнажающиеся структурно ниже Усть-Бельского массива (г. Вилка) (рис. 5). Тут датированные амфиболы из амфиболитов отражают сходные Ag-Ag возрасты 252.1 ± 2.4 и 254.5 ± 3.8 млн лет (Моисеев и др., 2014). Там же были получены более молодые Ag-Ag датировки (199.6 ± 3.7 и 200.8 ± 7.3 млн лет) для кремнистых динамосланцев.

Помимо этого интересно отметить находки в гравелитах западного склона г. Эльденыр нижнепермской фауны (Назаренко и др., 1969). Попытки их продублировать не увенчались успехом.

5.4. Позднеюрско-раннемеловой этап

В начале поздней юры на северо-западной границе Пацифики и Евразийской плиты была заложена конвергентная граница, которая прослеживалась от Монголо-Охотской складчатой области на юге и до Чукотского п-ова на севере (Некрасов, 1976; Зоненшайн и др., 1990; Соколов, 1992; Парфенов и др., 1993; Соколов и др., 1999; Морозов, 2000). Активная граница маркировалась Удско-Мургальской островодужной системой. Изучение комплексов Тайгоносского, Пенжинского и Пекульнейского сегментов Западно-Корякской системы позволило сделать ряд геодинамических и палеотектонических выводов, восстановить латеральные ряды палеоструктур конвергентной окраины и особенности строения фундамента дуги (Бондаренко и др., 1999б; Соколов и др., 2001). Структурно-вещественные комплексы верхней юры – нижнего мела Усть-Бельских гор позволяют предполагать их образование в различных частях конвергентной границы Удско-Мургальской дуги (рис. 57) и проводить аналогии вдоль всей Азиатской окраины (рис. 57). В пределах тектоно-стратиграфических разрезов различных комплексов была выделена микрофауна, преимущественно титон-берриасского интервала, что указывает на тектоническое совмещение разновозрастных комплексов.

Туфогенный характер позднеюрско-раннемеловых отложений междуречья Маврина – Снежная (Удачинская пластина, по Александрову, 1978) указывает на близость бассейна осадконакопления к активному островодужному вулканизму. Верхний возраст седиментации по результатам датирования цирконов оценен в 112.3 ± 1.1 млн лет. Подобные породы могли накапливаться в пределах разновозрастных изолированных седиментационных ванн, образованных на склоне Удско-Мургальской дуги (рис. 57). Сходное палеотектоническое положение занимали бассейны, где накапливались верхнеюрско-нижнемеловые отложения Харитонинского, Ганычаланского и Упупкинского террейнов (рис. 58).



▲ **Рис. 57.** Геодинамический профиль Усть-Бельского сегмента для позднеюрско-ранне-мелового времени

Позднеюрско-ранне-меловые туфотерригенные осадки содержат блоки отторженцев, по составу сходные с девон-каменноугольными породами района г. Отрожная. В основном это известняки, известковистые песчаники, зеленые алевролиты и черные сланцы. В верховьях р. Снежная из известняков были определены позднедевонские-раннекаменноугольные конодонтовые элементы. Природу подобных отторженцев установить на данный момент невозможно. На широкое проявление перемыва палеозойских структур указывают находки кислого туффита с остатками позднепалеозойских брахиопод и раннекаменноугольных кораллов в микстите кремнисто-туфотерригенного ранне-мелового комплекса хр. Пекульней (Морозов, 2001). В пользу их тектонического происхождения свидетельствуют отсутствие в обломочной части мезозойских песчаников обломков палеозойских пород и повышенная дислоцированность мезозойских пород. В любом случае можно говорить, что среднепалеозойские образования были включены в структуру аккреционной окраины до заложения Удско-Мургалской окраины.

Наиболее глубоководными и отдаленными от субэарального эксплозивного вулканизма являются породы *вулканогенно-кремнистого комплекса*. Его фрагменты имеют сходство с разрезами океанической коры. Формирование кремнистых осадков происходило в пелагических частях глубоководного бассейна. Изменение состава вверх по разрезу указывает на увеличение влияния терригенного сноса и эксплозивного вулканизма. Подобные изменения могли осуществляться при про-

движении океанической коры от зон спрединга к конвергентной границе. При этом нахождение различных типов кремней в базальных частях разреза показывает, что *вулканогенно-кремнистый комплекс* р. Перевальная имел более близкое первоначальное положение относительно окраины, нежели разрезы р. Анадырь. Такие выводы подтверждаются не только составом кремнистых осадков, но и составами вулканогенной части. Для базальтов р. Перевальная отмечается увеличение влияния субдукционной компоненты в виде Ta-Nb минимумов. Породы данного комплекса датированы только на р. Перевальная киммеридж-валанжинским возрастом. Небольшие мощности, малая распространенность глубоководных разностей кремней, присутствие терригенного материала не позволяют предполагать их образование в пределах крупных, сравнимых с современными океанами, бассейнов. Скорее породы комплекса были образованы в центральных частях крупных задуговых окраинных морей. Подобные выводы согласуются с геохимическими характеристиками вулканитов комплекса и геодинамической интерпретацией пород Алганского террейна (Соколов, 1992, 2010).

Хаотическое строение имеют породы *туфотерригенного комплекса*. Туфосилициты накапливались в едином седиментационном бассейне с туфотерригенными отложениями, в условиях компенсированного прогибания. Возраст матрикса не был определен. Переотложенная природа предполагается для бордовых кремнистых пород. Их состав указывает на сходство с киммеридж-валанжинскими кремнями *вулканогенно-кремнистого комплекса*, из них были выделены бат-титонские и позднеаален-позднебатские радиолярии, что свидетельствует о существовании более древнего бассейна, относительно времени накопления *вулканогенно-кремнистого комплекса*. Выведение подобных пород в область эрозионного среза можно объяснить следующим образом: изначально породы были включены в состав аккретированных комплексов приостроводужной части желоба, с последующей тектонической эксгумацией и размывом (рис. 57). При этом радиоляриевый анализ указывает на некоторую этапность данного процесса. Так, *позднеааленские-позднебатские* комплексы, видимо, были выведены на поверхность в *постбатское-докиммериджское* время и затем переотложены в *посттитонском (неокомском ?)* бассейне.

Таким образом, накопление посттитонских туфотерригенных пород *туфотерригенного комплекса* происходило на предостроводужной части желоба, который был сложен аккретированными фрагментами верхней части океанической коры. Такие фрагменты сохранились в виде отдельных чешуй *вулканогенно-кремнистого комплекса*. Осадочный материал поставлялся с ранее аккретированных фрагментов литосферы и в меньшей мере с островной дуги. Аналогом такого комплекса в Пекульнейском сегменте является тектоно-гравитационный микстит. Возраст микстита определен по фауне как раннемеловой (Ставский и др., 1992; Морозов, 2001). Состав обломочной части микстита более разнообразный, в сравнении с *туфотерригенным комплексом* Алганского террейна. В них присутствуют островодужные вулканиты, габброиды, туфотерригенные породы. Это можно объяснить большей мощностью аккреционной призмы в пределах Усть-Бельского сегмента окраины, которая служила структурным барьером.

Сходные выводы справедливы и для пород *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплекса*. Кремнистые породы накапливались в глубоководных условиях, на значительном удалении от источников сноса и ареалов эксплозивного вулканизма. Их нахождение среди туфотерригенных пород позволяет предполагать чужеродную природу по отношению к туфотерригенному матриксу. Ввиду отсутствия фаунистических датировок и высокой тектонической переработки пород всего комплекса сложно определить природу подобных блоков. Можно встретить как четкие, ровные с резкими переходами – тектонические, так и неровные, с постепенными переходами – литологические контакты. В зависимости от интерпретации взаимоотношения чужеродных блоков с вмещающим их матриксом можно предположить различное палеотектоническое положение разреза пород *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплекса*. В случае если они являются олистолитами, положение бассейна аналогично бассейну *туфотерригенного комплекса*. В случае тектонического взаимоотношения разрез *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного комплекса* можно интерпретировать как фрагмент аккреционной призмы. Тектонические будины базальт-кремнистого и кремнистого состава могли быть сорваны с погружающейся океанической плиты (рис. 57).

Таким образом, можно сделать вывод о том, что в Усть-Бельском сегменте Удско-Мургальской дуги происходило аккретирование фрагментов средне-позднеюрской и позднеюрско-раннемеловой коры окраинного моря. *Вулканогенно-кремнистый* и, возможно, *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный* комплексы являются фрагментами аккреционной призмы. Подобные структуры были реконструированы разными авторами в различных частях Западно-Корякской складчатой системы (Бондаренко и др., 1999б; Морозов, 2001; Константиновская, 1998; Григорьев и др., 1995). В Тайгоносском сегменте (Береговой террейн) яшмово-базальтовые образования позднего триаса – раннего мела (кингивеевский тип) встречаются в виде пластин палеоаккреционной призмы (Бондаренко, 1999б; Палечек, Паланджян, 2007). В Пекульнейском сегменте (Пекульнейский террейн) подобные породы обнажены в пределах кремнисто-вулканогенного комплекса байос-валанжина. При этом составы океанических осадков имеют общие черты и отражают продвижение новообразованной океанической коры от спредингового хребта к пелагической зоне и далее к конвергентной границе. Среди *вулканогенно-кремнистого* и *вулканогенно-кремнисто-туфотерригенного* комплексов отсутствуют кремни гидротермального происхождения, которые в Тайгоносском сегменте имеют позднетриасовый и позднеюрские возрасты (Константиновская, 1998), а в пределах Пекульнейского – байосбатский (Морозов, 2000). Видимо, в пределах Усть-Бельского сегмента подобные фрагменты океанической плиты были поглощены в зоне субдукции.

Вулканыты *вулканогенно-туфотерригенного комплекса* «Нижней» пластины Алганского террейна сходны по составу с эффузивами окраинных морей. В отличие от магматических пород «Верхней» пластины, в ряде образцов более четко выражены характеристики надсубдукционного магматизма. Верхний возраст осадконакопления по результатам датирования обломочных цирконов составляет 112.9 ± 2.8 млн лет, что указывает на синхронное накопление с осадками Удачинской пластины.

◀ **Рис. 58.** Палеотектонические реконструкции для позднеюрско-раннемелового времени.

а – геодинамический профиль Усть-Бельского сегмента. В скобках обозначены: УБ – комплексы Усть-Бельского террейна; пластины: ОТ – Отрожинская; ТЛ – Головская; УД – Удачинская; ВХ – «Верхняя»; НЖ – «Нижняя»; б – палеотектоническая схема для позднеюрско-раннемелового времени (по Соколов и др., 2001). Условные обозначения: 1–2 – Удско-Мургальская островодужная система: 1 – вулканическая дуга; 2 – аккреционная призма; 3–5 – Северо-Азиатская плита: 3 – Сибирская платформа, 4 – структуры обрамления Сибирской платформы, включая террейны мезозоид, 5 – микроконтиненты; 6 – Чукотско-Аляскинский микроконтинент; 7 – Кульполнейская островная дуга; 8 – Северо-Американская плита; 9 – Аноийский океанический бассейн; 10 – Мезопацифик; 11 – зона субдукции; 12 – зона спрединга; 13 – линии, вдоль которых построены геодинамические профили. Буква в кружке соответствует букве на профилях; в – геодинамические профили и блок диаграмма с подписями возрастов и ассоциаций пород, входящих в различные структурно-вещественные комплексы (по Соколов и др., 2001; Морозов, 2001). Профили построены для сегментов: в' – Пекульнейский; в'' – Пенжинский; в''' – Тайгоносский. В скобках обозначены названия террейнов: ТГ – Тайгоносский терреин; ММ – Мургальский; Х – Харитонинский; ГА – Ганьчаланский; БГ – Береговой; КУ – Кулюльский; АМ – Айнынско-Майнский

Главной отличительной особенностью туфотерригенных пород «Нижней» пластины в сравнении с подобными породами «Верхней» пластины является их грубая стратификация. Их состав указывает на относительно мелководность формирования осадка в сравнении с породами «Верхней» пластины: 1) увеличивается количество грубообломочных разностей; 2) присутствуют карбонатные породы; 3) структуры перемыва и «шлихования» материала указывают на волновую активность. Помимо этого отмечается отчетливая смена в источниках сноса: 1) пестрый состав грубообломочных разностей, содержащих гальку известняков и кислых плутонических пород; 2) увеличивается доля и размер интеркластов алевроаргиллитов и аргиллитов, а также плагиогранитов и кварц-полевошпатовых сростков; 3) появляются обломки кварц-мусковитовых сланцев. Можно предположить, что формирование пород «Нижней» пластины происходило ближе к островодужной постройке. Появление дополнительных источников объясняется размывом фундамента такой постройки. Перечисленные черты строения указывают на формирование пород *вулканогенно-туфотерригенного комплекса* в пределах окраинноморского бассейна (рис. 57).

Анализ U-Pb возрастов детритовых цирконов туфотерригенных пород Удачинской и «Нижней» пластин (рис. 35, в) указывает на присутствие в источниках сноса средне-, раннепалеозойских, венд-раннекембрийских, нижнепротерозойских, а также архейских комплексов. Цирконы с подобными возрастными породами представлены единичными зернами. Однако их присутствие показывает, что в пределах Усть-Бельского сегмента Удско-Мургальская дуга была заложена на сложном составном фундаменте, разрушение которого обуславливает присутствие упомянутых цирконов. Разница в количественном распределении молодых зерен (рис. 35, в) обусловлена степенью влияния синхронного с осадконакоплением эксплозивного материала. Их высокая доля (52%) в туфопесчаниках Удачинской пластины доказывает близкое положение области их накопления к источникам вулканизма.

Присутствие цирконов возрастом от 150 до 350 млн лет можно связывать с развитием Кони-Тайгоносской островодужной системы и заложением Удско-Мургальской дуги. Сложно объяснить колебания в доле их распределения в породах Удачинской и «Нижней» пластин (рис. 35, в). Исходя из тектонического положения бассейнов объяснить это неоднородностью строения цоколя островодужной постройки не представляется возможным. Следовательно, ответ стоит искать в палеогеографических особенностях транспортировки терригенного материала для данных бассейнов.

В предпозднеальбское время произошла коренная перестройка структурного плана Усть-Бельских гор, связанная с отмиранием зоны субдукции Удско-Мургальской дуги и заложением Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, комплексы которого широко распространены западнее изучаемой территории. В результате причленения к Удско-Мургальской островодужной системе комплексов Алганского террейна в Усть-Бельском сегменте образовалась раннемеловая континентальная окраина аккреционного типа. В ее пределах, помимо покровов, включающих мезозойские комплексы, были выведены на поверхность более древние фрагменты цоколя островодужной постройки (Отрожнинская пластина, Усть-Бельский покров) и тела меланжей.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В монографии представлен новый фактический материал по разновозрастным структурно-вещественным комплексам Усть-Бельского сегмента Западно-Корякской складчатой системы и предлагается тектоническая модель формирования этого сегмента континентальной окраины Азии. В работах предшественников основное внимание уделялось офиолитам (Александров, 1978; Марков и др., 1982; Паланджян, 2010; Леднева и др., 2012а; Некрасов и др., 2001; Sokolov et al., 2003). Изучение ассоциирующихся с офиолитами образований и вмещающих отложений оставалось на втором плане. Недостаток знаний в области региональной геологии не позволял восстановить многие аспекты геологической истории и тектонической эволюции региона. Остановимся на отдельных важных результатах данного исследования.

Долгое время существование досреднедевонских пород не было обосновано ни изотопными, ни фаунистическими методами. Недавно получены венд-кембрийские возрасты плагиогранита (Тихомиров, 2010) и диоритов Усть-Бельского габбро-гипербазитового комплекса (Леднева и др., 2012). В данной работе и в объяснительной записке к геологической карте, в создании которой автор принимал участие (Гульпа, 2014), приводятся 12 датировок венд-раннекембрийских плагиогранит-тоналитов, установленных среди блоков в телах меланжей пластины «Верхняя» и основания пластины Отрожная. Взаимоотношения венд-кембрийского магматического этапа с породами Усть-Бельского массива остаются не выясненными. С одной стороны, венд-кембрийские гранитоиды рассматриваются как проявление поздних фаз коровых выделов (Тихомиров, 2010; Паланджян, 2015), с другой – как наложенный магматический этап (Леднева и др., 2012) в различных структурно-вещественных комплексах.

В пределах меланжа р. Еонайваам были обнаружены мелководные осадки, нижний возраст осадконакопления которых определен по обломочным цирконам как раннепротерозойский (1720 ± 11 млн лет).

Детальное изучение вулканогенно-осадочного комплекса Отрожинской пластины позволяет утверждать, что они не являются осадками глубоководных океанических котловин, что противоречит их интерпретации как чехла океанической коры (Александров, 1978; Марков и др., 1982). Каких-либо фрагментов разрезов, содержащих домезозойские эпипелагические осадки, установлено не было. Единственным фрагментом литосферной плиты, сформированной в пределах спредингового цен-

тра, может считаться вулканогенный комплекс Отрожнинской платины, вулканиды которого сходны с базальтами N-MORB. Однако прямых данных о возрасте пород нет. Породы прорываются среднетриасовыми дайками диоритов. По офиолито-кластам в конгломератах верхнего девона время аккреции офиолитовых разрезов можно оценивать как минимум поздним девонам.

Выявленные различия в строении пород вулканогенно-осадочного комплекса Отрожнинской пластины ставят под сомнение их образование в ходе единого цикла осадконакопления. Породы, залегающие в тектоническом основании комплекса (пачка 1, 2), остаются не датированными биостратиграфическим методом и содержат следы синхронного вулканизма. Все обломочные цирконы принадлежат одной популяции с возрастом ~570 млн лет. Не исключено, что их накопление происходило одновременно с венд-кембрийским магматическим событием, описанным выше.

Отложения, расположенные структурно выше (пачки 3, 4), были образованы в мелководном изолированном морском бассейне и содержат органические остатки позднего девона – раннего карбона. Количество пирокластического материала значительно снижается и сохраняется в виде маломощных витрокластических туфов. Предположительно данный бассейн входил в островодужную постройку зоны перехода Азиатского континента и Палеопацифики и может быть включен в состав Кони-Тайгоносской островодужной системы. Такие данные существенно удревняют начало ее образования, которое ранее считалось раннекаменноугольным (Некрасов, 1976; Соколов и др., 1999). В случае накопления всего разреза вулканогенно-осадочного комплекса Отрожнинской пластины в пределах единого бассейна его принадлежность к среднедевонской конвергентной окраине является более обоснованной.

Существование активной окраины для позднего палеозоя – раннего мезозоя отражено в магматических и, вероятно, метаморфических событиях, которые устанавливаются в породах различных пластин Усть-Бельского сегмента. Позднепалеозойские раннемезозойские породы можно сопоставить с одновозрастными надсубдукционными комплексами Кони-Тайгоносской дуги п-ова Тайгонос и Пенжинского района (Некрасов, 1976; Заборовская, 1978) и включить в ее состав. Большое количество рифейских и дорифейских зерен циркона в пермь-триасовых плутонических породах (Паланджян, 2015) позволяет предполагать наличие древних пород в основании островодужного магматизма и говорить о древнем основании дуги. Ранне- и среднетриасовые (Гульпа, 2014; Леднева и др., 2012) дайки рвут гипербазиты Усть-Бельского массива и породы Отрожнинской пластины. Подобные взаимоотношения указывают на то, что ультрамафит-мафитовые породы являлись основанием и уже были включены в состав окраины к поздней перми.

Относительно конфигурации и строения Кони-Тайгоносской дуги остается много нерешенных вопросов. Предполагаемое в работе расширение нижней границы формирования дуги до среднего девона позволяет сопоставлять породы с окраинно-континентальными субаэральными вулканидами среднего–позднего девона Кедонской серии (Зоненшайн и др., 1990). Актуальным становится вопрос относительно северного продолжения дуги. В одном из вариантов это могут быть островодужные комплексы Алазейско-Олойской складчатой системы, которые рас-

полагались к северу от Омолонского массива в карбоне, а возможно даже в девоне. В таком случае от Палеопацифики была «отшнурована» только часть океанического бассейна мезозой Верхояно-Чукотской области, а другая большая часть – Прото-Арктический океан оставался заливом Палеопацифики (Соколов, 2010). Другим возможным продолжением Кони-Тайгоносской дуги являются позднепалеозойские островодужные комплексы хребта Пекульней и р. Канчалан (Морозов, 2001). При таком варианте структуры мезозой Верхояно-Чукотской складчатой области представляли собой самостоятельную плиту, куда входил Прото-Арктический океан (Соколов, Бялобжеский, 1996).

Изучение особенностей состава и строения позднеюрских-раннемеловых пород позволило реконструировать в Усть-Бельском сегменте Удско-Мургальской островодужной системы латеральные ряды палеоструктур. Были выделены: аккреционная призма и комплексы нескольких палеобассейнов, которые формировались на склоне островной дуги, висячем крыле аккреционной призмы и в пределах окраинно-морского бассейна. Аналогичные структуры выделены в Пекульнейском, Пенжинском, Тайгоносском сегментах позднемезозойской Азиатской окраины (Соколов, 1992; Соколов и др., 1999, 2001).

Отдельно стоит остановиться на ряде вопросов строения позднемезозойских пород, которые или остались не решенными, или не освещены в работе.

В первую очередь, это касается находок тел кремнисто-базальтовых пород среди терригенных осадков перекатнинской свиты, из которых были выделены кампанские и позднеюрские радиолярии. Туфотерригенные отложения перекатнинской свиты, согласно традиционным представлениям (Соколов, 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996; Nokleberg et al., 1998), рассматриваются как постамальгамационный чехол. По нижнему возрастному пределу туфотерригенных пород перекатнинской свиты оценивается время амальгамации палеоструктур Алганского и Майницкого террейнов. Формационно породы относятся к фациям глубоководного шельфа, прилегающего к Охотско-Чукотской континентальной окраине (Легенда..., 1999).

