# СОДЕРЖАНИЕ

# Том 501, номер 2, 2021

## ГЕОЛОГИЯ

=

Неотектоническая структура острова Десепшен (Антарктика) по результатам структурно- геоморфологического анализа	
Н. Н. Дунаев, Г. В. Брянцева, М. А. Кузнецов	123
Среднедевонский возраст метаморфизма гранатовых амфиболитов в подошве Кемпирсайского офиолитового аллохтона (Южный Урал): результаты U–Th–Pb (SIMS)-датирования	
А. В. Рязанцев, А. В. Скобленко, Б. Г. Голионко, О. А. Артемова	132
Палеомагнитное обоснование стационарности Исландского Плюма и его раннемелового проявления в высокоширотной Арктике	
Д. В. Метелкин, В. В. Абашев, В. А. Верниковский, Н. Э. Михальцов	139
ГЕОХИМИЯ	
Геохимия редкоземельных металлов в ультраосновном-щелочно-карбонатитовом комплексе Кугда (Полярная Сибирь)	
Л. Н. Когарко	145
Геохимия, обстановки формирования и рудоносность вулканогенно-осадочных комплексов Приангарья Енисейского кряжа	
А. Д. Ножкин, П. С. Козлов, И. И. Лиханов, В. В. Ревердатто, А. А. Крылов	149
МИНЕРАЛОГИЯ	
Природа гетерогенности высокохромистых гранатов в ксенолите деформированного лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия)	
В. С. Шацкий, А. Л. Рагозин, Е. С. Ситникова	156
ВУЛКАНОЛОГИЯ	
"Верхние базальты" Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса: продольная миграция вулканической активности или наложение позднего магматического события?	
П. Л. Тихомиров, И. Е. Лебедев, А. М. Пасенко, Ф. Люилье, Д. В. Алексеев, В. Э. Павлов	167
ГЕОДИНАМИКА	
Глубоко погруженная кора континентального типа. Центральная Арктика и Зеландия в Тихом океане	
Е. В. Артюшков, О. Е. Смирнов, П. А. Чехович	173
Особенности глубинного скоростного строения центральной части Кольского полуострова методом функций приемника	
В. В. Адушкин, А. Г. Гоев, И. А. Санина, А. В. Федоров	180

# СТРАТИГРАФИЯ

Разнообразие археоциат и Sr-хемостратиграфия нижнего кембрия Западного Забайкалья (Удино-Витимская и Бирамьино-Янгудская зоны)	
М. С. Скрипников, А. Б. Кузнецов, Л. И. Ветлужских, О. К. Каурова	184
Стратиграфия комплексов Охотско-Чукотского пояса в верховьях р. Малый Анюй (район месторождения Купол): данные U–Pb- и <sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar-датирования	
П. Л. Тихомиров, И. Е. Лебедев, Ф. Люилье, В. Э. Павлов	192
ГЕОФИЗИКА	
Некоторые причины неточностей краткосрочного прогноза землетрясений с учетом лабораторного моделирования	
Г. А. Соболев	199
СЕЙСМОЛОГИЯ	
Моделирование сейсмичности региона Алтай–Саяны–Прибайкалье	
А. А. Соловьев, А. И. Горшков	204
Использование алгоритмов искусственного интеллекта для оптимального планирования морских сейсмических работ	
С. В. Зайцев, С. А. Тихоцкий, С. В. Силаев, А. А. Ананьев, Р. В. Орлов, Д. Н. Ужегов, И. Ю. Кудряшев, Б. В. Васекин, С. И. Кондрашенко, С. О. Базилевич	210
ОКЕАНОЛОГИЯ	
Газогеохимические аномалии углеводородных газов в донных осадках хребта Ломоносова и котловины Подводников Северного Ледовитого океана	
А. В. Яцук, А. И. Гресов, В. И. Сергиенко, Ю. П. Василенко, Д. А. Швалов	219
Пеленг зон генерации микросейсм "голоса моря"	
Г. И. Долгих, В. А. Чупин, Е. С. Гусев, В. В. Овчаренко	226
ГЕОГРАФИЯ	

Величина баланса углерода лесов в национальной климатической политике России и Канады

# **CONTENTS**

\_

\_

# Vol. 501, no. 2, 2021

### GEOLOGY

=

Results of the Structural and Geomorphological Analysis of the Deception Volcanic Island (Antarctic)	
N. N. Dunaev, G. V. Bryantseva, and M. A. Kuznetsov	123
Middle Devonian Age of Metamorphism of Garnet Amphibolites in the Sole of the Kempirsai Ophiolite Allochthon (Southern Urals): Results of the U–Th–Pb (Sims) Dating	
A. V. Ryazantsev, A. V. Skoblenko, B. G. Golionko, and O. A. Artyomova	132
Paleomagnetic Evidence for the Iceland Plume Paleogeographic Stationarity and Early Cretaceous Manifestation in the High Arctic	
D. V. Metelkin, V. V. Abashev, V. A. Vernikovsky, and N. E. Mikhaltsov	139
GEOCHEMISTRY	
Geochemistry of Rare Earth Metals in the Ultrabasic-Alkaline-Carbonatite Complex of Kugda (Polar Siberia)	
L. N. Kogarko	145
Geochemistry, Formation Settings, and Ore Potential of the Volcano-Sedimentary Complexes of the Pryanarya, Yenisei Ridge	
A. D. Nozhkin, P. S. Kozlov, I. I. Likhanov, V. V. Reverdatto, and A. A. Krylov	149
MINERALOGY	
The Nature of Heterogeneity of High-Chromium Garnets in Xenolite of Deformed Lherzolite from Udachnaya Kimberlite Pipe (Yakutia)	
V. S. Shatsky, A. L. Ragozin, and E. S. Sitnikova	156
VOLCANOLOGY	
The "upper Basalts" of the East Chukotka Segment of Okhotsk-chukotka Belt: The Along Strike Migration of Volcanic Activity, or the Overprint by Later Magmatic Event?	
P. L. Tikhomirov, I. E. Lebedev, A. M. Pasenko, F. J. L. Lhuillier, D. V. Alekseev, and V. E. Pavlov	167
GEODYNAMICS	
The Deep Submerged Continental Crust. Central Arctic and Zealandia in Southwest Pacific	
E. V. Artyushkov, O. E. Smirnov, and P. A. Chekhovich	173
Features of the Deep Velocity Structure of the Central Part of the Kola Peninsula by Receiver Functions Technique	
V. V. Adushkin, A. G. Goev, I. A. Sanina, and A. V. Fedorov	180

# LITHOLOGY

Archaeocyath Diversity and Sr-Chemostratigraphy of the Lower Cambrian in Western Transbaikalia (Uda-Vitim and Biram'ya-Yanguda Zones)	
M. S. Skripnikov, A. B. Kuznetsov, L. I. Vetluzhskih, and O. K. Kaurova	184
Stratigraphy of the Okhotsk-Chukotka Belt (Headwaters of Malyi Anyui River, the Vicinity of Kupol Deposit): U–Pb and $^{40}$ Ar/ <sup>39</sup> Ar Age Data	
P. L. Tikhomirov, I. E. Lebedev, F. J. L. Lhuillier, and V. E. Pavlov	192
SEISMOLOGY	
Some Reasons of Inaccuracy Short Term Earthquake Prediction Taking into Account Laboratory Experiments	
G. A. Sobolev	199
Modeling the Seismicity of the Altai–Sayan–Baikal Region	
A. A. Soloviev and A. I. Gorshkov	204
Artificial Intelligence Algorithms Application to Optimal Marine Seismic Survey Planning	
S. V. Zaytsev, S. A. Tikhotskiy, S. A. Silaev, A. A. Ananiev, R. V. Orlov, D. N. Uzhegov, I. Yu. Kudryashev, B. V. Vasekin, S. I. Kondrashenko, and S. O. Bazilevich	210
OCEANOLOGY	
Gas Geochemical Anomalies of Hydrocarbon Gases in the Bottom Sediments of the Lomonosov Ridge and Podvodnikov Basin of Arctic Ocean	
A. V. Yatsuk, A. I. Gresov, V. I. Sergienko, Yu. P. Vasilenko, and D. A. Shvalov	219
Bearing of Microseisms Generation Zones "Voices of the Sea"	
G. I. Dolgikh, V. A. Chupin, E. S. Gusev, and V. V. Ovcharenko	226

### GEOGRAPHY

Forest Carbon Balance Assessments in National Climate Policies: The Example of Russia and Canada

A. N. Krenke, E. A. Shvarts, A. V. Ptichnikov, and I. K. Petrov	231

УДК 551.248.2 + 551.21.03

"...благодаря трудностям дальних исследований, улучшается знание ближних местностей" В. И. Вернадский, 22.11.1921

# НЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ОСТРОВА ДЕСЕПШЕН (АНТАРКТИКА) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

© 2021 г. Н. Н. Дунаев<sup>1, \*</sup>, Г. В. Брянцева<sup>2</sup>, М. А. Кузнецов<sup>3</sup>

Представлено академиком РАН Л.И. Лобковским 07.06.2021 г. Поступило 07.06.2021 г. После доработки 08.07.2021 г. Принято к публикации 24.08.2021 г.

Представлены результаты анализа конструкции вулкана стромболианского типа после его эксплозивного кальдерообразующего извержения. Объектом исследований выбран вулкан Десепшен Южно-Шетландского архипелага (Антарктика) в соответствии со "Стратегией развития деятельности Российской Федерации в Антарктике на период до 2020 г. и на отдаленную перспективу до 2030 г.". На основании оригинальных структурно-геоморфологических построений и литературных данных выявлена его современная тектоническая структура и дана оценка влияния геодинамических обстановок сопредельных районов на его развитие. Сделан вывод о том, что вулкан Десепшен возник на пересечении крупной разломной зоны Герой и регионального разлома, обрамляющего с юго-востока архипелаг, без влияния геодинамического режима сопредельного рифта Брансфилд, которому ряд исследователей отводят ведущую роль в его истории. Для современной структуры вулкана характерна блоковая тектоника с доминированием разломов СВ-простирания.

*Ключевые слова:* Антарктика, вулканизм, новейшая тектоника, структурная геоморфология **DOI:** 10.31857/S2686739721120045

#### введение

В настоящее время широкомасштабные и целенаправленные научные исследования в Антарктике, начало которым было положено во второй половине 50-х годов XX в., проводятся многими странами. В их числе Россия по ряду позиций занимает лидирующее место.

Одним из районов Антарктики, привлекающим повышенное внимание исследователей многих научных направлений, в особенности геологических и биологических, является остров Десепшен

<sup>2</sup> Московский государственный университет

вулканического происхождения, имеющий большое природное, научное, историческое, просветительское и эстетическое значение. Десепшен считается природной лабораторией для проведения междисциплинарных исследований, результаты которых выйдут за рамки регионального значения. Он является также одним из наиболее популярных туристических объектов Антарктики.

Геологическое строение Десепшена изучалось специалистами Испании, Великобритании, Аргентины и др. Его неотектоническая структура рассматривалась с позиции выделения разрывных нарушений и линеаментов при разных методических подходах ([1–3] и др.). Поэтому пока нет единого мнения о новейшей тектонике острова. Представленная работа отражает одно из перспективных направлений в его исследовании. Авторы предлагают свое видение основных элементов неотектонической структуры и местоположения острова, которое, надеемся, найдет соответствующий отклик коллег. Основная задача – создание картографической модели его новейшей тектонической структуры как основы для изучения ее

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт океанологии им. П.П. Ширшова Российской академии наук, Москва, Россия

имени М.В. Ломоносова, геологический факультет, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, географический факультет, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: dunaev@ocean.ru



Рис. 1. Местоположение о. Десепшен по [4] с незначительными изменениями.

соотношения с проявлениями вулканизма, динамикой берегов и др.

# МЕСТОПОЛОЖЕНИЕ И КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА О. ДЕСЕПШЕН

Остров Десепшен расположен на юго-западной окраине архипелага Южные Шетландские острова (рис. 1), которые являются надводной частью либо соответствующей им тектонической микроплиты, либо континентального Южно-Шетландского макроблока. Он имеет форму асимметричного разорванного кольца с бухтой Порт-Фостер в центре. Наиболее близкое к реальности определение размера его субаэральной части составляет около 113 км<sup>2</sup>, а ее рельеф представлен низким холмогорьем с максимальной высотой 539 м над уровнем моря. На высотах более 200 м территория покрыта перманентным снежным и снежно-ледниковым покровом мощностью до нескольких десятков, а местами до 100 м (рис. 2).

Остров открыт Уильямом Смитом (1790–1847) 19 февраля 1819 г. Его первым посетителем был 21-летний капитан промыслового судна — шлюпа "Hero" — ("Герой") Н.Б. Палмер (1799—1887) в ноябре 1820 г., давший ему название Десепшен (Обман) из-за его обманчивого внешнего вида не как обычного острова (рис. 2).

Десепшен – действующий вулкан 1.4–1.5-километровой высоты от морского дна. Одни исследователи считают его стратовулканом, другие щитовым, третьи композитным, принимая, что его большая нижняя часть соответствует щитовому типу, а верхняя стратовулкану. Диаметр его подводного основания по разным оценкам составляет 25-30 км, а надводного в разных сечениях 13-15 км (9.3 мили). Очаг вулкана состоит либо из большой, но неглубокой активной магматической камеры, либо из нескольких неглубоких (≤10 км) магматических камер и питается магмами, поднятыми непосредственно из мантии, либо из зоны накопления магмы, расположенной на границе кора-мантия на глубине 15-20 км (глубина границы Мохо под Десепшеном по геофизическим данным определяется от 15-18 до 20-24 км). В глубинном строении земной коры, подстилающей вулканическую структуру острова, установ-



**Рис. 2.** Космический снимок о. Десепшен. NASA, Landsat—8. Дата съемки 23.03.2018 (дата обращения 22.01.2021).

лена вертикальная и латеральная неоднородность. Рыхлые неконсолидированные и слабо консолидированные осадки, содержащие значительные объемы лав и туфов, на глубине 0.6—1.4 км подстилаются консолидированными осадочными породами и лавами. Крутозалегающая тектоническая зона, проходящая непосредственно через центральную часть острова, разделяет его на юго-восточный и северный сектора с разной глубинной структурой. Нормальная магнитная полярность всех обнаженных пород Десепшена указывает на то, что они моложе 0.78—0.75 млн л., а по данным К—Аг-анализа большая часть субаэральной части острова была построена в последние 0.35—0.2 млн л. [5—8].

Формирующая Десепшен магматическая деятельность началась с ряда подводных извержений, сопровождаемых формированием подушечных лав основного состава, на которых субаэральные извержения создали стратовулкан стромболианского типа. Фрагменты его пирокластики характеризуются в основном базальтовым и андезито-базальтовым составом и обычно представлены вулканическим стеклом с фенокристаллами плагиоклаза и некоторых пироксенов [8].

Около 10000 лет назад, либо в интервале 8300-3980 л. н. (некоторые исследователи отдают приоритет дате  $3980 \pm 125$  л. н.) произошло мощное извержение вулкана [7, 9]. В результате крупного и сильного взрыва на поверхность стремительно



**Рис. 3.** Районы преимущественного размещения посткальдерных микрократеров о. Десепшен (по [12] упрощенно).

изверглось по разным оценкам от  $30 \pm 10$  до 60-90 км<sup>3</sup> магматического материала. За извержением последовали коллапс вершины вулкана и формирование кальдеры, процесс которого оценивается неоднозначно: предшествующий гравитационный коллапс магматической камеры, обрушение вулканической постройки по полигональной сети разломов или по кольцевому разлому. Не исключается и формирование кальдеры вследствие процесса расширения в результате сдвиговых деформаций в районе вулкана [1, 7, 10, 11]. Ее границу протяженностью 32 км обычно проводят по главному водоразделу острова. Меньший диаметр кальдеры определяется в 8-10 км. а больший в пределах 12-16 км. Позднее в нее проникло море, образовав бухту Форт-Постер.

Посткальдерная фаза развития вулкана включает и совсем недавние исторические извержения (1829–1970 гг.) небольших объемов – от <0.1 км<sup>3</sup> до 0.2 км<sup>3</sup> и представлена несколькими десятками небольших эруптивных кратеров, рассеянными внутри кальдеры (рис. 3). Характер извержений представлен стромболианским, сурцеянским и маарским типами [7, 13].

Вариант исходной надводной формы вулкана Десепшен предложен на рис. 4. Современное субаэральное сооружение составляет около 80% его прежнего объема.



Рис. 4. Палеореконструкция докальдерного о. Десепшен [14].

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Исходным материалом для составления структурно-геоморфологической модели Десепшена послужили топографические и батиметрические карты разного масштаба, анализ которых дополнен результатами дешифрирования современных космоснимков среднего уровня пространственного разрешения семейства Landsat 8 (https://earthexplorer.usgs.gov/), космоснимками высокого и сверхвысокого разрешения с интернет-ресурсов Google Earth (https://earth.google.com/web/) И Bing (https://www.bing.com/maps), литературными данными по геолого-геоморфологическому строению и геофизическим исследованиям острова. Анализ разновременных (2003-2020 гг.) космических снимков позволил уточнить имеющиеся данные о рельефе, отраженном на топографических картах XX и начала XXI веков.

На основании имеющихся топографических карт и космических снимков авторами статьи построена ЦМР о. Десепшен (1: 25000) по методу интерполяции Topo to Raster с помощью программного обеспечения ArcGIS 10.3. При выполнении структурно-геоморфологического анализа ШМР улучшает восприятие распределения высотного фона территории и помогает лучше понять закономерности локализации линеаментов разных порядков. В районах острова, находящихся под ледниками и снежниками, особенно ценными оказались данные, полученные при анализе диапазонов TIRS (Thermal Infrared Sensor в ИСЗ Landsat 8), показывающих температуру земной поверхности, линейные увеличения которой отражают вероятные тектонические нарушения.

Одним из методов определения неотектонической обстановки какого-либо района является структурно-геоморфологический. Он исходит из представления о том, что рельеф и экзодинамика

земной поверхности отражают неотектонический этап развития земной коры и базируются на выявлении их тектономорфных свойств. Следует подчеркнуть, что рельеф обладает особенно высокой информационной емкостью и позволяет использовать его характеристики для диагностики и картографирования создавших его деформаций приповерхностного (до первого геофизического раздела) горизонта земной коры, набор индикаторов которых определяется регионально. Со временем часть таких деформаций может стать пассивной, но преобладающее их количество продолжает развиваться в современном рельефе. Обычно последние и выделяются при структурно-геоморфологическом дешифрировании рельефа. При этом особое внимание уделяется выявлению линеаментов, представляющих разрывы со смещением и трешины. Их появление связано с разрешением напряженного состояния соответствующего участка земной коры в некотором линейно ориентированном пространстве. Как правило, они возникают в геодинамических условиях преимущественного растяжения. С ними часто связаны зоны повышенной дезинтеграции геологических отложений и проницаемости приповерхностных горизонтов земной коры, а также дизъюнктивные дислокации типа раздвигов и сбросов. В качестве одного из маркеров они привлекаются при определении границ конкретных структурных форм.

Структурно-геоморфологический метод разрабатывался разными авторами, но в данном исследовании в основном использованы методические приемы, предложенные Н.П. Костенко [15], успешно апробированные на практике. Рекомендованные методические подходы позволяют построить картографическую модель новейшей тектоники изучаемого района вне зависимости от приверженности авторов к какой-либо из существующих геодинамических концепций, т.е.



**Рис. 5.** Основополагающие разломы о. Десепшен. а – по [6] упрощенно: *1* – разломы, *2* – рифтовая впадина; б – система разломов, выделенная авторами на основе структурно-геоморфологического анализа архипелага Юж. Шетландских островов.

представить структуру (тектоническую организацию) соответствующего участка Земли как форму залегания верхнекоровых геологических отложений: складчатую, блоковую, сводово-глыбовую и др. В цитируемой работе обоснованы геоморфологические и геологические признаки выделения на земной поверхности новейших объемно-площадных структурных форм разной конфигурации, а также линеаментов, часто соответствующих тектоническим разрывным нарушениям разного масштаба.

Известно, что проявление вулканизма как финального следствия продвижения к поверхности Земли ее расплавленных масс обусловлено тектоническими разломами земной коры, а не наоборот. Поэтому при изучении новейшей структуры острова главное внимание было уделено анализу его разломной тектоники, представляющей большой интерес и значение для выявления региональных особенностей их соотношения. Согласно современным тектонофизическим представлениям под разломом понимается линейно выраженное механическое нарушение сплошности деформируемого тела протяженностью более 100 м, образующееся под действием приложенных к нему внешних сил. В рельефе о. Десепшен с разломами связано изменение простираний гребней поднятий, расширение (сужение) площадных форм, коленообразные изменения направлений изогипс или их сгущение на значительном линейно выраженном протяжении и др. Системность линеаментов (повторяемость простираний) также свидетельствует об их разломно-тектонической природе.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ И ДИСКУССИЯ

Согласно нашим исследованиям, о. Десепшен располагается на пересечении разломной зоны Герой и регионального разлома, ограничивающего с ЮВ Южно-Шетландский архипелаг (рис. 5).

Разломная зона Герой в рельефе морского дна выражена, подобно разломной зоне Шеклтон, хребтом СЗ-простирания и субпараллельными ему ущельями общей шириной до первых десятков километров, обусловленных спрямленными линейными нарушениями сплошности земной коры. Один из поперечных профилей через эту зону в генерализованном виде представлен на рис. 6.

На выходе из Южно-Шетландского желоба к островному макроблоку разломная зона Герой испытывает ветвление. Район пересечения одной из его ветвей со смещенной правосторонним сдвигом в районе пролива Нельсон юго-западной частью регионального разлома, обрамляющего с юго-востока архипелаг (рис. 5 Б), оказался благоприятным для притока магматического расплава, что привело к возникновению вулканического острова Десепшен. Не исключено, что именно этот региональный разлом разделяет здесь два ти-



Рис. 6. Рельеф дна по профилю через пролив Дрейка по [12] с некоторыми изменениями. Разломные зоны: *1* – Шеклтон, *2* – Герой.



Рис. 7. Структурно-геоморфологическая схема о. Десепшен. Разновысотные блоки: *1* – менее 300 м, *2* – 300–500 м, *3* – более 500 м; *4* – склоны кальдеры обрушения, *5* – внешние склоны вулкана, *6* – разломы (а), линеаменты и зоны повышенной трещиноватости (б); границы структурных форм: 7 – первого порядка, 8 – второго порядка, *9* – отдельных поднятий; *10* – зона повышенной проницаемости. Цифрами обозначены структурные формы первого порядка: I – Понд, II – Годдард, III – Терраса, IV – Кендалл, V – Фумарол, VI – Кирквуд.

па коры, о которых упоминали С.Е. Шнюков и соавт. ([8] и др.).

В кольцеобразной геолого-геоморфологической структуре острова на всем ее протяжении выделяется срединное поднятие в виде платоподобной гребневой зоны, разбитой на блоки разного размера, высоты и простирания тектоническими разломами СВ- и СЗ-направления при доминировании первых. Наиболее крупным и высоким фрагментом поднятия является Понд, наиболее низким и небольшим Фумарол (рис. 7).