Отложения перекатнинской свиты датированы единичными находками фауны, позднеальбско-сеноманскими *Marshallites* sp., *Pseudohelicoceras* sp. и сеномантуронскими *Inoceramus* cf. *nipponicus* (Nagao et Mat.), *I.* cf. *tenuistriatus* Nagao et Mat., *I.* cf. *hobetsensis* Nagao et Mat., *I.* cf. *reduncus* Perg., *I.* cf. *gradilis* Perg., *I.* ex gr. *korjakensis* Ter., *I.* cf. *corpulensis* McLearn. (определения В.Н. Верещагина, Г.П. Тереховой) (Легенда Корякской серии листов, 1999). На большей части возраст свиты остается неизвестным. В пределах Усть-Бельских гор отложения перекатнинской свиты представлены туфогенными песчаниками, алевролитами, конгломератами, гравелитами и туффитами. Полевое и петрографическое изучение туфотерригенных пород алганской и перекатнинской свит показывает их сходство. Несогласные контакты, описанные предшественниками (Захаров, 1974), соответствуют, как правило, выходам конгломератов, гравелитов и гравелитистых песчаников, принимавшихся за базальные слои.

Наши наблюдения показывают, что в пределах пород перекатнинской свиты развиты интенсивные и неравномерные деформации. Терригенные породы смяты в напряженные закрытые, часто лежачие складки, отмечаются внутрiformационные

надвиги и взбросы. Характерной особенностью перекактинской свиты является присутствие в ее составе отложений бордовых, вишнево-коричневых кремней и базальтоидов. Их взаимоотношения с вмещающими туфотерригенными отложениями достоверно не установлены. Чаще всего кремни и магматиты обнажены в элювиальных высыпках или изолированных обнажениях. Однако стоит отметить повышенную дислоцированность туфотерригенных пород вблизи подобных выходов, где они метаморфизованы до альбит-серицит-кварц-хлоритовых сланцев. Южнее рассматриваемой территории (в левом борту р. Пырканайваам) подобные образования интерпретируются как олистолиты в позднемиоценовых осадках (Тильман и др., 1982; Григорьева и др., 1989). Из подобных кремнисто-базальтовых ассоциаций нами были определены позднеюрские, позднеюрско-раннемиоценовые и кампанские радиолярии (определения Т.Н. Палечек, Палечек и др., 2016).

Сложность интерпретации полученных данных заключается в отсутствии на данный момент надежных прямых наблюдений о природе взаимоотношений вмещающих туфотерригенных пород с кремнисто-базальтовыми ассоциациями. Помимо этого в местах опробования вулканогенно-кремнистой ассоциации вмещающие их туфотерригенные породы не датированы. Более того, в ряде мест выяснилось, что песчаники перекактинской свиты содержат фауну апт-альба (*Aucellina cf. aptiensis* (d'Orb.), *Aucellina* sp., *Aucellina* sp. indet., Гульпа, 2014) или детритовые цирконы альбского возраста (неопубликованный материал).

Нахождение позднемиоценовых кремнисто-базальтовых ассоциаций в виде тектонических пластин или терригенного меланжа может интерпретироваться как аккреционная призма. В случае установления позднемиоценового возраста вмещающих песчаников очевидной станет принадлежность этой аккреционной призмы окраине андийского типа с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом. Подтверждение подобного рода интерпретации потребует внесения коррективов в существующую схему аккреционного развития Азиатского континента, поскольку указывает на присоединение всех комплексов, расположенных восточнее выделяемой структуры, вплоть до Укелаятского террейна, в посткампанское время, а не альбское, как это считалось ранее (Руженцев и др., 1979; Ставский и др., 1988; Соколов, Бялобжеский, 1996; Соколов, 1992, 2010; Nokleberg et al., 1998). При таком сценарии террейны Анадырско-Корякской складчатой системы являются экзотическими относительно Азиатской окраины и были перемещены Тихоокеанской плитой.

В полной мере нельзя считать решенными вопросы тектонического районирования. В разработанной схеме покровного строения Усть-Бельского региона (Александров, 1978) породы водораздела Утесики – Левая Маврина были выделены в Утесинскую пластину аллохтона. Возраст пород был определен как палеозойский на основании единичных выходов известняков, характерных для разрезов среднего палеозоя г. Отрожная. Позже в состав Утесинской пластины (покрова, в авторском написании) наряду с позднепалеозойскими фрагментами в виде пластин были включены раннемезозойские и позднеюрско-раннемиоценовые. При этом никаких дополнительных стратиграфических исследований проведено не было (Паланджян, 2000; Palandzhyan, Dmitrienko, 1996). При использовании террейнового анализа, основываясь на работах предшественников, породы данного участка были включены

ны в состав Усть-Бельского террейна (Парфенов и др., 1993; Nokleberg et al., 1992; Соколов, Бялобжеский, 1996).

В работе комплексы водораздела Утесики – Левая Маврина были объединены в пластину «Верхняя» и отнесены к Алганскому террейну. Основным поводом для этого послужило широкое развитие на данном участке среднеюрских-раннемеловых пород, которые сходны с комплексами пекульнейвеемской (ныне алганской) свиты, развитыми на юго-восточном (Шмаков, 1988; Зинкевич, 1981; Вишневская и др., 1996; Легенда..., 1999) продолжении Алганского террейна. Это отражено на картах двухсоттысячного масштабов (Кальянов, Силкин, 1961; Силкин, Куприенко, 1964; Захаров, 1974; Гульпа, 2014). Во многом предложенное районирование носит условный характер. Выделение комплексов в отдельную пластину обусловлено мнением предшественников и более широким распространением тел меланжей по сравнению с пластиной «Нижняя». Если при дальнейших исследованиях подтвердится, что «Верхняя» пластина является аккреционной призмой, а «Нижняя» пластина – комплексами окраинного моря, то «Верхнюю» пластину вполне правомочно будет сопоставлять с комплексами аккреционной призмы Удско-Мургальской дуги (такими как хр. Пекульней, Береговой террейн, Айнынско-Майнский террейн) и можно будет отделить от остальной части Алганского террейна.

В тектонической эволюции Усть-Бельского сегмента континентальной окраины Азии выделяются четыре самостоятельных этапа: позднедокембрийский-раннепалеозойский, среднепалеозойский, позднепалеозойский-раннемезозойский, позднеюрский- раннемеловой. Для каждого этапа определены геодинамические режимы, особенности размещения, временные и латеральные ряды палеоструктур. Например, для поздней юры – раннего мела установлен следующий латеральный ряд структур: предостроводужный бассейн (туфотерригенные отложения Удачинской пластины), аккреционная призма («Верхняя» пластина Алганского террейна) и окраинное море («Нижняя» пластина).

ЛИТЕРАТУРА

- Агальцов Г.И., Беляцкая Б.П.* Отчет о работе Отроженской геолого-съёмочной партии за 1960 год. Чукотская комплексная экспедиция СВГУ. Анадырь, 1961.
- Акинин В.В., Жуланова И.Л.* Возраст и геохимия циркона из древнейших метаморфических пород Омолонского массива (Северо-Восток России) // Геохимия. 2016. № 8. С. 675–684.
- Александров А.А.* Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978. 121 с.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Паланджян С.А., Чехович В.Д.* О тектонике северной части Олюторской зоны Корякского нагорья // Геотектоника. 1980. № 2. С. 111–122.
- Алексеев Э.С.* Куюльский серпентинитовый меланж и строение Таловско-Майнской зоны // Геотектоника. 1981. № 1. С. 105–120.
- Аристов А.В., Соколов С.Д., Моисеев А.В., Хаясака Я.* Новые данные о возрасте осадочного чехла офиолитов Отроженской пластины Усть-Бельского террейна // Геология полярных областей земли. Материалы XLII Тектонического совещания. Т. 1. М.: ГЕОС, 2009 С. 21–24.
- Аристов В.А., Брагин Н.Ю., Бялобжеский С.Г.* и др. О возрасте вулканогенно-кремнистых формаций Корякского хребта // Докл. АН СССР. 1982. Т. 265, № 1. С. 140–143.
- Базылев Б.А., Леднева Г.В., Кононкова Н.Н.* и др. Типизация перидотитов Усть-Бельского ультрамафит-мафитового массива (Чукотка) по составам минералов: предварительные данные // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Материалы III международной конференции. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии УрО РАН, 2009. Т. 1. С. 73–76.
- Белый В.Ф.* Вулканизм и структурообразование вдоль позднемезозойской континентальной окраины Северо-Востока Азии // Вулканология и сейсмология. 1981. № 6. С. 14–18.
- Белый В.Ф.* Схема стратиграфии меловых образований Ичигемского хребта и смежных территорий // Основные проблемы биостратиграфии и палеогеографии Северо-Восток СССР. Магадан, 1974. С. 228–232.
- Белый В.Ф., Колясников Ю.А., Красный Л.Л.* К стратиграфии нижнего палеозоя Пенжинского хребта (юго-западная часть Корякского нагорья) // Палеонтология и био-

- стратиграфия Корякского нагорья. Магадан: изд. СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1984. С. 19–36.
- Богданов Н.А., Тильман С.М.* Синтез тектоники Северо-Востока СССР с позиций актуализма // Тихоокеан. геология. 1990. № 1. С. 20–30.
- Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лэйнер П., Минюк П.В.* Результаты определения абсолютного возраста Аг-Аг методом магматических и метаморфических пород Тайгоноса // Докл. РАН. 1999а.
- Бондаренко Г.Е., Соколов С.Д., Морозов О.Л.* Геодинамические обстановки мезозойского вулканизма юго-восточной части полуострова Тайгонос // Тихоокеан. геология. 1999б.
- Брагин Н.Ю.* Микрофауна и стратиграфия триасовых кремнистых толщ Востока СССР: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М.: ГИН АН СССР, 1987. 21 с.
- Брагин Н.Ю.* Радиоларии волжского яруса и берриаса Средней Сибири // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2011. Т. 19, № 2. С. 55–69.
- Васецкий И.П.* Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:1 000 000, лист Q–59. М.: Госгеолиздат, 1962.
- Виноградов В.И., Юркова Р.М., Соколов С.Д., Воронин Б.И.* Rb/Sr изотопный возраст динамо-метаморфических пород бассейна р. Таловка (Пенжинский район, Северо-Восток России) // Геотектоника. 1994. № 5. С. 63–69.
- Вишневская В.С.* Радиолариевая биостратиграфия юры и мела России. М.: ГЕОС, 2001. 376 с.
- Вишневская В.С., Пейве А.А., Соколов С.Д.* О возрасте офиолитов Куюльского террейна (Таловские горы, Северо-Восток России) // Докл. РАН. 1992. Т. 327, № 3. С. 364–367.
- Вишневская В.С., Пральникова И.Е.* Юрские радиоларии Севера России // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1999. Т. 7, № 5. С. 64–83.
- Вишневская В.С., Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Пральникова И.Е.* Новые данные о возрасте и корреляция вулканогенно-кремнистых комплексов северо-западного побережья Охотского моря // Докл. РАН. 1998. Т. 359, № 1. С. 66–69.
- Вишневская В.С., Филатова Н.И., Дворянкин А.И.* Новые данные о стратиграфии юрско-неокомских отложений Анадырско-Корякского региона // Докл. РАН. 1992. Т. 322, № 4. С. 749–754.
- Вяткин Б.В.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Корякская. Лист Q-59-XXXV, XXXVI. М., 1990.
- Ганелин А.В.* Геохимия и геодинамическое значение дайковых серий Алучинского офиолитового комплекса (Верхояно-Чукотская складчатая область, Северо-Восток России) // Геохимия. 2011. № 7. С. 1–24.
- Ганелин А.В.* Офиолитовые комплексы Западной Чукотки (строение, возраст, состав, геодинамические обстановки формирования): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. Наук. М., 2015. 29 с.
- Ганелин А.В., Пейве А.А.* Геодинамическая обстановка формирования офиолитов Ганычаланского террейна (Корякское нагорье) // Петрология и металлогения базит-гипербазитовых комплексов Камчатки. М.: Научный мир, 2001. С. 215–230.
- Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России / Под ред. А.И. Ханчука. Владивосток: Дальнаука, 2006. Кн. 1. 572 с.

- Геология СССР / Гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1970. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Кн. 1.
- Геология СССР [Текст] / Гос. геол. ком. СССР и др.; гл. ред. А.В. Сидоренко. М.: Недра, 1970. Т. 30. Северо-Восток СССР. Геологическое описание. Кн. 1.
- Геология юга Корякского нагорья / Отв. ред. С.М. Тильман. М.: Наука, 1987. 168 с.
- Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Стрижкова А.А.* Базальтовый магматизм Тихого океана и проблема петрохимической неоднородности тектоносферы // Твердая кора океанов (проект «Литос») / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский, А.А. Пейве. М.: Наука, 1987. С. 45–54.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Лист Q-59 – Марково. Авторы: Г.М. Мальшева, Е.П. Исаева. Редактор: И.М. Мигович. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009.
- Государственная геологическая карта СССР масштаба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX. Автор: В.А. Захаров. Редактор: Г.Г. Кайгородцев. М.: Аэрогеология, 1974.
- Грецкий В.А.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Корякская. Лист P-59-IX. М., 1989.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Основные формационные типы мезозойских отложений и их тектоническое значение // Раннегеосинклиналильные формации и структуры / Отв. ред. Ю.М. Пушаровский, И.В. Хворова. М.: Наука, 1987. С. 130–149.
- Григорьев В.Н., Крылов К.А., Соколов С.Д.* Юрско-меловые отложения Янранайского аккреционного комплекса (Корякское нагорье) // Очерки по геологии Северо-Западного сектора Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1987. С. 132–159.
- Григорьев В.Н., Соколов С.Д., Крылов К.А., Голозубов В.В., Пральникова И.Е.* Геодинамическая типизация триасово-юрских эффузивно-кремнистых комплексов Куюльского террейна (Корякское нагорье) // Геотектоника. 1995. № 3. С. 59–69.
- Гульня И.В.* Объяснительная записка к Геологической карте Российской Федерации м-ба 1:200 000. Корякская серия. Лист Q-59-XXIX, XXX (Отроженская площадь). СПб.: ВСЕГЕИ, 2014.
- Добрецов Н.Л.* Глаукофановые и эклогит-глаукофановые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
- Заборовская Н.Б.* Внутренняя зона Охотско-Чукотского пояса на Тайгоносе. М.: Наука, 1978. 199 с.
- Захаров В.А.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-59-XXIX. М.: Всесоюзное аэрогеологическое научно-производственное объединение «Аэрогеология» Министерства геологии СССР, 1974.
- Зинкевич В.П.* Формации и этапы тектонического развития севера Корякского нагорья. М.: Наука, 1981. 107 с.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М.* Тектоника литосферных плит территории СССР. Кн. 2. М.: Недра, 1990. 334 с.
- Казимиров А.Д.* Покровы востока Корякского нагорья и их структурно-формационные гомологи. М.: Наука, 1985. 112 с.

- Кайгородцев Г.Г.* Офиолитовые формации хребта Пекульней // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР*. 1961. Вып. 15. С. 93–104.
- Кальянов В.Г., Беляцкая Б.П.* Отчёт о работе Верхне-Кончанской геологосъёмочной партии масштаба 1:200 000 за 1961 год. Анадырская комплексная геологоразведочная экспедиция СВГУ. Анадырь, 1962.
- Кальянов В.Г., Силкин В.Г.* Отчёт о работе Мавринской геологосъёмочной партии масштаба 1:200 000 за 1960 год.
- Коваленко Д.В.* Палеомагнетизм и кинематика Центральной части Олюторского хребта (Корякское нагорье) // *Геотектоника*. 1996. № 3. С. 82–96.
- Косько М.К., Авдюничев В.В., Ганелин В.Г.* и др. Остров Врангеля: геологическое строение, минералогия, геоэкология. М.: МПР РФ; СПб.: ВНИИ Океангеологии, 2003. 137 с.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.* Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М.: Наука, 1965. 363 с.
- Крымсалова В.Т.* Использование радиолярий в стратиграфии и палеобиологии: Тез. докл. Уфа, 1990. С. 43–47.
- Легенда Корякской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200 000 (Чукотская часть). Анадырь, 1999. 120 с.
- Леднева Г.В., Матуков Д.И.* Время кристаллизации плутонических пород Куюльского офиолитового террейна (Корякское нагорье): результаты U-Pb датирования цирконов методом SHRIMP // *Докл. РАН*. 2009. Т. 424, № 1. С. 71–75.
- Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лебедев В.В., Кононкова Н.Н., Ишиватари А.* U-Pb возраст цирконов из габброидов Усть-Бельского мафит-ультрамафитового массива (Чукотка) и его интерпретация // *Геохимия*. 2012а. № 1. С. 48–59.
- Леднева Г.В., Базылев Б.А., Лэйер П., Кононкова Н.Н., Ишиватари А., Соколов С.Д.* Результаты $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования ультрамафитов и мафитов Усть-Бельского террейна (центральная Чукотка) и их интерпретация // *Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов*. Материалы V Российской конференции по изотопной геохронологии, 4–6 июня 2012г., Москва, ИГЕМ РАН. М.: ИГЕМ РАН, 2012б. С. 217–219.
- Леднева Г.В., Лебедев В.В., Базылев Б.А.* U-Pb возраст цирконов из метагаббро Усть-Бельского массива (Чукотка) // *Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии*. СПб.: ИГГД РАН, 2009. Т. I. С. 330–332.
- Лучицкая М.В.* Геодинамическая позиция плагиогранитных комплексов южной части п-ова Тайгонос // *Докл. РАН*. 2000. Т. 373, № 3. С. 369–373.
- Марков М.С., Некрасов Г.Е., Паланджян С.А.* Офиолиты и меланократовый фундамент Корякского нагорья // *Очерки тектоники Корякского нагорья*. М.: Наука, 1982. С. 30–70.
- Моисеев А.В., Лучицкая М.В., Гульпа И.В., Хубанов В.Б., Беляцкий Б.В.* Вендский и пермо-триасовый плагиогранитный магматизм Усть-Бельских гор, Западно-Корякская складчатая система, Северо-Восток России // *Геотектоника*. 2019. № 1. С. 87–114.
- Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я.* Состав и геодинамические обстановки формирования вулканических образований офиолитов Усть-Бельских гор (Чукотка) // *Докл. Академии наук*. 2011. Т. 437, № 2. С. 215–219.

- Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я., Лэйер П.* Новые данные Ar-Ar датирования позднепалеозойско-раннемезозойского метаморфического события пород Усть-Бельского террейна Западно-Корякской складчатой области // Тектоника складчатых поясов Евразии: сходство, различие, характерные черты новейшего горообразования, региональные обобщения. Материалы XLVI тектонического совещания. Т. 2. М.: ГЕОС, 2014. С. 13–16.
- Морозов О.Л.* Геологическое строение и тектоническая эволюция Центральной Чукотки. М.: ГЕОС, 2001. 201 с.
- Морозов О.Л.* Палеоостроводужная система хребта Пекульней (Центральная Чукотка) // Региональная геодинамика и стратиграфия Азиатской части СССР. Л.: ВСЕГЕИ, 1992. С. 120–172.
- Назаренко А.И., Малютова П.И.* Окончательный отчет о работе Толовской геоморфологической партии м-ба 1:200 000. 1969–1970 гг.
- Невретдинов Э.Б., Лебедев В.В.* Государственная геологическая карта СССР м-ба 1:200 000. Серия Анадырская. Лист Q-60-XXXI, XXXII. 1987.
- Некрасов Г.Е.* Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса // Материалы науч. совещ. Иркутск: ИЗК СО РАН, 2013. С. 173–175.
- Некрасов Г.Е.* Тектоника и магматизм Тайгоноса и Северо-Западной Камчатки. М.: Наука, 1976. 160 с.
- Некрасов Г.Е., Заборская Н.Б., Ляпунов С.М.* Допозднепалеозойские офиолиты запада Корякского нагорья — фрагменты океанического плато // Геотектоника. 2001. № 2. С. 41–63.
- Некрасов Г.Е., Макеев А.Ф.* U-Pb возраст цирконов из плагиогранитов плагиогранит-амфиболитового комплекса Ганычаланского блока (Запад-Корякского нагорья) // Докл. РАН. 2003. Т. 390, № 3. С. 382–385.
- Очерки тектоники Корякского нагорья / Ред. Ю.М. Пушаровский, С.М. Тильман. М.: Наука, 1982. 220 с.
- Паланджян С.А.* Лерцолитовые массивы офиолитов Анадырско-Корякского региона: геологическое строение и состав пород как показатели обстановок формирования // Литосфера. 2010. № 5. С. 3–19.
- Паланджян С.А.* Усть-Бельский офиолитовый террейн Западно-Корякского орогена: изотопное датирование и палеотектоническая интерпретация // Геотектоника. 2015. № 2. С. 50–67.
- Паланджян С.А.* Офиолиты Усть-Бельского террейна: среднепалеозойская океаническая ассоциация в Западно-Корякском покровно-складчатом поясе // Материалы IV Совещания по Северо-Востоку России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 180–184.
- Паланджян С.А.* Типизация мантийных перидотитов по геодинамическим обстановкам формирования. Магадан, 1992. 104 с.
- Паланджян С.А., Лэйер П.У., Паттон У.У., Ханчук А.И.* Геодинамическая интерпретация $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировок офиолитовых и островодужных мафитов и метамафитов Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 2011. № 6. С. 72–87.
- Палечек Т.Н., Моисеев А.В.* *Milax vitukhini* – новый вид радиолярий из верхней юры Корякского нагорья (Усть-Бельские горы) // Палеонтол. журн. 2016. № 1. С. 21–28. DOI: 10.7868/S0031031X16010104

- Палечек Т.Н., Моисеев А.В.* Юрские радиолярии Усть-Бельских гор (север Корякского нагорья). Юрская система России: проблемы стратиграфии и палеогеографии. Четвертое Всероссийское совещание. 26–30 сентября 2011 г., Санкт-Петербург. Научные материалы / Отв. ред. В.А. Захаров. СПб.: ООО «Изд-во ЛЕМА», 2011. С. 159–160.
- Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Соколов С.Д.* Новые данные о строении и возрасте юрско-нижнемеловых отложений Алганского террейна (район р. Перевальная, Корякское нагорье, Чукотка) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2013. Т. 21, № 2. С. 43–60.
- Палечек Т.Н., Паланджян С.А.* Юрские радиолярии и возраст кремнистых пород мыса Поворотного, полуостров Тайгонос (Северо-Восток России) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2007. Т. 15, № 1. С. 73–94.
- Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозойд Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука, 1984. 192 с.
- Парфенов Л.М., Натапов Л.М., Соколов С.Д., Цуканов Н.В.* Террейны и аккреционная тектоника Северо-Востока Азии // Геотектоника. 1993. № 1. С. 68–78.
- Пейве А.В.* Океаническая кора геологического прошлого // Геотектоника. 1969. № 4. С. 5–23.
- Пейве А.В.* Строение и структурное положение офиолитов Корякского хребта. М.: Наука, 1984. 101 с.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П., Банников О.Л., Агафонов Л.В.* Альпинотипные гипербазиты Анадырско-Корякской складчатой системы. М.: Наука, 1973. 320 с. (Труды ИГиГ СО АН СССР; Вып. 45).
- Пуцаровский Ю.М., Соколов С.Д., Тильман С.М., Крылов К.А.* Тектоника и геодинамика Северо-Западного обрамления Тихого океана // Проблемы тектоники, минеральные и энергетические ресурсы Северо-Западной Пацифики. Т. 1. Хабаровск: ДВО ИГиГ АН СССР, 1992. С. 128–137.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д.* Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта // Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979. С. 69–80.
- Руженцев С.В., Соколов С.Д.* Система фронтальный надвиг – тыловой раздвиг как показатель абсолютного смещения поверхностных блоков литосферы // Тектоническая расслоенность литосферы. М.: Наука, 1980. С. 15–22.
- Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М.* Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента (Корякское нагорье) // Минеральные преобразования пород океанического субстрата. Эпигенез и начальный метаморфизм. М.: Наука, 1981. С. 160–172.
- Силкин В.Г., Куприенко В.Г.* Отчет о работе Эльденырской геолого-съемочной партии за 1963 год. Анадырская комплексная геологоразведочная экспедиция СВГУ. Анадырь, 1964.
- Смирнова Т.А.* Хромитоносность ультрабазитов Чукотки // Хромиты Урала, Казахстана, Сибири и Дальнего Востока. М.: ВИМС, 1974. С. 176–185.
- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника Корякско-Чукотского сегмента Тихоокеанского пояса. М.: Наука, 1992. 182 с.