Блоки окружают кальдеру обрушения, частично заполненную морской водой с образованием бухты Порт Фостер. Окружающие бухту склоны высотой не более 250-300 м покрыты многочисленными вулканическими глыбами, а по их подножиям развиты посткальдерные микрократеры и микровулканчики. Блок Понд (I), расположенный на востоке вулкана, имеет север-северо-западное простирание и подразделяется на несколько блоков 2 порядка разломами СВ-простирания. Блок Годдард (II) с высотой поверхности немного более 300 м расположен на северо-востоке вулкана и отделяется от соседних блоков разломами СВ-простирания. Блок Терраса (III), окаймляющий кальдеру с севера, отделяется от нее разломами В-СВ-простирания. В его пределах можно выделить два протяженных блока с высотами 300-400 м, подразделяемых разломом СЗ-простирания. Блок *Кендалл* (IV) имеет дугообразную форму и ограничивает кальдеру вулкана с запада. В пределах этой структурной формы можно выделить два блока с высотами 300–400 м, которые подразделяются разломами СВ-простирания. Блок *Фумарол* (V) с высотами до 300 м расположен между поднятиями Кендалл и Кирквуд. Он ограничен со стороны моря особенно ярко выраженными береговыми обрывами. Блок *Кирквуд* (VI), расположенный на юго-западе вулкана, отделяется от блока Фумарол разломом СВ-простирания и подразделяется на два блока. Средние высоты здесь достигают 400 м.

Отчетливая блоковая структура Десепшена с выдерженными простираниями выявленных разломов говорит в пользу того, что она была сформирована до его вулканического извержения, а не является следствием последнего. Наиболее глубоко заложенные разломы послужили основными каналами в процессе предкальдерного вулканического извержения и последующего формирования кальдеры обрушения. Близкая точка зрения высказывалась ранее некоторыми исследователями ([12] и др.).

Кальдера острова ограничена локальными разломами указанных направлений и синхронными линеаментами повышенной проницаемости, отражающих ослабление в их пределах прочностных характеристик приповерхностных отложений и в определенной мере контролировавших процесс обрушения в форме квазиэллипса СЗ-простирания. Упомянутые линеаменты выделяются по границе контрастных изменений поля высот на ее склонах – смены сгущенных изогипс разреженными и по обобщенной границе распространения трещин отседания. По-видимому, с дислокациями подобного рода связано и формирование посткальдерных микрократеров (рис. 3). Форма кальдеры подчеркивается в рельефе эпикальдерной экзодинамикой с преобладанием плоскостного смыва, развитием гравитационных, нивальных и мерзлотных процессов. Линейная эрозия выражена слабо. Здесь следует уточнить, что в связи с большим количеством вариаций определения вулканических понятий и терминов в нашем исследовании приняли: каль*дера* — циркообразная макрокотловина в рельефе вулкана вокруг центра предшествовавшего извержения; кратер — локальная чаше воронкоподобная депрессия в рельефе вулкана вокруг подводяшего к земной поверхности канала (жерла) магматического очага.

Одним из наиболее дискутируемых вопросов по о. Десепшен является роль задугового рифта Брансфилд в его формировании и развитии как вулкана. По нашему мнению, нет достаточных оснований считать Десепшен следствием процессов в рифте Брансфилд как *геодинамическом* объ-



**Рис. 8.** Схема батиметрии пролива Брансфилд [18]. Точками выделено предполагаемое рядом исследователей ([4, 17] и др.) продолжение рифтовой зоны Брансфилд.

екте (разный тип коры и состав магматического вещества, отсутствие хорошо организованных магнитных аномалий, характерных для зрелых задуговых бассейнов, иное простирание разломов, образующих блоковую структуру острова), так и продолжать рифт ([4, 17] и др.) за структурный порог одноименного пролива как *географического* объекта в районе Десепшена во впадину юго-восточнее о. Лоу, где он должен изменить свое простирание с  $60^\circ$ - $65^\circ$  на  $15^\circ$  (рис. 8).

Западнее разломной зоны Герой, где находится указанная впадина, геодинамическая и структурно-тектоническая обстановка иная, нежели в рифте Брансфилд. Эта впадина заложена по разлому, сопряженному с одной из ветвей разломной зоны Герой СЗ-простирания, прослеживающейся в районе пролива Бойда, разделяющего острова Смит и Сноу. По разлому такого же СВнаправления (15°) сформировался севернее расположенный пролив Осмар, разделяющий острова Смит и Лоу. В пределах впадины зарегистрированы глубокофокусные землетрясения, чего недостаточно для того, чтобы предполагать в ней процессы задугового спрединга, как в рифтовой зоне Брансфилд. Такого рода землетрясения в большем количестве отмечены и в проливе Бойда. Также нет оснований отождествлять ситуацию в районе о. Десепшен с подводным порогом в районе о. Бриджмен, который находится на глубине более 1200 м и не влияет на простирание рифта. У о. Десепшен глубины морского дна на участке предполагаемого некоторыми исследователями продолжения рифта Брансфилд постепенно увеличиваются от берега в южном направлении к шельфу Антарктического полуострова, не превышая 600 м (рис. 1, 8). В свете изложенного согласимся с рядом исследователей в том, что распространение рифта Брансфилд в западном направлении заканчивается до о. Десепшен.

#### выводы

Вулканизм о. Десепшен предопределен его расположением на пересечении крупных разрывных нарушений земной коры — регионального разлома по юго-восточному обрамлению Южно-

Шетландского архипелага и более крупной разломной зоны Герой, по которой наряду с разломной зоной Шеклтон на протяжении позднего кайнозоя происходит поддвиг литосферной микроплиты Феникс под Антарктическую континентальную литосферную плиту (рис. 1). При этом вулкан Десепшен приурочен не к оси разломной зоны Герой, а к его восточному ответвлению. Подобное отклонение отдельных вулканов от основной линии крупного разлома как закономерность отмечал Э.Н. Эрлих [19]. В настоящее время Десепшен характеризуется блоковой тектонической структурой, созданной разломами локального масштаба СЗ- и СВ-простирания с доминированием последних. Кинематика блоков видна по их высотным отметкам. Принимая, что глубина проникновения таких разломов сопоставима с их длиной [20], можно сделать вывод о близповерхностном (несколько километров) нахождении магматических очагов, питающих микрократеры острова. Наличие линейных зон повышенной проницаемости создает эффект предполагаемого рядом исследователей кольцевого разлома как единой дизъюнктивной дислокации, по которому, с их точки зрения, произошло обрушение кальдеры. Однако процесс обрушения не формирует отчетливо выраженную системность в ориентации и распределении разломов, в то время как обрушение по системе разломов вокруг центра извержения представляется весьма логичным. Неравномерное обрушение по разломам отразилось в разной высоте выделенных блоков, которая поддерживается доныне, возможно, с некоторой корректировкой. В представленной работе показаны основные черты современной структуры о. Десепшен. В перспективе она будет уточнена и дополнена. Представляется также весьма привлекательным сопоставить новейшую структуру о. Десепшен с динамикой его берегов.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в соответствии с темой Госзадания № 0128-2021-0004.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают глубокую благодарность профессору университета Севильи Кристине Торресиас, доктору Аделине Гейер (Институт наук о Земле им. Жауме Альмера, г. Барселона) и эксперту экологической Коалиции по охране Антарктики и Южного океана (ASOC) доктору Рикардо М. Роура за весьма ценные консультации.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Rey J., Somoza L., Martinez-Frias J.* Tectonic, Volcanic, and Hydrothermal Event Sequense on Deception Island (Antarctica) // Geo-Marine Letters. 1995. V. 15. P. 1–8.

- 2. *Maestro A., Somoza L., Rey J., et al.* Active Tectonics, Fault Patterns, and Stress Field of Deception Island: A Response to Oblique Convergence between the Pacific and Antarctic Plates // Journal of South American Earth Sciences. 2007. V. 23. P. 256–268.
- 3. Pérez-López R., Giner-Robles J.L., Martínez-Díaz J.J., et al. Active Tectonics on Deception Island (West-Antarctica): A New Approach Using the Fractal Anisotropy of Lineaments, Fault Slip Measurements and the Caldera Collapse Shape // USGS OFR-2007-1047, Short Research Paper 086, P. 1–4. https://doi.org/10.3133/of2007-1047.srp086
- 4. Шрейдер Ал.А., Шрейдер А.А., Евсенко Е.И. Этапы развития бассейна пролива Брансфилд // Океанология. 2014. Т. 54. № 3. С. 396–405.
- Geyer A., Alvarez-Valero A.M., Gisbert G., et al. Deciphering the Evolution of Deception Island's Magmatic System // Scientific Reports. 2019. V. 9 (1). № 373. P. 1–15. https://doi.org/10.1038/s41598-018-36188-4
- Baraldo A., Rapalini A., Böhnel H., Mena M. Paleomagnetic Study of Deception Island, South Shetland Islands // Antarctica. Geophys J. Int. 2003. V. 153 (2). P. 333–343.
- Martí J., Geyer A., Aguirre-Diaz G. Origin and Evolution of the Deception Island Caldera (South Shetland Islands, Antarctica // Bull. of Volcanology 2013. V. 75. P. 1–18. https://doi.org/10.1007/s00445-013-0732-3
- 8. Шнюков С.Е., Лазарева И.И., Хлонь Е.А. и др. Модель формирования вулканических и морских вулканогенно-осадочных образований острова Десепшен (Западная Антарктида): исходные данные для моделирования // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2013. № 1. С. 44–65.
- Antoniades D., Giralt S., Geyer A., et al. // The Timing and Widespread Effects of the Largest Holocene Volcanic Eruption in Antarctica // Scientific Reports. 2018. 8(1): 7279. P. 1–11. https://doi.org/10.1038/s41598-018-35460-x
- Muniz M.C., Anjos R.M., Cardoso R.P., et al. Postcaldera Evolution of Deception Island (Bransfield Strait, Antarctica) over Holocene Timescales // Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology. 2018. V. 501. P. 58–69.

https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2018.04.010

- Pérez-López R., Giner-Robles J.L., Martínez-Díaz J.J., et al. Active Tectonics on Deception Island (West Antarctica): A New Approach by Using the Fractal Anisotropy of Lineaments, Fault Slip Measurements and the Caldera Collapse Shape / In Cooper A.K. et al. eds. Antarctica: A Keystone in a Changing World – online proceedings of the 10th ISAES, USGS Open-File Report 2007-1047, Short Research Paper 086, 4 p.
- 12. Smellie J.L., López-Martínez J., Headland R.K., et al. Geology and Geomorphology of Deception Island / Br. Antarct. Surv., Natural Environmental Research Council. Cambridge. 2002. 77 p.
- 13. Rosado B., Fernández-Ros A., Berrocoso M., et al. Volcano-tectonic Dynamics of Deception Island (Antarc-

tica): 27 years of GPS Observations (1991–2018) // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2019. V. 381. P. 57–82. https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.05.009

- Torrecillas C., Berrocoso M., Felpeto A., et al. Reconstructing Paleo-volcanic Geometry Using a Geodynamic Regression Model (GRM): Application to the Deception Island Volcano (South Shetland Islands) // Geomorphology. 2013. V. 182. P. 79–88.
- 15. *Костенко Н.П.* Геоморфология. М.: МГУ. 1999. 398 с.
- Levashov S., Korchagin I., Kozlenko Yu., Solovyov V. New Geophysical Data about the Inner Structure of Drake Passage Crust // Український Антарктичний журнал. 2006. № 4–5. С. 84–90.

- Бахмутов В.Г. Эволюция и геодинамика основных структур Западной Антарктики в мезо-кайнозое: Современные представления // Український Антарктичний журнал. 2006. № 4–5. С. 52–63.
- Tomasz J. Seismic Crustal Structure of the Bransfield Strait, West Antarctica // Polish polar research. 1997. V. 18. Iss. 3–4. P. 171–225.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука. Сиб. отделение, 1973. 243 с.
- Шерман С.И. Тектонофизические параметры разломов литосферы, избранные методы изучения и примеры использования. Современная тектонофизика. Методы и результаты. Материалы первой молодежной школы семинара. М.: ИФЗ, 2009. С. 302–318.

# RESULTS OF THE STRUCTURAL AND GEOMORPHOLOGICAL ANALYSIS OF THE DECEPTION VOLCANIC ISLAND (ANTARCTIC)

N. N. Dunaev<sup>a, #</sup>, G. V. Bryantseva<sup>b</sup>, and M. A. Kuznetsov<sup>c</sup>

<sup>a</sup> P.P. Shirshov Institute of Oceanology, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geology, Moscow, Russian Federation <sup>c</sup> Lomonosov Moscow State University, Faculty of Geography, Moscow, Russian Federation

#E-mail: dunaev@ocean.ru

Presented by Academician of the RAS L.I. Lobkovskiy June 7, 2021

We present the results of the analysis of the composition of Strombolian type volcano after its explosive caldera-forming eruption. The Deception volcano of the South Shetland Archipelago (Antarctica) was chosen as the object of research in accordance with the "Strategy for the development of the activities of the Russian Federation in Antarctica for the period until 2020 and for the long term until 2030". The aim of the work is to substantiate the location of the volcano, reveal its modern tectonic structure and assess the influence of geodynamic environments of adjacent regions on its development on the basis of original structural and geomorphological constructions and literature data. The structural and geomorphological research method is developed by the national scientific school and successfully tested in practice. The initial materials were topographic and bathymetric maps of various scales, satellite and GPR (ground penetrating radar) images, a compiled DEM (digital elevation model), and published geophysical and geological information. It is concluded that the Deception volcano arose at the intersection of the large Hero fault zone and the regional fault framing the archipelago from the southeast without the influence of the geodynamic regime of the adjacent Bransfield rift, to which a number of researchers assign a leading role in its history. Modern volcanic structure is characterized by fault-block tectonics with dominated by NE-trending faults.

Keywords: Antarctica, volcanism, recent tectonics, structural geomorphology

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 2, с. 132–138

УДК 551.7.902.66

# СРЕДНЕДЕВОНСКИЙ ВОЗРАСТ МЕТАМОРФИЗМА ГРАНАТОВЫХ АМФИБОЛИТОВ В ПОДОШВЕ КЕМПИРСАЙСКОГО ОФИОЛИТОВОГО АЛЛОХТОНА (ЮЖНЫЙ УРАЛ): РЕЗУЛЬТАТЫ U-Th-Pb (SIMS)-ДАТИРОВАНИЯ

© 2021 г. А. В. Рязанцев<sup>1,\*</sup>, А. В. Скобленко<sup>1</sup>, Б. Г. Голионко<sup>1</sup>, О. А. Артемова<sup>2</sup>

Представлено академиком РАН К.Е. Дегтяревым 27.05.2021 г. Поступило 27.05.2021 г. После доработки 13.08.2021 г. Принято к публикации 31.08.2021 г.

В подошве Кемпирсайского офиолитового аллохтона на Южном Урале распространены метагабброидные гранатовые амфиболиты с реликтами парагенезисов высокобарических гранулитов, сформированных на пике метаморфизма при P = 12-16 кбар и T =  $700^{\circ}-790^{\circ}$ С. Гранатовые амфиболиты представлены высокожелезистыми разностями с ассоциациями граната и реликтами пироксена, и высокоглиноземистыми породами с ассоциациями граната, пироксена, корунда и сапфирина. Подстилающие аллохтон метаморфические породы вендского и нижне-среднепалеозойского разрезов преобразованы в условиях амфиболитовой фации. Задачей проведенных исследований было определение возраста пикового метаморфизма гранатовых амфиболитов. Средняя  $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U (SIMS, SHRIMP II)-оценка возраста для цирконов из гранатовых амфиболитов соответствует 392 ± 4 млн лет. Полученное значение возраста характеризует время проявления метаморфизма пород, связанного с мантийным магматизмом, сопровождающим обдукцию.

*Ключевые слова:* Южный Урал, офиолиты, Кемпирсайский аллохтон, метаморфическая подошва, гранатовые амфиболиты, U–Pb-возраст цирконов, девон, обдукция **DOI:** 10.31857/S2686739721120094

В Кемпирсайском аллохтоне представлен полный разрез офиолитовой ассоциации [1, 12]. Он облекает западное крыло и южную периклиналь Эбетинской антиформы зоны Уралтау, сложенной вулканогенно-осадочными и терригеннокремнистыми толщами венда и раннего-среднего палеозоя, сформированными на континентальной окраине [11] (рис. 1). Аллохтон смят в синформу, в ядре которой находится дунит-гарцбургитовый комплекс, структурно ниже которого на крыльях залегают мафит-ультрамафитовые комплексы, испытавшие метаморфизм гранулитовой и последующей амфиболитовой фации [2-5, 11]. Метаморфизм амфиболитовой фации проявлен в подстилающих аллохтон толщах венда и нижнего-среднего палеозоя. На севере Кемпирсайский аллохтон структурно связан с Хабарнинским офиолитовым аллохтоном, некоторые комплексы которого имеют сходство с кемпирсайскими.

Задачей проведенных исследований являлось установление возраста метаморфических преобразований пород в подошве Кемпирсайского аллохтона. Возраст определялся по цирконам U–Pb-методом (SHRIMP II) в ЦИИС ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

Представительные разрезы метаморфических комплексов обнажены в Куагачском и в Мамытском сегментах Кемпирсайского аллохтона (см. рис. 1а) [2–5, 11]. По положению в структуре и составу ниже дунит-гарцбургитового комплекса выделяются кокпектинский, куагачский, мамытский и восточно-хабарнинский (ВХК) мафитультрамафитовые комплексы.

Неметаморфизованные породы кокпектинского дунит-троктолит-габбрового полосчатого комплекса распространены в структуре одноименного массива на юго-западе Кемпирсайского аллохтона [1] (см. рис. 1а).

Куагачский комплекс мезо- и лейкократовых изотропных и такситовых габбро-амфиболитов распространен в Куагачском сегменте аллохтона

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Геологический институт Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Центральный научно-исследовательский

геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: avryazan51@mail.ru



#### РЯЗАНЦЕВ и др.

Рис. 1. Кемпирсайский и Хабарнинский аллохтоны в структуре Южного Урала, составлено с использованием изданных геологических карт масштаба 1:200000, а также по [5, 13] с дополнениями и изменениями (а), схема Мамытского сегмента Кемпирсайского аллохтона (б) и геологический разрез по линии А–Б (в) по данным авторов. 1 – флиш и граувакки верхнего девона-карбона; 2 – кембрийско-позднедевонские комплексы пассивных и конвергентных окраин нерасчлененные; 3 – ордовикско-девонские комплексы конвергентных окраин; 4 – палеозойские комплексы под мезозойско-кайнозойским чехлом; 5 – акчуринская толща (нижний-средний девон) и сакмарская свита (нижний силурнижний девон) нерасчлененные, кремни, известняки, углеродистые сланцы; 6 – дергаишская свита (нижний силур), базальты, кремни, известняки; 7 – губерлинская свита (средний-верхний ордовик), туфы риолитов; 8 – кидрясовская свита (нижний ордовик), песчаники, алевролиты; 9 – лушниковская свита (венд), вулканогенные породы дифференцированой серии; 10 – метаморфизованные офиолитовые комплексы габбро и долеритов (мамытский, куагачский, кокпектинский комплексы нерасчлененные); 11 – мамытский комплекс, амфиболиты, гранатовые амфиболиты; 12 кокпектинский дунит-троктолит-габбровый комплекс; 13 – точки вне масштаба ксенолитов метаморфических пород куагачского комплекса (по такситовым габбро с дайками долеритов) и кокпектинского комплекса (по троктолитам), 14 – восточно-хабарнинский дунит-верлит-клинопироксенит-габброноритовый комплекс; 15 – дунит-гарцбургитовый комплекс; 16 – шлиры хромититов; 17 – ареал амфиболитового метаморфизма в породах вендского и палеозойского разрезов; 18 – тектонические контакты: Главный уральский разлом (а), прочие (б); 19 – точка отбора пробы на абсолютный возраст и ее номер. Римскими цифрами и буквами обозначены структуры: І – Зилаирский прогиб, ІІ – Сакмарский аллохтон, III – зона Уралтау, IV – Эбетинская антиформа, V – Присакмаро-Вознесенская зона, VI – Магнитогорская мегазона; офиолитовые массивы (аллохтоны): Х – Хабарнинский, К – Кемпирсайский, Кок – Кокпектинский. Прямоугольниками показано положение Куагачского (1) и Мамытского (рис. 16) сегментов Кемпирсайского массива. На врезке черным прямоугольником показано положение территории рис. 1а.

[2—5]. Комплекс сопровождается роями и пакетами долеритовых даек, сходными по составу с вмещающими габбро. Ширина выхода комплекса не превышает 1 км. Комплекс тектонически налегает на альбит-актинолитовые метабазальтовые сланцы с реликтами подушечного строения (дергаишская свита (?) нижнего силура). Вблизи перекрывающего восточно-хабарнинского комплекса габбро-амфиболиты превращены в мигматизированные гранатовые амфиболиты с шириной выхода до 250 м.

Мамытский комплекс распространен, в основном, в одноименном сегменте Кемпирсайского аллохтона, представленного здесь меридионально вытянутой синформой (рис. 1 Б). Фрагмент разреза метаморфических пород на крыльях и северном замыкании синформы представлен меланократовыми гранатовыми амфиболитами с клинопироксеном и габбро-амфиболитами. На северной центриклинали синформы мигматизированные гранатовые амфиболиты с тектоническим контактом залегают выше ордовикских (?) метатуфов с гранатом и сине-зеленой роговой обманкой, а на западном крыле — на альбит-актинолитовых метабазальтовых сланцах нижнего силура (?) и имеют ширину выхода 250-600 м. В Куагачском сегменте гранатовые амфиболиты мамытского комплекса образованы по габброидам даек, прорывающих такситовые габбро-амфиболиты куагачского комплекса. В Мамытском сегменте вблизи контакта с перекрываюшими породами восточно-хабарнинского комплекса гранатовые амфиболиты мамытского комплекса содержат линзовидные ксеноблоки (ксенолиты?) мощностью до 60 м мезо- и лейкократовых метагаббро куагачского комплекса, и метатроктолитов кокпектинского комплекса (см. рис. 2б).





Рис. 2. Спайдер-диаграммы составов, нормализованных к хондриту (а) и примитивной мантии (б) по (Sun, McDonough, 1989) для метаморфических пород в подошве Кемпирсайского аллохтона. *1* – мамытский комплекс, гранатовые пироксен-содержащие амфиболиты; 2–3 – куагачский комплекс: 2 – габброамфиболиты, 3 – гранатовые амфиболиты; 4 – метатроктолиты кокпектинского комплекса.

134



**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией и CL-микрофотографии цирконов для гранатовых пироксен-содержащих амфиболитов мамытского комплекса (проба 1884). На фотографиях номера точек соответствуют номерам анализов в табл. 1.

В разрезе восточно-хабарнинского комплекса, петротипический разрез которого описан в структуре Хабарнинского аллохтона [7, 10], в Куагачском сегменте и на крыльях синформы Мамытского сегмента присутствуют тонкопереслаивающиеся дуниты, верлиты, клинопироксениты, габбронориты. Ширина выхода комплекса составляет 350—800 м.

Породы перечисленных комплексов сближены в структуре, внешне очень сходны, но имеют существенные различия по составу.