- Соколов С.Д.* Аккреционная тектоника: понятийная база, проблемы и перспективы // Проблемы глобальной геодинамики / Под ред. Д.В. Рундквиста. Материалы теоретического семинара ОГПТН РАН 2000–2001. Вып. 2. М.: РАН, 2003. С. 32–56.
- Соколов С.Д.* Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60–78.
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Григорьев В.Н.* Зона перехода Азиатский континент – Северо-Западная пачифика в позднеюрско-раннемеловое время // Теоретические и региональные проблемы геодинамики. М.: Наука, 1999. С. 30–84. (Труды ГИН РАН. Вып. 515).
- Соколов С.Д., Бондаренко Г.Е., Морозов О.Л., Лучицкая М.В.* Тектоника зоны сочленения Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской складчатых областей // Бюл. МОИП. Отд. геол. М., 2001. Т. 76. Вып. 6. С. 24–37.
- Соколов С.Д., Бялобжеский С.Г.* Террейны Корякского нагорья // Геотектоника. 1996. № 6. С. 68–80.
- Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Аристов В.А., Евлевский Н.Л., Пейве А.А., Штеренберг Л.Е.* Ордовикские отложения Ганычаланского террейна (Пенжинский кряж, Корякское нагорье) // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 1997а. Т. 5, № 6. С. 73–84.
- Соколов С.Д., Григорьев В.Н., Пейве А.А., Батанова В.Г., Крылов К.А., Лучицкая М.В., Алексютин А.А.* Элементы структурной и вещественно упорядоченности в серпентинитовых меланжах // Геотектоника. 1996. № 1. С. 47–62.
- Соколов С.Д., Диденко А.Н., Григорьев В.Н., Алексютин М.В., Бондаренко Г.Е., Крылов К.А.* Палеотектонические реконструкции Северо-Востока России: проблемы и неопределенности // Геотектоника. 1997б. № 6. С. 72–90.
- Сондерс А.Д., Тарни Дж.* Геохимические характеристики базальтового вулканизма в задуговых бассейнах // Геология окраинных бассейнов. [Сб. ст.] / Под ред. Б.П. Кокелара, М.Ф. Хауэлса; Пер. с англ. Л.Н. Индолева, И.О. Мурдмаа; Под ред. Л.П. Зоненшайна. М.: Мир, 1987. С. 102–133.
- Ставский А.П., Морозов О.Л., Сафонов В.Г.* и др. Хаотические комплексы мезозойско-кайнозойской Корякской аккреционной области // Геологическое картирование хаотических комплексов / Отв. ред. Г.С. Гусев. М.: Роскомнедра, Геокарт, 1992. С. 88–167.
- Ставский А.П., Чехович В.Д., Кононов М.В., Зоненшайн Л.П.* Тектоника плит и палинспастические реконструкции Анадырско-Корякского региона // Геотектоника. 1988. № 6. С. 32–42.
- Палечек Т.Н., Моисеев А.В., Гульпа И.В.* Тектоностратиграфия мезозойских комплексов Северо-Западной части Корякского нагорья. Район Усть-Бельских гор // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2016. Т. 24, № 4. С. 55–81. DOI: 10.7868/S0869592X16040062
- Тектоника континентальных окраин Северо-Запада Тихого океана. М.: Наука, 1980. 285 с.
- Тектоническая расслоенность литосферы / Отв. ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 216 с. (Труды АН СССР. Геол. ин-т. Вып. 343).
- Терехова Г.П.* Отчет о работе Майн-Алганской геолого-дешифровочной партии за 1957 год. Центральная комплексная тематическая экспедиция СВГУ. Магадан, 1958.

- Терехова Г.П.* Отчет о работе Чинейвеемской геолого-дешифровочной партии на между-
речье Убиенка-Белая за 1958 год. Центральная комплексная тематическая экспедиция
СВГУ. Магадан, 1959.
- Терехова Г.П.* Отчет по теме «Биостратиграфия сеноман-туронских отложений северо-
восточной части Корякского нагорья для целей крупномасштабного картирования»
за 1985–1987 гг. Магадан, 1987.
- Тильман С.М.* Аккреционная тектоника и металлогения Корякского нагорья (Северо-
Восток СССР) // Докл. АН СССР. 1987. Т. 292, № 5. С. 1220–1222.
- Типы офиолитов и латеральные неоднородности мантии и коры Пенжинско-Анадыр-
ского региона // Докл. АН СССР. 1980. Т. 250, № 3. С. 679–683.
- Тихомиров П.Л.* Возраст плагиогранитов Усть-Бельского офиолитового массива (Западно-
Корякская складчатая система) по данным SHRIMP U-Pb датирования цирконов //
Докл. РАН. Серия геол. 2010. Т. 434, № 3. С. 222–226.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О.* и др. Возраст северной части Охотско-
Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Ar-Ar и U-Pb геохронологии //
Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14, № 5. С. 81–95.
- Филатова Н.И.* Периокеанические вулканогенные пояса. М.: Недра, 1988. 262 с.
- Филатова Н.И., Вишневская В.С.* Аллохтонные формации среднего мезозоя северо-
западного континентального обрамления Тихого океана // Докл. Академии наук.
1992. Т. 323, № 4. С. 734–740.
- Филимонов М.В.* Объяснительная записка к Геологической карте СССР м-ба 1:200 000.
Серия Анадырская. Лист Q-60-XV, XVI. М., 1984.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А.* Магматические формации современных геотектонических
обстановок. М.: МГУ, 1997. 320 с.
- Хаин В.Е., Филатова Н.И., Полякова И.Д.* Тектоника, геодинамика и перспективы не-
фтегазоносности Восточно-Арктических морей и их континентального обрамления.
М.: Наука, 2009. 240 с.
- Ханчук А.И.* Геологическое строение и развитие континентального обрамления Северо-
Запада Тихого океана: Автореф. дис. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГИН РАН, 1993.
31 с.
- Ханчук А.И., Голозубов В.В., Панченко А.В.* и др. Ганычаланский террейн Корякского
нагорья // Тихоокеанская геология. 1992. № 3. С. 82–93.
- Ханчук А.И., Григорьев В.Н., Голозубов В.В.* и др. Кулюльский офиолитовый террейн.
Владивосток: Изд-во ДВГИ АН СССР, 1990. 108 с.
- Чехов А.Д.* Тектоника Таловско-Пекульнейской зоны // Очерки тектоники Корякского
нагорья. М.: Наука, 1982. С. 70–106.
- Чехов А.Д.* Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии. М.: Наука, 2000. 204 с.
- Чехович В.Д.* Тектоника и геодинамика складчатого обрамления малых океанических
бассейнов. М.: Наука, 1993. 272 с.
- Шкурский В.И., Старцев Г.Н., Маликова С.А.* Отчёт о работе Право-Алганской поисково-
съёмочной партии за 1962 год. Анадырская комплексная геологоразведочная экспе-
диция СВГУ. Анадырь, 1963.
- Шмакин В.Б.* Литология верхнемезозойских кремнево-терригенных отложений Севера
Корякского нагорья: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1988. 16 с.

- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Элементы-примеси в черных сланцах. Екатеринбург: УИФ Наука, 1994. 304 с.
- Cabanis B., Lecolle M.* Le diagramme La/10, Y/15, Nb/8: un outil pour la discrimination des series volcaniques et la mise en evidence des processus de melanges et/ou de contamination crustale // CR Acad. Sci. Paris. 1989. Vol. 309. P. 2023–2029.
- Chekhov A.D., Palandzhyan S.A.* Exotic terranes of Taigonos Peninsula, Northeastern Russia // Proc. Intern. Conf. On Artic Margin. Magadan, 1995. P. 176–178.
- Claoue-Long J.C., Compston W., Roberts J., Fanning C.M.* Two Carboniferous ages: a comparison of SHRIMP zircon dating with conventional zircon ages and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis / Berggren W.A. et al. (eds.) // Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Spec. Publ. Geochronology, Time Scales and Global Stratigraphic Correlation. 1995. Vol. 54. P. 3–21.
- Compston W., Williams I.S., Meyer C.* U–Pb geochronology of zircon from lunar breccia 73217 using a sensitive high-resolution ion microprobe // Journal of Geophys. Res. 1984. Vol. 89. P. 523–534.
- Dmitriev Y.I.* Basalt from the East Pacific Rise near 90N drilled on deep sea drilling project Leg 54 compared with marginal – basin and ocean-island basalt // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1980. Vol. LIV. P. 695–704.
- Elliot T., Plank T., Zindler A.* et al. Element transport from slab volcanic front at the Mariana arc // Journal of Geophys. Res. 1997. Vol. 102, N. B7. P. 14991–15019.
- Gehrels G.* Analysis Tools. Available online: <http://www.geo.arizona.edu/alc/Analysis%20Tools.htm> (accessed on 25 July 2013).
- Goldberg E.D., Arrhenius G.O.S.* Chemistry of Pacific pelagic sediments // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1958. Vol. 13, № 2/3. P. 153–212.
- Gribble R.F., Stern R.J., Bloomer S.H.* et al. MORB mantle and subduction components interact to generate basalts in the southern Mariana Trough back-arc basin // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1996. Vol. 60, № 20. P. 2153–2166.
- Gribble R.F., Stern R.J., Newman S.* et al. Chemical and isotopic composition of lavas from the Mariana Trough: implication for magmagenesis in back – arc basins // J. Petrology. 1998. Vol. 39, № 1. P. 125–154.
- Grigoriev V.N., Krylov K.A., Sokolov S.D.* Accreted Mesozoic oceanic complexes of Koryak superterrane Northeastern Russia // 1992 Proc. Intern. Conference on Arctic Margin. Anchorage: Geol. Surv. Alaska, 1994. P. 217–222.
- Hidaka H., Shimizu H., Adachi M.* U–Pb geochronology and REE geochemistry of zircons from Paleoproterozoic paragneiss clasts in the Mesozoic Kamiaso conglomerate, central Japan: Evidence for an Archean provenance // Chemical Geology. 2002. Vol. 187. P. 279–293.
- Hourigan J.K., Akinin V.V.* Tectonic and chronostratigraphic implications of new $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and geochemistry of the Arman and Russia // GSA Bull. 2004. Vol. 116, № 5–6. P. 637–654.
- Hull D.M.* Morphologic diversity and paleogeographic significance of the Family Parvicungulidae (Radiolaria) // Micropaleontology. 1995. Vol. 41, № 1. P. 1–48.
- Joron J.L., Briquieu L., Bougault H., Treuil M.* East Pacific Rise, Galapagos Spreading Center and Siqueiros Fracture Zone, Deep Sea Drilling Project Leg 54: hydromagmatic ele-

- ments – a comparison with the North Atlantic // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1980. Vol. LIV. P. 725–735.
- Khudoley A., Chamberlain K., Ershova V. et al. Proterozoic supercontinental restorations: constraints from provenance studies of Mesoproterozoic to Cambrian clastic rocks, eastern Siberian Craton // *Precambrian Res.* 2015. Vol. 259. P. 78–94.
- Ludwig K.R. ISOPLOT/Ex – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Version 2.05. Berkeley Geochronology Center Special Publication. 1999.
- Nokleberg W.J., Grantz A., Patton W.W. et al. Circum-North Pacific Tarrane Map // International Conference on Arctic Margin. Rept. 2–4, 1992: Abstracts. Anchorage. P. 26.
- O'Dogherty L., Bill M., Gorican S. et al. Bathonian radiolarians from an ofiolitic mélange of the Alpine Tethys (Gets Nappe, Swiss-French Alps) // *Micropaleontology.* 2005. Vol. 51, № 6. P. 425–485.
- Paces J.B., Miller J.D. Precise U–Pb ages of Duluth complex and related mafic intrusions, northeastern Minnesota: Geochronological insights to physical, petrogenetic, paleomagnetic, and tectonomagmatic processes associated with the 1.1 Ga midcontinent rift system // *Journal of Geophys. Res.* 1993. Vol. 98. P. 13997–14013.
- Palandzhyan S.A., Dmitrenko G.G. Ophiolitic complex and associated rocks in the Ust-Belaya mountains and Algan ridge, Russian Far East. U.S. Department of the interior. U.S. geological survey. Open-Files Report PF 92–20–I. 1996. P. 8.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks // *Journal of Petrology.* 1984. Vol. 25, № 4. P. 956–983.
- Pearce J.A., Norry M.J. Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y and Nb variations in volcanic rocks // *Contributions to Mineralogy and Petrology.* 1979. Vol. 69. P. 33–47.
- Pessagno E.A., Whalen P.A. Lower and Middle Jurassic Radiolaria from California, east-central Oregon, and Queen Charlotte Islands, British Columbia // *Micropaleontology.* 1982. Vol. 28, № 2. P. 111–169.
- Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A. et al. Accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition, and geodynamic diversity // *Ophiolites in Earth History*, London, Special Publications. 2003. P. 619–664.
- Shervais J.W. Ti–V plots and the petrogenesis of modern and ophiolite lavas // *Earth and planetary science letters.* 1982 Vol. 59. P. 101–118.
- Sokolov S.D., Luchitskaya M.V., Silantyev S.A. et al. Ophiolites in Accretionary complexes along the Early Cretaceous margin of NE Asia: age, composition, and geodynamic diversity // *Ophiolites in Earth History*, London, Special Publications. 2003. Vol. 218, № 1. P. 619–664.
- Stern R.A. High-resolution SIMS determination of radiogenic tracer-isotope ratios in minerals. // *Modern Approaches to Ore and Environmental Mineralogy*, Mineralogical Association of Canada, Short Course Series / Eds. L.J. Cabri, D.J. Vaughan. Ottawa, Ontario: Mineralogical Association of Canada, 1998. Vol. 27. P. 241–268.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Magmatism in the ocean basins* / Eds. A.D. Saunders, M.J. Norry. London: Special Publications, Geological Society, 1989. Vol. 42. P. 313–345.

- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T. et al.* The Cretaceous Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (NE Russia): Geology, geochronology, magma output rates, and implications on the genesis of silicic LIPs // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 2012. [Электронный ресурс]. Режим доступа : <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027311003337>, свободный
- Wetherill G.W.* Discordant uranium-lead ages // *Eos, Transactions American Geophysical Union*. 1956. Vol. 37. P. 320–326.
- Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion microprobe // *Reviews in Economic Geology*. 1998. Vol. 7. P. 1–35.
- Wood D.A.* The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province // *Earth and planetary science letters*. 1980. Vol. 50. P. 11–30.
- Woodhead J.D.* Geochemistry of the Mariana arc (western Pacific): Source composition and processes // *Chemical Geology*. 1989. Vol. 76. P. 1–24.
- Yang Q.* Taxonomic studies of Upper Jurassic (Tithonian) radiolaria from the Taman Formation, east-central Mexico // [Nan-ching shih, China] : Nanjing University Press, 1993. 164 p. (Palaeoworld, № 3).
- Yeh Kuei-yu.* A Middle Jurassic radiolarian fauna from South Fork Member of Snowshoe Formation, east-central Oregon. Taichung, Taiwan, R.O.C.: The Museum, 1998.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Содержание петрогенных и рассеянных элементов

Базальтоиды вулканогенного комплекса Отрожинской пластины									
№	1	2	3	4	5	6	7	8	
Название породы	долерит	микро-долерит	долерито-базальт	долерит	долерит	долерит	долерит	спилит	
коор-дина-ты	с.ш.	65 06.694	65 05.703	65 06.871	65 05.506	65 04.684	65 04.665	65 04.644*	65 05.022
	в.д.	172 49.686	172 50.204	172 49.994	172 48.844	172 48.268	172 48.050	172 48.025*	172 48.328
<i>Петрогенные элементы (мас.%)</i>									
Оксид	11-5-1	11-4-1	11-7-1	11-39-5	07-110	07-110/1	07-110/2	07-108/1	
SiO ₂	54,1	55,3	57,5	55,4	46,91	47,66	44,87	—	
TiO ₂	1,6	1,5	1,6	2,1	2,12	1,63	2,49	—	
Al ₂ O ₃	12,4	13,3	13,3	11,6	13,80	13,38	13,70	—	
Fe ₂ O ₃	12,4	10,6	9,3	11,5	5,64	5,46	8,11	—	
FeO	—	—	—	—	7,89	7,96	7,38	—	
MnO	0,20	0,15	0,18	0,25	0,20	0,20	0,21	—	
MgO	7,9	5,1	6,9	5,4	6,71	6,47	6,73	—	
CaO	9,5	10,5	8,1	9,3	8,25	8,55	8,11	—	
Na ₂ O	1,7	3,3	2,3	4,0	4,49	4,72	4,49	—	
K ₂ O	0,020	0,16	0,85	0,24	0,27	0,26	0,07	—	
P ₂ O ₅ *	0,14	0,13	0,17	0,21	0,24	0,22	0,32	—	
S _{общ} *	0,014	0,011	0,0072	0,011	—	—	—	—	
ппп	—	—	—	—	2,99	2,75	3,09	—	
<i>Элементы примеси (з/т)</i>									
Элемент	11-5-1	11-4-1	11-7-1	11-39-5	07-110	07-110/1	07-110/2	07-108/1	
Li	5,5	3,8	18,3	9,2	—	—	—	11928,0	
Be	0,3	0,4	0,5	0,5	0,7	0,5	1,1	0,6	
Sc	50,0	44,4	50,5	53,5	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	
Ti	9793,3*	9187,7*	9387,3*	12794,2*	12720	9222	15124	11928	
V	295,4	291,0	277,2	356,6	395,0	338,0	436,0	360,0	
Cr	299,0	257,1	226,7	194,0	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	
Co	50,6	37,7	38,7	38,5	42,2	38,4	42,9	42,1	
Ni	120,7	78,2	57,7	70,0	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	
Cu	75,6	69,5	33,4	44,8	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	
Zn	93,8	61,4	84,6	89,6	104,0	90,2	126,0	113,0	
Ga	12,7	15,2	16,4	11,4	15,4	13,7	21,2	24,2	
As	0,4	0,0	1,1	0,5	—	—	—	—	
Se	0,7	0,0	0,7	0,0	—	—	—	—	
Rb	0,3	2,8	14,5	3,4	3,2	2,3	0,9	3,4	
Sr	271,0	87,9	150,7	135,0	225,0	263,0	51,8	166,0	
Y	38,1	33,5	32,2	41,1	41,8	32,1	53,2	35,2	
Zr	63,7	74,8	64,0	72,5	156,0	105,0	204,0	135,0	
Nb	2,8	3,3	2,8	3,2	5,7	3,1	7,4	5,1	

для вулканогенных пород Острожнинской пластины

Вулканогенные породы пачки 2							пачки № 3	
9	10	11	12	13	14	15	16	17
андезит	андезит	андезит	андезит	Кварцевый диорит	агломерато- вый туф	агломерато- вый туф	галька дацита	галька дацита
65 05.793	65 05.781*	65 06.637	65 06.550	65 05.689*	65 05.870	65 05.823*	65 04.542	65 04.542
172 48.255	172 48.237*	172 47.726	172 48.001	172 48.040*	172 48.140	172 47.949*	172 47.192	172 47.192
<i>Петрогенные элементы (мас.%)</i>								
11-38	11-38-1	11-43	11-44	07-108/2	11-37-2	11-37-5	08-A12/2	08-A12/4
57,0	55,9	55,1	56,2	—	54,9	59,1	60	64
0,74	0,81	0,57	0,62	—	0,61	0,62	0,66	1,3
13,7	14,7	15,5	12,5	—	17,0	14,6	15,9	16,3
9,2	10,3	10,3	9,5	—	9,1	8,8	5,5	5,7
—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,16	0,15	0,14	0,18	—	0,17	0,15	0,22	0,10
6,6	8,3	5,1	9,0	—	6,2	5,2	2,3	2,4
8,6	4,9	10,5	7,7	—	8,7	7,1	7,8	3,4
3,7	3,9	2,6	3,5	—	3,2	4,0	6,4	5,3
0,15	0,94	0,023	0,62	—	0,10	0,30	0,34	1,6
0,12	0,094	0,092	0,094	—	0,070	0,068	0,39	0,18
0,023	0,100	0,0033	0,011	—	0,012	0,011	0,015	0,011
—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Элементы примеси (г/т)</i>								
11-38	11-38-1	11-43	11-44	07-108/2	11-37-2	11-37-5	08-A12/2	08-A12/4
13,2	20,1	16,5	38,2	—	22,5	13,7	15,4	16,1
0,4	0,4	0,7	0,2	0,4	0,3	0,2	1,2	1,3
39,9	40,1	23,0	45,3	<ПО	31,7	34,1	16,8	31,0
4431,7*	4826,1*	3439,8*	3704,8*	7700	3677,6*	3701,0*	3982,3*	7502,0*
256,2	270,5	355,1	231,3	426,0	239,9	188,3	131,7	159,8
84,3	170,2	61,1	399,6	<ПО	80,7	84,0	3,2	10,0
31,0	35,3	27,8	40,7	41,7	34,5	35,7	14,6	19,0
42,6	57,0	34,3	127,2	<ПО	39,8	52,5	12,6	22,0
101,6	95,6	102,8	54,5	<ПО	74,7	76,3	67,6	118,1
72,3	79,5	77,9	71,7	109,0	70,5	59,0	66,7	89,9
12,3	15,6	21,3	10,5	17,8	17,2	12,9	13,6	14,7
0,3	1,9	0,1	1,3	—	1,0	0,3	3,9	5,3
0,0	0,0	0,0	0,0	—	0,0	0,0	1,3	1,0
1,5	9,4	0,1	9,6	18,5	1,8	2,8	8,2	30,4
122,6	108,3	210,2	307,8	241,0	150,2	236,7	301,1	369,0
17,3	17,9	12,9	15,5	23,7	14,6	12,5	31,9	21,8
42,6	42,5	34,4	36,3	58,9	29,3	29,8	59,2	105,6
0,8	1,0	0,7	0,7	1,4	0,6	0,6	2,1	4,2

Базальтоиды вулканогенного комплекса Отрожнинской пластины									
№		1	2	3	4	5	6	7	8
Название породы		долерит	микро-долерит	долерито-базальт	долерит	долерит	долерит	долерит	спилит
координаты	с.ш.	65 06.694	65 05.703	65 06.871	65 05.506	65 04.684	65 04.665	65 04.644*	65 05.022
	в.д.	172 49.686	172 50.204	172 49.994	172 48.844	172 48.268	172 48.050	172 48.025*	172 48.328
Элементы примеси (г/т)									
Элемент		11-5-1	11-4-1	11-7-1	11-39-5	07-110	07-110/1	07-110/2	07-108/1
Mo		0,1	0,2	0,2	0,2	0,5	0,5	0,6	0,8
Cd		0,2	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Sn*		0,8	0,9	0,7	1,2	—	—	—	—
Sb		0,5	0,2	0,3	0,2	—	—	—	—
Te		0,0	0,0	0,0	0,0	—	—	—	—
Cs		0,0	0,0	0,3	0,1	0,1	0,1	0,1	0,3
Ba		10,3	18,5	33,7	56,8	43,6	80,2	14,7	54,2
La		3,6	3,9	3,6	4,2	5,7	4,4	8,1	5,5
Ce		11,1	11,6	10,8	14,0	17,4	13,4	23,8	17,3
Pr		1,9	1,9	1,8	2,4	2,8	2,1	3,8	2,6
Nd		10,4	10,4	10,1	13,8	15,0	11,3	19,8	14,0
Sm		3,5	3,4	3,3	4,6	5,0	3,8	6,5	4,5
Eu		1,4	1,3	1,3	1,7	1,8	1,3	2,2	1,7
Gd		5,3	4,7	4,6	6,6	6,7	5,0	8,4	5,9
Tb		0,9	0,8	0,8	1,1	1,2	0,9	1,5	1,0
Dy		5,9	5,3	5,1	7,4	7,7	5,9	9,7	6,5
Ho		1,3	1,1	1,0	1,5	1,7	1,3	2,2	1,4
Er		3,8	3,3	3,0	4,6	4,9	3,8	6,2	4,0
Tm		0,5	0,5	0,4	0,6	0,7	0,6	0,9	0,6
Yb		3,4	3,1	2,6	4,1	4,6	3,6	5,8	3,7
Lu		0,5	0,4	0,4	0,6	0,7	0,5	0,9	0,6
Hf		2,0	2,1	1,9	2,8	4,1	2,7	5,2	3,6
Ta		0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,5	0,4
W		0,6	0,1	0,1	0,2	—	—	—	—
Tl		0,0	0,0	0,1	0,0	—	—	—	—
Pb		0,4	0,4	0,4	1,3	6,0	6,6	6,1	9,0
Bi		0,0	0,0	0,0	0,0	—	—	—	—
Th		0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,4	0,5	0,4
U		0,1	0,1	0,0	0,1	0,1	0,1	0,2	0,1

Примечание. Курсивом выделены содержания химических элементов, которые получены в АСИЦ ИПТМ РАН. В остальных случаях содержание главных элементов определены в лаборатории ГИН РАН, микроэлементов в ИМГРЭ. Знаком (*) помечены концентрации Ti в г/т, рассчитанные по формуле $-(10000 * TiO_2wt) * Ti(amu) / (Ti(amu) + 2 * O(amu))$, в остальных случаях

Продолжение приложения 1

Вулканогенные породы пачки 2							пачки № 3	
9	10	11	12	13	14	15	16	17
андезит	андезит	андезит	андезит	Кварцевый диорит	агломерато- вый туф	агломерато- вый туф	галька дацита	галька дацита
65 05.793	65 05.781*	65 06.637	65 06.550	65 05.689*	65 05.870	65 05.823*	65 04.542	65 04.542
172 48.255	172 48.237*	172 47.726	172 48.001	172 48.040*	172 48.140	172 47.949*	172 47.192	172 47.192
Элементы примеси (г/т)								
11-38	11-38-1	11-43	11-44	07-108/2	11-37-2	11-37-5	08-A12/2	08-A12/4
0,1	0,6	0,1	0,2	1,6	0,2	0,1	0,4	0,2
0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
0,7	0,6	0,7	0,5	—	0,5	0,4	0,6	0,9
0,0	0,1	0,2	0,1	—	0,0	0,4	0,3	1,2
0,0	0,1	0,0	0,0	—	0,0	0,0	0,0	0,0
0,1	0,6	0,0	0,7	0,3	1,2	0,1	0,7	1,2
24,8	165,4	11,7	292,3	205,0	35,9	109,7	1104,5	2894,3
5,6	3,9	5,2	4,5	4,9	3,7	3,0	14,2	16,9
13,9	11,3	12,0	11,2	12,5	9,0	7,8	34,5	33,3
1,9	1,6	1,5	1,5	1,9	1,2	1,1	4,7	4,0
8,8	8,0	6,9	7,3	9,9	5,8	5,3	22,9	17,4
2,4	2,3	1,8	2,0	3,2	1,7	1,6	5,6	4,2
0,8	0,8	0,8	0,7	1,1	0,7	0,6	1,1	0,8
2,8	2,8	2,1	2,4	3,9	2,2	2,0	6,4	4,9
0,4	0,4	0,3	0,4	0,7	0,3	0,3	1,0	0,8
2,7	2,8	2,1	2,4	4,4	2,3	2,0	5,9	4,9
0,6	0,6	0,4	0,5	1,0	0,5	0,4	1,3	1,0
1,7	1,7	1,2	1,5	2,8	1,4	1,3	3,9	3,0
0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,6	0,4
1,6	1,6	1,2	1,4	2,6	1,3	1,2	3,8	2,9
0,2	0,2	0,2	0,2	0,4	0,2	0,2	0,6	0,4
1,2	1,2	0,9	1,0	1,9	0,8	0,9	2,0	3,5
0,1	0,1	0,0	0,0	0,1	0,0	0,0	0,1	0,3
0,2	0,2	0,3	0,1	—	0,2	0,2	1,4	0,7
0,1	0,1	0,0	0,1	—	0,1	0,0	0,0	0,2
1,3	2,6	12,5	2,2	5,3	2,3	1,4	4,5	2,2
0,0	0,0	0,0	0,0	—	0,0	0,0	0,0	0,0
1,8	0,9	1,0	1,3	0,7	0,7	0,9	0,5	1,7
0,7	0,4	0,2	0,5	0,3	0,3	0,3	1,1	1,1

содержания получены инструментально. <ПО – ниже порога обнаружения применяемой методики. Прочерк – элемент не определен. Координаты точек опробования вынесены с портативного GPS навигатора в WGS 84. Координаты помеченные * снимались с топографической карты Q-59-105,106, 1984 г.

**Результаты локального U-Pb датирования (SHRIMP-II)
обломочных цирконов в осадочных породах
Отрожинской пластины**

Номер точки	U (г/т)	Изотопные отношения				Возраст (млн лет)	
		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	*1σ	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	*1σ	²³⁸ U/ ²⁰⁶ Pb*	*1σ
<i>Образец 07-107 – туфо-гравелит (координаты: 65 05.207 с.ш.; 172 48.311 в.д.)</i>							
07-107-01	221	0,0559	0,0016	9,82	0,22	625,1	13,2
07-107-02	398	0,0571	0,0011	10,87	0,31	567,3	15,3
07-107-03	273	0,0589	0,0011	10,76	0,25	572,9	12,8
07-107-04	101	0,0577	0,0023	10,67	0,30	577,5	15,3
07-107-05	272	0,0587	0,0011	10,48	0,18	587,7	9,4
07-107-06	217	0,0607	0,0013	11,35	0,16	544,3	7,5
07-107-07	367	0,0612	0,0018	10,83	0,17	569,1	8,7
07-107-08	472	0,0604	0,0010	11,37	0,34	543,3	15,4
07-107-09	356	0,0603	0,0011	10,77	0,21	572,4	10,6
07-107-10	381	0,0594	0,0010	10,39	0,38	592,3	20,6
07-107-11	289	0,0595	0,0013	10,60	0,19	581,0	10,0
07-107-12	127	0,0586	0,0031	10,58	0,28	582,5	14,5
07-107-13	311	0,0598	0,0009	10,87	0,28	567,2	13,9
07-107-14	355	0,0583	0,0011	10,51	0,34	586,1	18,2
07-107-15	350	0,0557	0,0015	10,40	0,21	592,0	11,2
07-107-16	290	0,0593	0,0009	10,54	0,18	584,1	9,7
07-107b-01	280	0,0590	0,0011	11,20	0,29	551,1	13,6
07-107b-02	222	0,0556	0,0021	10,70	0,83	575,9	42,9
07-107b-03	381	0,0601	0,0007	10,80	0,29	571,0	14,8
07-107b-04	357	0,0636	0,0012	11,48	0,52	538,3	23,2
07-107b-05	425	0,0599	0,0062	10,16	1,88	605,1	107,1
07-107b-06	400	0,0584	0,0016	10,72	0,16	574,8	8,0
07-107b-07	233	0,0621	0,0013	11,39	0,47	542,3	21,6
07-107b-08	463	0,0590	0,0014	11,01	0,36	560,3	17,7
07-107b-09	495	0,0599	0,0015	11,88	0,63	521,0	26,4
07-107b-10	298	0,0584	0,0010	10,91	0,27	565,3	13,5
07-107b-11	234	0,1292	0,0013	2,76	0,04	1994,6	22,4
07-107b-12	394	0,0600	0,0008	10,90	0,37	565,8	18,4
07-107b-13	399	0,0597	0,0013	10,88	0,68	566,9	33,9
07-107b-14	345	0,0566	0,0013	10,78	0,24	572,0	12,0
07-107b-15	131	0,0570	0,0041	11,35	0,69	544,4	31,9
07-107b-16	310	0,0589	0,0011	11,02	0,31	560,1	15,2
07-107b-L17	668	0,0594	0,0006	11,11	0,22	555,9	10,8
07-107b-L18	98	0,0640	0,0017	11,26	0,45	548,5	20,9
07-107b-L19	177	0,0640	0,0014	11,73	0,24	527,6	10,5
07-107b-L20	525	0,0593	0,0007	12,23	0,31	506,8	12,5
07-107b-L21	370	0,0600	0,0008	11,63	0,19	531,8	8,3

Продолжение приложения 2

Номер точки	U (г/т)	Изотопные отношения				Возраст (млн лет)	
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	*1 σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ *	*1 σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ *	*1 σ
07-107b-L22	523	0,0600	0,0009	10,61	0,68	580,5	35,4
07-107b-L23	289	0,0568	0,0014	11,41	0,22	541,4	10,2
07-107b-S20	844	0,0582	0,0054	11,58	2,18	533,9	96,5
07-107c-L05b	195	0,0647	0,0020	11,43	0,20	540,8	9,0
07-107c-L03b	302	0,0638	0,0016	10,67	0,12	577,5	6,4
07-107c-L16b	219	0,0613	0,0012	10,84	0,15	568,9	7,8
07-107c-L01b	125	0,0709	0,0047	10,98	0,42	561,9	20,5
07-107c-L21	216	0,0638	0,0032	11,22	0,78	550,6	36,6
07-107c-L20b	192	0,0564	0,0022	11,03	0,31	559,3	15,2
07-107c-L19b	638	0,0582	0,0015	11,17	0,26	552,5	12,4
07-107c-L17b	169	0,0644	0,0019	10,84	0,46	568,9	23,0
07-107c-L18b	103	0,0678	0,0032	11,65	0,64	531,1	28,1
07-107c-L22	133	0,0595	0,0023	11,17	0,48	552,9	22,8
Образец 07-111/8 – цемент конгломерата (координаты: 65 04.542 с.ш.; 172 47.192 в.д.)							
07-111/8-01	439	0,0568	0,0009	13,72	0,25	453,6	8,1
07-111/8-02	461	0,0592	0,0017	13,89	0,32	448,0	10,1
07-111/8-03	140	0,0564	0,0026	13,53	0,26	459,8	8,5
07-111/8-04	179	0,0561	0,0012	13,26	0,41	468,6	13,9
07-111/8-05	244	0,0546	0,0025	14,72	0,41	423,8	11,3
07-111/8-06	125	0,0627	0,0056	14,02	0,41	444,1	12,5
07-111/8-07	584	0,0541	0,0009	13,76	0,22	452,3	7,0
07-111/8-08	356	0,0575	0,0012	13,54	0,57	459,2	18,8
07-111/8-09	534	0,0556	0,0016	14,25	0,34	437,4	10,0
07-111/8-10	250	0,0526	0,0014	13,96	0,41	445,9	12,5
07-111/8-11	502	0,0577	0,0007	14,79	0,29	421,8	7,9
07-111/8-12	241	0,0568	0,0010	14,46	0,33	431,2	9,7
07-111/8-13	330	0,0572	0,0006	14,48	0,33	430,5	9,4
07-111/8-14	169	0,0649	0,0022	14,55	0,48	428,4	13,8
07-111/8-15	554	0,0578	0,0007	14,10	0,33	441,8	10,1
07-111/8-16	678	0,0566	0,0010	14,93	0,25	418,1	6,7
07-111/8-17	158	0,0570	0,0009	14,58	0,74	427,7	21,1
07-111/8-18b	328	0,0542	0,0009	14,37	0,39	433,6	11,5
07-111/8-19	375	0,0565	0,0007	14,37	0,48	433,6	13,9
07-111/8-20	481	0,0556	0,0006	14,63	0,42	426,3	11,8
07-111/8-21	429	0,0559	0,0010	14,50	0,62	429,8	17,7
07-111/8-22	721	0,0565	0,0005	14,52	0,30	429,5	8,7
07-111/8-23	149	0,0578	0,0019	15,08	0,57	414,0	15,1
07-111/8-24	239	0,0555	0,0011	14,62	0,49	426,7	13,8
07-111/8-25	194	0,0626	0,0017	14,70	0,61	424,4	17,0
07-111/8-26	169	0,0512	0,0029	15,53	0,73	402,2	18,3
07-111/8-27	133	0,0528	0,0016	14,80	0,24	421,4	6,6

Окончание приложения 2

Номер точки	U (г/т)	Изотопные отношения				Возраст (млн лет)	
		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	*1σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ *	*1σ	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ *	*1σ
Образец 07-111/8 – цемент конгломерата (координаты: 65 04.542 с.ш.; 172 47.192 в.д.)							
07-111/8-28	313	0,0570	0,0007	14,44	0,39	431,8	11,2
07-111/8-29	189	0,0550	0,0013	14,18	0,59	439,2	17,5
07-111/8-30	253	0,0527	0,0017	14,75	0,28	422,9	7,9
07-111/8-31	324	0,0554	0,0010	14,56	0,38	428,3	10,7
07-111/8-32	158	0,0583	0,0073	14,41	2,47	432,6	71,7
07-111/8-33	490	0,0564	0,0006	15,42	0,48	405,1	12,1
07-111/8-34	221	0,0582	0,0015	14,57	0,29	428,1	8,3
07-111/8-35	391	0,0545	0,0009	15,01	0,43	415,9	11,6
07-111/8-36	429	0,0575	0,0007	14,42	0,60	432,2	17,5
07-111/8-08b	520	0,0581	0,0008	13,71	0,10	454,0	3,3
07-111/8-06b	111	0,0598	0,0014	14,37	0,40	433,7	11,7
07-111/8-09b	333	0,0568	0,0008	13,80	0,38	451,0	11,9
07-111/8-01b	371	0,0598	0,0010	14,12	0,41	441,1	12,4
07-111/8-02b	431	0,0577	0,0022	13,98	0,39	445,4	12,1
07-111/8-19b	341	0,0564	0,0011	13,76	0,27	452,4	8,6
07-111/8-18c	326	0,0609	0,0025	14,00	0,23	444,9	7,0
07-111/8-12b	215	0,0538	0,0020	14,62	0,30	426,6	8,4
07-111/8-13b	342	0,0559	0,0020	14,00	0,14	444,9	4,3
07-111/8-16b	300	0,0596	0,0028	13,66	0,33	455,5	10,7

Результаты U-Pb изотопных (LA-ICP-MS) анализов обломочных зерен цирконов

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов				Кажущиеся возраста (млн лет)				Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет)	±2σ						
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U				±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ			
<i>Обр. 2003/06 - олигомиктовый песчаник, р. Еонйиваим</i>																			
2003_06_0	72	20	3,62	20,38754	0,94650	0,60381	0,02019	0,24489	0,00951	0,56	3109,9	44,9	3045,2	81,2	3152,0	61,6	3,4	3152,0	61,6
2003_06_1	352	157	2,24	5,64252	0,22069	0,34855	0,01005	0,11741	0,00365	0,61	1922,6	33,7	1927,7	48,1	1917,2	55,7	-0,5	1917,2	55,7
2003_06_2	88	25	3,46	4,55343	0,22161	0,31363	0,01080	0,10530	0,00486	0,40	1740,8	40,5	1758,5	53,0	1719,5	84,9	-2,3	1719,5	84,9
2003_06_3	265	63	4,22	12,10185	0,42614	0,49173	0,01231	0,17849	0,00554	0,48	2612,3	33,0	2578,2	53,2	2638,9	51,6	2,3	2638,9	51,6
2003_06_4	96	18	5,43	6,63120	0,32109	0,36877	0,01374	0,13042	0,00554	0,52	2063,5	42,7	2023,6	64,7	2103,6	74,6	3,8	2103,6	74,6
2003_06_5	339	107	3,16	6,63066	0,23094	0,37577	0,00901	0,12798	0,00401	0,45	2063,4	30,7	2056,5	42,2	2070,4	55,3	0,7	2070,4	55,3
2003_06_6	439	87	5,07	3,55560	0,34680	0,24635	0,01360	0,09879	0,00961	0,36	1494,1	80,9	1419,6	70,4	1601,4	181,6	11,4	1601,4	181,6
2003_06_7	109	33	3,27	2,19053	0,15351	0,19830	0,00823	0,08012	0,00561	0,28	1178,0	48,9	1166,2	44,3	1199,8	138,0	2,8	1199,8	138,0
2003_06_8	121	41	2,94	5,87167	0,26592	0,35415	0,00922	0,12025	0,00509	0,37	1957,1	39,3	1954,4	43,9	1959,9	75,6	0,3	1959,9	75,6
2003_06_9	70	15	4,54	14,07390	0,86762	0,52824	0,02611	0,19323	0,00914	0,65	2754,7	58,5	2734,1	110,1	2769,9	77,6	1,3	2769,9	77,6
2003_06_10	94	33	2,82	6,00220	0,25399	0,35459	0,00988	0,12277	0,00478	0,42	1976,2	36,8	1956,5	47,0	1996,8	69,3	2,0	1996,8	69,3
2003_06_11	361	65	5,60	9,59146	0,90402	0,43962	0,03387	0,15824	0,01455	0,43	2396,4	86,7	2348,9	151,7	2436,9	155,9	3,6	2436,9	155,9
2003_06_12	120	47	2,57	6,19039	0,34099	0,36246	0,01657	0,12387	0,00488	0,70	2003,1	48,2	1993,8	78,4	2012,7	69,8	0,9	2012,7	69,8
2003_06_13	74	26	2,89	7,18620	0,43423	0,39127	0,01647	0,13321	0,00684	0,54	2134,8	53,9	2128,7	76,3	2140,7	89,8	0,6	2140,7	89,8
2003_06_14	287	125	2,30	5,13823	0,20821	0,33155	0,00815	0,11240	0,00416	0,41	1842,4	34,4	1845,9	39,4	1838,6	67,0	-0,4	1838,6	67,0
2003_06_15	700	389	1,80	4,62823	0,15411	0,31744	0,00626	0,10574	0,00329	0,35	1754,4	27,8	1777,2	30,6	1727,2	57,2	-2,9	1727,2	57,2
2003_06_16	1016	392	2,59	4,27715	0,13591	0,29601	0,00615	0,10480	0,00294	0,47	1689,0	26,2	1671,5	30,6	1710,7	51,6	2,3	1710,7	51,6
2003_06_17	274	106	2,57	5,15182	0,20856	0,32320	0,00818	0,11561	0,00421	0,44	1844,7	34,4	1805,3	39,9	1889,4	65,6	4,4	1889,4	65,6
2003_06_18	418	186	2,24	3,28119	0,13325	0,25903	0,00688	0,09187	0,00348	0,39	1476,6	31,6	1484,9	35,2	1464,7	71,9	-1,4	1464,7	71,9
2003_06_19	77	13	6,01	5,49712	0,32078	0,34399	0,01121	0,11590	0,00635	0,37	1900,1	50,1	1905,8	53,8	1893,9	98,5	-0,6	1893,9	98,5