Меланократовые гранатовые амфиболиты мамытского комплекса, из которых выделены датированные цирконы, это породы с порфиробластовой структурой. Зерна граната окружены вытянутыми кристаллами амфибола, плагиоклаза, в редких случаях ксеноморфными кристаллами моноклинного пироксена. По составу гранатовые амфиболиты соответствуют пикробазальтам и базальтам, с натриевым типом щелочности. Породы принадлежат толеитовой серии с  $TiO_2 = 1.7 - 3.0\%$ ;  $Al_2O_3 = 10.1 - 12.1\%$ ; F = FeO\*/(FeO\* + + 1.37MgO) = 0.5 - 0.6; (La/Yb)n = 1.6 - 1.7 (рис. 2).

135

Метагабброиды куагачского комплекса по составу отвечают пикробазальтам и базальтам с натриевым типом щелочности с  $TiO_2 = 0.8-1.1\%$ ;  $Al_2O_3 = 15-17\%$ ; F = 0.4-0.5; (La/Yb)n = 0.4-0.7.

Лейко- и мезократовые габбро и троктолиты кокпектинского комплекса превращены в клиноцоизит-амфибол-пироксеновые породы с порфиробластами граната, корунда, Cr-ставролита, сфена, сапфирина. Состав габброидов соответствует пикробазальтам и базальтам. Метатроктолиты имеют TiO<sub>2</sub> = 0.1–0.55%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> = 17–26%, F = 0.2-0.5. Они в значительной степени обеднены P3Э,  $(La/Yb)_n = 0.3-1.0$ , с положительной Eu-аномалией (Eu/Eu\* = 1.1–2.7) и отрицательной Ta–Nb- аномалией.

№ Анализа	<sup>206</sup> Pb <sub>c, %</sub>	Содержание, мкг/г Изотопные отноше				отношения		Rho	Возраст, млн лет	
		<sup>206</sup> Pb*	U	Th	<sup>232</sup> Th/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> Pb	<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U	<sup>207</sup> Pb/ <sup>235</sup> U		<sup>206</sup> Pb/ <sup>238</sup> U
1	0.00	1.89	35	37	1.08	$0.053 \pm 7.3$	$0.0628 \pm 1.8$	$0.459\pm7.5$	0.2	$392.9\pm7$
2	0.00	2.06	38	41	1.09	$0.055\pm5.4$	$0.0627 \pm 1.4$	$0.473\pm5.6$	0.3	392.1 ± 5
3	0.00	1.08	21	10	0.50	$0.054\pm7.5$	$0.0610 \pm 1.9$	$0.457\pm7.8$	0.2	381.6 ± 7
4	0.00	1.81	34	27	0.83	$0.054\pm5.9$	$0.0628 \pm 1.5$	$0.469\pm6.1$	0.3	$392.4\pm 6$
5	0.00	1.09	20	12	0.65	$0.056\pm7.5$	$0.0635\pm2.0$	$0.493\pm7.7$	0.3	$397.2\pm8$
6	0.00	1.05	19	9	0.49	$0.059\pm7.4$	$0.0629\pm2.0$	$0.511\pm7.7$	0.3	$393.5\pm8$
7	0.00	1.00	19	11	0.63	$0.059\pm7.6$	$0.0629 \pm 2.1$	$0.508\pm7.9$	0.3	$393.3\pm8$
8	0.00	1.60	30	23	0.81	$0.057\pm 6.3$	$0.0626 \pm 1.7$	$0,\!49\pm6.5$	0.3	$391.5\pm6$
9	0.00	1.16	21	13	0.65	$0.054\pm7.4$	$0.0631 \pm 1.9$	$0.473\pm7.6$	0.3	$394.4\pm7$
10	0.00	1.47	27	17	0.65	$0.056\pm6.5$	$0.0632 \pm 1.7$	$0.491\pm6.7$	0.3	$395.3\pm7$

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Th–Pb-исследований циркона из гранатовых амфиболитов мамытского комплекса (проба 1884)

Примечание: Погрешность – 1 $\sigma$ ; Рbс и Pb\* – пропорции обычного и радиогенного свинца соответственно; погрешность в калибровке стандарта – 0.25%, Rho – коэффициент корреляции ошибок  $^{207}$ Pb/ $^{235}$ U –  $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U.

Габбро и габбронориты дунит-верлит-клинопироксенит-габброноритового восточно-хабарнинского комплекса отличаются от описанных выше метагабброидов повышенным содержанием K, Rb, Sr, при умеренной глиноземистости, низком содержании TiO<sub>2</sub>, с дифференцированным спектром РЗЭ и высоким La/Yb-отношением [10].

Пиковая ассоциация гранатовых амфиболитов с реликтами клинопироксена мамытского комплекса по гранат-пироксеновому термометру и барометру [6, 15] характеризуется параметрами T = 790°C и P = 12 кбар, отвечающими гранулитовой фации, с последующей декомпрессией при  $T = 770^{\circ}$  и P = 7.4 кбар и охлаждением при T =  $= 660^{\circ}$ С и P = 7.3 кбар, соответствующих условиям амфиболитовой фации. Минеральные парагенезисы метатроктолитов кокпектинского комплекса включают высокомагнезиальный гранат и ортопироксен с низким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (1.2-1.9%), что позволяет оценить параметры давления, соответствующие 14-16 кбар, при температурах 700°-750°С. Пиковые минеральные парагенезисы метатроктолитов типичны для высокобарических гранулитов. Присутствие в породах сапфирина позволяет предполагать и более высокие температуры. По данным [5] температура образования метаморфических парагенезисов в Мамытском сегменте достигала 1000°С.

На восточном крыле синформы Мамытского сегмента Кемпирсайского аллохтона из гранатовых амфиболитов мамытского комплекса в точке 1884 (50°32'37.2 с.ш., 58°26'01.0" в.д.) (см. рис. 1 Б) была взята проба весом 5 кг, из которой были выделены 0.01 г кристаллов циркона. Цирконы бесцветные, прозрачные, округлой изометричной многогранной формы, на CL-изображениях лишены зональности. Морфология и внутренняя структура цирконов свидетельствуют об их метаморфической природе и принадлежности к так называемому "гранулитовому" типу. По-видимому, цирконы сформированы при пиковых параметрах метаморфизма пород. Средневзвешенная U–Pb-оценка возраста цирконов составляет 392  $\pm$  4 млн лет и отвечает среднему девону (рис. 3, табл. 1).

Из амфиболитов на юге Кемпирсайского массива ранее были выделены цирконы, подобные вышеописанным, U-Pb (La-ICP-MS)-возраст которых соответствует 410 ± 6 млн лет [14]. Значения возраста около 411-423 млн лет получены разными методами для гранатовых амфиболитов и кристаллических сланцев гранулитовой фации в обрамлении ВХК в подошве Хабарнинского аллохтона (см. рис. 1 А) [9, 10]. Считается, что гранулитовый метаморфизм связан со становлением восточно-хабарнинского комплекса [9, 10]. Значения изотопного возраста разных пород ВХК и его комагматов варьируют в интервале 412-363 млн лет [10]. В подстилающих ВХК амфиболитах Хабарнинского аллохтона отмечается регрессивная эволюция метаморфизма и связанные с амфиболитовой стадией возрасты 389-397 млн лет [10].

Сходные с описанными в Кемпирсайском районе метабазитами комплексы распространены в зоне ГУР и в связанных с ним офиолитовых аллохтонах, где образование высокотемпературных и высокобарических парагенезисов связывается с эволюцией мантийного диапира [8].

Возраст метаморфических цирконов  $392 \pm 4$  млн лет близок к возрасту пикового метаморфизма распространенных севернее в зоне Уралтау эклогитов в UHP максютовском комплексе ( $388 \pm 4$  млн лет), образованном при коллизии дуга-континент [16].

Совмешение комплексов океанической литосферы и континентальной окраины, наблюдаемое в Хабарнинском и Кемпирсайском аллохтонах, связывается с обдукцией. По времени с обдукцией совпадает начало проявления мантийного магматизма, обусловленного подъемом мантийного диапира и представленного BXK, и гранулитовый метаморфизм [10]. Приведенные выше ранне- и среднедевонские оценки возраста магматических пород ВХК и проявления метаморфизма в подошвах Кемпирсайского и Хабарнинского аллохтонов обусловлены, вероятно, длительностью аккреционно-коллизионных процессов на континентальной окраине, при которых происходила эволюция изотопных систем магматических и связанных с ними метаморфических комплексов.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность В.Ф. Коробкову (АКТЮБНИГРИ) за ценные советы и консультации.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 20-05-00308, № 20-55-18017, в рамках госзадания 0135-2019-0049.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Балыкин П.А., Лавренчук А.В., Леснов Ф.П., Петрова Т.Е. Условия формирования и особенности состава Кокпектинского дунит-троктолит-габбрового массива Кемпирсайской офиолитовой ассоциации Южного Урала // Литосфера. 2007. № 4. С. 41–58.
- Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Ефимов А.А., Царицын Е.П. Образование пироповых амфиболитов по оливиновым габброидам в контактовой зоне Кемпирсайского гипербазитового массива // Геология метаморфических комплексов Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1975. С. 26–36.
- Панеях Н.А., Соболев С.Ф., Петрова Т.Л., Меламедов С.В. Природа амфиболитов Кемпирсайского и Мамытского массивов // Изв. АН СССР. Сер. Геол. 1983. № 2. С. 25–37.
- 5. *Перцев А.Н., Савельев А.А.* Габбро-амфиболиты в подошве офиолитов Кемпирсайского массива на

Южном Урале: петрологические и тектонические аспекты формирования // Геотектоника. 1994. № 3. С. 21–35.

- Перчук А.Л. Новый вариант омфацит-альбит-кварцевого геобарометра с учетом структурных состояний омфацита и альбита // ДАН СССР. 1992. Т. 324. С. 1286–1189.
- Петрология постгарцбургитовых интрузивов кемпирсайско-хабарнинской офиолитовой ассоциации (Южный Урал) // Балыкин П.А., Конников Э.Г., Кривенко А.П., Леснов Ф.П., Лепетюха В.В., Литвинова Т.И., Пушкарев Е.В., Ферштатер Г.Б. Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 160 с.
- Пушкарев Е.В., Рязанцев А., Третьяков А., Белова А.А., Готтман И.А. Гранатовые ультрамафиты и мафиты в зоне Главного уральского разлома на Южном Урале: петрология, возраст и проблема образования // Литосфера. 2010 (5). С. 101–133.
- Пушкарев Е.В., Феритатер Г.Б., Костицын Ю.А., Травин А.В. Новые данные об изотопном возрасте магматических пород Хабарнинского мафит-ультрамафитового аллохтона: геологические следствия // Ежегодник–2007. Информац. Мат-лы ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург: ИГиГ УРО РАН, 2008. С. 277–285.
- 10. Пушкарев Е.В., Травин А.В., Кудряшов Н.М., Готтман И.А., Серов П.А., Бирюзова А.П., Юдин Д.С. Изотопная геохронология магматических и метаморфических комплексов Хабарнинского мафитультрамафитового аллохтона на Южном Урале и история его становления // Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения. Мат. III межд. конф. Т. 2. Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН. 2009. С. 125–132.
- Русин АМ. Высокобарический метаморфизм Мамытского габбро-гипербазитового массива (Южный Урал) // Ежегодник ИГиГ УрО РАН. Екатеринбург, 1995. С. 86–93.
- 12. *Рязанцев А.В., Толмачева Т.Ю*. Ордовикские вулканогенные и плутонические комплексы Сакмарского аллохтона на Южном Урале // Геотектоника. 2016. № 6. С. 1–28.
- Савельева Г.Н., Шараськин А.Я., Савельев А.А. и др. Офиолиты зоны сочленения южных уралид с окраиной Восточно-Европейского континента // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 93–117.
- 14. Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П., Краснобаев А.А. и др. Эволюция палеозойского интрузивного магматизма Среднего и Южного Урала // Литосфера. 2005. № 3. С. 57–72.
- Krogh Ravna E. The Garnet-clinopyroxene Fe<sup>2+</sup>-Mg Geothermometer: An Updated Calibration // J. Metamorph. Geol. 2000. 18. P. 211–219.
- Leech M.L., Willingshofer E. Thermal Modeling of the UHP Maksyutov Complex in the South Urals // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 226. P. 85–99.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 2 2021

# MIDDLE DEVONIAN AGE OF METAMORPHISM OF GARNET AMPHIBOLITES IN THE SOLE OF THE KEMPIRSAI OPHIOLITE ALLOCHTHON (SOUTHERN URALS): RESULTS OF THE U-Th-Pb (SIMS) DATING

A. V. Ryazantsev<sup>a, #</sup>, A. V. Skoblenko<sup>a</sup>, B. G. Golionko<sup>a</sup>, and O. A. Artyomova<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Geological institute, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Central Research Institute of Geological Prospecting for Base and Precious Metals, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: avryazan51@mail.ru Presented by Academician of the RAS K.E. Degtyarev

In the sole of the Kempirsai ophiolite allochthon (Southern Urals) metagabbroid garnet amphibolites, formed after high-pressure granulites with the estimated P-T peak of 12–16 kbar at 700–790°C, have been identified. The garnet amphibolites include ferroan varieties with the predominant assemblages of garnet along with the relics of pyroxene, and high-alumina varieties composed of garnet, pyroxene, corundum and sapphirine. Ediacaran and Early-Middle Palaeozoic sequences underlying the allochthon, were metamorphosed in the amphibolite facies conditions. The conducted studies were aimed to determine the peak metamorphic age of the garnet amphibolites. A mean  $^{206}$ Pb/ $^{238}$ U (SIMS, SHRIMP II) age estimate obtained from the zircons of the garnet amphibolites, corresponds to 392 ± 4 Ma. The obtained age estimate characterizes the timing of metamorphism occurrence in response to the mantle magmatism, accompanying an obduction.

*Keywords:* Southern Urals, ophiolites, Kempirsai allochthon, metamorphic base, garnet amphibolites, U–Pb zircon dating, Devonian, obduction

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 2, с. 139–144

———— ГЕОЛОГИЯ ————

УДК 551.8

# ПАЛЕОМАГНИТНОЕ ОБОСНОВАНИЕ СТАЦИОНАРНОСТИ ИСЛАНДСКОГО ПЛЮМА И ЕГО РАННЕМЕЛОВОГО ПРОЯВЛЕНИЯ В ВЫСОКОШИРОТНОЙ АРКТИКЕ

© 2021 г. Д. В. Метелкин<sup>1,2,</sup> \*, В. В. Абашев<sup>2,1</sup>, академик РАН В. А. Верниковский<sup>2,1</sup>, Н. Э. Михальцов<sup>2,1</sup>

Поступило 05.07.2021 г. После доработки 23.07.2021 г. Принято к публикации 31.08.2021 г.

Представлены реконструкции, отражающие стационарное положение и палеогеографию Исландского плюма, его непосредственную связь с мезозойско-кайнозойскими крупными изверженными провинциями Северной Атлантики и Арктики. Главным доказательством стационарности Исландской горячей точки являются палеомагнитные данные по траппам архипелага Земля Франца-Иосифа. Выполненные построения свидетельствуют, что включающий их Баренцевоморский магматический ареал является одним из следов Исландского плюма и формировался в составе крупной изверженной провинции Высокоширотной Арктики в результате относительно краткого одноактного события около 125 млн лет назад. Ранее предполагаемые ранне- и среднеюрские вспышки базальтоидного магматизма на Земле Франца-Иосифа не находят аналогов в смежных территориях современной Арктики.

*Ключевые слова:* Исландская горячая точка, крупная изверженная провинция Высокоширотной Арктики, архипелаг Земля Франца-Иосифа, раннемеловая палеогеография Арктики **DOI:** 10.31857/S2686739721120070

Одним из наиболее значимых магматических событий в мезозойской геологической истории Арктического региона является мощная вспышка плюмового магматизма, приведшая на рубеже поздней юры-раннего мела к образованию крупной изверженной провинции, фрагменты которой впоследствии, при раскрытии котловин Северного Ледовитого океана, оказались разобщены и сохранились ныне в виде отдельных ареалов, покрывающих обширные пространства подводных хребтов и некоторые островные поднятия на территории современной Высокоширотной Арктики [1-3]. В связи с этим провинция получила свое название High Arctic Large Igneous Province (HALIP). В частности, в составе HALIP объединяют магматический ареал Канадского Арктического архипелага, ареал Центральной и Восточной Арктики, включающий подводные хребты Альфа-Менделеева и акваторию архипелага Де-

<sup>1</sup> Новосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

<sup>2</sup> Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

\*E-mail: metelkindv@ipgg.sbras.ru

Лонга и, наконец, Баренцевоморский ареал, куда входят траппы архипелага Земля Франца-Иосифа (ЗФИ) (рис. 1). Наши исследования затрагивают в первую очередь территорию ЗФИ [7–11].

Длительность формирования HALIP по имеющимся геохронологическим данным оценивается интервалом не более 50 млн лет и сопоставляется с этапом раскрытия Канадской котловины (Амеразийского бассейна) около 130-80 млн лет назад [5, 12, 13]. Причем интервал этой оценки возраста магматизма, вероятно, превышает его реальную продолжительность. Полученные единичные прецизионные U-Pb-определения и результаты интерпретации геофизических профилей по Баренцевоморскому ареалу указывают на то, что трапповый магматизм здесь не выходит за пределы баррем-аптского интервала, т.е. около 130-110 млн лет [14, 15]. Такая оценка лучше отвечает современным представлениям о средней продолжительности формирования крупных изверженных провинций. Тем не менее результаты Ar-Ar-датирования траппов ЗФИ по данным [16] указывают на значительно более длительную и, вероятно, многоэтапную историю плюмового магматизма при формировании Баренцевоморского ареала HALIP. В частности, полученные оценки предполагают, как минимум, три относительно кратких импуль-



**Рис. 1.** Ареалы мезозойско-кайнозойских крупных магматических провинций и реконструируемый след Исландского плюма (по [4–6] с исправлениями и дополнениями). *1* – HALIP; *2* – NAIP; *3* – Сибирская магматическая провинция; *4* – трек Исландского плюма. ХГ – хребет Гаккеля; ХЛ – хребет Ломоносова; БП – бассейн Подводников; БМ – бассейн Макарова; ПМ – поднятие Менделеева; ХА – хребет Альфа.

са магматизма на ЗФИ 190–180, 160–150 и около 140–110 млн лет назад с ярко-выраженной периодичностью 20–30 млн лет [3].

Существует несколько принципиальных геодинамических моделей, в том числе объясняющих стадийность магматической активности в Арктике, благодаря усилению восходящего возвратного потока верхнемантийных конвективных ячеек [17], однако главный механизм формирования HALIP, в основном, связывают с эволюцией более глубинного источника, поверхностным проявлением которого является Исландская горячая точка [4]. В ряде работ высказывается идея о том, что Исландский плюм ответственен не только за формирование HALIP, но также Сибирских траппов около 250 млн лет назад и более древних провинций Северо-Восточной Азии [6]. Достоверно след этой горячей точки прослежен для позднего мезозоя-кайнозоя от магматических ареалов HALIP через территорию Гренландии (Североатлантическая изверженная провинция – NAIP) до

современного положения Исландии (рис. 1). В пользу предположений о едином источнике траппового магматизма HALIP и Исландии свидетельствуют изотопно-геохимические данные. В частности, значения єNd в базальтах ЗФИ, поднятий Де-Лонга и Менделеева не отличаются от Исландии [11].

Исландский плюм находится над северной периферией обширной области низких сейсмических скоростей в мантии (Large Low Shear Velocity Province – LLSVP), которая объединяет горячие поля в области влияния одного из двух гигантских суперплюмов Земли, а именно Африканского (Tuzo) [18, 19]. Согласно имеющимся геодинамическим моделям, горячие поля LLSVP являются стационарными и сохраняют свою позицию на протяжении очень длительного времени. В частности, показано, что отдельные восходящие потоки (плюмы) Тиго стабильны, как минимум, последние 300 млн лет [6, 19]. По аналогии следует предполагать также стационарность Исландской



**Рис. 2.** Схема геологического строения изученной территории ЗФИ [8]: *1* – олигоцен-плиоценовые отложения (алевриты, глины); *2*–*4* – юрско (?) – раннемеловой трапповый комплекс (базальты, габбро, долериты); *5* – юрский терригенный комплекс (аргиллиты, алевролиты, песчаники, пески); *6* – триасовый терригенный комплекс (пески, песчаники, глины, аргиллиты, алевролиты); *7* – разломы достоверные (*a*) и предполагаемые (*б*); *8* – точки палеомагнитного опробования. На врезке – контур Баренцевоморского ареала HALIP.

горячей точки и, в таком случае, использовать координаты Исландии в качестве широтного и долготного репера при палеотектонических построениях для анализа эволюции Арктического региона и, в частности, HALIP.

Доказательством палеогеографической стабильности Исландского плюма последние 125 млн лет являются полученные нами палеомагнитные определения по траппам ЗФИ [8, 11]. Всего изучено более 700 ориентированных образцов, включающих базальты всех трех по данным [16, 17] магматических импульсов на территории 8 крупных островов архипелага ЗФИ: Гукера, Земля Александры, Хейса, Ферсмана, Галля, Циглера, Джексона и Вильчика (рис. 2). Анализ геохронологических данных, включая авторские Ar-Ar-определения, не подтверждают выводы об эпизодическом характере плюмового магматизма и широком проявлении юрских импульсов на ЗФИ [10]. Сходство виртуальных геомагнитных полюсов, исключительное преобладание прямой полярности определенно свидетельствуют о том, что абсолютное большинство магматических тел архипелага ЗФИ сформированы в начале мелового суперхрона (Cretaceous Long Normal Superchron), а рассчитанный средний палеомагнитный полюс Plat =  $69.0^{\circ}$ ; Plong =  $180.3^{\circ}$ ; A95 =  $3.7^{\circ}$ ; N = 52 moжет быть датирован рубежом баррем-апт, около 125 млн лет [8, 10, 11]. Реконструируемая таким образом палеоширота ЗФИ (62.7° ± 3.7° с.ш.) совпадает с широтой Исландии (65° с.ш.) и наряду с петролого-геохимическими подтверждениями является аргументом в пользу модели, представляющей магматические провинции Исландии и Высокоширотной Арктики в виде следа одного и того же долгоживущего плюма [4, 6, 11, 13]. На эту главную магматическую последовательность может накладываться более краткая периодичность, обусловленная действием нестационарных верхнемантийных конвективных ячеек, как показано в [17].



**Рис. 3.** Палеогеография Исландского плюма и потенциально связанных с ним магматических проявлений для позднего мезозоя-кайнозоя. Возраст океанической литосферы на реконструкции отсчитывается от момента, для которого она построена (указано слева). Красные линии с треугольниками обозначают зоны субдукции, черные линии – срединно-океанические хребты и трансформные разломы, цвет магматических провинций как на рис. 1.

Используя постулаты этой модели, сведения о линейных магнитных аномалиях, позволяющие восстановить кинематику раскрытия океанических бассейнов Северной Атлантики и Арктики [5, 20], авторские палеомагнитные данные, составлена серия реконструкций, отражающая палеогеографию Исландского плюма и его связь с мезозойско-кайнозойскими крупными изверженными провинциями (рис. 3).