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов				Кажущиеся возраста (млн лет)				Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет) ±2σ					
	U (ppm)	Th (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±2σ			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±2σ			
Обр. 2003/06 - олигомиктовый песчаник, р. Еонйиван																	
2003_06_20	89	41	2,15	10,79266	0,46583	0,01679	0,16804	0,00694	0,54	2505,4	44,9	2465,2	73,8	2538,2	69,3	2538,2	69,3
2003_06_21	414	122	3,40	5,92789	0,21881	0,00806	0,12169	0,00413	0,40	1965,3	32,1	1950,4	38,4	1981,1	60,4	1981,1	60,4
2003_06_22	173	82	2,09	4,36797	0,20216	0,01053	0,10378	0,00532	0,17	1706,3	38,2	1717,4	52,0	1692,7	94,5	1692,7	94,5
2003_06_23	509	181	2,81	4,31736	0,16459	0,00753	0,10575	0,00338	0,54	1696,7	31,4	1671,9	37,4	1727,5	58,8	1727,5	58,8
2003_06_24	289	221	1,31	6,47460	0,24897	0,00820	0,12796	0,00454	0,39	2042,5	33,8	2015,2	38,7	2070,1	62,5	2070,1	62,5
2003_06_25	125	45	2,79	11,10638	0,45767	0,01385	0,16604	0,00579	0,53	2532,1	38,4	2549,6	60,1	2518,1	58,6	2518,1	58,6
2003_06_26	460	49	9,46	4,49521	0,16822	0,00774	0,10591	0,00365	0,41	1730,1	31,1	1730,1	38,1	1730,1	63,2	1730,1	63,2
2003_06_28	354	180	1,96	12,53132	0,70933	0,02625	0,18315	0,00776	0,69	2645,1	53,2	2597,6	113,1	2681,6	70,1	2681,6	70,1
2003_06_29	257	117	2,20	4,33271	0,16538	0,00735	0,10596	0,00367	0,43	1699,6	31,5	1674,2	36,5	1731,1	63,6	1731,1	63,6
2003_06_30	354	21	16,59	11,55571	0,88730	0,03435	0,18358	0,01057	0,71	2569,1	71,8	2424,2	152,0	2685,5	95,2	2685,5	95,2
2003_06_31	589	516	1,14	4,40354	0,16108	0,00736	0,10348	0,00348	0,40	1713,0	30,3	1734,0	36,3	1687,5	62,1	1687,5	62,1
2003_06_32	153	52	2,94	4,40604	0,19594	0,00943	0,10730	0,00418	0,50	1713,5	36,8	1680,5	46,9	1754,0	71,2	1754,0	71,2
2003_06_33	269	115	2,35	6,68664	0,26482	0,01154	0,12883	0,00436	0,53	2070,9	35,0	2059,6	54,1	2082,1	59,6	2082,1	59,6
2003_06_34	200	40	5,05	4,35789	0,20324	0,00974	0,10615	0,00406	0,59	1704,4	38,5	1680,1	54,4	1734,4	70,1	1734,4	70,1
2003_06_35	68	27	2,51	6,67037	0,36765	0,01412	0,12845	0,00723	0,27	2068,7	48,7	2060,6	66,1	2076,8	99,2	2076,8	99,2
2003_06_36	306	101	3,04	5,10336	0,19165	0,00849	0,11178	0,00360	0,51	1836,7	31,9	1843,9	41,1	1828,5	58,5	1828,5	58,5
2003_06_37	149	110	1,36	12,83230	0,49962	0,01385	0,18447	0,00630	0,49	2667,4	36,7	2633,2	59,3	2693,5	56,4	2693,5	56,4
2003_06_38	420	285	1,47	10,42301	0,39185	0,01322	0,15826	0,00503	0,54	2473,1	34,8	2517,1	57,7	2437,2	53,8	2437,2	53,8
2003_06_39	242	141	1,72	6,13824	0,24109	0,01067	0,12444	0,00430	0,49	1995,7	34,3	1971,5	50,6	2020,8	61,3	2020,8	61,3
2003_06_40	541	217	2,49	6,05055	0,20815	0,00827	0,12533	0,00386	0,45	1983,2	30,0	1935,3	39,5	2033,4	54,5	2033,4	54,5
2003_06_41	139	53	2,61	6,13692	0,31757	0,01434	0,12363	0,00556	0,52	1995,5	45,2	1982,3	68,0	2009,2	79,9	2009,2	79,9
2003_06_42	208	53	3,90	6,60716	0,27378	0,01010	0,12681	0,00500	0,35	2060,3	36,5	2066,5	47,2	2054,2	69,6	2054,2	69,6
2003_06_43	941	310	3,04	6,13877	0,26951	0,00875	0,12539	0,00508	0,39	1995,8	38,3	1958,7	41,6	2034,4	71,7	2034,4	71,7

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов					корреляционная погрешность	Кажущиеся возраста (млн лет)				Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет)	±2σ				
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ				²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ		
Обр. 2003/06 - олигомигматитовый песчаник, р. Елопйивам																			
2003_06_44	79	23	3,35	4,41995	0,18759	0,30369	0,01091	0,10556	0,00368	0,59	1716,1	35,1	1709,6	54,0	1724,0	64,0	0,8	1724,0	64,0
2003_06_45	62	15	4,18	4,26005	0,24581	0,29560	0,01111	0,10452	0,00588	0,33	1685,7	47,5	1669,5	55,3	1705,9	103,6	2,1	1705,9	103,6
2003_06_46	1329	591	2,25	3,41814	0,15946	0,25793	0,01066	0,09611	0,00387	0,56	1508,6	36,7	1479,2	54,6	1550,0	75,7	4,6	1550,0	75,7
2003_06_47	179	82	2,19	13,50986	0,55242	0,52010	0,01511	0,18839	0,00639	0,56	2716,0	38,7	2699,6	64,1	2728,2	55,8	1,0	2728,2	55,8
2003_06_48	231	25	9,29	5,91714	0,22779	0,35193	0,00980	0,12194	0,00406	0,51	1963,8	33,4	1943,8	46,7	1984,9	59,2	2,1	1984,9	59,2
2003_06_49	203	74	2,76	9,67930	0,39232	0,44559	0,01275	0,15755	0,00567	0,47	2404,7	37,3	2375,6	56,8	2429,5	61,0	2,2	2429,5	61,0
2003_06_50	760	179	4,26	6,40409	0,21049	0,36694	0,00844	0,12658	0,00381	0,41	2032,8	28,9	2015,0	39,8	2051,0	53,1	1,8	2051,0	53,1
2003_06_52	255	102	2,49	4,68295	0,21423	0,32108	0,00905	0,10578	0,00420	0,50	1764,2	38,3	1795,0	44,2	1727,9	72,9	-3,9	1727,9	72,9
2003_06_53	374	157	2,38	2,41409	0,12335	0,20672	0,00535	0,08470	0,00407	0,34	1246,8	36,7	1211,3	28,6	1308,7	93,2	7,4	1308,7	93,2
2003_06_54	455	42	10,96	5,61040	0,20732	0,34137	0,00903	0,11920	0,00365	0,56	1917,7	31,8	1893,2	43,4	1944,2	54,7	2,6	1944,2	54,7
2003_06_55	166	42	3,97	13,43057	0,72808	0,50204	0,02366	0,19402	0,00701	0,75	2710,4	51,2	2622,6	101,5	2776,6	59,2	5,5	2776,6	59,2
2003_06_56	302	109	2,77	5,40732	0,22466	0,33430	0,00995	0,11731	0,00417	0,52	1886,0	35,6	1859,2	48,1	1915,7	63,8	2,9	1915,7	63,8
2003_06_57	95	62	1,54	12,65167	0,62013	0,50366	0,01925	0,18219	0,00729	0,59	2654,1	46,1	2629,5	82,5	2672,9	66,2	1,6	2672,9	66,2
2003_06_58	641	118	5,41	10,17686	0,39593	0,46147	0,01311	0,15994	0,00508	0,58	2451,0	36,0	2446,1	57,8	2455,1	53,7	0,4	2455,1	53,7
2003_06_59	452	249	1,82	6,40210	0,21736	0,37173	0,00838	0,12491	0,00389	0,40	2032,6	29,8	2037,5	39,4	2027,5	55,1	-0,5	2027,5	55,1
2003_06_60	65	17	3,89	6,93841	0,38214	0,38182	0,01469	0,13180	0,00619	0,53	2103,6	48,9	2084,8	68,5	2122,0	82,3	1,8	2122,0	82,3
2003_06_61	421	193	2,18	6,11897	0,26984	0,35891	0,01152	0,12365	0,00472	0,51	1993,0	38,5	1977,0	54,7	2009,6	67,7	1,6	2009,6	67,7
2003_06_62	812	93	8,77	6,21752	0,23955	0,35690	0,00968	0,12635	0,00403	0,57	2006,9	33,7	1967,5	46,0	2047,8	56,4	3,9	2047,8	56,4
2003_06_63	497	21	24,17	9,03292	0,45439	0,41855	0,01572	0,15652	0,00693	0,49	2341,3	46,0	2253,9	71,4	2418,5	75,2	6,8	2418,5	75,2
2003_06_64	104	31	3,35	3,90949	0,30894	0,28254	0,01339	0,10036	0,00712	0,45	1615,6	63,9	1604,1	67,3	1630,7	131,9	1,6	1630,7	131,9
2003_06_65	100	38	2,61	4,48165	0,28567	0,30433	0,01070	0,10681	0,00620	0,42	1727,6	52,9	1712,7	52,9	1745,6	106,3	1,9	1745,6	106,3
2003_06_66	1252	366	3,42	4,15424	0,15418	0,28959	0,00701	0,10404	0,00329	0,57	1665,0	30,4	1639,5	35,0	1697,4	58,3	3,4	1697,4	58,3
2003_06_67	208	94	2,22	6,57388	0,30711	0,36992	0,01151	0,12889	0,00511	0,53	2055,9	41,2	2029,0	54,2	2082,9	69,8	2,6	2082,9	69,8

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов				Кажущиеся возраста (млн лет)				Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет) ±2σ							
	U (ppm)	Th (ppm)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±2σ			$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±2σ					
Обр. 2003/06 - олигомиктовый песчаник, р. Еонйивам																			
2003_06_68	345	67	5,16	3,81337	0,16315	0,27474	0,00870	0,10067	0,00387	0,45	1595,6	34,4	1564,8	44,0	1636,4	71,4	4,4	1636,4	71,4
2003_06_69	108	28	3,84	5,60394	0,31517	0,34530	0,01441	0,11771	0,00548	0,57	1916,7	48,5	1912,1	69,0	1921,7	83,4	0,5	1921,7	83,4
2003_06_70	71	25	2,81	4,53545	0,25970	0,314116	0,01173	0,10470	0,00546	0,43	1737,5	47,6	1761,2	57,5	1709,1	96,0	-3,0	1709,1	96,0
2003_06_71	93	42	2,22	3,48942	0,21599	0,27565	0,00959	0,09181	0,00519	0,41	1524,8	48,9	1569,4	48,4	1463,4	107,4	-7,2	1463,4	107,4
2003_06_72	111	36	3,06	16,66120	0,77878	0,56326	0,01947	0,21453	0,00769	0,64	2915,5	44,8	2880,1	80,3	2940,1	58,0	2,0	2940,1	58,0
2003_06_74	69	19	3,57	4,72753	0,25004	0,31045	0,01190	0,11044	0,00535	0,44	1772,1	44,3	1742,9	58,6	1806,7	88,1	3,5	1806,7	88,1
2003_06_75	442	59	7,49	13,98009	0,54671	0,53320	0,01460	0,19016	0,00603	0,61	2748,4	37,1	2754,9	61,4	2743,5	52,1	-0,4	2743,5	52,1
2003_06_76	172	233	0,74	5,42397	0,26202	0,33997	0,01048	0,11571	0,00475	0,53	1888,6	41,4	1886,5	50,4	1891,0	73,9	0,2	1891,0	73,9
2003_06_77	225	53	4,22	13,55517	0,57460	0,52950	0,01653	0,18567	0,00611	0,64	2719,1	40,1	2739,3	69,7	2704,2	54,3	-1,3	2704,2	54,3
2003_06_78	344	90	3,81	4,65152	0,19615	0,31288	0,00915	0,10782	0,00382	0,55	1758,6	35,2	1754,9	44,9	1763,0	64,7	0,5	1763,0	64,7
2003_06_79	201	125	1,61	4,08790	0,17303	0,28494	0,00813	0,10405	0,00391	0,46	1651,9	34,5	1616,2	40,8	1697,6	69,2	4,8	1697,6	69,2
2003_06_80	161	97	1,66	6,09954	0,28903	0,35736	0,01171	0,12379	0,00511	0,49	1990,2	41,3	1969,7	55,6	2011,6	73,2	2,1	2011,6	73,2
2003_06_81	155	60	2,60	4,45839	0,22858	0,30014	0,01034	0,10774	0,00502	0,43	1723,3	42,5	1692,0	51,3	1761,5	85,2	3,9	1761,5	85,2
2003_06_82	212	49	4,29	13,38367	0,57596	0,512116	0,01669	0,18953	0,00639	0,62	2707,1	40,7	2665,8	71,2	2738,0	55,5	2,6	2738,0	55,5
2003_06_83	328	88	3,73	4,42333	0,20260	0,30245	0,00893	0,10607	0,00429	0,47	1716,7	37,9	1703,4	44,2	1732,9	74,2	1,7	1732,9	74,2
2003_06_84	145	164	0,88	6,59802	0,33375	0,37047	0,01387	0,12917	0,00533	0,58	2059,1	44,6	2031,6	65,2	2086,7	72,6	2,6	2086,7	72,6
2003_06_85	75	22	3,50	5,92743	0,32808	0,35246	0,01440	0,12197	0,00552	0,58	1965,3	48,1	1946,4	68,6	1985,2	80,6	2,0	1985,2	80,6
2003_06_86	107	68	1,57	13,64420	0,68454	0,52981	0,02154	0,18678	0,00701	0,66	2725,3	47,5	2740,6	90,8	2714,0	61,9	-1,0	2714,0	61,9
2003_06_87	81	36	2,24	11,55534	0,62906	0,49000	0,02191	0,17104	0,00640	0,73	2569,1	50,9	2570,7	94,8	2567,8	62,6	-0,1	2567,8	62,6
2003_06_88	232	88	2,64	5,28620	0,27134	0,33585	0,01259	0,11416	0,00498	0,53	1866,6	43,8	1866,7	60,8	1866,6	78,8	0,0	1866,6	78,8
2003_06_90	414	35	11,77	11,59174	0,49418	0,48013	0,01538	0,17510	0,00567	0,66	2572,0	39,9	2527,8	67,0	2607,0	54,0	3,0	2607,0	54,0
2003_06_91	43	10	4,37	12,57232	0,67663	0,50889	0,01929	0,17918	0,00783	0,58	2648,2	50,6	2651,9	82,4	2645,3	72,5	-0,3	2645,3	72,5
2003_06_93	28	8	3,47	3,77363	0,47212	0,25889	0,01868	0,10572	0,01209	0,42	1587,2	100,5	1484,2	95,7	1726,8	210,2	14,1	1726,8	210,2

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов					Кажущиеся возраста (млн. лет)				Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет) ±2σ						
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±2σ			$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±2σ				
Обр. GPS-VAL - турфелесчанис, р. Толовка																			
GPS_VAL_0	353	83	4,27	0,50853	0,03072	0,06622	0,00203	0,05569	0,00333	0,25	417,5	20,7	413,4	12,3	440,2	133,1	6,1	413,4	12,3
GPS_VAL_1	192	88	2,19	0,12037	0,02432	0,01730	0,00091	0,05046	0,01039	0,05	115,4	22,0	110,6	5,8	216,2	438,6	48,9	110,6	5,8
GPS_VAL_2	73	18	4,11	0,19039	0,03557	0,02718	0,00133	0,05081	0,00962	0,07	177,0	30,3	172,9	8,3	232,2	437,2	25,6	172,9	8,3
GPS_VAL_3	362	164	2,20	0,13031	0,02146	0,01754	0,00187	0,05387	0,00891	0,31	124,4	19,3	112,1	11,8	365,6	374,3	69,3	112,1	11,8
GPS_VAL_4	113	31	3,61	0,21176	0,04087	0,02669	0,00156	0,05755	0,01136	0,07	195,0	34,2	169,8	9,8	512,8	436,2	66,9	169,8	9,8
GPS_VAL_5	78	20	3,98	0,15732	0,04221	0,02201	0,00173	0,05183	0,01431	0,04	148,4	37,0	140,4	10,9	277,9	566,5	49,5	140,4	10,9
GPS_VAL_6	457	57	8,07	0,17501	0,01713	0,02577	0,00123	0,04925	0,00485	0,22	163,8	14,8	164,0	7,7	159,7	230,6	-2,7	164,0	7,7
GPS_VAL_8	179	121	1,48	0,16021	0,03051	0,02132	0,00108	0,05451	0,01046	0,10	150,9	26,7	136,0	6,8	392,0	433,0	65,3	136,0	6,8
GPS_VAL_9	87	31	2,82	0,13630	0,03570	0,01845	0,00143	0,05357	0,01413	0,12	129,7	31,9	117,9	9,0	353,1	602,6	66,6	117,9	9,0
GPS_VAL_10	82	24	3,37	0,12319	0,04117	0,01695	0,00115	0,05271	0,01781	0,04	118,0	37,2	108,4	7,3	316,3	660,7	65,7	108,4	7,3
GPS_VAL_11	206	71	2,89	0,13177	0,02438	0,01862	0,00075	0,05133	0,00961	0,05	125,7	21,9	118,9	4,8	255,6	432,7	53,5	118,9	4,8
GPS_VAL_12	188	70	2,69	0,13154	0,02180	0,01846	0,00094	0,05170	0,00867	0,10	125,5	19,6	117,9	6,0	272,0	386,3	56,7	117,9	6,0
GPS_VAL_13	220	70	3,14	0,14271	0,02032	0,01986	0,00121	0,05212	0,00752	0,17	135,5	18,1	126,8	7,6	290,6	330,8	56,4	126,8	7,6
GPS_VAL_15	158	39	4,10	0,18121	0,02545	0,02604	0,00132	0,05047	0,00721	0,12	169,1	21,9	165,7	8,3	216,5	332,0	23,5	165,7	8,3
GPS_VAL_16	224	83	2,69	0,12000	0,02043	0,01726	0,00085	0,05043	0,00885	0,02	115,1	18,5	110,3	5,4	214,7	406,2	48,6	110,3	5,4
GPS_VAL_17	248	140	1,77	0,12861	0,01849	0,01823	0,00075	0,05116	0,00745	0,08	122,8	16,6	116,5	4,8	247,8	336,6	53,0	116,5	4,8
GPS_VAL_18	1014	913	1,11	0,12661	0,01228	0,01726	0,00051	0,05318	0,00520	0,10	121,0	11,1	110,3	3,2	336,7	222,0	67,2	110,3	3,2
GPS_VAL_19	127	25	5,10	0,38280	0,05484	0,05425	0,00290	0,05118	0,00759	0,08	329,1	40,3	340,6	17,7	248,8	342,3	-36,9	340,6	17,7
GPS_VAL_20	222	86	2,57	0,13169	0,02038	0,01773	0,00089	0,05387	0,00859	0,06	125,6	18,3	113,3	5,7	365,4	360,9	69,0	113,3	5,7
GPS_VAL_21	397	172	2,31	0,13505	0,02564	0,01716	0,00084	0,05709	0,01111	0,02	128,6	22,9	109,7	5,3	495,0	431,6	77,8	109,7	5,3
GPS_VAL_22	325	78	4,14	0,41527	0,03403	0,05472	0,00162	0,05504	0,00449	0,17	352,7	24,4	343,4	9,9	413,8	182,5	17,0	343,4	9,9
GPS_VAL_23	70	23	3,09	0,13837	0,03688	0,01858	0,00156	0,05402	0,01478	0,07	131,6	32,9	118,7	9,9	372,0	623,4	68,1	118,7	9,9
GPS_VAL_24	81	39	2,05	0,12670	0,04152	0,01773	0,00164	0,05184	0,01750	0,03	121,1	37,4	113,3	10,4	278,3	624,7	59,3	113,3	10,4