Согласно нашим построениям, в раннемеловое время (125 млн лет назад), сразу после начавшегося раскрытия Канадской котловины под влияние Исландского плюма попадает неразделенная в то время территория ЗФИ, современных подводных хребтов Альфа, Менделеева и островов Де-Лонга, что в итоге привело к образованию обширного ареала HALIP (см. рис. 3). Предполагаемые срединные хребты Амеразийской океанической котловины вырождаются в направлении этой континентальной окраины, образуя тектоническую картину, отдаленно напоминающую современную Исландию.

На рубеже 100 млн лет назад плюм оставляет свой след на островах Канадского Арктического архипелага. Затем, около 60 млн назад на тех же координатах оказывается центральная часть современной западной окраины Гренландии и Баффинова Земля, начинают формироваться NAIP и спрединговый хребет моря Лабрадор, отделивший Гренландию от Канадской плиты (см. рис. 3). Немного позднее спрединговая система Приарктической Атлантики продвигается далее на север, образуя хребет Гаккеля, отвечающий за раскрытие Евразийской котловины Северного Ледовитого океана, которая, в свою очередь, разделила HALIP на две крупные части: ареалы Канадского Арктического архипелага, Центральной и Восточной Арктики, с одной стороны, и Баренцевоморский, включая территорию архипелага ЗФИ, с другой (см. рис. 1).

Для проверки альтернативной гипотезы о наличии на ЗФИ следов не только раннемелового, но и юрского плюмового магматизма, используя тот же аппарат, построены реконструкции для потенциальных магматических импульсов 150 и 180 млн лет назад (см. рис. 3). В соответствии с нашими построениями над центром Исландского плюма 150 млн лет назад оказывается северная акватория архипелага Северная Земля, а 180 млн лет назад – побережье Таймырского полуострова (см. рис. 3). Нигде из указанных районов юрские базальты не известны, что может рассматриваться как довод против предполагаемой периодичности и без малого 100 млн-летней истории плюмового магматизма Баренцевоморского ареала НАLІР и траппов ЗФИ, в частности. Также очевидно, что если полученные ранее юрские (190-150 млн лет) оценки возраста базальтов ЗФИ не являются артефактом, то отвечающие им магматические тела не имеют отношения к проявлению плюмового магматизма HALIP ни по объемам, ни по расположению относительно предполагаемого источника.

Таким образом, полученные данные и выполненные построения свидетельствуют, что проявления внутриплитной магматической активности в Высокоширотной Арктике являются следствием миграции литосферных плит этого региона над Исландским плюмом, который сохранял свое стационарное положение на северной периферии горячего поля Тиго как минимум последние 125 млн лет. Формирование Баренцевоморского ареала НАLIP является одноактным событием раннемелового этапа геологической истории Арктики.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы искренне признательны рецензенту настоящей работы за высказанные замечания.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при поддержке РНФ (проекты 19-17-00091, 21-17-00052).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Tarduno J.A., Brinkman D.B., Renne P.R., et al. Evidence for Extreme Climatic Warmth from Late Cretaceous Arctic Vertebrates // Science. 1998. V. 282. P. 2241–2244.
- Buchan K.L., Ernst R.E. Giant Dyke Swarms and the Reconstruction of the Canadian Arctic Islands, Greenland, Svalbard and Franz Josef Land. In Hanski E. (Ed) Dyke Swarms – Time Markers of Crustal Evolution. London: Taylor & Francis. 2006. P. 27–48.
- Добрецов Н.Л., Верниковский В.А., Карякин Ю.В. и др. Мезозойско-кайнозойский вулканизм и этапы геодинамической эволюции Центральной и Восточной Арктики // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 8. С. 1126–1144.
- Lawver L.A., Müller D. Iceland Hotspot Track // Geology. 1994. V. 22. P. 311–314.
- 5. *Gaina C., Medvedev S., Torsvik T.H., et al.* 4D Arctic: A Glimpse into the Structure and Evolution of the Arctic in the Light of New Geophysical Maps, Plate Tectonics and Tomographic Models // Surveys in Geophysics. 2014. V. 35. P. 1095–1122.
- Кузьмин М.И., Ярмолюк В.В., Кравчинский В.А. Фанерозойский внутриплитный магматизм Северной Азии: абсолютные палеогеографические реконструкции африканской низкоскоростной мантийной провинции // Геотектоника. 2011. № 6. С. 3–23.
- Михальцов Н.Э., Карякин Ю.В., Абашев В.В. и др. Геодинамика Баренцево-Карской окраины в мезозое на основе новых палеомагнитных данных для пород архипелага Земля Франца-Иосифа // ДАН. 2016. Т. 471. № 6. С. 692–696.

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 2 2021

- Абашев В.В., Метелкин Д.В., Михальцов Н.Э. и др. Палеомагнетизм траппов архипелага Земля Франца-Иосифа // Геология и Геофизика. 2018. Т. 59. № 9. С. 1445–1468.
- 9. Абашев В.В., Верниковский В.А., Казанский А.Ю. и др. Особенности формирования вулканической провинции архипелага Земля Франца-Иосифа (Северный Ледовитый океан): оценка направления движения расплава по результатам изучения анизотропии магнитной восприимчивости // ДАН. 2019. Т. 486. № 2. С. 197–201.
- Абашев В.В., Метелкин Д.В., Верниковский В.А. и др. Раннемеловой возраст базальтов архипелага Земля Франца-Иосифа: соответствие новых <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar и палеомагнитных данных // ДАН. 2020. Т. 493. № 1. С. 16–20.
- Абашев В.В. Эволюция базальтоидного магматизма архипелага Земля Франца-Иосифа по палеомагнитным и геохронологическим данным: автореф. дис. канд. геол.-мин. наук: 25.00.03. Москва. 2020. 18 с.
- Grantz A., Clark D.L., Phillips R.L., et al. Phanerozoic Stratigraphy of Northwind Ridge, Magnetic Anomalies in the Canada Basin, and the Geometry and Timing of Rifting in the Amerasia Basin, Arctic Ocean // Geol. Soc. Amer. Bull. 1998. V. 110. P. 801–820.
- 13. Jowitt S.M., Williamson M.-C., Ernst R.E. Geochemistry of the 130 to 80 Ma Canadian High Arctic Large Igneous Province (HALIP) Event and Implication for

Ni-Co-PGE Prospectivity // Econ. Geol. 2014. V. 109. P. 281–307.

- Corfu F, Polteau S., Planke S., et al. U-Pb Geochronology of Cretaceous Magmatism on Svalbard and Franz Josef Land, Barents Sea Large Igneous Province // Geol. Mag. 2013. V. 150 (6). P. 1127–1135.
- Polteau S., Hendriks B.W.H., Planke S., et al. The Early Cretaceous Barents Sea Sill Complex: Distribution, 40Ar/39Ar Geochronology, and Implications for Carbon Gas Formation // Palaeo. 2016. V. 441. P. 83–95.
- Шипилов Э.В., Карякин Ю.В. Баренцевоморская магматическая провинция: геолого-геофизические свидетельства и новые результаты определения <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-возраста // ДАН. 2011. Т. 439. № 3. С. 376–382.
- Лаверов Н.П., Лобковский Л.И., Кононов М.В. и др. Геодинамическая модель развития арктического бассейна и примыкающих территорий для мезозоя и кайнозоя и внешняя граница континентального шельфа России // Геотектоника. 2013. № 1. С. 3–35.
- *Zhao D*. Seismic Structure and Origin of Hotspots and Mantle Plumes // Earth Planet. Sci. Lett. 2001. V. 192. P. 251–265.
- 19. *Torsvik T.H., Müller R.D., Van der Voo R., et al.* Global Plate Motion Frames: Toward a Unified Model // Reviews of Geophysics. 2008. V. 46. № 3. P. 1–44.
- Seton M., Müller R.D., Zahirovic S., et al. Global Continental and Ocean Basin Reconstructions since 200 Ma // Earth-Science Reviews. 2012. V. 113. P. 212–270.

# PALEOMAGNETIC EVIDENCE FOR THE ICELAND PLUME PALEOGEOGRAPHIC STATIONARITY AND EARLY CRETACEOUS MANIFESTATION IN THE HIGH ARCTIC

#### D. V. Metelkin<sup>a, b, #</sup>, V. V. Abashev<sup>b, a</sup>, Academician of the RAS V. A. Vernikovsky<sup>b, a</sup>, and N. E. Mikhaltsov<sup>b, a</sup>

<sup>a</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup> Trofimuk Institute of Petroleum Geology and Geophysics Siberian Branch of the Russian Academy of Science, Novosibirsk, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: metelkindv@ipgg.sbras.ru* 

Here we present reconstructions indicating the stationary position and paleogeography of the Iceland plume, as well as its direct connection to the Mesozoic-Cenozoic large igneous provinces of the northern Atlantic and the Arctic. The main evidence for the stationary position of the Iceland hot spot comes from paleomagnetic data for the trap formation of the Franz Josef Land archipelago. Our reconstructions show that the Barents Sea magmatic province included in these traps belongs to the trace of the Iceland plume and formed as part of the High Arctic Large Igneous Province during a single relatively brief event ca. 125 Ma. Older pulses of basalts magmatism inferred previously for the Franz Josef Land archipelago for the Early and Middle Jurassic do not have known analogs in adjacent territories of the present-day Arctic.

*Keywords:* Iceland hotspot, High Arctic Large Igneous Province, Franz Josef Land archipelago, Early Cretaceous paleogeography of the Arctic ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 2, с. 145–148

УДК 553.21/24

# ГЕОХИМИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ В УЛЬТРАОСНОВНОМ-ЩЕЛОЧНО-КАРБОНАТИТОВОМ КОМПЛЕКСЕ КУГДА (ПОЛЯРНАЯ СИБИРЬ)

© 2021 г. Академик РАН Л. Н. Когарко<sup>1,\*</sup>

Поступило 24.08.2021 г. После доработки 24.08.2021 г.

Принято к публикации 31.08.2021 г.

Целью исследования была оценка закономерностей распределения редкоземельных металлов (P3M) в породах массива Кугда (Полярная Сибирь). Содержание редких земель падает от ранних пород оливинитов, содержащих в среднем 1938 г/т к конечным продуктам дифференциации сиенитам и снова возрастает в карбонатитах. Разница в коэффициентах распределения легких и тяжелых P3M является причиной заметного фракционирования этих элементов в процессе эволюции магматической системы массива Кугда. В более поздних продуктах дифференциации отношение легких P3M к тяжелым Се/Yb падает почти на порядок. Главным процессом формирования массива Кугда была непрерывная кристаллизационная дифференциация, характеризующаяся широким полем кристаллизации перовскита, причем интересной особенностью является очень ранняя кристаллизация перовскита, связанная с высоким потенциалом углекислоты.

*Ключевые слова:* Комплекс Кугда, редкометальные месторождения, Полярная Сибирь, редкие земли **DOI:** 10.31857/S2686739721120057

#### введение

Редкоземельные металлы относятся к группе стратегических, их потребление непрерывно растет в индустрии высоких технологий. Суперкрупные редкоземельные месторождения России, Бразилии и Китая связаны с ультраосновнымищелочно-карбонатитовыми формациями. В связи с резким расширением использования редких земель в промышленности, цены на РЗМ в последние десятилетия значительно возросли. В этой связи проведение экспертных работ по выявлению закономерностей концентрирования этих металлов в комплексах щелочных пород важно для роста рудного потенциала России.

Целью настоящей работы было исследование закономерностей концентрирования и рассеяния редкоземельных металлов в ультраосновном щелочно-карбонатитовом комплексе Кугда (Полярная Сибирь) (табл. 1).

Особенностью массива Кугда является резко недосыщенный в отношении кремнезема и высококальциевый состав исходной магмы. Это привело к широкому развитию оливинитов и ларнитнормативных мелилитовых разностей. Завершает процесс глубоко дифференцированного комплекса внедрение карбонатитов, представленных, главным образом, форстерититами. Несмотря на то что в развитии комплекса Кугда отмечается классическая магматическая эволюция ультра-основных щелочно-карбонатитовых массивов, первичная магма этого комплекса была значительно обогащена магнием, кальцием и обеднена кремнием. Второй особенностью является очень ранняя кристаллизация перовскита, который становится ликвидусной фазой в процессе формирования наиболее ранних породоливинитов.

#### ГЕОЛОГИЯ МАССИВА КУГДА

Крупнейшая в мире ультраосновная-щелочная Маймеча-Котуйская провинция занимает площадь около 74300 км<sup>2</sup> и располагается к северо-востоку от Сибирских платобазальтов. Она включает 32 ультраосновных щелочных интрузий, крупный объем щелочных лав и даек, а также несколько карбонатитовых тел [1].

Массив Кугда представляет собой изометричное воронкообразное тело площадью 16 км<sup>2</sup>. Вмещающие породы представлены горизонтально залегающими доломитами среднего кембрия. Цен-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: kogarko@geokhi.ru

#### КОГАРКО

Элементы	Оливинит	Мелилитолит	Мельтейгит	Ийолит	Нефелиновый сиенит	Сиенит	Форстеритит	Дайка
La	704	250	123	77	126	13.43	467	189
Ce	1589	388	261	131	204	23.17	1104	312
Pr	233	40.62	44.22	17.60	23.00	2.70	51.93	34.61
Nd	669	108	118	58.40	69.70	9.10	134	119
Sm	78.51	15.16	18.62	8.90	6.40	1.12	19.85	15.12
Eu	14.04	3.38	4.02	2.20	1.47	0.21	4.40	3.75
Gd	33.84	9.14	10.58	5.20	4.15	0.75	12.71	10.19
Tb	3.09	1.00	1.22	0.68	0.49	0.10	1.24	1.09
Dy	9.75	4.13	5.39	3.10	2.12	0.49	5.06	5.44
Но	1.24	0.62	0.85	0.51	0.37	0.09	0.72	0.86
Er	2.29	1.31	1.95	1.20	0.93	0.28	1.49	2.11
Tm	0.19	0.13	0.23	0.12	0.14	0.05	0.15	0.25
Yb	0.93	0.67	1.37	0.81	0.99	0.40	0.69	1.59
Lu	0.10	0.08	0.19	0.12	0.17	0.08	0.07	0.21
Ce/Yb	1101	579	190	162	206	57.92	1592	196
Сумма	1938	822	591	307	441	51.96	1803	696

Таблица 1. Среднее содержание РЗМ в породах массива Кугда (ррт)

тральный тип строения массива подчеркивается грубо-концентрическим расположением интрузивных фаз массива. В развитии комплекса Кугда выделяется шесть интрузивных фаз [1]:

1) шток оливинитов (оливиниты, рудные оливиниты, перовскитовые магнетититы, магнетититы). Эта интрузия характеризуется магматической расслоенностью, местами переходящей в ритмичную расслоенность;

2) кольцевая интрузия мелилитолитов, также с проявлением магматической расслоенности – чередованием турьяитов, ункомпагритов и окаитов;

3) мощное кольцевое тело меланократовых фоидолитов и фоидитов (мельтейгиты, якупирангиты, меланефелиниты, оливиновые меланефелиниты, нефелиновые пикриты);

4) небольшие штокообразные тела ийолитов; главная масса этих пород, вероятно, консолидирована ниже уровня современного среза;

5) мелкие штоки и жилы щелочных и редко нефелиновых сиенитов;

6) мощное полукольцевое тело форстерититов, которые, по нашему мнению, являются кумулятами оливина фоскоритовой интрузии, так как в определенных зонах этой фазы преобладают фоскориты. К этому комплексу относятся маломощные кальцитовые жилы, пересекающие форстерититы.

Методом ICP—MS было исследовано 45 образцов всех разновидностей пород массива Кугда на содержания P3M (табл. 1). Средние содержания исследованных элементов заметно превышают концентрации этих элементов других формаций (табл. 1, рис. 1). Отмечается падение содержаний суммы РЗМ от ранних пород (оливиниты, мелелитолиты) к более поздним продуктам дифференциации за исключением пород карбонатитового комплекса (табл. 1). Эта закономерность не обычна, и геохимия редких земель комплекса Кугла отличается от других массивов Полярной Сибири и многих шелочно-карбонатитовых комплексов Кольского полуострова. Однако дифференциация ряда девонских щелочно-карбонатитовых интрузий Кольского полуострова (Лесная Варака, Африканда) также связана с редкометальной минерализацией именно ранних пород – оливинитов и пироксенитов, содержащих перовскит, который является главным минералом-концентратором редких земель. Содержание суммы РЗМ в некоторых рудных оливинитах комплекса Кугда достигает 9479 г/т. Таким образом, рудные оливиниты представляют собой очень ценное сырье на редкие земли. Концентрация РЗМ в рудных оливинитах несколько выше содержаний в карбонатитовом комплексе (табл. 1), в котором максимальное содержание РЗМ составляет 6846 г/т. Наши исследования показали, что перовскит массива Кугда значительно обогащен редкими землями (табл. 2), отдельные кристаллы в оливинитах содержат до 23778 г/т суммы РЗМ.

Во всех породах комплекса Кугда отношение Се/Үb повышено в десятки раз (табл. 1) по сравнению с хондритовым (Се/Yb около 4.2). Это связано с преимущественным концентрированием



Рис. 1. Спайдер-диаграмма по распределению РЗМ в породах массива Кугда.

редких земель в перовските. В некоторых выделениях перовскита из оливинитов отношение Ce/Yb достигает 2320 (табл. 2). Согласно экспериментальным данным, перовскиты обладают повышенным коэффициентом распределения редких земель в равновесиях с расплавами, близкими по составу к мелилитовым нефелинитам [3, 4], причем для легких P3M эта величина (около 20) значительно выше по сравнению с тяжелыми редкими землями (Кd первые единицы).

Эта разница является причиной заметного фракционирования РЗМ в процессе эволюции магматической системы массива Кугда. В более поздних продуктах дифференциации отношение легких РЗМ к тяжелым Се/Уb падает почти на порядок (табл. 1). Однако в карбонатитовом комплексе Кугда это отношение опять резко возрастает, так как содержания перовскита в карбонатитовом комплексе довольно высокое, кроме того, согласно нашим петрографическим исследованиям, в форстерититах отмечается пирохлор, кальциртит, апатит, которые также обогащены легкими редкими землями.

Эволюция ультраосновной-щелочной магматической системы комплекса Кугда определялась процессами кристаллизационной дифференциации, сопряженной с явлениями магматической расслоенности.

Необходимо отметить, что некоторые разновидности пород массива Кугда не являются расплавами, а носят кумулятивный характер, т.е.

Таблица 2. Содержание РМЗ в перовскитах оливинитов массива Кугда

Элементы	A08	A09	A13	A16	A17	Среднее
ΣREE	23497	20724	20743	18497	14834	19659
Ce/Yb	1990	1765	1846	2320	1793	1943

скопление отдельных минералов, что может повлиять на установленные закономерности.

Таким образом, проведенные исследования убедительно показали, что главным процессом формирования массива Кугда была непрерывная кристаллизационная дифференциация, характеризуюшаяся широким полем кристаллизации перовскита. причем интересной особенностью является очень ранняя кристаллизация перовскита, связанная с высоким потенциалом углекислоты. Согласно нашим экспериментальным данным [5], оливин и перовскит являются ранними ликвидусными фазами при кристаллизации мелилитсодержашего нефелинита в условиях повышенного давления углекислоты. В процессе эволюции магматической системы Кугда установлено значительное фракционирование тяжелых и легких редких земель. Благодаря более высокому коэффициенту распределения легких редких земель в перовскитах, в конечных продуктах дифференциации значительно падает отношение Ce/Yb.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках темы по государственному заданию № 0137-2019-0014.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Егоров Л.С. Ийолит-карбонатитовый плутонизм (на примере Маймеча-Котуйского комплекса Полярной Сибири). Л.: Недра. 1991. 260 с.
- Palme H., O'Neil H. Cosmochemical Estimation of Mantle Composition // Tretise on geochemistry. 2014. V. 3. P. 1–39.
- Beyer C., Berndt J., Tappe S., Klemme S. Trace Element Partitioning Between Perovskite and Kimberlite to Carbonatite Melt: New Experimental Constraints // Chemical Geology. 2013. V. 353. P. 132–139.

 Corgne A., Wood B. Trace Element Partitioning and Substitution Mechanisms in Calcium Perovskites // Contrib Mineral Petrol. 2005. V. 149. P. 85–97. 5. Когарко Л.Н., Грин Д. Фазовые равновесия в ходе плавления мелилитового нефелинита при давлении до 60 кбар // ДАН. 1998. Т. 359. № 4. С. 522–524.

## GEOCHEMISTRY OF RARE EARTH METALS IN THE ULTRABASIC-ALKALINE-CARBONATITE COMPLEX OF KUGDA (POLAR SIBERIA)

#### Academician of the RAS L. N. Kogarko<sup>*a*, #</sup>

<sup>a</sup> Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: kogarko@geokhi.ru</sup>

Rare earth elements belong to the category of strategic metals. The aim of the study was to assess the distribution patterns of REE in the rocks of the Kugda massif (Polar Siberia). The content of rare earths decreases from early olivinite rocks, containing on average 1938 ppm, to the end products of differentiation, syenites, and increases again in carbonatites. The difference in the distribution coefficients of light and heavy rare earth metals in perovskite is the reason for the noticeable fractionation of these elements during the evolution of the magmatic system of the Kugda massif. In later differentiation products, the ratio of light to heavy REE (Ce/Yb) drops by almost an order of magnitude. The main process of the formation of the Kugda massif was continuous crystallization differentiation, characterized by a wide crystallization field of perovskite, and an interesting feature is the very early crystallization of perovskite, associated with a high potential of carbon di-oxide.

Keywords: Kugda complex, rare metal deposits, polar Siberia, rare earths

УДК 551.72; 551.24.056

# ГЕОХИМИЯ, ОБСТАНОВКИ ФОРМИРОВАНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ КОМПЛЕКСОВ ПРИАНГАРЬЯ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

© 2021 г. А. Д. Ножкин<sup>1</sup>, П. С. Козлов<sup>2</sup>, И. И. Лиханов<sup>1,\*</sup>, академик РАН В. В. Ревердатто<sup>1</sup>, А. А. Крылов<sup>1</sup>

Поступило 14.03.2021 г. После доработки 02.08.2021 г. Принято к публикации 31.08.2021 г.

В приангарской части Енисейского кряжа установлен последовательный разрез метапикрит-базальтовой толщи и залегающих выше карбонатных пород горевской свиты, рассматриваемый в качестве единого вулканогенно-осадочного комплекса, сформированного на рубеже позднего мезопротерозоя—раннего неопротерозоя в рифтогенном окраинно-континентальном палеобассейне на юго-западе Сибирского кратона. В разрезе нижней части нижнеречинской толщи преобладают метаморфизованные пикробазальты и пикриты, в средней и верхней — базальты, рудовмещающие Pb—Zn-минерализацию (Степановское рудопроявление). Произошедший в позднем мезопротерозое—раннем неопротерозое рифтогенез земной коры Приангарья привел к раскрытию окраинноконтинентального морского бассейна, в котором субсинхронно происходили базальт-пикритовый вулканизм и накопление терригенно-карбонатных, в том числе рудоносных отложений горевской свиты, вмещающих Горевское Pb—Zn-месторождение. Палеобассейн интерпретируется как реликтовый рифтогенной природы на западной окраине Сибирского кратона, а вулканогенно-осадочная нижнеречинская толща — как нижний потенциальный стратоуровень полиметаллического оруденения в Горевском рудном поле.