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов					Каждущиеся возраста (млн лет)					Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет) ±2σ					
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			±2σ				
Обр. GPS-VAL - турфлещаник, р. Толвка																			
GPS_VAL_25	159	49	3,26	0,19171	0,02497	0,02661	0,00145	0,05226	0,00718	0,06	178,1	21,3	169,3	9,1	296,8	314,5	43,0	169,3	9,1
GPS_VAL_26	277	125	2,22	0,13857	0,03191	0,01904	0,00095	0,05280	0,01217	0,10	131,8	28,5	121,6	6,0	320,0	528,2	62,0	121,6	6,0
GPS_VAL_27	83	23	3,65	0,14326	0,03752	0,01928	0,00150	0,05388	0,01433	0,09	135,9	33,3	123,1	9,5	366,1	605,9	66,4	123,1	9,5
GPS_VAL_28	258	102	2,52	0,11220	0,01830	0,01720	0,00072	0,04731	0,00784	0,05	108,0	16,7	109,9	4,6	64,7	251,1	-70,0	109,9	4,6
GPS_VAL_30	214	123	1,74	0,12882	0,02491	0,01796	0,00099	0,05203	0,01020	0,09	123,0	22,4	114,7	6,2	286,6	450,8	60,0	114,7	6,2
GPS_VAL_31	142	53	2,70	0,15078	0,03864	0,01811	0,00146	0,06039	0,01591	0,06	142,6	34,1	115,7	9,2	617,7	574,7	81,3	115,7	9,2
GPS_VAL_32	222	57	3,90	0,41086	0,03202	0,05505	0,00232	0,05413	0,00402	0,34	349,5	23,0	345,4	14,2	376,6	167,2	8,3	345,4	14,2
GPS_VAL_34	633	471	1,34	0,12531	0,01197	0,01749	0,00065	0,05195	0,00491	0,20	119,9	10,8	111,8	4,1	283,4	216,5	60,5	111,8	4,1
GPS_VAL_35	72	28	2,55	0,13042	0,04504	0,01773	0,00162	0,05336	0,01876	0,06	124,5	40,5	113,3	10,2	344,1	699,4	67,1	113,3	10,2
GPS_VAL_36	83	30	2,80	0,14648	0,04020	0,01960	0,00119	0,05421	0,01507	0,05	138,8	35,6	125,1	7,6	379,7	632,5	67,1	125,1	7,6
GPS_VAL_37	70	35	1,98	0,13590	0,04630	0,01838	0,00162	0,05362	0,01875	0,02	129,4	41,4	117,4	10,2	355,1	708,1	66,9	117,4	10,2
GPS_VAL_38	249	83	3,00	0,39742	0,03364	0,05454	0,00208	0,05285	0,00451	0,19	339,8	24,4	342,3	12,7	322,3	193,9	-6,2	342,3	12,7
GPS_VAL_39	95	23	4,06	0,19924	0,04767	0,02850	0,00167	0,05070	0,01228	0,07	184,5	40,4	181,2	10,5	227,0	485,1	20,2	181,2	10,5
GPS_VAL_40	197	32	6,18	0,40058	0,05152	0,05484	0,00244	0,05298	0,00689	0,13	342,1	37,4	344,2	14,9	327,8	296,1	-5,0	344,2	14,9
GPS_VAL_41	116	28	4,11	0,20053	0,03524	0,02808	0,00139	0,05179	0,00931	0,05	185,6	29,8	178,5	8,7	276,3	413,9	35,4	178,5	8,7
GPS_VAL_42	246	85	2,90	0,12358	0,04223	0,01917	0,00074	0,04674	0,01601	0,03	118,3	38,2	122,4	4,7	36,2	402,0	-238,4	122,4	4,7
GPS_VAL_43	217	69	3,16	0,38804	0,03287	0,05336	0,00172	0,05274	0,00448	0,16	332,9	24,0	335,1	10,5	317,8	193,5	-5,4	335,1	10,5
GPS_VAL_44	188	65	2,87	0,18629	0,02743	0,02537	0,00148	0,05326	0,00783	0,20	173,5	23,5	161,5	9,3	340,1	334,0	52,5	161,5	9,3
GPS_VAL_45	37	11	3,28	0,13486	0,06808	0,01891	0,00254	0,05174	0,02654	0,07	128,5	60,9	120,7	16,1	273,8	774,5	55,9	120,7	16,1
GPS_VAL_47	184	83	2,22	0,11252	0,02137	0,01734	0,00096	0,04707	0,00912	0,06	108,3	19,5	110,8	6,1	52,9	269,3	-109,3	110,8	6,1
GPS_VAL_48	261	85	3,06	0,40287	0,03181	0,05412	0,00169	0,05399	0,00419	0,22	343,7	23,0	339,8	10,4	370,6	174,9	8,3	339,8	10,4
GPS_VAL_49	198	42	4,68	0,37783	0,03691	0,05470	0,00187	0,05010	0,00489	0,16	325,4	27,2	343,3	11,4	199,5	226,9	-72,1	343,3	11,4
GPS_VAL_50	108	38	2,81	0,13507	0,02618	0,01779	0,00141	0,05506	0,01134	0,04	128,6	23,4	113,7	8,9	414,5	463,2	72,6	113,7	8,9

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов					Кажущиеся возраста (млн лет)				Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет) ±2σ						
	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			±2σ					
Обр. GPS-VAL - туфесчаниты, р. Толочка																			
GPS_VAL_52	267	98	2,73	0,14502	0,02239	0,01997	0,00107	0,05267	0,00846	0,05	137,5	19,9	127,5	6,8	314,6	366,7	59,5	127,5	6,8
GPS_VAL_53	115	29	3,94	0,18549	0,02306	0,02718	0,00134	0,04950	0,00621	0,17	172,8	19,8	172,9	8,4	171,5	293,6	-0,8	172,9	8,4
GPS_VAL_54	456	308	1,48	0,12411	0,01655	0,01707	0,00088	0,05273	0,00728	0,09	118,8	14,9	109,1	5,6	317,3	314,9	65,6	109,1	5,6
GPS_VAL_55	361	165	2,19	0,12531	0,01691	0,01926	0,00065	0,04719	0,00635	0,12	119,9	15,3	123,0	4,1	58,9	211,9	-108,9	123,0	4,1
GPS_VAL_56	303	189	1,61	0,12226	0,01278	0,01781	0,00066	0,04979	0,00527	0,12	117,1	11,6	113,8	4,2	185,3	247,0	38,6	113,8	4,2
GPS_VAL_57	116	29	4,04	0,18031	0,04524	0,02733	0,00173	0,04785	0,01210	0,09	168,3	38,9	173,8	10,8	91,7	366,6	-89,6	173,8	10,8
GPS_VAL_58	229	128	1,78	0,13562	0,02276	0,01793	0,00104	0,05485	0,00943	0,09	129,1	20,3	114,6	6,6	406,0	386,4	71,8	114,6	6,6
GPS_VAL_59	197	50	3,90	0,39528	0,12911	0,05242	0,00631	0,05469	0,01776	0,20	338,2	94,0	329,4	38,7	399,7	727,5	17,6	329,4	38,7
GPS_VAL_60	141	57	2,49	29,72111	1,40737	0,70409	0,02972	0,30615	0,00923	0,77	3477,6	46,5	3436,1	112,4	3501,6	46,6	1,9	3477,6	46,5
GPS_VAL_61	92	49	1,89	1,26406	0,08375	0,13613	0,00645	0,06735	0,00398	0,49	829,7	37,6	822,7	36,6	848,5	123,1	3,0	822,7	36,6
GPS_VAL_62	108	29	3,77	3,06447	0,13904	0,24395	0,00784	0,09111	0,00350	0,54	1423,9	34,7	1407,2	40,6	1448,9	73,1	2,9	1423,9	34,7
GPS_VAL_63	43	11	4,11	0,18238	0,05985	0,02543	0,00195	0,05201	0,01721	0,08	170,1	51,4	161,9	12,2	285,8	625,5	43,4	161,9	12,2
GPS_VAL_64	74	25	3,00	0,15482	0,04168	0,01959	0,00127	0,05732	0,01564	0,06	146,2	36,7	125,1	8,0	503,8	607,4	75,2	125,1	8,0
GPS_VAL_65	113	43	2,60	0,13547	0,03477	0,01735	0,00117	0,05664	0,01486	0,04	129,0	31,1	110,9	7,4	477,4	586,1	76,8	110,9	7,4
GPS_VAL_66	28	26	1,06	0,21145	0,09688	0,01974	0,00190	0,07767	0,03612	0,03	194,8	81,2	126,0	12,0	1138,4	953,0	88,9	126,0	12,0
GPS_VAL_67	345	481	0,72	0,11891	0,01824	0,01662	0,00075	0,05189	0,00801	0,12	114,1	16,6	106,3	4,8	280,6	354,4	62,1	106,3	4,8
GPS_VAL_68	118	30	3,88	0,38656	0,05428	0,05291	0,00238	0,05299	0,00754	0,11	331,9	39,8	332,3	14,6	328,4	323,9	-1,2	332,3	14,6
GPS_VAL_69	158	49	3,23	0,37615	0,05065	0,05090	0,00202	0,05359	0,00724	0,12	324,2	37,4	320,1	12,4	354,0	306,0	9,6	320,1	12,4
GPS_VAL_70	190	52	3,64	0,42188	0,05139	0,05451	0,00230	0,05614	0,00674	0,20	357,4	36,7	342,1	14,0	457,7	267,1	25,3	342,1	14,0
GPS_VAL_71	342	128	2,66	0,72014	0,04018	0,08987	0,00249	0,05811	0,00303	0,36	550,8	23,7	554,8	14,7	534,1	114,0	-3,9	554,8	14,7
GPS_VAL_72	130	45	2,87	0,12770	0,01811	0,01789	0,00113	0,05177	0,00768	0,11	122,0	16,3	114,3	7,1	275,3	341,2	58,5	114,3	7,1
GPS_VAL_73	151	31	4,81	0,39726	0,04558	0,05206	0,00213	0,05534	0,00636	0,16	339,7	33,1	327,2	13,1	426,0	257,0	23,2	327,2	13,1
GPS_VAL_74	287	155	1,85	0,14513	0,03066	0,01918	0,00123	0,05489	0,01181	0,08	137,6	27,2	122,4	7,8	407,8	485,0	70,0	122,4	7,8

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов					Каждущиеся возрасты (млн лет)					Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет) ±2σ					
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁶ Pb			±2σ				
Обр. GPS-VAL - туфлесчанск. р. Толвка																			
GPS_VAL_75	83	20	4,24	0,20417	0,04846	0,02717	0,00147	0,05451	0,01298	0,09	188,6	40,9	172,8	9,2	392,1	539,1	55,9	172,8	9,2
GPS_VAL_76	28	6	4,35	0,17359	0,09924	0,01881	0,00271	0,06692	0,03924	0,02	162,5	85,9	120,1	17,2	835,4	1285,7	85,6	120,1	17,2
GPS_VAL_77	244	64	3,81	0,53431	0,04173	0,07115	0,00243	0,05446	0,00418	0,24	434,7	27,6	443,1	14,6	390,2	172,3	-13,6	443,1	14,6
GPS_VAL_78	97	28	3,47	0,38113	0,07136	0,05071	0,00196	0,05451	0,01015	0,12	327,9	52,5	318,9	12,0	392,2	420,2	18,7	318,9	12,0
GPS_VAL_79	63	21	3,08	0,19612	0,05393	0,02698	0,00182	0,05272	0,01460	0,09	181,8	45,8	171,6	11,5	316,8	604,3	45,8	171,6	11,5
GPS_VAL_80	390	123	3,16	0,40701	0,03783	0,05347	0,00151	0,05521	0,00512	0,14	346,7	27,3	335,8	9,3	420,6	207,2	20,2	335,8	9,3
GPS_VAL_81	72	15	4,70	0,18811	0,04840	0,02515	0,00199	0,05425	0,01414	0,11	175,0	41,4	160,1	12,5	381,4	592,3	58,0	160,1	12,5
GPS_VAL_82	636	175	3,63	0,12906	0,01376	0,01987	0,00071	0,04710	0,00503	0,14	123,2	12,4	126,8	4,5	54,4	177,1	-133,4	126,8	4,5
GPS_VAL_83	205	79	2,60	0,59195	0,03719	0,07577	0,00193	0,05667	0,00355	0,17	472,1	23,7	470,8	11,6	478,5	138,4	1,6	470,8	11,6
GPS_VAL_84	182	101	1,80	0,13311	0,02751	0,01838	0,00111	0,05253	0,01101	0,09	126,9	24,6	117,4	7,0	308,6	480,6	62,0	117,4	7,0
GPS_VAL_85	316	110	2,87	0,38378	0,03094	0,05230	0,00135	0,05322	0,00419	0,22	329,8	22,7	328,6	8,3	338,2	178,5	2,8	328,6	8,3
GPS_VAL_86	70	16	4,47	0,14702	0,03373	0,01999	0,00170	0,05334	0,01269	0,08	139,3	29,9	127,6	10,7	343,2	543,4	62,8	127,6	10,7
GPS_VAL_87	149	50	2,97	5,63737	0,27980	0,33911	0,00947	0,12057	0,00554	0,39	1921,8	42,8	1882,4	45,6	1964,7	82,0	4,2	1921,8	42,8
GPS_VAL_88	383	126	3,05	0,39362	0,04053	0,05177	0,00174	0,05514	0,00563	0,17	337,0	29,5	325,4	10,6	418,1	228,4	22,2	325,4	10,6
GPS_VAL_89	259	126	2,05	0,10966	0,01597	0,01670	0,00103	0,04763	0,00715	0,13	105,7	14,6	106,8	6,6	80,9	250,1	-32,0	106,8	6,6
GPS_VAL_90	69	20	3,50	0,14312	0,03633	0,01938	0,00187	0,05300	0,01384	0,11	135,8	32,3	125,0	11,8	329,0	598,9	62,0	125,0	11,8
GPS_VAL_91	118	23	5,10	0,37358	0,05200	0,05245	0,00245	0,05166	0,00709	0,20	322,3	38,4	329,5	15,0	270,5	315,6	-21,8	329,5	15,0
GPS_VAL_92	74	18	4,07	0,12904	0,04005	0,01829	0,00171	0,05117	0,01628	0,06	123,2	36,0	116,8	10,8	248,3	578,3	52,9	116,8	10,8
GPS_VAL_93	300	71	4,22	0,39866	0,03428	0,05333	0,00148	0,05371	0,00453	0,21	340,7	24,9	338,0	9,1	359,1	190,5	5,9	338,0	9,1
GPS_VAL_94	110	38	2,91	0,14804	0,04181	0,01772	0,00133	0,06061	0,01759	0,02	140,2	37,0	113,2	8,5	625,3	633,5	81,9	113,2	8,5
GPS_VAL_95	419	325	1,29	0,12325	0,01504	0,01724	0,00053	0,05184	0,00636	0,09	118,0	13,6	110,2	3,4	278,2	281,4	60,4	110,2	3,4
GPS_VAL_96	55	10	5,34	0,18400	0,05631	0,02220	0,00179	0,06010	0,01868	0,07	171,5	48,3	141,6	11,3	607,2	681,9	76,7	141,6	11,3
GPS_VAL_97	223	76	2,94	0,38311	0,03214	0,05217	0,00153	0,05326	0,00455	0,09	329,3	23,6	327,8	9,4	339,9	193,8	3,5	327,8	9,4

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов				Каждущиеся возраста (млн лет)				Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет) ±2σ							
	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ					
Обр. GPS-VAL - муфоческини, р. Толочка																			
GPS_VAL_98	352	214	1,65	0,12520	0,01562	0,01894	0,00084	0,04795	0,00618	0,07	119,8	14,1	120,9	5,3	97,0	242,8	-24,7	120,9	5,3
GPS_VAL_99	1649	545	3,02	0,70014	0,03060	0,08315	0,00229	0,06107	0,00250	0,38	538,9	18,3	514,9	13,6	641,7	87,9	19,8	514,9	13,6
GPS_VAL_100	106	31	3,37	0,39149	0,06491	0,05418	0,00318	0,05241	0,00882	0,13	335,5	47,4	340,1	19,4	303,2	385,2	-12,2	340,1	19,4
GPS_VAL_101	176	39	4,51	0,39391	0,05590	0,05227	0,00186	0,05465	0,00773	0,13	337,2	40,7	328,5	11,4	398,1	317,9	17,5	328,5	11,4
GPS_VAL_102	56	17	3,23	0,25377	0,07328	0,02993	0,00269	0,06149	0,01819	0,07	229,6	59,4	190,1	16,9	656,3	642,8	71,0	x	x
GPS_VAL_103	33	8	4,28	0,23995	0,07334	0,02861	0,00283	0,06082	0,01893	0,10	218,4	60,1	181,9	17,7	632,8	680,1	71,3	x	x
GPS_VAL_104	313	151	2,07	0,11545	0,02399	0,01764	0,00077	0,04746	0,00989	0,08	110,9	21,8	112,8	4,9	72,2	303,0	-56,1	112,8	4,9
GPS_VAL_105	263	63	4,18	0,38900	0,03284	0,05263	0,00171	0,05360	0,00462	0,11	333,6	24,0	330,7	10,5	354,4	195,0	6,7	330,7	10,5
GPS_VAL_106	222	81	2,73	0,12583	0,02122	0,01931	0,00126	0,04725	0,00819	0,11	120,3	19,1	123,3	8,0	62,1	256,6	-98,5	123,3	8,0
GPS_VAL_107	253	151	1,68	0,11289	0,02261	0,01715	0,00054	0,04775	0,00956	0,08	108,6	20,6	109,6	3,4	87,0	308,6	-25,9	109,6	3,4
GPS_VAL_108	60	20	3,08	0,12036	0,04371	0,01717	0,00126	0,05085	0,01866	0,05	115,4	39,6	109,7	8,0	234,0	610,1	53,1	109,7	8,0
GPS_VAL_109	261	116	2,25	0,12203	0,02084	0,01814	0,00065	0,04878	0,00839	0,06	116,9	18,9	115,9	4,1	137,1	327,5	15,4	115,9	4,1
GPS_VAL_110	168	100	1,67	3,94321	0,16734	0,28400	0,00903	0,10070	0,00332	0,63	1622,6	34,4	1611,5	45,3	1637,1	61,2	1,6	1622,6	34,4
GPS_VAL_111	205	67	3,08	0,38735	0,03695	0,05413	0,00186	0,05190	0,00499	0,14	332,4	27,0	339,8	11,4	280,9	220,3	-21,0	339,8	11,4
GPS_VAL_112	158	52	3,02	0,11821	0,02078	0,01861	0,00154	0,04608	0,00870	0,06	113,5	18,9	118,8	9,7	1,8	214,9	-6367,0	x	x
GPS_VAL_113	53	21	2,56	0,12010	0,07349	0,01872	0,00143	0,04653	0,02865	0,01	115,2	66,6	119,6	9,1	25,3	634,2	-372,2	119,6	9,1
GPS_VAL_114	146	47	3,11	0,16091	0,02573	0,02465	0,00142	0,04733	0,00784	0,07	151,5	22,5	157,0	8,9	66,1	252,4	-137,4	157,0	8,9
GPS_VAL_115	110	24	4,60	0,18120	0,03412	0,02513	0,00168	0,05231	0,00997	0,14	169,1	29,3	160,0	10,6	298,8	437,1	46,5	160,0	10,6
GPS_VAL_116	372	162	2,29	0,40089	0,02869	0,05287	0,00165	0,05499	0,00394	0,19	342,3	20,8	332,1	10,1	411,9	160,4	19,4	332,1	10,1
GPS_VAL_117	280	73	3,86	0,37912	0,02949	0,05284	0,00163	0,05204	0,00410	0,14	326,4	21,7	331,9	10,0	287,2	180,3	-15,6	331,9	10,0
GPS_VAL_118	207	115	1,79	0,11372	0,02192	0,01726	0,00088	0,04779	0,00938	0,05	109,4	20,0	110,3	5,6	88,9	306,4	-24,1	110,3	5,6
GPS_VAL_119	151	55	2,75	0,16815	0,02723	0,02532	0,00108	0,04818	0,00792	0,06	157,8	23,7	161,2	6,8	107,9	291,3	-49,4	161,2	6,8

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов					корреляционная погрешность	Кажущиеся возраста (млн лет)					Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет)	±2σ			
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb				±2σ		
A_12_23_1	128	49	2,59	0,17931	0,03832	0,02349	0,00145	0,05538	0,01188	0,13	167,5	33,0	149,6	9,1	427,4	481,9	65,0	149,6	9,1
A_12_23_3	79	24	3,23	0,16270	0,05796	0,01825	0,00190	0,06467	0,02334	0,10	153,1	50,6	116,6	12,0	763,6	775,1	84,7	116,6	12,0
A_12_23_4	515	156	3,31	0,26672	0,02413	0,03717	0,00136	0,05205	0,00459	0,25	240,1	19,3	235,3	8,5	287,4	202,0	18,2	235,3	8,5
A_12_23_5	221	190	1,17	0,31270	0,02964	0,04475	0,00137	0,05069	0,00486	0,10	276,3	22,9	282,2	8,5	226,5	222,1	-24,6	282,2	8,5
A_12_23_6	167	72	2,32	5,83348	0,23771	0,35273	0,00853	0,11995	0,00460	0,36	1951,4	35,3	1947,6	40,6	1955,4	68,5	0,4	1951,4	35,3
A_12_23_7	182	36	5,05	0,27965	0,03191	0,03770	0,00170	0,05380	0,00620	0,16	250,4	25,3	238,5	10,6	362,8	260,4	34,3	238,5	10,6
A_12_23_8	207	36	5,69	0,26237	0,03873	0,03702	0,00141	0,05140	0,00770	0,06	236,6	31,2	234,3	8,8	258,8	345,2	9,5	234,3	8,8
A_12_23_9	175	48	3,63	0,17259	0,02795	0,02476	0,00118	0,05055	0,00817	0,15	161,7	24,2	157,7	7,4	220,3	375,7	28,4	157,7	7,4
A_12_23_10	245	87	2,81	0,17843	0,01918	0,02657	0,00110	0,04871	0,00544	0,07	166,7	16,5	169,0	6,9	133,7	259,9	-26,5	169,0	6,9
A_12_23_11	122	28	4,36	0,27151	0,03888	0,03687	0,00168	0,05341	0,00769	0,13	243,9	31,0	233,4	10,4	346,2	326,6	32,6	233,4	10,4
A_12_23_12	90	27	3,35	0,12536	0,03401	0,01772	0,00111	0,05131	0,01412	0,05	119,9	30,7	113,2	7,0	254,6	543,6	55,5	113,2	7,0
A_12_23_13	595	186	3,21	0,25743	0,01776	0,03694	0,00122	0,05054	0,00340	0,27	232,6	14,3	233,8	7,6	220,1	155,6	-6,3	233,8	7,6
A_12_23_14	840	366	2,30	0,15996	0,01177	0,02404	0,00062	0,04825	0,00357	0,12	150,7	10,3	153,2	3,9	111,5	175,0	-37,3	153,2	3,9
A_12_23_15	227	43	5,29	0,27205	0,03614	0,03768	0,00209	0,05237	0,00721	0,11	244,3	28,8	238,4	13,0	301,7	314,8	21,0	238,4	13,0
A_12_23_16	89	13	6,79	0,25887	0,05364	0,03754	0,00231	0,05001	0,01043	0,12	233,8	43,3	237,6	14,4	195,6	421,5	-21,5	237,6	14,4
A_12_23_17	190	45	4,25	0,15509	0,02044	0,02265	0,00147	0,04965	0,00697	0,10	146,4	18,0	144,4	9,3	178,7	328,1	19,2	144,4	9,3
A_12_23_18	103	14	7,55	0,27389	0,05645	0,03589	0,00275	0,05535	0,01192	0,06	245,8	45,0	227,3	17,1	426,5	483,5	46,7	227,3	17,1
A_12_23_19	195	53	3,67	0,29727	0,02617	0,03983	0,00154	0,05413	0,00493	0,12	264,3	20,5	251,8	9,6	376,5	205,3	33,1	251,8	9,6
A_12_23_20	288	91	3,18	0,27001	0,02729	0,03740	0,00144	0,05237	0,00536	0,14	242,7	21,8	236,7	9,0	301,5	233,8	21,5	236,7	9,0
A_12_23_21	94	41	2,31	0,16952	0,05519	0,01867	0,00203	0,06584	0,02245	0,02	159,0	47,9	119,3	12,9	801,4	726,2	85,1	119,3	12,9
A_12_23_22	108	15	7,46	0,26941	0,04088	0,04057	0,00248	0,04816	0,00720	0,23	242,2	32,7	256,4	15,4	107,2	274,8	-139,1	256,4	15,4
A_12_23_23	316	71	4,47	0,26435	0,03019	0,03735	0,00111	0,05133	0,00585	0,13	238,2	24,2	236,4	6,9	255,9	262,4	7,6	236,4	6,9
A_12_23_24	241	61	3,98	0,28130	0,03019	0,03776	0,00113	0,05403	0,00580	0,12	251,7	23,9	238,9	7,0	372,3	242,3	35,8	238,9	7,0