*Ключевые слова:* пикриты, базальты, петрогеохимия, горевская свита, рудоносность, рифтогенный окраинно-континентальный бассейн, Приангарье, Енисейский кряж **DOI:** 10.31857/S2686739721120082

В течение длительного времени, на протяжении одного миллиарда лет (1740—650 млн лет), в пределах Енисейского кряжа формировались рифтогенные структуры, сопровождавшиеся внутриплитным магматизмом и развитием осадочных депрессий [1—3]. Наиболее интенсивно и многократно проявился рифтогенный и внутриплитный магматизм в поздний неопротерозойский этап в Татарско-Ишимбинской зоне разломов [1, 4—7]. В этой же зоне сосредоточены проявления мезопротерозойского вулканизма, а также крупные золоторудные, редкометалльные и урановые месторождения и рудопроявления.

В качестве объекта данного исследования выбраны контрастная по литолого-петрографическому составу малоисследованная метапикритбазальтовая с пиллоу-лавами толща района р. Нижняя (левый приток р. Енисей) и залегающие стратиграфически выше карбонатные породы горевской свиты неопротерозоя в междуречье Ангары-Тасеевой-Енисея-Бол. Сполошной (приангарская часть Енисейского кряжа). Рассматриваемый район вызывает повышенный практический и научный интерес, поскольку в его пределах в карбонатных породах эксплуатируется уникальное Горевское свинцово-цинковое стратиформное месторождение, входящее в группу месторождений "мирового класса". Имеющиеся геологические и геохимические данные указывают на то, что оно относится к классу массивных сульфидных Zn-Pb-месторождений типа SEDEX (sedimentary exhalative), сформированных во внутриконтинентальных рифтах или рифтовых бассейнах [8].

Цель настоящей статьи: показать строение разреза метапикрит-базальтовой толщи, ее взаи-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого Уральского отделения Российской академии наук, Екатеринбург, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: likh@igm.nsc.ru

моотношение с карбонатными породами горевской свиты и положение в схеме стратиграфии докембрия Енисейского кряжа, установить геохимические особенности вулканитов и сделать выводы о времени и обстановках их формирования и проявлениях Pb–Zn-минерализации.

Исследуемый район расположен в Приангарье, к северу от Ангарского разлома [9] (рис. 1). В тектоническом плане это южная часть Ангаро-Тисского прогиба (синклинория), сложенного неопротерозойскими осадочными и вулканогенно-осадочными комплексами тунгусикской, широкинской и орловской серий [10], залегающими на гнейсах, кристаллических сланцах и филлитах гаревской толщи, тейской и сухопитской серий палео- и мезопротерозоя. Гнейсово-сланцевое кристаллическое основание Приангарья рассматривается как Нижнеангарский стабилизированный блок на северном продолжении Ангаро-Канского выступа Енисейского кряжа. Эти структуры разделяются Ангарским субширотным глубинным разломом, который пересекается серией поздних дизъюнктивов Ишимбинско-Татарской региональной сдвиговой зоны с широким развитием бластомилонитов. С запада Приангарский блок ограничен Приенисейской региональной сдвиговой зоной. Среди дофанерозойских складчатых комплексов докембрия в геологическом строении территории Приангарья широкое участие принимают осадочно-метаморфические толщи сухопитской серии среднего рифея, сложенные разнообразными кристаллическими сланцами, филлитами и кварцитами, коррелируемыми с терригенными толщами горбилокской, удерейской и погорюйской свит Заангарья Енисейского кряжа. Стратиграфически выше этих образований несогласно залегает вулканогенная метапикрит-базальтовая толща, являюшаяся объектом настоящих исследований. Она картируется в ядре Степановской антиклинали в виде полосы  $(26 \times 5 \text{ км})$  северо-восточного направления, вскрытой преимущественно в левобережной части р. Енисей (рис. 1). С породами сухопитской серии вулканогенная толща имеет преимущественно тектонические границы. В свою очередь разрез среднего рифея перекрывается неоднородно-метаморфизованной толщей углеродистых сланцев и карбонатных пород горевской свиты широкинской серии неопротерозоя [11]. Горевская свита подразделяется на три подсвиты: нижняя образована углеродистыми сланцами с аутигенным пиритом, известняками, доломитами, рудоносными сидеритами и силицитами, известняками доломитовыми; средняя представлена известняками, известняками с карбонатными и кремнистыми конкрециями, доломитами; верхняя подсвита сложена известняками, слюдистыми известняками, известково-слюдистыми сланцами. Суммарная мощность свиты около 2000-2410 м. Литологические и структурные особенности осадочных отложений горевской свиты позволили реконструировать обстановку седиментации как проксимальную присклоновую [12], что подтверждается широким развитием карбонатных турбидитов, наличием оползневых брекчий и текстур осадочных деформаций [13]. Рb—Рb-возраст карбонатных пород горевской свиты широкинской серии с учетом Sr-хемостратиграфии составляет 1020 ± 70 млн лет [12].

Терригенно-карбонатные толщи мезо- и неопротерозоя (средний-поздний рифей) метаморфизованы и образуют приангарский полиметаморфический комплекс неопротерозойского возраста. Степень метаморфизма пород варьирует от уровня фации зеленых сланцев до эпидот-амфиболитовой фации андалузит-силлиманитовой фациальной серии низких давлений [14]. Наиболее древними магматическими образованиями являются геохронологически недатированные метапикриты и метабазальты с прослоями подушечных лав и карбонатных пород. Метаморфизм этих пород в раннем неопротерозое на рубеже около 800 млн лет отвечал условиям эпидот-амфиболитовой фации до низов амфиболитовой фации. Постгренвильские события в регионе коррелируются с аккрешионно-коллизионными процессами вальгальской складчатости с пиками орогенеза 810-790 и 730-720 млн лет [5, 6].

В приангарской части Енисейского кряжа установлен последовательный разрез метапикрит-базальтовой толщи и залегающих выше карбонатных пород горевской свиты. Данный разрез рассматривается в качестве стратиграфически единого вулканогенно-осадочного комплекса, сформированного на рубеже позднего мезопротерозоя-раннего неопротерозоя в рифтогенном окраинно-континентальном палеобассейне на юго-западе Сибирского кратона. Метапикритбазальтовую толщу предлагается ввести в легенду стратиграфии широкинской серии западной части Енисейского кряжа под названием "нижнеречинская толща". В изученном разрезе в нижней части этой толщи преобладают метаморфизованные пикриты и пикробазальты, в средней и верхней — базальты, рудовмещающие Pb-Zn-минерализацию (Степановское рудопроявление). На границе с карбонатными отложениями горевской свиты наблюдаются чередование вулканогенных пород и терригенно-карбонатных осадков и развитие силлов метабазальтов, что подтверждает единство вулканогенно-осадочного комплекса. сложенного в нижней части нижнеречинской пикрит-базальтовой толщей, а в верхней горевской терригенно-карбонатной свитой. Петрохимический и редкоэлементный состав метавулканитов пикрит-базальтовой толщи имеет общие близкие черты, что свидетельствует о парагенетической связи этой ассоциации высокомагнези-



Рис. 1. Схема геологического строения дофанерозойских образований междуречья Ангары-Енисея-Тасеевой (составлена по материалам глубинного геологического картирования 1:200000 Ангарской ГРЭ ПГО "Красноярсгеология"); на врезке – положение Енисейского кряжа, района работ и тектонических блоков: 1 – Восточный и 2 – Центральный Приангарско-Заангарского сегмента; 3 – Южно-Енисейский (Ангаро-Канский) сегмент, 4 – Исаковский и 5 – Предивинский островодужные террейны. *1* – гранитоиды глушихинского комплекса; *2*–*3* – ведугинский комплекс: дайки долеритов (*2*), диабазы с гранатом (*3*); *4* – неметаморфизованные осадочные образования верхнерифейско-вендского возраста. Неопротерозойские осадочно-метаморфические образования зеленосланиевой и эпидот-амфиболитовой фаций, верхний рифей: 5–7– широкинская серия, свита сухого хребта (sh) – метапесчаники, филлиты, кварциты (5),  $\delta - 7$  – горевская свита: известняки кристаллические, мраморизованные, доломиты, сидериты и силициты рудоносные (grv) ( $\delta$ ), углеродистые сланцы с пиритом (grvs) (7);  $\delta$  – метапикробазальты и метабазальты с прослоями карбонатно-слюдисто-графитовых пород (нижнеречинская толща, pb); 9 – мезопротерозойские осадочно-метаморфические образования, нижний-средний рифей: сухопитская серия, нерасчлененная – филлиты, кварциты, слюдяные кристаллические сланцы с гранатом, ставролитом, андалузитом (sp); 10 – палеопротерозой – тейская серия, пенченгинская свита – мраморы, сланцы кристаллические (pn); 11–12 – высокометаморфизованные толщи амфиболитовой и гранулитовой фаций Ангаро-Канского выступа: 11 – нижнепротерозойские гнейсы енисейской серии (en), 12 – архейские гнейсы и чарнокиты кузеевской толщи (kz); 13 – изограды индекс-минералов метаморфизма низких и умеренных давлений: биотита, ранняя (Bt<sub>1</sub>), поздняя (Bt<sub>2</sub>); Amf-амфибола, Grt-граната, St-ставролита; 14 – локальное проявление кианит-хлоритоидных и кианит-гранатовых бластомилонитов; 15 - геологические границы (a), разломы (б); 16 - Горевское Pb-Zn-месторождение; 17- номера скважин глубинного бурения.

альных пород (табл. 1). Для них характерны повышенная титанистость и железистость, метабазальты и метагабброиды отличаются заметно повышенной щелочностью и содержанием  $P_2O_5$ . По общей щелочности метабазальт-пикробазальты уклоняются от нормального петрохимического ряда в сторону субщелочного, что коррелирует с их повышенной титанистостью. Среди них встречаются более обогащенные щелочами, особенно калием ( $K_2O$  от 3.0 до 4.2 мас. %), базиты, которые по составу отвечают трахибазальтам. Породы высокотитанистые ( $TiO_2 = 3.0-3.4$  мас. %) с повышенным содержанием  $P_2O_5$  до 0.5 мас. %. Содержания несовместимых редких элементов отчетливо возрастают от пикритов к базальтам, достигая максимума в трахибазальтах, которые в 1.5–3 раза обогащены высокозарядными элементами по сравнению с базальтами. Наиболее убедительно



**Рис. 2.** Спектры распределения редкоземельных элементов, нормированные к хондриту (a) [15], и спайдер-диаграмма содержаний микроэлементов, нормированных к составу примитивной мантии (б) [16], для метабазитов, трахибазальтов и гранат-биотитовых кристаллических сланцев и мраморов Приангарья в сравнении с основными разновидностями базальтов: N-MORB, E-MORB и OIB [16].

на парагенетическое единство рассматриваемой ассоциации указывают данные о распределении РЗЭ, которые демонстрируют удивительное сходство спектров:  $(La/Yb)_n = 6-7$  при Eu/Eu\* = 0.9–1 (табл. 1; рис. 2 а).

Породы метапикрит-базальтовой толщи имеют хорошо фракционированные мультиэлементные распределения, занимающие промежуточное положение между спектрами OIB и E-MORB базальтами (рис. 2 б). В пикритах отмечается максимальная концентрация Cr, Co и Ni, которая уменьшается в пикробазальтах, а затем в базальтах, коррелируя со снижением в них содержания MgO (табл. 1). В пикритах минимальные содержания несовместимых редких элементов: Rb, Cs, Ba, Sr, Zr, Hf, Nb, Ta, Th и U. Эти величины заметно возрастают в пикробазальтах, базальтах и габброидах. За исключением пикритов, содержание Sc и Y в других породах рассматриваемой ассоциации по существу не меняется. Следует указать и на существенную (в 2-4 раза) обогащенность метагабброидов V и Sr. От метабазитов нормального ряда резко отличаются высококалиевые, высокотитанистые субщелочные метавулканиты-трахибазальты, которые в 4–8 раз обогащены Rb, Cs, и в 1.5–3 раза Ва и высокозарядными элементами – Zr, Hf, Nb, Ta, Th и U. В них также повышена величина примеси Cr и Ni, в меньшей мере Co. В целом мультиэлементные спектры характеризуются преимущественным отсутствием деплетирования Nb и Ta относительно Th и легких РЗЭ (рис. 1б), что является типичным для внутриплитных базальтов, в частности, базальтов континентальных рифтовых зон, связь которых с глубинными мантийными источниками и плюмами является наиболее обоснованной [17]. Геодинамическая принадлежность этих пород к группе внутриплитных базальтоидов подтверждается использованием известных диагностических диаграмм (рис. 3).

В карбонатных породах спектры РЗЭ в целом сходны с таковыми в метавулканитах, очевидно за счет примеси туфогенного материала, но содержание тяжелых РЗЭ в них заметно ниже, а (La/Yb), естественно выше. В гранат-биотитовых сланцах, переслаивающихся с мраморизованными карбонатными породами, спектр РЗЭ аналогичный таковому в постархейских глинистых сланцах Австралии (PAAS) [20], но в сравнении с РААЅ они более обогащены РЗЭ, Y, Th, Hf, а также V, Cr, Co и Ni (рис. 2б). Повышенная концентрация высокозарядных элементов в сланцах может быть унаследована от пород Ангаро-Канского гранулитогнейсового основания, обогащенного этими элементами [3], которое размывалось в период формирования рифейских толщ. Элементы группы железа очевидно привнесены в глинистые осадки в процессе пикрит-базальтового вулканизма. Все это свидетельствует о синхронности проявления вулканизма и терригенно-карбонатного осадконакопления.

Проведенные исследования имеют важные геодинамические следствия. Произошедшее в позднем мезопротерозое-раннем неопротерозое растяжение, рифтогенез земной коры Приангарья обусловили развитие зоны базитового вулканизма с ассоциацией высокомагнезиальных пород и раскрытие окраинно-континентального морского бассейна. В этом палеобассейне накапливались терригенно-карбонатные, в том числе рудоносные (Pb-Zn) отложения горевской свиты, вмещающие Горевское свинцово-цинковое месторождение. В ранний этап в зоне рифтогенеза осуществлялось извержение туфов, туфобрекчий и лавобрекчий пикробазальтов и пикритов, излияние лав и пиллоу-лав базальтов и пикритов, местами в чередовании вулканитов с терригеннокарбонатными осадками. В последующее время, судя по строению разреза, преобладал базальтовый вулканизм. По окраинам зоны вулканизма

		^	-				_						
Элемент		1			2		3		4		5	6	7
SiO <sub>2</sub>	44.44	45.81	41.77	46.13	40.24	44.47	42.28	43.15	37.85	45.85	42.75	59.04	18.66
TiO <sub>2</sub>	1.33	3.12	1.57	3.03	3.36	1.94	2.51	1.55	1.62	2.50	4.67	1.12	0.17
$Al_2O_3$	14.16	14.49	12.41	17.05	18.16	9.6	11.25	10.79	7.88	15.91	14.40	15.17	3.01
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2.37	13.22	12.90	18.94	7.33	1.66	1.41	3.11	5.03	1.87	4.16	11.64	4.56
FeO	9.32	_	_	_	_	8.75	10.34	8.48	8.75	7.69	9.89	_	_
MnO	0.18	0.13	0.14	0.08	0.14	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.18	0.15	0.29
MgO	9.16	8.98	8.47	3.42	2.11	14.27	17.56	16.63	24.07	9.06	7.21	4.02	6.72
CaO	10.26	5.70	13.99	5.55	13.89	11.56	7.06	7.85	6.66	10.65	10.59	5.34	34.01
Na <sub>2</sub> O	2.83	3.75	1.11	0.31	0.67	2.94	1.31	2.32	0.38	2.49	3.29	1.42	0.62
K <sub>2</sub> O	0.79	1.13	0.88	3.71	4.88	0.14	0.19	0.86	0.03	0.28	0.86	1.35	0.05
$P_2O_5$	0.2	0.49	0.17	0.35	0.52	0.37	0.3	0.27	0.23	0.32	0.33	0.14	0.04
ППП	4.95	2.10	5.21	1.19	7.38	4.15	5.55	5.04	7.94	3.21	1.77	0.19	31.7
Сумма	99.9	99.77	99.60	99.89	99.70	100.0	100.0	100.2	100.0	100.0	100.0	99.97	99.9
Sc	30	33	25	26	34	27	33	25	19.3	33	26	27	5.50
V	202	283	182	123	306	196	280	182	199	281	690	242	32.3
Cr	551	125	690	533	757	553	828	834	1600	63	26	176	24.9
Co	54	40	62	44	95	60	71	76	101	24	58	37	25.0
Ni	190	51	394	348	265	349	388	482	789	81	49	60	131
Rb	17.7	31	30	207	169	1.87	6.3	27	3.40	4.30	23	54	2.45
Sr	248	277	262	109	142	291	111	174	99	910	736	179	367
Y	20	29	18.1	11.7	28	19.6	22	17.9	14.2	20	25	34	16.9
Zr	94	158	99	216	256	125	147	118	95	119	167	192	57.7
Nb	10.7	34	16.20	42	51	33	30	20	17.7	24	33	12.1	3.18
Cs	1.98	8.20	3.60	20	9	0.64	3	8.20	0.24	2.50	5.40	0.69	0.20
Ba	190	1290	150	104	450	53	65	454	8.3	169	790	564	19
La	11.7	22	13.2	18.5	27	14.3	20	11.9	10.6	16.7	21	52	17.82
Ce	26	51	28	41	61	30	44	26	24	37	48	103	33.69
Pr	3.3	6.9	3.4	5.3	8	4	5.8	3.3	3.2	5.2	6.5	11.9	3.94
Nd	13.7	29	14.9	21	33	16.3	24	14.3	14.2	22	27	42	15.66
Sm	3.6	7.3	3.8	4.90	7.6	4.5	5.8	4	4.1	5.8	6.5	7.7	3.11
Eu	1.1	2.4	1.13	1.34	1.83	1.82	1.89	1.20	1.03	1.72	1.92	1.52	0.98
Ga	3.7	/.2	3.8	3.9	/.3	4.3	5.5	4	3.4	5.3	6.5	/.10	3.23
	0.59	0.98	0.55	0.51	1.08	0.67	0.85	0.59	0.50	0.78	0.94	1.06	0.42
Dy Lla	3.6	5.60	3.20	2.80	5.90	3.8	4.6	3.40	2.80	4.20	5.00	6.10 1.15	2.58
Н0 Бл	0.7	1.03	0.04	0.49	1.05	0.78	0.81	0.05	0.55	0.79	0.87	1.15	0.55
Er Tm	2.1	2.00	1.70	1.19	2.70	1.81	2.2	1.00	1.39	1.88	2.20	5.20 0.46	1.41
1111 Vh	0.32	0.54	0.24	0.17	0.55	0.24	1.97	0.25	0.19	0.20	2.00	0.40	0.19
10 I u	0.21	2.20	1.31	0.99	∠.00 0.20	0.22	1.0/	1.3/	0.14	1.33	2.00 0.21	2.70	0.10
Lu Hf	0.51	0.32 4.00	2.40	5 20	6.50	2.0	0.28	2 00	2 50	3 50	0.31 4 70	5 20	0.18
Ta	2.4 0.64	1 00	∠.40 0.02	2.50	3 10	2.9 1.92	J.U 1 Q1	2.90	2.50	3.30 1.47	4.70	0.85	0.10
ra Th	1.65	1.70 2.80	1 05	2.50	5.10	2.05	1.01	2 20	1.02	2.00	2 80	19 50	2 55
II II	0.31	2.00 0.66	0.30	0.24	1.63	0.51	0.50	0.55	0.43	2.00	2.00	2 30	0.32
J	0.51	0.00	0.59	0.24	1.05	0.51	0.59	0.55	0.43	0.52	0.71	2.50	0.52

**Таблица 1.** Содержание петрогенных (мас. %) и редких (г/т) элементов в метавулканогенных породах, метатерригенных сланцах и мраморах нижней части разреза нижнеречинской толщи

Метабазальты (1), высоко-К метабазальты (2), метапикробазальты (3), метапикриты (4), метагабброиды (5), гранатовые сланцы (6) и мраморы (7). "–" – не определялось; ППП – потери при прокаливании.



**Рис. 3.** Положение фигуративных точек составов метабазитов Приангарья на диаграммах (a) Hf–Th–Ta [18] и (б) Zr– Nb–Y [19]. Поля составов на диаграммах: N- и E-MORB – "нормальные" и "обогащенные" базальты срединно-океанических хребтов, WPAB – внутриплитные щелочные базальты, WPTB – внутриплитные толеитовые базальты, *IAB* – островодужные базальты, *IAT* – островодужные толеиты.

формировались карбонатные и терригенно-карбонатные отложения в переслаивании с вулканитами, а также осуществлялось внедрение базитовых силлов в сформированные осадки. Полученные результаты по метапикрит-базальтовой толще дают веские основания для корректировки стратиграфической схемы широкинской серии [11].

В нижнем течении р. Ангара (в современных координатах) обосновывается существование морского (Нижнеангарско-Большепитского) рифтогенного палеобассейна, сформированного в раннем неопротерозое на окраинно-континентальной коре [13]. Синхронность существования ряда бассейнов по окраинам Сибирского кратона в раннем неопротерозое подтверждена Sr-изотопией [12]. Мы также интерпретируем эту структуру как реликтовый палеобассейн рифтогенной природы на западной окраине Сибирского кратона, в котором в неопротерозое сформировалось уникальное Горевское Pb-Zn-месторождение. Pb-Znрудоносность метапикрит-базальтовой толщи подтверждается картировочными и поисковыми буровыми работами, в пределах которой с поверхности выявлены ряд точек галенит-сфалеритовой минерализации и Степановское свинцовоцинковое рудопроявление. Эти руды могут быть отнесены к свинцово-цинковой формации в вулканогенно-карбонатных породах. Таким образом, в Горевском рудном поле можно выделить новый (нижнеречинский) потенциальный стратоуровень Pb-Zn-оруденения в вулканогенноосадочных породах. Стратиграфически выше его в низах горевской свиты зафиксированы рудоносные уровни, сходные с широко известными в регионе Линейным колчеданно-полиметаллическим месторождением в углеродистых сланцах

[8], а несколько выше Горевский стратоуровень в карбонатных породах нижнегоревской подсвиты.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны рецензентам за ценные критические замечания, способствующие улучшению статьи.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда (проект № 21-77-20018), с дополнительной поддержкой полевых работ в рамках госзадания ИГМ СО РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Баянова Т.Б., Бережная Н.Г., Ларионов А.Н., Постников А.А., Травин А.В., Эрнст Р.Е. Неопротерозойский рифтогенный и внутриплитный магматизм Енисейского кряжа как индикатор процессов распада Родинии // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 7. С. 666–688.
- Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. Поздненеопротерозойская рифтогенная метариолит-базальтовая ассоциация Глушихинского прогиба (Енисейский кряж) // Геология и геофизика. 2013. Т. 54. № 1. С. 58–71.
- 3. Ножкин А.Д., Туркина О.М., Лиханов И.И., Дмитриева Н.В. Позднепалеопротерозойские вулканические ассоциации на юго-западе Сибирского кратона (Ангаро-Канский блок) // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 2. С. 312–332.
- 4. Ножкин А.Д., Борисенко А.С., Неволько П.А. Этапы поздненеопротерозойского магматизма и возрастные рубежи золотого оруденения Енисейского кряжа // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 1. С. 158–181.
- 5. *Likhanov I.I., Santosh M.* Neoproterozoic Intraplate Magmatism along the Western Margin of the Siberian Craton: Implications for Breakup of the Rodinia Su-
percontinent // Precambrian Research. 2017. V. 300. P. 315–331.