Обр. А-12-23 - турфосечники, р. Борозда

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов					Кажущиеся возрасты (млн. лет)					Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет) ±2σ					
	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ	корреляционная погрешность	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb			±2σ				
Обр. А-12-23 - туфлогечники, р. Борзды																			
A_12_23_25	155	24	6,37	0,26886	0,03455	0,03726	0,00133	0,05233	0,00683	0,07	241,8	27,6	235,8	8,3	299,9	298,6	21,4	235,8	8,3
A_12_23_26	137	20	6,80	0,26646	0,03961	0,03843	0,00197	0,05029	0,00750	0,16	239,9	31,8	243,1	12,2	208,3	347,2	-16,7	243,1	12,2
A_12_23_27	303	82	3,70	0,27701	0,02462	0,03772	0,00127	0,05327	0,00477	0,15	248,3	19,6	238,7	7,9	340,2	202,9	29,9	238,7	7,9
A_12_23_28	103	24	4,20	0,24219	0,05970	0,03587	0,00243	0,04898	0,01227	0,07	220,2	48,8	227,2	15,1	146,7	416,8	-54,8	227,2	15,1
A_12_23_29	317	125	2,55	0,38656	0,02813	0,05297	0,00186	0,05293	0,00380	0,25	331,9	20,6	332,7	11,4	325,6	163,1	-2,2	332,7	11,4
A_12_23_30	141	26	5,47	0,25380	0,04617	0,03641	0,00167	0,05056	0,00920	0,12	229,7	37,4	230,5	10,4	220,9	418,7	-4,4	230,5	10,4
A_12_23_32	107	28	3,79	0,28503	0,04277	0,03854	0,00238	0,05364	0,00847	0,07	254,6	33,8	243,8	14,8	356,0	357,9	31,5	243,8	14,8
A_12_23_33	79	14	5,58	0,29830	0,06296	0,03854	0,00320	0,05614	0,01221	0,11	265,1	49,3	243,8	19,8	457,9	486,1	46,8	x	x
A_12_23_34	907	185	4,90	0,26367	0,01712	0,03775	0,00106	0,05066	0,00322	0,24	237,6	13,8	238,9	6,6	225,4	147,0	-6,0	238,9	6,6
A_12_23_35	184	41	4,54	0,24161	0,02435	0,03505	0,00111	0,05000	0,00499	0,18	219,7	19,9	222,1	6,9	194,8	232,1	-14,0	222,1	6,9
A_12_23_36	149	27	5,47	0,26026	0,05888	0,03769	0,00171	0,05008	0,01131	0,11	234,9	47,4	238,5	10,6	198,7	441,7	-20,1	238,5	10,6
A_12_23_37	301	89	3,39	0,17911	0,02272	0,02469	0,00128	0,05261	0,00676	0,16	167,3	19,6	157,2	8,0	311,9	293,1	49,6	157,2	8,0
A_12_23_38	470	151	3,12	0,27070	0,03181	0,03776	0,00146	0,05199	0,00612	0,15	243,3	25,4	238,9	9,1	285,2	269,9	16,2	238,9	9,1
A_12_23_39	232	27	8,63	0,26007	0,03017	0,03834	0,00135	0,04919	0,00573	0,13	234,7	24,3	242,5	8,4	157,1	273,3	-54,4	242,5	8,4
A_12_23_40	153	26	5,79	0,26429	0,03058	0,03699	0,00123	0,05182	0,00601	0,12	238,1	24,6	234,1	7,6	277,6	266,3	15,6	234,1	7,6
A_12_23_41	150	71	2,12	0,17328	0,02789	0,02447	0,00132	0,05136	0,00846	0,09	162,3	24,1	155,8	8,3	257,1	380,2	39,4	155,8	8,3
A_12_23_42	610	247	2,47	0,17865	0,02213	0,02597	0,00122	0,04990	0,00619	0,18	166,9	19,1	165,3	7,7	190,2	289,1	13,1	165,3	7,7
A_12_23_43	178	39	4,52	0,28214	0,04427	0,03794	0,00172	0,05394	0,00855	0,10	252,4	35,1	240,0	10,7	368,6	358,5	34,9	240,0	10,7
A_12_23_44	143	29	4,86	0,26678	0,04394	0,03659	0,00224	0,05288	0,00878	0,16	240,1	35,2	231,7	13,9	323,5	378,7	28,4	231,7	13,9
A_12_23_45	160	37	4,29	0,29637	0,04681	0,03860	0,00157	0,05569	0,00880	0,12	263,6	36,7	244,1	9,8	440,0	353,1	44,5	244,1	9,8
A_12_23_46	98	21	4,55	0,27677	0,05335	0,03756	0,00299	0,05344	0,01052	0,15	248,1	42,4	237,7	18,6	347,4	447,7	31,6	237,7	18,6
A_12_23_47	310	84	3,67	0,26904	0,02926	0,03814	0,00137	0,05116	0,00559	0,14	241,9	23,4	241,3	8,5	248,2	251,9	2,8	241,3	8,5
A_12_23_48	151	23	6,62	0,30575	0,04677	0,03969	0,00232	0,05587	0,00870	0,14	270,9	36,4	250,9	14,4	447,3	347,3	43,9	250,9	14,4

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов				Кажущиеся возраста (млн лет)				Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет) ±2σ						
	U (ppm)	Th (ppm)	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±2σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±2σ			²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±2σ				
Обр. А-12-23 - турфолесчаник, р. Борозда																		
A_12_23_49	102	32	3,14	1,17081	0,13253	0,00490	0,06407	0,00439	0,34	787,0	39,4	802,3	27,9	744,0	145,0	-7,8	802,3	27,9
A_12_23_50	453	223	2,03	0,12002	0,01757	0,00095	0,04954	0,00850	0,10	115,1	18,4	112,3	6,0	173,3	362,1	35,2	112,3	6,0
A_12_23_51	93	23	4,02	0,22204	0,02858	0,00160	0,05635	0,00975	0,08	203,6	31,1	181,6	10,0	466,4	385,0	61,1	181,6	10,0
A_12_23_52	201	56	3,60	0,28143	0,04002	0,00200	0,05101	0,00521	0,31	251,8	23,7	252,9	12,4	241,1	235,6	-4,9	252,9	12,4
A_12_23_53	105	32	3,32	0,13743	0,02667	0,01759	0,00149	0,05667	0,03	130,8	23,8	112,4	9,5	478,7	464,4	76,5	x	x
A_12_23_54	132	31	4,19	5,34670	0,26806	0,01139	0,11723	0,00484	0,57	1876,4	42,9	1842,2	55,2	1914,4	74,0	3,8	1876,4	42,9
A_12_23_56	198	103	1,93	0,13397	0,01865	0,01737	0,00106	0,05595	0,07	127,7	16,7	111,0	6,7	450,4	329,0	75,4	111,0	6,7
A_12_23_57	174	36	4,83	0,27141	0,03546	0,00154	0,05293	0,00693	0,14	243,8	28,3	235,4	9,5	325,8	298,0	27,7	235,4	9,5
A_12_23_58	148	29	5,20	0,19112	0,02504	0,00128	0,05537	0,00947	0,05	177,6	27,1	159,4	8,1	427,0	383,2	62,7	159,4	8,1
A_12_23_59	1095	31	35,66	0,26279	0,01593	0,00089	0,05178	0,00304	0,26	236,9	12,8	233,0	5,5	275,6	134,6	15,4	233,0	5,5
A_12_23_60	116	39	2,99	0,19003	0,05141	0,02380	0,00218	0,05792	0,04	176,7	43,9	151,6	13,7	526,7	625,4	71,2	151,6	13,7
A_12_23_61	298	134	2,23	0,21922	0,01848	0,03112	0,00111	0,00445	0,11	201,3	15,4	197,6	6,9	244,8	201,0	19,3	197,6	6,9
A_12_23_62	99	40	2,47	0,11553	0,05741	0,01766	0,00129	0,04745	0,02	111,0	52,3	112,8	8,2	72,1	579,4	-56,5	112,8	8,2
A_12_23_63	254	57	4,48	0,26198	0,03389	0,03614	0,00132	0,05258	0,11	236,3	27,3	228,8	8,2	310,8	296,9	26,4	228,8	8,2
A_12_23_64	200	135	1,48	0,62241	0,03596	0,07977	0,00290	0,00335	0,25	491,4	22,5	494,7	17,3	475,7	130,9	-4,0	494,7	17,3
A_12_23_65	102	57	1,81	0,20678	0,07645	0,02651	0,00194	0,05656	0,06	190,8	64,3	168,7	12,2	474,5	840,8	64,4	168,7	12,2
A_12_23_66	173	89	1,96	0,16623	0,03036	0,02461	0,00112	0,04899	0,10	156,1	26,4	156,7	7,1	147,5	349,7	-6,2	156,7	7,1
A_12_23_67	105	20	5,36	0,26318	0,04732	0,00220	0,05007	0,00918	0,09	237,2	38,0	241,2	13,7	198,2	398,4	-21,7	241,2	13,7
A_12_23_68	250	73	3,42	0,26936	0,02988	0,03774	0,00103	0,05177	0,09	242,2	23,9	238,8	6,4	275,0	255,5	13,2	238,8	6,4
A_12_23_69	107	43	2,48	0,14047	0,02750	0,01822	0,00148	0,05591	0,06	133,5	24,5	116,4	9,4	449,0	462,9	74,1	116,4	9,4
A_12_23_70	113	41	2,74	0,17139	0,03641	0,02339	0,00111	0,05314	0,11	160,6	31,6	149,0	7,0	334,9	484,3	55,5	149,0	7,0
A_12_23_71	126	25	5,08	0,28412	0,04136	0,03806	0,00180	0,05414	0,08	253,9	32,7	240,8	11,2	376,8	336,1	36,1	240,8	11,2
A_12_23_72	77	18	4,37	0,17373	0,04779	0,02438	0,00248	0,05168	0,03	162,6	41,3	155,3	15,6	271,4	574,0	42,8	155,3	15,6

Анализ	Уран и торий		Отношения изотопов				корреляционная погрешность	Каждущиеся возрасты (млн лет)					Дискордантность (%) 7/6-6/8	Лучший возраст (млн лет)	±2σ				
	U (ppm)	Th (ppm)	U/Th	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		±2σ	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	±2σ	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	±2σ				$^{206}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	±2σ		
Обр. А-12-23 - туфолесчаник, р. Борозда																			
A_12_23_73	191	63	3,03	0,15178	0,02142	0,02310	0,00073	0,04765	0,00673	0,10	143,5	18,9	147,2	4,6	82,1	241,6	-79,3	147,2	4,6
A_12_23_74	80	20	3,97	0,13455	0,02857	0,01760	0,00115	0,05544	0,01205	0,07	128,2	25,6	112,5	7,3	430,1	488,1	73,9	112,5	7,3
A_12_23_75	91	11	7,91	0,25263	0,05617	0,03042	0,00143	0,06024	0,01355	0,04	228,7	45,5	193,1	8,9	612,3	489,7	68,5	x	x
A_12_23_76	313	448	0,70	0,27579	0,02280	0,04004	0,00113	0,04996	0,00414	0,15	247,3	18,1	253,1	7,0	193,1	192,7	-31,0	253,1	7,0
A_12_23_77	50	16	3,17	0,17222	0,06172	0,01967	0,00184	0,06350	0,02297	0,09	161,3	53,5	125,6	11,6	725,0	782,2	82,7	125,6	11,6
A_12_23_78	148	34	4,29	0,29551	0,04460	0,03813	0,00215	0,05621	0,00861	0,14	262,9	35,0	241,2	13,3	460,5	340,9	47,6	241,2	13,3
A_12_23_79	121	30	4,06	0,26017	0,04902	0,03620	0,00216	0,05213	0,01014	0,05	234,8	39,5	229,2	13,5	291,2	446,8	21,3	229,2	13,5
A_12_23_80	18	9	1,94	0,66609	0,21104	0,09207	0,00583	0,05247	0,01674	0,06	518,3	128,8	567,7	34,4	306,1	633,6	-85,5	x	x
A_12_23_81	152	41	3,72	0,27801	0,03011	0,03881	0,00110	0,05196	0,00561	0,13	249,1	23,9	245,4	6,8	283,6	247,5	13,4	245,4	6,8
A_12_23_82	570	219	2,60	0,27222	0,02038	0,03702	0,00124	0,05333	0,00386	0,29	244,5	16,3	234,3	7,7	342,9	163,8	31,7	234,3	7,7
A_12_23_83	60	16	3,73	0,22316	0,08284	0,02714	0,00228	0,05964	0,02250	0,04	204,5	68,8	172,6	14,3	590,4	836,0	70,8	172,6	14,3
A_12_23_84	389	105	3,69	0,27506	0,03003	0,03795	0,00158	0,05257	0,00580	0,15	246,7	23,9	240,1	9,8	310,4	251,6	22,7	240,1	9,8
A_12_23_85	135	33	4,07	0,27707	0,04233	0,03803	0,00176	0,05283	0,00824	0,07	248,3	33,7	240,6	10,9	321,7	355,7	25,2	240,6	10,9
A_12_23_86	353	91	3,87	0,27702	0,03223	0,03947	0,00115	0,05090	0,00593	0,10	248,3	25,6	249,6	7,1	236,3	269,3	-5,6	249,6	7,1
A_12_23_87	94	19	5,01	0,69929	0,07781	0,08355	0,00415	0,06071	0,00692	0,16	538,4	46,5	517,3	24,7	628,8	246,0	17,7	517,3	24,7
A_12_23_88	328	67	4,93	6,29258	0,21353	0,35975	0,00764	0,12686	0,00390	0,43	2017,4	29,7	1981,0	36,2	2054,9	54,2	3,6	2017,4	29,7

Примечание: X – отклоненные дискордантные возрасты. Для анализов <1 млрд лет использованы $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрасты, а $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ возрасты использованы для зерен >1 млрд лет.

Содержание петрогенных и рассеянных элементов

Пластина	«Нижняя»							
Комплекс пород	Вулканогенно-туфотерригенный							
№ разреза на рис. 31	Разрез 1							Разрез 2
Название породы	полущечный базальт	брекчии базальтов	брекчии базальтов	базальт	базальт	базальт	долерито-базальт	базальт
Выделенный геохимический тип	1 тип	2 тип	2 тип	2 тип	3 тип	2 тип	2 тип	1 тип
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Петрогенные элементы (мас.%)</i>								
№ образца	08-КО-62/1	08-КО-65	08-КО-65/1	08-КО-66/3	08-КО-67	08-КО-67-2	08-КО-67-1	А-1192.05
SiO ₂	46,35	53,48	42,1	50,0	46,4	44,56	44,33	48,12
TiO ₂	1,8	0,82	1,12	0,69	1,13	0,66	0,74	1,28
Al ₂ O ₃	14,36	14,4	13,5	14,9	10,5	13,69	13,79	14,65
Fe ₂ O ₃	7,19	10,0	9,28	6,60	13,42	12,85	11,75	0,03
FeO	4,4	–	3,61	4,09	0,94	–	–	11,8
MnO	0,18	0,20	0,23	0,19	0,02	0,24	0,22	0,24
MgO	6,86	5,2	3,78	6,5	3,86	6,26	6,30	6,97
CaO	10,92	11,4	15,1	9,13	9,70	10,56	11,44	9,65
Na ₂ O	2,21	4,0	2,9	2,8	1,0	2,75	2,73	0,08
K ₂ O	0,09	0,44	0,60	0,11	3,18	0,92	0,78	2,92
P ₂ O ₅	0,15	0,087	0,35	0,06	0,12	0,08	0,08	0,15
п.п.п.	5,11	–	7,11	4,4	9,61	–	–	2,94
Сумма	99,62	46,52	99,62	99,46	99,90	–	–	98,83
H ₂ O ⁻	–	–	–	–	–	–	–	–
CO ₂	–	–	–	–	–	–	–	–
H ₂ O ⁺	–	–	–	–	–	–	–	–
<i>Элементы примеси (г/т)</i>								
Элемент	08-КО-62/1	08-КО-65	08-КО-65/1	08-КО-66/3	08-КО-67	08-КО-67-2	08-КО-67-1	А-1192.05
Li	4,3	12,9	17,2	11,8	16,6	–	–	25,4
Be	0,57	0,20	0,20	0,16	0,42	–	–	0,33
Sc	48,9	52,0	49,6	52,8	33,3	49,25	48,55	49,4
Ti	–	–	–	–	–	–	–	–
Ti*	10788,3	4929,5	6712,7	4135,5	6772,6	3943,7	4423,2	8181,9
V	379	313	265	341	96,3	216,67	241,73	341
Cr	209	331	308	67,4	198	65,06	59,46	159
Mn	–	–	–	–	–	–	–	–
Fe	–	–	–	–	–	–	–	–
Co	50,4	47,9	45,0	46,9	25,9	40,8	39,53	45,8
Ni	103	69,5	75,8	54,2	96,5	39,03	36,98	118
Cu	155	114	147	176	86,4	144,35	65,31	162

для вулканогенных пород северной части Алганского террейна

«Нижняя»			«Верхняя»								
Вулканогенно-туфотерригенная			Кремнисто-базальтовый			Вулканогенно-кремнисто-терригенный				Туфотерригенный	
Разрез 2	Разрез 1		Разрез 7	нет							Разрез 6
долерит	гайло-кластит	базальт	микро-долерит	гайло-кластит	спилит	базальт	толеит	спилит	базальт	микро-долерит	
1 тип	1 тип	3 тип									
9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	
<i>Петрогенные элементы (мас.%)</i>											
A-1192.07	A-12-14	A-12-26	AB/02	07-195/1	08EL-50/2	07-164	07-164/2	07-184/1	07-187/4	07-152	
46,27	44,63	56,90	49,12	55,53	47,2	44,76	47,0	47,74	59,04	50,00	
1,45	2,32	0,91	0,88	2,0	1,55	2,06	1,82	1,81	1,3	2,36	
13,85	12,78	16,12	16,10	14,9	14,5	12,90	12,2	10,49	13,3	12,99	
8,21	9,43	3,83	2,00	10,5	10,84	6,66	5,81	8,38	9,8	7,51	
6,43	6,65	3,12	7,16	–	2,33	7,50	8,02	2,16	–	4,63	
0,25	0,25	0,68	0,16	0,21	0,18	0,17	0,11	0,43	0,13	0,22	
5,96	6,70	4,55	4,70	4,7	6,94	7,81	7,20	5,57	3,8	5,05	
10,13	9,10	4,56	9,88	9,3	6,93	10,04	11,0	10,50	10,5	10,02	
0,09	1,21	0,34	0,46	2,2	4,4	2,97	3,5	3,83	1,8	4,14	
2,92	2,46	2,86	3,88	0,37	0,16	0,11	0,14	0,43	0,019	0,36	
0,17	0,24	0,15	0,13	0,24	0,17	0,24	0,16	0,17	0,23	0,23	
3,55	3,50	5,65	4,73	–	4,59	3,97	2,16	8,28	–	2,77	
99,28	99,27	99,67	99,20	44,47	99,74	99,19	99,11	99,79	100,00	100,28	
–	–	–	–	–	–	0,57	–	1,43	–	0,53	
–	–	–	–	–	–	0,25	–	3,77	–	0,52	
–	–	–	–	–	–	2,55	–	3,25	–	1,53	
<i>Элементы примеси (г/т)</i>											
A-1192.07	A-12-14	A-12-26	AB/02	07-195/1	08EL-50/2	07-164	07-164/2	07-184/1	07-187/4	07-152	
29,7	13,8	61,5	10,9	24,4	6,0	–	1,1	–	9,5	–	
0,41	0,80	0,76	0,18	1,0	0,60	0,724	0,63	0,947	0,66	0,812	
52,6	48,6	23,8	52,3	41,8	47,2	36,8	48,7	33,9	32,9	43,9	
–	–	–	–	–	–	11749	–	9494	–	14148	
9108,3	16134,8	5671,9	5598,6	12228,1	9289,9	12346,6	10908,2	10848,2	7609,7	14144,6	
384	498	193	328	280	274	355	368	324	264	403	
74,4	19,1	71,5	–	237,1	246	191	241	171	52,8	66,3	
–	–	–	–	–	–	1114	–	2869	–	1566	
–	–	–	–	–	–	87801	–	77586	–	84650	
50,3	41,8	24,5	47,6	44,9	45,8	42,4	40,2	37,5	26,4	45,5	
78,7	36,3	49,5	–	82,5	63,2	77,8	69,2	100	39,3	57,6	
172	59,9	65,8	36,9	42,8	9,3	38,5	5,2	42,4	17,1	44,5	

Номер	1	2	3	4	5	6	7	8
<i>Элементы примеси (г/т)</i>								
Элемент	08-КО-62/1	08-КО-65	08-КО-65/1	08-КО-66/3	08-КО-67	08-КО-67-2	08-КО-67-1	A-1192.05
Zn	99,5	98,2	95,4	99,0	84,6	<i>88,1</i>	<i>91,19</i>	88,4
Ga	18,4	12,6	12,0	14,5	12,5	<i>15,22</i>	<i>15,86</i>	17,6
As	0,53	5,0	9,1	1,3	4,7	–	–	0,7
Se	<1.6	<1	<1.2	<2	<1	–	–	<1
Rb	0,53	11,9	12,8	1,3	96,6	–	–	1,5
Sr	163	126	156	66,3	407	<i>79,24</i>	<i>77,09</i>	258
Y	23,2	21,2	21,0	22,2	21,0	<i>27,51</i>	<i>27,05</i>	26,9
Zr	96,0	44,3	38,9	30,4	47,6	<i>34,91</i>	<i>39,12</i>	71,8
Nb	5,9	2,3	1,8	0,95	2,2	<i>2,48</i>	<i>3,36</i>	2,7
Mo	0,78	0,31	0,91	0,28	0,23	–	–	0,84
Ag	0,060	<ПО	<ПО	0,036	0,019	–	–	0,040
Cd	0,13	0,13	0,15	0,080	<ПО	–	–	0,081
Sn*	1,0	0,35	0,35	0,32	0,58	–	–	0,49
Sb	<ПО	0,20	0,16	0,11	0,25	–	–	0,15
Cs	<ПО	0,49	0,36	0,033	3,1	–	–	0,14
Ba	66,6	25,9	32,2	88,5	720	<i>67,88</i>	<i>76,78</i>	157
La	5,2	2,2	2,1	1,4	8,3	<i>1,91</i>	<i>1,52</i>	2,7
Ce	14,7	6,1	5,6	3,8	13,6	<i>4,53</i>	<i>3,87</i>	8,2
Pr	2,3	1,0	1,0	0,6	2,4	<i>0,68</i>	<i>0,59</i>	1,4
Nd	12,2	5,4	5,4	3,4	11,1	<i>3,76</i>	<i>3,35</i>	7,7
Sm	3,8	1,9	1,9	1,5	3,2	<i>1,56</i>	<i>1,44</i>	2,7
Eu	1,3	0,71	0,73	0,58	0,89	<i>0,64</i>	<i>0,58</i>	1,0
Gd	4,8	3,1	3,1	2,8	4,0	<i>2,85</i>	<i>2,58</i>	3,9
Tb	0,76	0,53	0,56	0,54	0,65	<i>0,58</i>	<i>0,52</i>	0,66
Dy	4,7	3,8	3,8	4,1	4,1	<i>4,35</i>	<i>3,86</i>	4,3
Ho	0,97	0,84	0,86	0,93	0,87	<i>1,02</i>	<i>0,9</i>	0,89
Er	2,8	2,6	2,6	2,9	2,6	<i>3,28</i>	<i>2,86</i>	2,8
Tm	0,38	0,38	0,38	0,45	0,36	<i>0,49</i>	<i>0,43</i>	0,37
Yb	2,4	2,5	2,7	3,1	2,3	<i>3,39</i>	<i>2,97</i>	2,5
Lu	0,35	0,38	0,40	0,48	0,33	<i>0,53</i>	<i>0,46</i>	0,35
Hf	2,9	1,4	1,4	1,2	1,7	<i>1,04</i>	<i>1,42</i>	2,3
Ta	0,30	0,13	0,11	0,06	0,12	–	–	0,20
W	0,063	0,043	0,06	0,14	0,23	–	–	0,18
Tl	0,014	0,083	0,088	0,020	0,10	–	–	0,037
Pb	0,32	0,25	0,12	0,13	7,6	–	<i>1,24</i>	0,11
Bi	<ПО	<ПО	<ПО	<ПО	0,080	–	–	0,0068
Th	0,31	0,15	0,14	0,15	1,0	<i>4,92</i>	<i>3,86</i>	0,18
U	0,11	0,20	0,30	0,072	0,19	–	–	0,075

Примечание. Курсивом выделены петрогенные элементы полученные в лаборатории ГИН РАН, микроэлементов в ИМГРЭ. В остальных случаях содержание главных элементов определены в АСИЦ ИПТМ РАН. Знаком (*) помечены концентрации Ti в г/т, посчитанные по форму-

9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<i>Элементы примеси (г/т)</i>										
A-1192.07	A-12-14	A-12-26	AV/02	07-195/1	08EL-50/2	07-164	07-164/2	07-184/1	07-187/4	07-152
100	131	100	76,8	133	96,8	55,3	45,2	99,8	91,5	119
17,0	19,5	15,4	12,7	22,1	14,8	20,0	15,2	16,7	21,7	19,7
1,0	0,79	1,0	0,31	6,4	4,1	–	<ПО	–	9,7	–
<1.3	<3	<1	<0.9	<2.3	<2	–	<1.8	–	<2	–
1,4	24,6	9,4	11,9	15,9	2,3	0,791	0,77	9,60	0,31	6,02
339	127	559	222	128	61,5	83,7	80,3	189	184	131
33,1	60,7	19,2	21,5	30,3	38,7	38,9	41,8	35,1	40,3	57,5
82,6	178	88,9	42,8	121	102	153	41,7	105	114	179
3,6	5,6	3,1	1,8	13,6	5,4	5,652	5,3	2,21	4,0	4,89
1,0	0,69	1,3	0,067	0,84	0,53	0,649	0,47	1,10	1,2	0,634
0,037	0,050	<ПО	<ПО	<ПО	0,042	–	<ПО	–	<ПО	–
0,099	0,11	0,554	0,11	0,059	0,10	0,075	<ПО	0,099	0,083	0,097
0,51	1,4	0,61	0,32	1,6	1,2	–	1,5	–	1,1	–
0,10	0,23	0,25	0,17	0,71	0,13	–	0,14	–	0,07	–
0,11	0,59	0,57	1,1	0,54	0,046	0,022	0,020	0,354	0,046	0,097
226	65,5	4749	68,5	47,0	26,5	11,8	10,8	124	26,1	40,3
3,4	6,0	10,1	1,9	11,6	4,6	5,72	5,6	3,78	4,8	6,03
9,8	19,1	26,6	5,3	27,3	14,2	16,6	19,1	11,2	14,6	20,0
1,6	3,2	3,2	0,89	4,2	2,4	2,65	3,3	1,99	2,5	3,34
9,1	17,2	13,8	4,9	20,5	13,4	13,8	17,4	11,0	13,5	17,9
3,1	6,0	3,4	1,9	5,7	4,5	4,64	5,4	3,95	4,9	6,14
1,2	2,0	1,0	0,73	1,9	1,3	1,49	2,0	1,31	1,5	2,11
4,5	8,3	3,3	2,7	6,8	6,7	6,09	7,6	5,36	6,8	8,32
0,78	1,4	0,52	0,49	1,1	1,1	1,08	1,2	0,964	1,2	1,52
5,1	9,4	3,2	3,3	6,2	7,3	7,19	8,1	6,46	7,7	10,3
1,1	2,0	0,65	0,72	1,3	1,6	1,57	1,7	1,40	1,7	2,31
3,4	6,2	2,0	2,3	3,5	4,7	4,46	5,1	4,00	4,9	6,82
0,48	0,89	0,28	0,33	0,48	0,68	0,651	0,71	0,600	0,70	1,04
3,3	6,1	2,0	2,2	3,1	4,4	4,22	4,6	3,89	4,8	6,67
0,49	0,88	0,28	0,33	0,45	0,64	0,635	0,64	0,594	0,70	1,03
2,6	5,3	2,8	1,6	3,9	3,6	3,80	2,3	2,78	3,4	4,54
0,25	0,41	0,20	0,13	0,79	0,29	0,375	0,32	0,153	0,27	0,342
0,094	0,073	0,35	0,040	0,33	0,19	–	0,10	–	0,15	–
0,011	0,061	0,051	0,037	0,13	<ПО	–	<ПО	–	<ПО	–
0,44	0,80	6,3	0,19	1,4	0,45	3,92	<ПО	8,78	0,44	5,44
0,0069	0,0067	0,14	0,0067	<ПО	<ПО	–	<ПО	–	<ПО	–
0,25	0,3	1,6	0,15	0,8	0,26	0,386	0,25	0,230	0,25	0,352
0,12	0,23	0,65	0,094	0,3	0,13	0,130	0,10	0,213	0,11	0,127

ле – $((10000 * \text{TiO}_2 \text{wt}) * \text{Ti}(\text{amu})) / (\text{Ti}(\text{amu}) + 2 * \text{O}(\text{amu}))$, в остальных случаях содержания получены инструментально. <ПО – ниже порога обнаружения применяемой методики. Прочерк – элемент не определен.

Содержание петрогенных и рассеянных элементов в кремнистых породах

Комплексы пород	Вулканогенно-кремнистый							Вулканогенно-кремнисто-туфогерригенный	
	радиолярит	радиолярит	алевролит	алевролит	алевролит	радиолярит	яшма	кремнистая брекчия	аргиллит
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Петрогенные элементы (мас.%)</i>									
№ обр.	07-136	07-136/1	07-136/2	07-143	07-143/3	07-193	07-193/3	07-166	07-166/8
SiO ₂	93,78	93	83,26	89,98	90,42	91,29	89,64	54,64	58,91
TiO ₂	0,07	0,06	0,2	0,12	0,11	0,02	0,09	1,04	0,9
Al ₂ O ₃	0,37	0,48	3,5	2,88	0,94	0,57	2,31	17,3	14,83
Fe ₂ O ₃	2,43	1,8	4,94	1,83	2,71	1,06	1,32	9,21	10,49
FeO	0,18	0,18	0,65	0,29	0,36	0,15	0,61	0,55	0,4
MnO	0,01	0,01	0,07	0,03	0,04	0,19	0,21	0,19	0,13
MgO	0,24	0,24	1,25	0,2	0,8	0,89	1,85	2,67	1,59
CaO	0,62	1,29	1,18	1,01	1,17	3,03	1,41	2,22	1,88
Na ₂ O	0,22	0,19	0,67	0,36	0,37	0,07	0,23	3,52	5,53
K ₂ O	0,22	0,17	0,92	0,58	0,53	0,04	0,38	3,96	2,28
P ₂ O ₅	0,02	0,02	0,13	0,03	0,08	0,01	0,03	0,21	0,16
п.п.п.	1,28	1,94	2,66	1,98	1,9	2,75	1,74	3,88	2,3
Сумма	98,16	97,44	96,77	97,31	97,53	97,32	98,08	95,51	97,1
<i>Элементы примеси (г/т)</i>									
№ пробы	07-136	07-136-1*	07-136/2	07-143*	07-143/3	07-193	07-193/3	07-166	07-166/8
Li	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Be	0,306	–	0,541	–	0,251	<0,05	<0,05	0,819	1,065
Sc	16,9	1,1	17,9	47,02	19,2	27,5	21,3	27,5	30,0
Ti	517	–	1375	–	853	137	617	6642	5539
Ti*	–	–	–	–	–	–	–	–	–
V	16,6	23,81	40,8	503,36	26,3	10,8	12,3	173	94,9
Cr	25,2	9,81	17,7	289,18	18,3	15,1	16,3	65,0	37,0
Mn	155	–	489	–	270	1419	1537	1471	968
Fe	7195	–	29499	–	15852	9105	15406	65047	66833
Co	3,04	3,14	13,4	49,62	6,67	1,48	40,6	27,8	21,2
Ni	17,8	–	35,5	66,24	22,8	14,8	40,4	52,6	54,1
Cu	6,08	29,54	48,0	228,21	25,3	27,0	9,72	38,9	65,4
Zn	6,9	9,28	41,2	77,3	15,7	15,9	33,3	95,7	86,8
Ga	2,37	1,92	6,70	17,07	3,74	1,21	4,70	19,7	17,0
As	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Rb	8,00	6,65	28,8	13,98	18,0	1,56	10,7	85,2	62,2
Sr	4,44	9,33	24,6	153,08	18,3	52,6	63,5	231	171
Y	5,36	4,25	14,8	32,72	7,36	3,27	8,64	34,3	37,0
Zr	8,9	17,77	25,9	101,88	15,1	8,37	33,5	167	177
Nb	1,45	2,44	1,10	4,85	0,318	0,252	0,556	6,03	7,57

«Верхней» пластины северной части Алганского террейна

Вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный						Туфотерригенный		
яшма	яшма	кремнистая брекчия	кремнистая брекчия	кремень	радиолярит	туфосилицит	радиолярит	алевролит
10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Петрогенные элементы (мас. %)</i>								
07-185/8	07-186/3	07-186/6	07-188	07-190/2	07-190/3	07-146	144a	07-145a
94,05	96,74	95,62	90,94	93,83	89,6	71,69	90,0	86,8
0,02	0,01	0,01	0,09	0,04	0,03	0,44	0,06	0,36
1,08	0,1	0,1	2,79	0,3	0,77	9,11	1,4	5,4
1,5	1,52	1,91	1,66	2,03	2,53	2,87	1,12	1,65
0,15	0,12	0,14	0,14	0,38	0,26	0,75	1,52	1,38
0,25	0,04	0,05	0,11	0,1	0,22	0,11	0,04	0,04
0,47	0,1	0,18	0,46	0,32	0,52	0,98	0,31	0,78
0,79	0,7	0,97	1,21	1,47	2,99	3,97	0,38	0,49
0,05	0,04	0,05	0,21	0,04	0,06	1,47	0,2	0,4
0,17	0,03	0,03	0,68	0,26	0,15	0,81	0,21	0,47
0,01	0,02	0,02	0,04	0,01	0,02	0,1	0,03	0,07
0,98	0,56	0,57	1,47	1,1	2,57	7,09	2,15	2,02
98,54	99,42	99,08	98,33	98,78	97,15	92,3	95,33	97,832268
<i>Элементы примеси (г/т)</i>								
07-185/8	186/3	07-186/6	07-188	07-190/2	07-190/3	07-146	144a	145a
–	4,6	–	–	–	–	–	39,6	47,0
<0,05	0,21	0,486	0,049	<0,05	0,264	0,941	0,42	0,41
21,1	1,1	6,2	23,0	25,6	23,0	23,2	2,8	3,7
478	–	119	630	460	317	3315		
–	–	–	–	–	–	–	–	–
12,2	46,1	53,6	17,8	28,6	43,9	60,2	13,3	17,9
15,5	56,7	17,2	6,85	24,9	7,60	20,4	48,8	40,0
1860	–	293	794	948	1515	856	–	–
13601	–	11488	13327	10552	21430	30208	–	–
4,15	2,3	1,67	12,7	3,11	2,71	4,76	4,2	10,2
18,8	16,5	13,6	27,6	25,1	19,1	9,27	17,8	23,5
12,2	29,6	7,10	14,2	24,6	19,9	32,6	45,4	57,1
29,0	29,5	15,7	23,1	15,2	26,2	40,9	14,5	27,3
1,93	1,5	1,36	3,52	2,78	2,35	12,5	2,4	3,6
–	3,3	–	–	–	–		3,5	1,5
5,82	1,5	0,96	20,0	9,17	4,53	25,7	7,9	13,9
29,6	5,7	9,1	51,1	32,1	41,8	1020,2	77,0	45,6
3,17	4,6	2,87	8,94	5,43	9,65	19,8	6,2	3,3
10,6	9,8	1,80	22,6	13,6	10,7	129	19,1	17,6
0,550	0,44	<0,05	1,03	0,741	0,332	3,06	2,8	1,7

Комплексы пород	Вулканогенно-кремнистый							Вулканогенно-кремнисто-туфогерригенный	
	радиолярит	радиолярит	алево-лит	алево-лит	алево-лит	радиолярит	яшма	кремнистая брекчия	аргиллит
Номер	1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Элементы примеси (г/т)</i>									
№ пробы	07-136	07-136-1*	07-136/2	07-143*	07-143/3	07-193	07-193/3	07-166	07-166/8
Mo	<1,00	–	<1,00	–	<1,00	<1,00	8,99	<1,00	23,0
Cd	0,011	–	0,030	–	0,031	0,020	0,044	0,150	0,144
Cs	<0.5	–	<0.5	–	<0.5	<0.5	<0.5	1,61	1,07
Ba	62,0	62,76	83,9	66,97	74,2	384	115	200	170
La	4,32	2,59	14,3	3,65	6,42	5,80	4,94	21,0	25,4
Ce	15,6	9,72	30,6	11,62	14,8	3,15	18,6	55,5	72,1
Pr	1,08	0,65	3,23	1,89	1,55	1,32	1,43	6,28	7,04
Nd	4,28	2,87	12,8	10,12	6,21	5,29	5,88	27,1	29,3
Sm	0,956	0,63	2,73	3,42	1,35	1,04	1,37	6,51	6,83
Eu	0,216	0,13	0,670	1,16	0,316	0,206	0,329	1,67	1,73
Gd	1,01	0,55	2,81	4,79	1,49	0,927	1,51	6,69	7,20
Tb	0,151	0,1	0,430	0,85	0,215	0,135	0,252	1,09	1,17
Dy	0,956	0,58	2,75	5,64	1,33	0,760	1,55	6,83	7,16
Ho	0,213	0,12	0,576	1,19	0,286	0,146	0,347	1,42	1,52
Er	0,631	0,36	1,59	3,53	0,799	0,388	0,993	4,05	4,27
Tm	0,100	0,07	0,235	0,51	0,114	0,054	0,156	0,614	0,651
Yb	0,701	0,38	1,44	3,2	0,728	0,355	1,02	3,95	4,15
Lu	0,116	0,07	0,221	0,48	0,120	0,045	0,166	0,605	0,640
Hf	0,209	1,28	0,534	3,14	0,315	0,136	0,737	4,18	4,97
Ta	0,092	–	0,174	–	0,085	0,055	0,074	0,583	0,562
W	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Tl	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Pb	0,270	13,46	3,37		1,38	0,700	0,796	3,04	7,40
Th	1,70	0,94	2,92	3,32	1,53	0,167	1,37	4,58	6,49
U	0,625	0,46	0,539		0,237	0,120	0,162	0,994	1,11

Примечание. Содержания петрогенных элементов получены в лаборатории ГИН РАН. Курсивом выделены микроэлементы полученные в АСИЦ ИПТМ РАН. В остальных случаях содержание главных элементов определены в ИМГРЭ. Знаком (*) помечены образцы, где со-

Окончание приложения 5

Вулканогенно-кремнисто-туфотерригенный						Туфотерригенный		
яшма	яшма	кремнистая брекчия	кремнистая брекчия	кремень	радиолярит	туфосилицит	радиолярит	алевролит
10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Элементы примеси (г/т)</i>								
07-185/8	186/3	07-186/6	07-188	07-190/2	07-190/3	07-146	144a	145a
4,43	4,6	144	8,10	3,40	<1,00	12,2	4,6	3,9
0,015	0,039	<0,005	0,019	0,017	0,020	0,274	<ПО	<ПО
<0,5	0,058	<0,5	1,89	<0,5	<0,5	0,530	0,50	0,76
86,9	14,0	7,86	112	31,5	32,7	1449	3115	5448
2,48	2,4	2,99	5,03	5,95	8,16	12,1	5,8	4,6
2,88	1,8	1,77	16,1	9,16	3,81	31,8	14,9	15,5
0,781	0,80	0,656	1,45	1,57	2,51	4,24	1,4	1,2
3,12	3,6	2,69	6,19	6,52	10,3	17,0	5,5	4,7
0,754	1,0	0,538	1,50	1,43	2,34	4,03	1,2	1,0
0,174	0,20	0,104	0,328	0,346	0,538	0,747	0,18	0,10
0,776	1,2	0,560	1,70	1,43	2,50	3,89	1,2	0,92
0,129	0,18	0,086	0,281	0,206	0,393	0,641	0,18	0,13
0,772	1,1	0,519	1,71	1,16	2,36	3,98	1,1	0,73
0,156	0,23	0,113	0,365	0,245	0,489	0,826	0,23	0,15
0,434	0,63	0,344	1,00	0,652	1,34	2,43	0,7	0,45
0,072	0,086	0,046	0,165	0,090	0,200	0,380	0,10	0,065
0,410	0,59	0,297	1,04	0,565	1,21	2,47	0,67	0,47
0,059	0,075	0,044	0,174	0,087	0,171	0,378	0,11	0,074
0,137	0,18	<0,003	0,497	0,269	0,091	3,25	0,61	0,56
0,064	<ПО	0,010	0,115	0,072	0,031	0,393	0,16	0,11
–	0,60	–	–	–	–	–	0,66	1,0
–	<ПО	–	–	–	–	–	0,045	0,084
0,256	2,9	0,588	1,08	1,40	2,39	3,37	4,9	7,2
0,313	0,26	0,149	1,37	0,639	0,325	5,67	1,7	2,1
0,122	0,13	0,166	0,106	0,233	0,203	1,63	0,83	0,23

держания редких земель определены рентгено-флюоресцентным методом в Университете г. Хиросима (Япония). <ПО – ниже порога обнаружения применяемой методики. Прочерк – элемент не определен.

Научное издание

Труды Геологического института
Основаны в 1932 году
Вып. 624

Артём Вячеславович Моисеев

**ТЕКТОНИКА
УСТЬ-БЕЛЬСКОГО СЕГМЕНТА
ЗАПАДНО-КОРЯКСКОЙ
СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ**

На странице обложки – серпентинитовый полимиктовый меланж,
среднее течение р. Анадырь (фото А.В. Моисеев)

На последней странице обложки – серпентинитовый меланж р. Эонайваам.
Наверху фото 2012 г. (автор А.В. Моисеев), ниже зарисовка А.А. Александрова (1978),
который первым описал покровно-складчатое строение и меланжи
в районе Усть-Бельских гор

Подписано к печати 20.11.2020
Формат 70×100¹/₁₆. Бумага офсетная.
Печать офсетная. Уч.-изд. л. 19,0
Тираж 300 экз.

ООО «Издательство ГЕОС»
119017, Москва, Пыжевский пер., 7, к. 332
Тел./факс: (495) 959-35-16, 8-926-222-30-91
e-mail: geos-books@yandex.ru
www.geos-books.ru

Отпечатано с готового оригинал-макета в ПИК «Идел-Пресс»
420066, Республика Татарстан, г. Казань, ул. Декабристов, 2