- Likhanov I.I., Santosh M. A-type Granites in the Western Margin of the Siberian Craton: Implications for Breakup of the Precambrian Supercontinents Columbia/Nuna and Rodinia // Precambrian Research. 2019. V. 328. P. 128–145.
- 7. Лиханов И.И., Ревердатто В.В., Козлов П.С., Зиновьев С.В. Неопротерозойский дайковый пояс Заангарья Енисейского кряжа как индикатор процессов растяжения и распада Родинии // Доклады Академии Наук. 2013. Т. 450. № 6. С. 685–690.
- Belokonov G., Frenzel M., Priyatkina N.S., Renno A.D., Makarov V., Gutzmer J. Geology and Genesis of the Giant Gorevskoe Pb-Zn-Ar Deposit, Krasnoyarsk Territory, Russia // Economic Geology. 2021. V. 116. P. 719–746.
- 9. Лиханов И.И., Ножкин А.Д., Савко К.А. Аккреционная тектоника комплексов западной окраины Сибирского кратона // Геотектоника. 2018. Т. 52. № 1. С. 28–51.
- Качевский Л.К., Зуев В.К. Геологическая карта Енисейской металлогенической провинции. Масштаб 1:1000000. Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2005.
- Легенда Енисейской серии Государственной геологической карты Российской Федерации м-ба 1:200000. (Ред. Л.К. Качевский). Красноярск: Красноярскгеолсъемка, 2002. 200 с.
- 12. Кузнецов А.Б., Кочнев Б.Б., Васильева И.М., Овчинникова Г.В. Sг-хемостратиграфия и Pb-Pb возраст известняков тунгусикской и широкинской серий // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2019. Т. 27. № 5. С. 46–62.

- Сараев С.В. Седиментология и полезные ископаемые верхнерифейского окраинного бассейна Енисейского кряжа // Металлогения складчатых систем с позиций тектоники плит. Екатеринбург: ИГГ УрО, С. 42–71.
- Likhanov I.I., Régnier J.-L., Santosh M. Blueschist Facies Fault Tectonites from the Western Margin of the Siberian Craton: Implications for Subduction and Exhumation Associated with Early Stages of the Paleo-Asian Ocean // Lithos. 2018. V. 304–307. P. 468–488.
- 15. *Boynton W.V.* Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. // Rare earth element geochemistry. Ed. *Henderson P.* Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
- Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and Isotopic Systematics of Oceanic Basalts: Implications for Mantle Composition and Processes // Geological Society of London Special Publication. 1989. V. 42. P. 313–345.
- Stewart K., Rogers N. Mantle Plume and Lithosphere Contributions to Basalts from Southern Ethiopia // Earth and Planetary Science Letters. 1996. V. 139. P. 195–211.
- Wood D.A. The Application of a Th-Hf-Ta Diagram to Problems of 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. V. 50. P. 11–30.
- 19. *Meschide M.A.* A Method of Discriminating between Different Types of Mid Ocean Rigde Basalts and Continental Tholeites with Nb-Zr-Y Diagram // Chemical Geology. 1986. V. 56. P. 207–218.
- 20. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: ее состав и эволюция. М.: Мир, 1988. 379 с.

# GEOCHEMISTRY, FORMATION SETTINGS, AND ORE POTENTIAL OF THE VOLCANO-SEDIMENTARY COMPLEXES OF THE PRYANARYA, YENISEI RIDGE

## A. D. Nozhkin<sup>a</sup>, P. S. Kozlov<sup>b</sup>, I. I. Likhanov<sup>a, #</sup>, Academician of the RAS V. V. Reverdatto<sup>a</sup>, and A. A. Krylov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup> Zavaritskii Institute of Geology and Geochemistry, Ural Branch of the Russian Academy of Sciences, Yekaterinburg, Russian Federation

<sup>#</sup>E-mail: likh@igm.nsc.ru

In the Angara part of the Yenisei Ridge, a sequential section of the metapicritic-basalt sequence and the carbonate rocks of the Gorevskaya Formation occurring above is established. This section is considered as a single volcanic-sedimentary complex formed at the boundary of the Late Mesoproterozoic-Early Neoproterozoic in the riftogenic marginal-continental paleobasin in the southwest of the Siberian Craton. In the studied section, metamorphosed picrobasalts and picrites predominate in the lower part of the Nizhnerechinskaya strata, and basalts ore-bearing Pb-Zn mineralization prevail in the middle and upper sections (Stepanovsky ore occurrence). The late-Mesoproterozoic-early Neoproterozoic stretching and riftogenesis of the Earth's crust in the Angara region led to the development of a zone of basic volcanism with the association of highly magnesian rocks and the opening of the marginal-continental sea basin. In this paleobasin, terrigenous-carbonate deposits, including ore-bearing (Pb-Zn) deposits of the Gorevskaya Formation, containing the Gorevskoye Pb-Zn deposit, accumulated. The basin under consideration is interpreted as a relict paleobasin of riftogenic nature on the western edge of the Siberian craton, and the volcanic sedimentary Nizhnerechinskaya strata is considered as the lower potential stratum level of polymetallic mineralization in the Gorevskoye ore field.

*Keywords:* picrites, basalts, petrogeochemistry, Gorevskaya suite, ore mineralization, riftogenic marginalcontinental basin, Angara region, Yenisei Ridge ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 2, с. 156–166

———— МИНЕРАЛОГИЯ ———

УДК 551.14:550.4

# ПРИРОДА ГЕТЕРОГЕННОСТИ ВЫСОКОХРОМИСТЫХ ГРАНАТОВ В КСЕНОЛИТЕ ДЕФОРМИРОВАННОГО ЛЕРЦОЛИТА ИЗ КИМБЕРЛИТОВОЙ ТРУБКИ УДАЧНАЯ (ЯКУТИЯ)

© 2021 г. Академик РАН В. С. Шацкий<sup>1,2,3,</sup> \*, А. Л. Рагозин<sup>1,2</sup>, Е. С. Ситникова<sup>1,2</sup>

Поступило 16.04.2020 г. После доработки 09.09.2021 г. Принято к публикации 09.09.2021 г.

Значительные вариации состава гранатов как в пределах отдельных зерен, так и в породе в целом установлены в ксенолите деформированного гранатового лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная. Центральные части зерен, отвечающие по составу гранатам лерцолитового парагенезиса, демонстрируют синусоидально распределение редкоземельных элементов (РЗЭ). В то же время краевые части имеют распределение, характерное для мегакристаллов гранатов из кимберлитов. Несмотря на деплетированность в отношении У и тяжелых РЗЭ, ядра демонстрируют обогащенность легкими редкими землями, Nb, Ta, Th, U относительно граната из примитивного гранатового перидотита. По распределению РЗЭ модельные расплавы, равновесные с краевыми частями граната, близки к кимберлиту, но значительно обогащены по сравнению с кимберлитом Nb, Та и Hf и обеднены Sr. Расплавы, равновесные с центральными частями граната, характеризуются более крутым отрицательным наклоном в области тяжелых и средних РЗЭ. приближаясь к кимберлиту в области легких РЗЭ. На основании полученных данных выделяется несколько стадий в эволюции деформированного гранатового лерцолита. Первая стадия предполагает взаимодействие деплетированного перидотита с расплавом, по составу близким к карбонатитовым расплавам. С этим этапом связано образование граната с синусоидальным распределением РЗЭ. На следующей стадии, которой предшествовало растворение зерен граната, образовались каймы граната с повышенным содержанием Ті, Zr, Y, и появился клинопироксен. На заключительном этапе происходило плавление граната, вызванное поступлением водно-углекислотного флюида с высоким содержанием калия, приведшее к образованию полиминеральных включений и келифитовых кайм.

*Ключевые слова:* верхняя мантия, перидотит, мантийный метасоматоз **DOI:** 10.31857/S2686739721120100

#### **ВВЕДЕНИЕ**

В настоящее время считается, что в процессе метасоматоза гранаты из перидотитовых ксенолитов с синусоидальным распределением РЗЭ развиваются в сторону типично магматических гранатов [1]. Согласно [2], деформированные гранатовые лерцолиты Каапвальского кратона претерпели многостадийный метасоматоз. Предполагается, что протолитами этих пород были шпинелевые перидотиты, претерпевшие высокие степени частичного плавления на малых глубинах. Впоследствии, в архее, эти реститы подверглись метасоматозу в зоне субдукции. Незадолго до внедрения они были метасоматизированы расплавом, подобным кимберлиту. В ходе этого этапа образовался клинопироксен и новообразованный гранат.

У зональных зерен гранатов в ксенолитах деформированных гранатовых лерцолитов может наблюдаться нормальное и синусоидальное распределение редкоземельных элементов (РЗЭ), что свидетельствует о том, что микрогетерогенность появилась незадолго до внедрения кимберлита [3, 4]. Это подтверждается широким интервалом неодимовой изотопной систематики этих гранатов [5]. Помимо значительных вариаций РЗЭ, у гранатов могут наблюдаться широкие вариации в содержаниях циркония, иттрия, галлия и стронция как в пределах одного зерна граната, так и в разных зернах одного образца [5]. Вариации РЗЭ приводят к вариациям Sm/Nd- и Lu/Hf-отношений.

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук,

Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Новосибирский государственный университет,

Новосибирск, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, Иркутск, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: shatsky@igm.nsc.ru



**Рис. 1.** Состав гранатов из деформированного перидодита  $y_{d11}$ —04 на диаграмме  $Cr_2O_3$ —CaO.

При изучении ксенолитов деформированных гранатовых лерцолитов трубки Удачная нами были установлены значительные вариации состава гранатов как в пределах отдельных зерен, так и в породе в целом. С целью определения причин выявленной микрогетерогенности нами проведены детальные минералого-геохимические исследования образца деформированного гранатового лерцолита Уд 11–04, размером 20 × 15 см, отобранного из уникально свежего кимберлита восточного тела трубки Удачная [6].

## МЕТОДЫ

Определение содержаний редких элементов в минералах проводилось методом масс-спектрометрии с использованием квадрупольного массспектрометра с индуктивно-связанной плазмой XSERIES2 ("Thermo Scientific"), объединенного с устройством лазерного пробоотбора (абляции) с длиной волны 213 нм (New Wave Research), диаметр лазерного пучка 50 мкм (Новосибирский государственный университет). Химический состав (концентрации главных элементов) определяли в Центре коллективного пользования многоэлементных и изотопных исследований (ИГМ СО РАН) с помощью метода рентгеноспектрального микроанализа с использованием электронного микрозонда "JEOL" ЈХА 8100 (локальность пучка 2 мкм при силе тока 20 нА и напряжении 15 кВ), а также помощью метода энергодисперсионной спектрометрии (ЭДС) на сканирующем электронном микроскопе "Tescan" MIRA3 LMU с использованием программного обеспечения для микроанализа Aztec Energy/Xmax 50 EDS.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Гранатовый лерцолит Уд 11–04 характеризуется мозаично-порфирокластической структурой (10% < порфирокластов оливина) [7]. Порфирокласты представлены редкими зернами оливина (2–4 мм), ортопироксеном (0.5–3 мм) и округлыми зернами граната (1–4 мм). Размер необластов оливина не превышает 0.5 мм. Клинопироксен и гранат неравномерно распределены в объеме ксенолита. Содержание отропироксена составляет 7–8 об. %, граната – 2 об. %, клинопироксена – <1–2 об. %.

В ксенолите установлены вариации в составе зерен граната как в пределах одного зерна, так и в объеме ксенолита. С целью установления масштабов неоднородности состава гранатов в шлифах, выпиленных из разных частей ксенолита, было исследовано 30 зерен граната. У гранатов наблюдаются вариации в содержаниях TiO<sub>2</sub> (0.09– 1.25 мас. %), Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (4.57–7.46 мас. %), CaO (5.04– 5.99 мас. %), FeO (6.89–8.42 мас. %), MgO (19.3– 20.9 мас. %), Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (16.4–18.1 мас. %). Магнезиальность (#Mg=100\*MgO/(MgO+FeO)) варьирует от 81 до 82%. На диаграмме CaO–Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> [8] точки состава гранатов ложатся вдоль лерцолитового тренда (рис. 1).

На рис. 2, 3 приведены профили распределения элементов в зернах двух гранатов. Наибольшие вариации наблюдаются в содержании титана и хрома. В гранате-1 (рис. 2) содержание Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> от центра к краю зерна уменьшается от 7.5 до 5.5 мас. %, а содержание TiO<sub>2</sub> увеличивается от 0.2 до 1.26 мас. %. Содержания магния и железа возрастают, при магнезиальность остается постоянной ЭТОМ (82%). В гранате 2 (рис. 3) содержание  $Cr_2O_3$  от центра к краю меняется от 7.37 до 6.7 мас. %, TiO<sub>2</sub> – от 0.16 до 1.03 мас. %, FeO – от 7.47 до 8.08 мас. %. Профили распределения всех элементов имеют U-образный характер. Выделяются центральные области с постоянным содержанием элементов и области, в которых наблюдается уменьшение или увеличение содержания элементов (рис. 2, 3). В гранате-1 профиль распределения хрома (рис. 2б) имеет асимметричный характер. Центральная часть с постоянным содержанием хрома имеет протяженность 1300 мкм. С одной стороны зерна, на расстоянии 430 мкм от края, отмечается плавное снижение содержания хрома. В то же время с другой стороны зерна выделяются три участка - участок плавного снижения протяженностью 320 мкм, участок с постоянным содержанием Cr протяженностью 300 мкм и краевая часть, где содержание хрома вновь резко уменьшается. Другой характер зональности наблюдается у титана (рис. 2 в). Содержание этого элемента постоянно в центральной части зерна протяженностью около 740 мкм. Следует отметить, что несмотря на значительные колебания содержаний титана и хрома, магнезиальность гранатов меняется в достаточно узком пределе (от 82.5 до 81.4%).

На рис. 4 приведены карты распределения элементов в гранате-1. На карте распределения хрома видно, что гранат с высоким содержанием хрома был резорбирован, а затем на него наросла кайма нового граната с пониженным содержанием хрома. Распределение титана имеет более сложный характер. Выделяются центральная область с низким содержанием титана, промежуточная область и внешняя зона. В области с постоянным содержанием хрома содержание титана меняется (рис. 4а, 4б).

Пироксены в ксенолите имеют достаточно выдержанный состав, характеризуются высокой магнезиальностью (Mg# = 91%) и содержат 0.60– 0.62 мас. % примеси Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>. В клинопироксене наблюдаются относительно небольшие вариации состава. Содержание  $Cr_2O_3$  меняется от 0.74 до 1.63 мас. %, Na<sub>2</sub>O – от 1.31 до 1.86 мас. %, Mg# – от 91 до 93%.

В гранатах ксенолита присутствуют полиминеральные включения, размер которых достигает 250 мкм (рис. 5). Методами сканирующей электронной микроскопии и спектроскопии комбинационного рассеяния определен фазовый состав включений, а также минералов, присутствующих в межзерновом пространстве. Полиминеральные включения сложены ортопироксеном, клинопироксеном, оливином, хромитом, содалитом, флогопитом, калиевым полевым шпатом (рис. 5). Следует отметить большие вариации в соотношении минеральных фаз включений. В одних включениях преобладающей фазой является оливин, в других клино- и ортопироксены. Составы оливинов в этих включениях идентичны по содержаниям главных компонентов, но отличаются по концентрациям никеля и хрома. Вокруг включений развивается ореол, состоящий главным образом из зерен ортопироксена и клинопироксена с дендритными кристаллами хромита (рис. 5).

Ортопироксен включений характеризуется высоким содержанием Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, варьирующим от 4.9 до 11.5 мас. % (табл. 1). В клинопироксене содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, достигает 11.6 мас. % (табл. 1). В то же время ортопироксен и клинопироксен матрикса породы содержат 0.61 и 1.7 мас. % Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, соответственно. Хромит, присутствующий во включениях, демонстрирует большую неоднородность по составу (табл. 1). Центр одного зерна содержит 41.5 мас. %  $Cr_2O_3$ , в то время как краевая часть – 20.4 мас. %. В то же время от центра к краю растет магнезиальность – от 56 до 72%. Отношение 100\*Cr/(Cr + Al) варьирует от 62 до 42%. Состав слюд включений отвечает флогопиту. Содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> в слюдах варьирует от 13.4 до 7.64 мас. %. Флогопит содержит примесь хрома (до 2.62 мас. %).

Методом масс-спектрометрии с индуктивносвязанной плазмой и лазерной абляцией определены содержания рассеянных элементов в гранатах, полиминеральных включениях и келифитовых каймах. В гранате-1 содержание элементов определено в 15 точках в двух профилях, пересекающих зерно (рис. 2а). В гранате-2 выполнен один профиль, пересекающий зерно (рис. 3а).

Центральные части граната с высоким содержанием хрома имеют синусоидальное распределение редкоземельных элементов. В то же время средняя зона и краевые части имеют распределение, характерное для гранатов магматического происхождения. У них наблюдаются ровное распределение в области тяжелых РЗЭ и крутой положительный наклон от La до Eu.

Центральная область граната характеризуется низким содержанием TiO<sub>2</sub> (0.1-0.2 мас. %), Y (3.5-3.7 ppm), Zr (17-27 ppm) и по этим характеристикам отвечает, согласно Гриффину и соавт. [4], деплетированным гранатам. Промежуточная зона характеризуется U-образным распределение элементов, в то время как краевая зона имеет S-образное распределение. Особенно ярко это выражено на кривых распределения циркония и титана. В профиле, в котором проанализирован редкоэлементный состав, в первой и десятой точках проанализирован состав келифитовой каймы. На графиках видно, что келифитовая кайма имеет характер распределения РЗЭ, отвечающий гранатам лерцолитового парагенезиса. В ней отмечается повышенное содержание Sr, Ba, Rb.

Отдельные участки пироксенов ксенолита содержат большое количество мелких черных включений. Эти включения расположены как по периферии зерен, так и внутри зерен, вдоль залеченных трещин. Был определен редкоэлементный состав участков зерен, не содержащих включений, и участков с большим количеством включений. Полученные данные свидетельствуют о том, что участки пироксена, содержащие включения, обогащены Sr, LREE (легкими РЗЭ), Nb, Hf, U, Th, Ba, Rb. Расчеты показывают, что наблюдаемые профили распределения редких элементов в участках, обогащенных включениями, могут объясняться добавлением 4% расплава/флюида, по составу аналогичного кимберлиту трубки Удачная Восточная [6] (рис. 6а).

### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Агашев и соавт. [9] на основании исследования ксенолитов деформированных лерцолитов кимберлитовой трубки Удачная выделили три этапа метасоматоза. Первый криптовый метасоматоз флюидами/расплавами карбонатитового состава, в результате которого образовались высокохромистые субкальциевые гранаты с синусо-



**Рис. 2.** Распределение главных и редких элементов в зерне граната-1. (а) – зерно граната в отраженном свете с точками определения главных элементов (показаны красными кругами) и точками лазерной абляции, (б) – распределение  $Cr_2O_3$  и (в) – распределение  $TiO_2$ ; (г) – распределение несовместимых элементов, нормированных на примитивную мантию [17]; (д) – распределение Zr, (е) – распределение Y. Цифры на оси абсцисс на графиках распределения элементов (б, в, д, е) соответствуют номерам точек на рис. 4а.



**Рис. 3.** Распределение главных и редких элементов в зерне граната-2. (а) – зерно граната в отраженном свете с точками определения главных элементов (показаны красными кругами) и точками лазерной абляции, (б) – распределение  $Cr_2O_3$  и (в) – распределение  $TiO_2$ ; (г) – распределение несовместимых элементов, нормированных на примитивную мантию [17]; (д) – распределение Zr, (е) – распределение Y. Цифры на оси абсцисс на графиках распределения элементов (б, в, д, е) соответствуют номерам точек на рис. 3а.



**Рис. 4.** Карты распределения элементов в гранате 1 (по данным рентгеноспектрального микроанализа). (a) – Cr, (б) – Ti, (в) – Fe.

идальным распределением РЗЭ. По мнению авторов, гранат с синусоидальным распределением РЗЭ, но с составом, отвечающим лерцолитовым

гранатам, образовался при взаимодействии древнего субкальциевого граната с силикатным расплавом. Затем породы подверглись метасоматозу

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 2 2021



**Рис. 5.** Растровые изображения в режиме обратно-рассеянных электронов: (а) – зерно граната с полиминеральными включениями; (б) – полиминеральные включения; (в) – дендриты магнезиохромита в полиминеральном включении; (г, д) – полиминеральное включение с полостью, выполненной кристаллами кальцита, калиевого полевого шпата и биотита. Аббревиатуры минералов согласно [18].

астеносферным силикатным расплавом, что привело к обогащению деплетированных перидотитов клинопироксеном и гранатом.

Полученные нами данные позволяют с несколько иных позиций рассмотреть процессы модификации деформированных гранатовых лерцолитов. К наиболее ранней минеральной ассоциации лерцолита могут быть отнесены порфирокласты оливина, ядра граната, демонстрирующие геохимические характеристики гранатов деплетированных

	Opx*1	Opx*2	Opx	Срх	Cpx*1	Cpx*2	Ol*	Ol	Sod	Phl*	Phl*
SiO <sub>2</sub>	44.9	53.0	57.3	55.2	45.3	43.6	39.0	40.8	37.3	47.6	42.0
TiO <sub>2</sub>	0.87	0.28	0.20	0.36	1.93	2.74				2.42	0.67
$Al_2O_3$	12.9	4.19	0.60	1.79	11.1	11.5			31.1	7.12	4.97
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5.29	1.67	0.25	1.24	3.49	4.40	0.87	0.04		0.34	
FeO	8.25	7.40	5.91	3.36	4.81	4.34	11.8	9.48		7.6	10.2
MnO	0.36	0.54	0.13	0.10	0.43	0.26	0.34	0.12		0.40	
MgO	25.2	30.6	34.0	18.5	14.6	12.7	46.4	49.1		19.5	26.6
CaO	2.29	1.94	0.92	17.1	18.0	19.6	0.35	0.05		2.01	
Na <sub>2</sub> O			0.18	1.69	0.34	0.43			24.8	0.32	
K <sub>2</sub> O				0.04						6.07	10.2
NiO							0.03	0.35			
Cl									7.02		
Total	100.0	99.6	99.5	99.3	100.0	99.7	98.7	99.9	100.2	93.4	94.6
Si	1.611	1.870	1.986	1.996	1.667	1.624	0.982	1.000	2.914	3.410	3.113
Ti	0.023	0.007	0.005	0.010	0.053	0.077				0.130	0.037
Al	0.544	0.174	0.025	0.076	0.482	0.506			2.861	0.601	0.434
Cr	0.150	0.047	0.007	0.035	0.102	0.129	0.017	0.001			
Fe <sup>+2</sup>	0.186	0.187	0.167	0.097	0.095	0.063	0.249	0.194		0.456	0.632
Fe <sup>+3</sup>	0.061	0.032	0.004	0.005	0	0					
Mn	0.011	0.016	0.004	0.003	0.013	0.008	0.007	0.002		0.024	0.000
Mg	1.345	1.606	1.756	0.995	0.801	0.705	1.743	1.793		2.084	2.937
Ca	0.088	0.073	0.034	0.661	0.710	0.783	0.009	0.001		0.154	0.000
Na			0.012	0.119					3.761	0.044	0.000
Κ				0.002						0.555	0.960
Ni							0.001	0.007			
Cl									0.930		
SUM	4.019	4.012	4.000	3.999	4.000	3.998	3.008	2.993	10.465	7.459	8.113
Mg#	0.88	0.90	0.91	0.91	0.89	0.92	0.87	0.90		0.82	0.82

Таблица 1. Представительные анализы минералов (вес. %) из ксенолита деформированного лерцолита Уд 11–04 и полиминеральных включений в гранате

\* – минералы из полиминеральных включений (по данным ЭДС).

перидотитов (низкие содержания Zr и Y), и, возможно, ортопироксен. Хотя тот факт, что многие зерна ортопироксена не несут следов деформации, может свидетельствовать о его более позднем происхождении.

Центральные части граната отвечают по составу главных элементов гранатам лерцолитового парагенезиса, в то же время для них характерно синусоидальное распределение РЗЭ. Согласно существующим моделям, гранаты лерцолитового парагенезиса с таким распределением могут образоваться при метасоматозе гарцбургитов СНО флюидами [10] или силикатными расплавами [4]. Однако при метасоматозе силикатным расплавом должны увеличиваться содержания Y и Zr, чего не наблюдается в центральных частях изученных нами гранатов.

Гранаты центральных частей, несмотря на деплетированность в отношении Y и тяжелых РЗЭ, демонстрируют обогащенность легкими редкими землями, Nb, Ta, Th, U относительно граната из примитивного гранатового перидотита [11] (рис. 6 б).

Центральные части гранатов характеризуются суперхондритовыми отношениями Zr/Hf и субхондритовыми Ti/Eu. Эти характеристики предполагают, что центральные части граната с синусоидальным распределением были в равновесии с карбонатитовым расплавом [12, 13].



**Рис. 6.** (а) – распределение несовместимых элементов в областях пироксена без включений (Cpx-1) и с большим количеством черных включений (Cpx-2). Толстой линией показан состав клинопироксена при добавлении 4% кимберлита (состав кимберлита-1 и кимберлита-2 из работы [6]; (б) – распределение несовместимых элементов в гранате-1, нормированное на гранат из примитивного перидотита [11]; (в) – модельные редкоэлементные составы расплавов, равновесные с разными зонами граната-1. Использованы коэффициенты распределения из [15]. Для сравнения показан состав кимберлита из [6].

По мнению Шу и Брея [14], гарцбургитовые гранаты с синусоидальным распределением РЗЭ появляются в результате взаимодействия деплетированных гранатовых гарцбургитов с карбонатитовыми расплавами. Проведенные ими расчеты показали, что необходимо небольшое количество карбонатитового расплава (0.3–3%) для появления синусоидального распределения РЗЭ в ранее деплетированных гранатах.

Если использовать коэффициенты распределения гранат/силикатно-карбонатный расплав, определенные в экспериментах [15], то полученные составы расплавов в равновесии с центральными и краевыми частями гранатов значительно отличаются от редкоэлементного состава кимберлита трубки Удачная (рис. 6 в). По распределению РЗЭ модельные расплавы, равновесные с краевыми частями граната, близки к кимберлиту, но значительно обогащены по сравнению с кимберлитом Nb, Ta и Hf и обеднены Sr. Расплавы, равновесные с центральными частями граната, характеризуются более крутым отрицательным наклоном в области тяжелых и средних РЗЭ, приближаясь к кимберлиту в области легких РЗЭ. Они обогащены Nb, Ta, Zr, Hf и, в большей степени, по сравнению с краевыми частями, обеднены Sr.

Как свидетельствует карта распределения хрома, зерно граната с синусоидальным распределением РЗЭ было резорбировано, а затем на него нарос новый слой. Процесс роста нового слоя граната сопровождался ростом клинопироксена. Об этом свидетельствуют включение клинопироксена в кайме граната и характер границы между гранатом и окружающими его зернами клинопироксена.

Как упоминалось выше, клинопироксены содержат большое количество черных включений по периферии зерен и вдоль залеченных трещин. Результаты моделирования показывают, что микроэлементный состав этих областей клинопироксенов может объясняться добавлением 4% расплава, по составу отвечающего свежему кимберлиту трубки Удачная Восточная [6] (рис. 6а). На основании этого можно сделать вывод, что на заключительных стадиях роста клинопироксена составы просачивающихся расплавов приближались к кимберлитовому расплаву.

На заключительном этапе происходило взаимодействие граната с флюидом и образование зон инконгруэнтного плавления граната. Об этом свидетельствуют полиминеральные включения в гранате, келифитовые каймы и минеральные ассоциации, выполняющие трещины в гранате.

О присутствии флюидной фазы свидетельствуют многочисленные полости, которые наблюдаются как в мелкозернистом агрегате келифитовых кайм, так и в полиминеральных включениях. Минеральная ассоциация, выполняющая полость в полиминеральном включении в гранате-1 (Kfs + Cal + Bt) (рис. 5д), свидетельствует, что плавление граната вызвано поступлением водно-углекислотного флюида с высоким содержанием К. Фазы, находящиеся в полиминеральных включениях, образовались на стадии выноса при быстрой кристаллизации расплава, о чем свидетельствуют дендриты хромита и вариации в составах пироксенов и слюды, а так же присутствие содалита, фазы устойчивой при низких давлениях [16].

Таким образом, полученные нами данные позволяют выделить четыре стадии в эволюции состава деформированного гранатового лерцолита.

Первая стадия предполагает взаимодействие деплетированного перидотита с расплавом, по составу близким к карбонатитовым расплавам, и образование гранатов с синусоидальным распределением РЗЭ. Сложно определить, с каким процессом связано растворение граната с синусоидальным характером распределения РЗЭ. Этот процесс мог предшествовать или быть связан с метасоматозом силикатным расплавом, близким по составу РЗЭ к кимберлиту, но отличающемся повышенными содержаниями Nb, Ta, Hf. С этим этапом метасоматоза связаны рост краевых частей гранатов и появление клинопироксена.

На заключительном этапе, предшествовавшем выносу ксенолита кимберлитовым расплавом, наблюдались плавление граната, образование полиминеральных включений и келифитовых кайм. Этот этап сопровождался поступлением высококалиевого водно-углекислого флюида, о чем свидетельствуют полиминеральные включения, присутствующие в каймах новообразованного граната.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственных заданий ИГМ СО РАН и ИГХ СО РАН при поддержке РФФИ (проект № 19-05-00394).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Burgess S.R., Harte B.* // Journal of Petrology. 2004. V. 45. № 3. P. 609–633.
- 2. Simon N.S., Carlson R.W., Pearson D.G., et al. // Journal of Petrology. 2007. V. 48. № 3. P. 589–625.
- 3. *Shimizu N*. Young Geochemical Features in Cratonic Peridotites from Southern Africa and Siberia / Mantle Petrology: Field Observations and High Pressure Experimentation. Geochem Soc Spec Publ. 1999. V. 6. P. 47–55.
- 4. *Griffin W.L., Shee S.R., Ryan C.G., et al.* // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 232–250.
- Pearson D.G., Canil D., Shirey S.B. Mantle Samples Included in Volcanic Rocks: Xenoliths and Diamonds. / In: Carlson, R.W. (Ed.). Treatise on Geochemistry. 2003. V. 2. The Mantle and Core. Elsevier, Amsterdam. P. 171–276.
- Kamenetsky V.S., Kamenetsky M.B., Golovin A.V., et al. // Lithos. 2012. V. 152. P. 173–186.

- *Harte B.* // The Journal of Geology. 1977. V. 85. № 3. P. 279–288.
- Sobolev N.V., Lavrentev Y.G., Pokhilenko N.P., Usova L.V. // Contrib. Mineral. Petrol. 1973. V. 40. № 1. P. 39–52.
- Agashev A., Ionov D., Pokhilenko N., et al. // Lithos. 2013. V. 160. P. 201–215.
- 10. *Stachel T., Aulbach S., Brey G.P., et al.* // Lithos. 2004. V. 77. P. 1–19.
- Ionov D.A., Blichert-Toft J., Weis D. // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 2399–2418.
- 12. *Rudnick R.L., McDonough W.F., Chappell B.W.* // Earth Planet. Sci. Lett. 1992. V. 114. P. 463–475.

- Yaxley G.M., Crawford A.J., Green D.H. // Earth Planet. Sci. Lett. 1991. V. 107. P. 305–317.
- Shu Q., Brey G.P. // Earth Planet. Sci. Lett. 2015. V. 418. P. 27–39.
- 15. *Girnis A., Bulatov V.K., Brey G.P., et al.* // Lithos. 2013. V. 160–161. P. 183–200.
- Schneider J.B., Jenkins D.M. // The Canadian Mineralogist. 2020. V. 58. P. 3–18.
- 17. *McDonough W.F., Sun S.S.* // Chem. Geol. 1995. V. 120. № 3–4. P. 223–253.
- Whitney D.L., Evans B.W. // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185–187.

# THE NATURE OF HETEROGENEITY OF HIGH-CHROMIUM GARNETS IN XENOLITE OF DEFORMED LHERZOLITE FROM UDACHNAYA KIMBERLITE PIPE (YAKUTIA)

Academician of the RAS V. S. Shatsky<sup>a, b, c, #</sup>, A. L. Ragozin<sup>a, b</sup>, and E. S. Sitnikova<sup>a, b</sup>

<sup>a</sup> V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

<sup>b</sup> Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russian Federation <sup>c</sup> A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

#E-mail: shatsky@igm.nsc.ru

Significant variations in the composition of garnets, both within individual grains and in the rock as a whole, are found in the xenolith of deformed garnet lherzolite from the Udachnava kimberlite pipe. The central parts of the grains, corresponding in composition to the garnets of the lherzolite paragenesis, demonstrate a sinusoidal distribution of rare earth elements (REE). At the same time, the rims have a distribution typical of megacrystals of garnets from kimberlites. Despite being depleted with respect to Y and heavy REE, the cores are enriched in light rare earths, Nb, Ta, Th, U, relative to garnet from primitive garnet peridotite. According to the REE distribution, the model melts in equilibrium with the rims of garnet are close to kimberlite, but are significantly enriched in comparison with kimberlite in Nb, Ta, and Hf and depleted in Sr. Melts in equilibrium with the central parts of garnet are characterized by a steeper negative slope in the region of heavy and medium REE, approaching kimberlite in the region of light REE. The data obtained make it possible to distinguish several stages in the evolution of deformed garnet lherzolite. The first stage involves the interaction of depleted peridotite with a melt similar in composition to carbonatite melts. This stage is associated with the formation of garnet with a sinusoidal REE distribution. At the next stage, which was preceded by the dissolution of garnet grains, garnet rims with an increased content of Ti, Zr, and Y were formed, and clinopvroxene appeared. At the final stage, garnet melted, caused by the inflow of a water-carbon dioxide fluid with a high potassium content, which led to the formation of polymineral inclusions and kelyphite rims.

Keywords: upper mantle, peridotite, mantle metasomatism

УДК 552.32(550.93)

# "ВЕРХНИЕ БАЗАЛЬТЫ" ВОСТОЧНО-ЧУКОТСКОГО СЕГМЕНТА ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА: ПРОДОЛЬНАЯ МИГРАЦИЯ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ИЛИ НАЛОЖЕНИЕ ПОЗДНЕГО МАГМАТИЧЕСКОГО СОБЫТИЯ?

© 2021 г. П. Л. Тихомиров<sup>1,2,\*</sup>, И. Е. Лебедев<sup>1</sup>, А. М. Пасенко<sup>1</sup>, Ф. Люилье<sup>3</sup>, Д. В. Алексеев<sup>4</sup>, В. Э. Павлов<sup>1</sup>

> Представлено академиком РАН Ю.А. Костицыным 07.09.2021 г. Поступило 07.09.2021 г. После доработки 09.09.2021 г. Принято к публикации 09.09.2021 г.

Новые U–Pb- и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-даты, полученные для вулканитов Восточно-Чукотского сегмента Охотско-Чукотского пояса, соответствуют интервалу 76–71 млн лет, что частично выходит за временные рамки, установленные для данной провинции. Этот факт может быть объяснен миграцией активности Охотско-Чукотского пояса и/или наложением более позднего вулканического события.

*Ключевые слова:* Охотско-Чукотский пояс, изотопная геохронология, U–Pb,  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar, миграция вулканизма

DOI: 10.31857/S268673972112015X

Различные аспекты геохронологии Охотско-Чукотского вулканического пояса (ОЧВП) – одной из крупнейших окраинно-континентальных магматических провинций фанерозоя – дискутируются с 1950-х годов, когда систематическое геологическое исследование территории Северо-Востока Азии стало поставлять материал для региональных обобщений. До начала 1990-х годов главным источником информации о возрасте субаэральных вулканогенных толщ были отпечатки ископаемой флоры [2, 4, 5]. Использование прецизионных методов изотопного датирования (U-Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar) позволило в 2000-е – 2010-е годы выйти на новый уровень изучения ОЧВП, предоставив возможность датировать комплексы, лишенные определимых растительных остатков, и

при этом избегать неопределенностей, связанных с оценкой возраста палеофлоры [4, 8].

В настоящее время считается, что формирование ОЧВП протекало в интервал 106–74 млн лет назад, примерно с середины альба до середины кампана [1, 8]. При этом в период 79-74 млн лет назад формировались толщи так называемых "верхних базальтов" [2] — вулканитов основного или контрастного (базальт-риолитового) состава, как правило, слагающих пологие шитовые постройки и венчающие разрез всех крупных сегментов ОЧВП. В конце 1970-х годов Н.И. Филатовой было высказано предположение, что "верхние базальты" ОЧВП не связаны с субдукционной тектоно-магматической системой (как большая часть разреза вулканического пояса), а являются продуктом наложенного рифтогенного события [10]. Вопрос о природе этих образований в настоящее время остается открытым, поскольку известны аргументы как в пользу генетической связи "верхних базальтов" с ОЧВП, так и против подобной связи (данная проблема детально обсуждается в работе [8]). При сохраняющемся дефиците фактических данных можно допустить, что "верхние базальты" ОЧВП полигенны, т.е. часть их является продуктом эволюции тектоно-магматической системы ОЧВП, а часть связана с наложенными рифтогенезом.

В этом аспекте весьма важны надежные определения изотопного возраста "верхних базаль-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Северо-Восточный комплексный научно-

исследовательский институт им. Н.А. Шило

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Магадан, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Университет Ludwig Maximillian, Мюнхен, Германия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup> Институт геологии и минералогии им В.С. Соболева, Сибирское отделение Российской академии наук, Насарибитах, Россия

Новосибирск, Россия

<sup>\*</sup>*E-mail: petr\_tikhomirov@mail.ru* 

№ пробы	Географическая привязка	Свита	Метод анализа	Возраст, млн лет (±1σ)	Порода	Ссылка
412-14	р. Энмываам (верховья)	энмываамская	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar (вал)	67.0 ± 0.9	базальт	[16]
432-4	р. Энмываам (верховья)	энмываамская	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar (вал)	$73.7\pm0.5$	базальт	[16]
ПН-29-263	р. Короткая	нунлигранская	U–Рb (циркон)	$67.0\pm0.9$	пантеллерит	[7]
906	р. Короткая (верховья)	нунлигранская	U—Рb (циркон)	$72.4\pm0.4$	туф риолита	эта статья
1011	р. Короткая (верховья)	леурваамская(?)	U—Рb (циркон)	$75.9\pm0.7$	игнимбрит риолита	эта статья
12/13	р. Короткая (верховья)	нунлигранская	<sup>40</sup> Ar/ <sup>39</sup> Ar (плагиоклаз)	71.3 ± 1.4	базальт	эта статья

Таблица 1. Результаты определения изотопного возраста "верхних базальтов" северной части ОЧВП (Центрально-Чукотский и Восточно-Чукотский сегменты)

тов" ОЧВП. На данный момент наиболее изучены в этом плане породы мыгдыкитской свиты Охотского сегмента ОЧВП, которые в подавляющем большинстве показывают <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar- и U–Pbизотопный возраст в интервале 79–74 млн лет [12, 13]. Сведения о возрасте "верхних базальтов" северной (чукотской) части ОЧВП относительно скудны и менее определенны. Список опубликованных определений приведен в табл. 1 вместе с результатами, полученными при подготовке настоящей статьи.

Материалы для настоящей публикации собраны сотрудниками ИФЗ РАН в 2019 и 2020 г. в районе месторождения Валунистое (верховья р. Короткая, бассейн р. Канчалан). Схема геологического строения района работ приведена на рис. 1. Детально изучены верхняя часть разреза существенно кремнекислых толщ (леурваамская свита) и весь доступный на данном участке разрез "верхних базальтов" (нунлигранская свита). Для изотопного датирования использованы три образца: (1) обр. 1011 (66°23′54.00″ с.ш.; 177°31′1.15″ в.д.) – риолитовый игнимбрит из верхней части разреза леурваамской(?) свиты, непосредственно из-под подошвы базальтов нунлигранской свиты; (2) обр. 906 (66°26′42.01″ с.ш.; 177°40′23.44″ в.д.) – пепловый риолитовый туф из средней части разреза нунлигранской свиты; и (3) обр. 12/13 (66°25'59.51" с.ш.; 177°36'53.7" в.д.) – авгитовый базальт нунлигранской свиты. Из образцов 906 и 1011 извлечены цирконы для U-Pb-датирования, из обр. 12/13 — мономинеральная фракция плагиоклаза для <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-датирования.

Подготовка образцов для извлечения мономинеральных фракций выполнялась на оборудовании ЦКП "Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм" ИФЗ РАН. Извлечение мономинеральных фракций произведено по стандартной методике, с использованием тяжелых жидкостей и с последующей ручной дочисткой под бинокуляром. U-Pb-датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в [14], с использованием стандартов TEMORA и 91500. Интенсивность первичного пучка О<sup>2-</sup> составляла 4 нА, размер анализируемого участка - 20 × 25 мкм. В обоих образцах проанализированы по 14 зерен циркона. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-датирование плагиоклаза, выделенного из образца 12/13, выполнено в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН (г. Новосибирск) по методике, описанной в [9]. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы "Микромасс" и на многоколлекторном масс-спектрометре "Argus" GV-Instruments. Обработка аналитических результатов выполнена с помощью программного комплекса IsoplotR 4.2 [17].

Результаты определения возраста навесок приведены в табл. 2 и на рис. 2. Небольшое отклонение изотопных отношений U и Pb от конкордантных, вероятно, связано с присутствием примеси обыкновенного свинца. В обр. 906 один точечный анализ заметно отличается от остальных повышенной долей нерадиогенного <sup>206</sup>Рb (9%) и пониженным отношением <sup>238</sup>U/<sup>206</sup>Pb. Этот анализ исключен из расчета возраста пробы. В этом же образце изотопные отношения в целом характеризуются повышенной дисперсией (СКВО = 2.6), что, возможно, связано с гидротермальными изменениями пород на фланге рудного поля (рис. 1). U-Рb-возраст циркона из обр. 1011 составил 75.9 ±  $\pm 0.7$  (2 $\sigma$ ) млн лет, из обр. 906 – 72.4  $\pm 0.4$  млн лет, возраст <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar плато для плагиоклаза из обр. 12/13 - 71.3 ± 1.4 млн лет.



**Рис. 1.** Схема геологического строения верховьев р. Короткая (бассейн р. Канчалан) (по [3], с изменениями и дополнениями). 1 - амгеньская толща (туфы и игнимбриты риолитов и дацитов); 2 - экитыкинская свита (лавы и туфы андезитов и кварцевых латитов); 3 - леурваамская свита (лавы, туфы и игнимбриты риолитов и трахириолитов, прослои вулканомиктовых осадочных пород); 4 - нунлигранская свита (лавы базальтов и андезибазальтов, отдельные горизонты лав и туфов риолитов и трахириолитов); 5 - 6 - субвулканические тела (5 - основного состава, 6 - кремнекислого состава); 7 - мелкозернистые диориты; 8 - разрывные нарушения; 9 - четвертичные отложения; 10 - 11 - точки отбора проб на изотопное датирование (10 - U-Pb,  $11 - {40}$ Ar; числитель – номер пробы, знаменатель – изотопный возраст  $\pm 2\sigma$ , млн лет). Пунктиром показаны примерные границы рудного поля Валунистое.

С учетом изотопных дат, опубликованных ранее (табл. 1), полученные результаты позволяют утверждать следующее: 1. В пределах Восточно-Чукотского сегмента ОЧВП формирование существенно кремнекислых вулканогенных толщ (леурваамская свита)

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 2 2021

№ точки	U, г/т	Th, г/т	<sup>206</sup> Рb*г/т	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}\pm1\sigma$ (%)		$^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb $\pm 1\sigma$ (%)		возраст, млн лет $\pm 1\sigma$		
обр. 1011 (риолитовый игнимбрит леурваамской(?) свиты, 66°23'54" с.ш., 177°31'01" в.д.)										
CH21_9.1	116	89	1.11	84.59	±5.19	0.0828	±5.35	71.5	$\pm 4.0$	
CH21_13.1	121	93	1.13	84.38	±5.16	0.0733	±12.73	69.9	$\pm 4.0$	
CH21_2.1	537	504	5.30	86.08	±1.30	0.0501	±8.26	73.7	$\pm 1.0$	
CH21_7.1	333	327	3.32	85.35	±1.88	0.0565	$\pm 3.76$	74.5	±1.4	
CH21_4.1	86	67	0.84	81.87	±1.02	0.0875	$\pm 5.78$	72.7	±2.1	
CH21_5.1	295	276	2.98	84.63	$\pm 3.27$	0.0554	±3.89	75.3	±2.5	
CH21_8.1	113	84	1.18	82.13	$\pm 0.88$	0.0723	±12.52	77.8	$\pm 0.8$	
CH21_6.1	202	158	2.01	83.46	$\pm 2.20$	0.0572	$\pm 8.54$	74.3	±1.8	
CH21_3.1	206	181	2.07	83.27	±2.48	0.0582	$\pm 8.64$	74.9	$\pm 2.0$	
CH21_11.1	104	81	1.08	81.47	±2.56	0.0714	±6.33	78.0	±2.1	
CH21_12.1	121	97	1.26	81.23	±1.92	0.0685	±11.72	77.8	±1.7	
CH21_1.1	131	104	1.35	81.66	±0.91	0.0643	±6.63	77.1	±1.1	
CH21_14.1	102	56	1.01	80.53	±3.26	0.0709	±14.69	73.8	$\pm 3.0$	
CH21_10.1	94	55	0.91	78.86	±9.00	0.0789	±5.72	72.0	±6.9	
обр. 906 (пепловый туф риолита нунлигранской свиты, 66°26'2" с.ш., 177°40'23" в.д.)										
CH20-2_3.1	434	163	4.02	90.84	±1.57	0.0479	$\pm 4.03$	69.1	±1.2	
CH20-2_2.1	362	133	3.43	89.96	±1.06	0.0507	±5.01	70.9	$\pm 0.8$	
CH20-2_9.1	683	312	6.48	89.25	±2.77	0.0567	±2.69	70.8	$\pm 2.0$	
CH20-2_12.1	759	630	7.11	89.80	±1.52	0.0516	±2.59	69.9	±1.2	
CH20-2_7.1	349	116	3.28	88.86	±6.28	0.0585	$\pm 3.74$	70.2	±4.4	
CH20-2_6.1	634	416	6.02	89.25	$\pm 0.71$	0.0537	±2.89	70.8	$\pm 0.6$	
CH20-2_8.1	1102	636	10.50	89.17	$\pm 0.71$	0.0496	±4.46	70.9	±0.6	
CH20-2_11.1	666	249	6.39	88.28	$\pm 0.71$	0.0551	$\pm 5.70$	71.6	$\pm 0.6$	
CH20-2_13.1	701	751	6.77	88.08	±1.74	0.0522	±2.59	72.1	±1.3	
CH20-2_10.1	352	167	3.38	81.38	±1.89	0.1031	$\pm 2.58$	71.7	±1.9	
CH20-2_1.1	731	477	7.25	86.88	±1.22	0.0503	±2.67	73.9	$\pm 0.9$	
CH20-2_14.1	807	424	7.90	86.68	$\pm 0.71$	0.0511	±2.43	73.0	±0.6	
CH20-2_5.1	764	487	7.53	86.50	$\pm 0.70$	0.0515	±2.62	73.5	±0.6	
CH20-2_4.1		523	11.20	79.29	±1.55	0.0508	±2.17	79.7	±1.3	

Таблица 2. Результаты U–Pb SHRIMP-датирования цирконов

\*радиогенный <sup>206</sup>Рb.

завершилось примерно 76 млн лет назад, на несколько млн лет позже, чем в остальных сегментах вулканического пояса.

2. Значительная часть "верхних базальтов" северной части ОЧВП извержена на рубеже кампана и маастрихта (72—71 млн лет назад; возможно, также в интервал 71—67 млн лет), за пределами временных рамок, считающихся принятыми для ОЧВП [1, 8]. Из возможных объяснений данного факта наиболее соответствующими наблюдаемым результатам представляются два: (1) в северной части ОЧВП вулканическая активность завершилась позже, чем в остальных частях — в таком случае получает дополнительное подтверждение гипотеза о продольной миграции активности вулканическо-

го пояса [6, 7, 11]; (2) на территории Чукотки после завершения активности ОЧВП имело место более позднее вулканическое событие, продукты которого частично наложились на комплексы ОЧВП. Для рассматриваемого района наиболее вероятно наложение на ОЧВП магматизма Анадырско-Бристольской вулканической провинции (пояса), упоминаемого в работах [1, 15], но сравнительно слабо изученного. Окончательное решение данного вопроса будет возможно после получения более детальных сведений о возрасте, составе и пространственном распределении кампан-палеоценовых вулканитов на территории Чукотского АО.



**Рис. 2.** Результаты определения изотопного возраста пород: диаграммы Тера–Вассербурга для цирконов из обр. 1011 (а) и 906 (б) и спектр <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar возраста плагиоклаза из обр. 12/13 (в). Размер эллипсов погрешности соответствует величине 2σ. Пунктирные эллипсы – результаты, исключенные из расчета возраста образца.

## ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке РНФ (грант № 19-47-04110), немецкого научно-исследовательского сообщества (грант DFG LH55/5-1) и по Госзаданию ИГМ СО РАН. Работа П.Л. Тихомирова по интерпретации результатов выполнялась в рамках Госзадания СВКНИИ ДВО РАН (тема 121031700312-1).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
- Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
- Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Винокуров С.Ф. и др. Эпитермальное Au–Ag месторождение Валунистое (Восточная Чукотка, Россия): геологическое

строение, минералого-геохимические особенности и условия рудообразования // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 2. С. 107–133.

- Герман А.Б. Альбская-палеоценовая флора Северной Пацифики. Труды ГИН. Вып. 592. М.: ГЕОС, 2011. 280 с.
- Лебедев Е.Л. Стратиграфия и возраст Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1987. 175 с.
- 6. Полин В.Ф., Тихомиров П.Л., Ханчук А.И., Травин А.В. Первые данные U/Pb и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирования Предджугджурских вулканитов – новое свидетельство разновременности формирования отдельных звеньев Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Доклады РАН. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 2. С. 107–115.
- 7. Сахно В.Г., Полин В.Ф., Акинин В.В., Аленичева А.А., Тихомиров П.Л., Молл-Столкап Э.Дж. Разновременность формирования Амгуэмо-Канчаланского и Энмываамскго вулканических полей ОЧВП по

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 2 2021

данным изотопного датирования // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 365-371.

- Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- 9. Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н. И., Мехоношин А. С., Колотилина Т. Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
- Филатова Н.И. Меловой-палеогеновый вулканизм зоны перехода Верхояно-Чукотской и Корякско-Камчатской областей // Геотектоника. 1979. № 5. С. 98–115.
- Щепетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. О возрасте буор-кемюсской флоры Северо-Востока Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.
- 12. Akinin V.V., Layer P., Benowitz J., Ntaflos Th. Age and Composition of Final Stage of Volcanism in Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt: An Example from the Ola Pla-

teau (Okhotsk Segment) // Proc. Int. Conf. Arctic Margins VI. Eds. D.B. Stone et al., VSEGEI: Saint Petersburg. 2014. P. 171–193.

- Hourigan J.K., Akinin V.V. Tectonic and Chronostratigraphic Implications of New <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar Geochronology and Geochemistry of the Arman and Maltan-Ola Volcanic Fields, Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt, Northeastern Russia // GSA Bull. 2004. V. 116. № 5–6. P. 637–654.
- Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // International Journal of Geosciences. 2012. V. 3. P. 289–296.
- Stavsky A.P., Chekhovitch V.D., Kononov M.V., Zonenshain L.P. Plate Tectonics and Palinspastic Reconstructions of the Anadyr-Koryak Region, Northeast USSR // Tectonics. 1990. V. 9. № 1. P. 81–101.
- Stone D.B., Layer P.W., Raikevich M.I. Age and Paleomagnetism of the Okhotsk-Chukotka Volcanic Belt (OCVB) Near Lake El'gygytgyn, Chukotka, Russia // Stephan Mueller Spec. Publ. Ser. 4. 2009. P. 243–260.
- Vermeesh P. IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

# THE "UPPER BASALTS" OF THE EAST CHUKOTKA SEGMENT OF OKHOTSK-CHUKOTKA BELT: THE ALONG STRIKE MIGRATION OF VOLCANIC ACTIVITY, OR THE OVERPRINT BY LATER MAGMATIC EVENT?

P. L. Tikhomirov<sup>*a*, *b*, *#*</sup>, I. E. Lebedev<sup>*a*</sup>, A. M. Pasenko<sup>*a*</sup>, F. J. L. Lhuillier<sup>*c*</sup>, D. V. Alekseev<sup>*d*</sup>, and V. E. Pavlov<sup>*a*</sup>

<sup>a</sup> Shmidt Institute of the Earth's Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup> N.A. Shilo North East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Magadan, Russian Federation

<sup>c</sup> Ludwig Maximillian University, Munich, Germany

<sup>d</sup> V.S. Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: petr\_tikhomirov@mail.ru* 

Presented by Academician of the RAS Yu.A. Kostitsyn September 7, 2021

New U-Pb and  ${}^{40}\text{Ar}/{}^{39}\text{Ar}$  isotopic dates on volcanic rocks of the East Chukotka segment of the Okhotsk– Chukotka Belt correspond to 76–71 Ma span, which is partially beyond the conventional lifetime of this volcanic province. This could result from the migration of magmatic loci along the strike of the volcanic belt, and/or from the overprint by a younger magmatic event.

*Keywords:* Okhotsk–Chukotka belt, isotope geochronology, U–Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar, migration of volcanism

УДК 551.241 (268+931/96)

## ГЛУБОКО ПОГРУЖЕННАЯ КОРА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА. ЦЕНТРАЛЬНАЯ АРКТИКА И ЗЕЛАНДИЯ В ТИХОМ ОКЕАНЕ

© 2021 г. Академик РАН Е. В. Артюшков<sup>1</sup>, О. Е. Смирнов<sup>2</sup>, П. А. Чехович<sup>1,3,\*</sup>

Поступило 16.08.2021 г. После доработки 16.08.2021 г. Принято к публикации 24.08.2021 г.

В Тихом океане к востоку от Австралии расположена обширная область площадью до 5 млн км<sup>2</sup> (Зеландия), где земная кора мощностью 10–23 км погружена до глубины 1–4 км. Это сильно отличает ее от окружающих акваторий, где кора погружена до 5–6 км и имеет более обычную для океанов мощность 7 км. По данным драгирования и бурения кора Зеландии относится к континентальному типу. Долгое время она располагалась вблизи уровня моря, а затем испытала быстрое погружение до большой глубины. Такие же мощности коры, отметки глубин и история погружения характерны для морфоструктур Центральной Арктики – хребта Ломоносова, котловины Подводников и поднятия Менделеева. Континентальная природа их коры доказана бурением и подтверждена результатами изучения поднятых со дна коренных пород. Глубоководные впадины в Центральной Арктике и в Зеландии сформировались без значительного растяжения коры. Их формирование можно объяснить уплотнением пород основного состава в нижней коре в результате проградного метаморфизма.

*Ключевые слова:* Центральная Арктика, юго-западная Пацифика, глубокие бассейны на континентальной коре, растяжение коры, глубинный метаморфизм, эклогиты, мантийные флюиды **DOI:** 10.31857/S2686739721120021

### введение

На большей части площади океанических котловин, за пределами разрастающихся хребтов, океаническая кора мощностью 7 км залегает на глубинах 5–6 км. В котловинах существуют, однако, крупные области с отметками глубин от 1 до 3–4 км и с мощностью коры до 15–20 км и более, как на плато Онтонг-Джава в Тихом океане или Кергелен в Индийском ([9] и др.). Формирование таких структур обычно связывают с выплавлением крупных объемов магм основного состава в периоды прохождения участков океанической коры над мантийными плюмами.

Глубина воды 1—3 км и мощности коры 15—25 км характерны также для хребта Ломоносова, котловины Подводников и поднятия Менделеева в Центральной Арктике [3]. Поэтому предполагалось ([10] и др.), что под ними залегает аномально мощная океаническая кора, образовавшаяся в большой магматической провинции высокоширотной Арктики (HALIP). Бурение на оси хребта Ломоносова показало, однако, что там залегает кора континентального типа, располагавшаяся вблизи уровня моря еще в олигоцене ([13] и др.). Типичные образцы коренных пород континентального облика были также отобраны на поднятии Менделеева с глубин 1200-2600 м [17]. Остаются нерешенными вопросы: (1) распространена ли кора континентального типа по всей Центральной Арктике, включая котловину Подводников, и (2) с чем было связано ее быстрое погружение до больших глубин. Прояснить проблему позволяет сравнительный анализ данных по Центральной Арктике и по Зеландии ([14] и др.) крупной области на юго-западе Пацифики со средней мощностью коры ~18 км.

## ЦЕНТРАЛЬНАЯ АРКТИКА

Хребет Ломоносова. Бурение на глубине 1 км на оси хребта показало, что, по крайней мере, с кампанского века в позднем мелу и до середины раннего миоцена хребет в течение более 50 млн лет находился вблизи уровня моря ([13] и др.), и вулканизм на нем не проявлялся. Такая геодинамическая обстановка может существовать только на континентальной коре.

В раннем миоцене, около 18 млн лет назад, здесь произошло быстрое погружение. Конти-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта

Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> ВНИИ Океангеология, Санкт-Петербург, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Московский государственный университет

имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: p.chekhovich@gmail.com



**Рис. 1.** Сейсмический разрез через восточный склон хр. Ломоносова и котловину Подводников. С изменениями по [3], несогласия: RU – региональное, pCU – посткампанское, BU – брукское, LCU – нижнемеловое, JU – юрское, SSB – акустический фундамент, чёрными линиями показаны разрывные нарушения.

нентальные и мелководно-морские отложения олигоцена были перекрыты глубоководными осадками неогена с формированием ярко выраженного регионального несогласия RU ([3, 13] и др.). На 200 м ниже был выделен еще один яркий рефлектор — посткампанское несогласие pCU. Его образование было связано с перерывом в осадконакоплении на отрезке от 72 до 56 млн лет (поздний кампан—ранний эоцен), когда кора располагалась выше уровня моря.

Котловина Подводников. На сейсмических профилях [3] несогласия RU и pCU с хребта Ломоносова непрерывно прослеживаются на восток в котловину Подводников, оставаясь на расстоянии друг от друга по глубине в 100–300 м (рис. 1). Это означает, что с конца позднего мела и до середины раннего миоцена кора в котловине также располагалась вблизи уровня моря, а в раннем миоцене в ней произошло быстрое погружение с образованием впадины с отметками глубин до 3 км. Как и для хребта Ломоносова, длительное расположение коры в котловине вблизи уровня моря указывает на ее континентальную природу.

Поднятие Менделеева. В 2014 и 2016 г. по инициативе директора ФГУП ОКБ Океанологической техники РАН С.Я. Суконкина и одного из авторов этой статьи с научно-исследовательской подводной лодки были отобраны образцы коренных пород. Отбор проводился манипулятором на глубинах 1200—2600 м и сопровождался видеорегистрацией. Палеонтологическое и литологическое изучение образцов [17] показало, что с позднего силура и до конца девона в течение ~60 млн лет вся эта область находилась вблизи уровня моря в отсутствие интенсивного вулканизма. Это однозначно указывает на континентальную природу развитой здесь коры.

Отсутствие сильного растяжения коры. Одной из возможных причин крупного погружения коры может быть ее сильное растяжение, что было впервые использовано для объяснения формирования Байкальской впадины [4]. В дальнейшем этот механизм был обобщен на случай растяжения всего литосферного слоя ([11] и многие другие). В настоящее время большинством исследователей растяжение рассматривается как главная причина образования глубоких осадочных бассейнов. Сильное растяжение континентальной коры предполагается и для Центральной Арктики ([15] и др.).

Как следует из условия сохранения изостатического равновесия, для образования за счет растяжения на шельфе впадины с глубиной воды *h*<sub>в</sub> нужно растянуть кору мощностью  $h_{\kappa}^{0}$  и плотно-

$$\beta = \{1 - [(\rho_{\rm M} - \rho_{\rm B})/(\rho_{\rm M} - \rho_{\rm K})](h_{\rm B}/h_{\rm K}^0)\}^{-1}.$$
 (1)

Здесь  $\rho_{\scriptscriptstyle M}=3.33$  г/см^3 — плотность мантии,  $\rho_{\scriptscriptstyle B}=$  = 1.03 г/см^3 — плотность морской воды. При  $\rho_{\scriptscriptstyle K}=$ = 2.84 г/см<sup>3</sup> и  $h_{\rm k}^0$  = 40 км для впадины с глубиной воды  $h_{\rm B}$  = 1–3 км из (1) находим:

стью ρ<sub>к</sub> в β раз

$$\beta = 1.13 - 1.54.$$
 (2)

Доля суммарной ширины разрывов слоев на сбросах от общей ширины впадины составляет

$$\varepsilon = (\beta - 1)/\beta. \tag{3}$$

Для образованной растяжением впадины глубиной  $h_{\rm B} = 1 - 3$  км

$$\varepsilon = (12 - 35)\%.$$
 (4)

Через хребет Ломоносова проведен ряд высокоточных сейсмических профилей [3]. На основной части его площади рефлекторы RU и pCU непрерывны. Это исключает существенный вклад растяжения в образование на хребте глубоководной впадины в неогене [5].

Выделение по сейсмическим данным крупных сбросов в фундаменте глубоких впадин Центральной Арктики весьма неоднозначно. По данным [15] была проведена оценка максимально возможного растяжения фундамента в котловине Подводников [2]. Оказалось, что при существующей надежности методов интерпретации растяжением можно объяснить не более трети наблюдаемого погружения.

В отличие от фундамента, строение неогеновых рефлекторов RU и рCU в Центральной Арктике определяется с более высокой точностью. На восточном склоне хребта Ломоносова и в котловине Подводников (рис. 1) в них проникают многочисленные сбросы, но к существенным смещениям рефлекторов они не приводят, и общее растяжение коры в неогене не превышает одного процента. На поднятии Менделеева степень раздробленности рефлекторов RU и pCU выше. Нетрудно, однако, показать, что и там растяжение коры в неогене обеспечивает лишь малую долю ее общего погружения до глубины 1-3 км.

Близкое расположение рефлекторов RU и рCU как указание на условия, характерные для стабильной платформы. Пара ярких рефлекторов хорошо прослеживается по всей Центральной Арктике (см. рис. 1, [2, 3] и др.). Несмотря на то что по возрасту они разделены большим интервалом времени ~50 млн лет, по глубине рефлекторы отстоят друг от друга лишь на 100-300 м. Согласно буровым данным [13], все это время кора располагалась вблизи уровня моря, а средняя скорость погружения коры была крайне низкой, составляя

от 2 до 6 м/млн лет. Такая ситуация характерна для стабильных платформ, например, для нижнего палеозоя и начала девона Восточно-Европейской платформы, для раннего пенсильвания (середина карбона) Северо-Американской платформы и для ряда других регионов.

Для сравнения можно указать, что между рефлектором pCU и фундаментом SSB залегает 3000-4000 м осадков (см. рис. 1), накопившихся за 200 млн лет. Это дает среднюю скорость погружения 15-20 м/млн лет. При сохранении изостатического равновесия для компенсации осадками глубоководной впадины, образовавшейся в котловине Подводников с раннего миоцена за ≤18 млн лет, потребовалось бы $\Delta h_{\rm oc} \sim 9000$ м осадков [2], что дает среднюю скорость осадконакопления ≥ 500 м/млн лет.

### ЗЕЛАНДИЯ – ГЛУБОКО ПОГРУЖЕННЫЙ ФРАГМЕНТ ГОНДВАНЫ

Данные о природе коры. На юго-западе Тихого океана к востоку и к юго-востоку от Австралии расположена область площадью около 5 млн км<sup>2</sup> с отметками глубин от 1 км до 3-4 км (рис. 2). Обычно ее называют Зеландией [14, 19]. Всеми исследователями она рассматривается как крупный погруженный блок Восточной Гондваны. В ее пределах расположены оба острова Новой Зеландии и ряд архипелагов. В северной части Зеландии на акватории площадью 3 млн км<sup>2</sup> мощность коры изменяется от 10 до 30 км, в среднем составляя 18 км ([16] и др.). Драгами в этой области были подняты многочисленные образцы палеозойских и мезозойских пород континентального облика – гранитов, сланцев и граувакк (см. ссылки в [14]). Наиболее древними являются кембрийские известняки и граниты. Вдали от Антарктиды их связь с ледовым разносом исключена.

Главной структурой северной части Зеландии является крупное подводное поднятие Лорд Хау (Lord Howe Rise) протяженностью 1600 км (см. рис. 2). Оно отделилось от Австралии в результате спрединга в Тасмановом море, завершившегося около 80 млн лет назад. Современные отметки глубин на поднятии составляют 1-3 км. В его пределах и в прилегающих областях пробурен ряд скважин, вскрывающих верхнюю, кайнозойскую, часть чехла ([19] и др.). Согласно буровым данным, в раннем кайнозое на основной части плошали земная кора располагалась на глубинах ~1 км. По данным скважины U1506, пройденной в северной части поднятия (см. рис. 2), к раннему эоцену, 50 млн лет назад, кора испытала здесь воздымание до уровня моря, и на ней сформировалась карбонатная платформа. На сейсмических профилях на этом уровне в ряде мест наблюдается субаэральный размыв. К среднему эоцену (45 млн



**Рис. 2.** Основные структуры юго-западной Пацифики. Звездочками показано расположение скважин глубоководного бурения проектов DSDP и ODSP; цветными линиями – сейсмические профили на подводном поднятии Лорд Хау (по-яснения в тексте). Топооснова: the free media repository. Retrieved 14:34, August 1, 2021, from https://commons.wikime-dia.org/w/index.php?title=File:Zealandia\_topography.jpg&oldid=572728571.

лет назад) кора в районе бурения скважины погрузилась до ~600 м, а в настоящее время глубина воды составляет здесь 1770 м. Расположенная севернее скважина 208 проекта DSDP пробурена на глубине 1609 м. В этой области уже 43—45 млн лет назад отметки палеоглубин составляли 600—1000 м, но в палеоцене 56—65 млн лет назад для нее были характерны значительно меньшие глубины.

В южной части поднятия скважина U1510 была пробурена на глубине 1238 м. Относительно недалеко от нее расположены скважины 592 и 207 (см. рис. 2). Вблизи всех этих скважин в конце эоцена и в начале олигоцена существовали области, где кора располагалась вблизи уровня моря. Поднятие коры с глубины ~1 км связывают с деформациями сжатия, обнаруженными по данным сейсмического профилирования. Это так называемое событие TECTA, датируемое интервалом времени от 48–53 до 34–37 млн лет назад [18]. В настоящее время в южной приосевой части поднятия Лорд Хау поверхность коры располагается на глубине около 1 км. Для северной части Зеландии построено большое число сейсмических профилей на отраженных волнах. На широтном профиле (см. рис. 2, желтый пунктир) протяженностью 680 км были проведены также зондирования на преломленных волнах с использованием 100 донных сейсмографов (OBS-line в работе [8]). На поднятии Лорд Хау мощность коры составляет на профиле 20–23 км, а на фундаменте залегает до 3 км осадков. Предполагается, что кора на поднятии утонена примерно вдвое, а ее погружение до глубины 1–3 км было в основном обусловлено рифтогенезом. Как и в Центральной Арктике, для погружения коры до такой глубины за счет растяжения согласно (1) потребовалось бы растянуть ее на 11–35%.

В створе профиля OBS-line ранее был построен [7] более протяженный сейсмический разрез (красная линия на рис. 2) длиной ~900 км. В западной части, где оба профиля совпадают, строение чехла и фундамента идентично. На рис. 3 представлен фрагмент этого профиля для нижней части западного склона поднятия Лорд Хау. Здесь ГЛУБОКО ПОГРУЖЕННАЯ КОРА КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ТИПА

хорошо видна пара несогласий, обозначенных нами как U<sub>1</sub> и U<sub>2</sub>. По глубине они отстоят друг от друга на расстоянии  $\Delta t = 0.1$  с, что при V<sub>P</sub>  $\approx 2000$  м/с соответствует  $\Delta h = V_P \times \Delta t/2 = 100$  м. В [7] эти рефлекторы прослеживаются по всей ширине поднятия Лорд Хау на протяжении 500 км, а также в западной части профиля на подводном поднятии Дампьер шириной 150 км.

Возраст рефлекторов U<sub>1</sub> и U<sub>2</sub> в процитированной работе не указан. Тем не менее в рассматриваемых регионах наблюдается весьма сходная картина. На обоих профилях в осадочном чехле выделяются пары сильно сближенных рефлекторов,  $U_1$ ,  $U_2$  на рис. 3 и RU, pCU на рис. 1, которые почти непрерывно прослеживаются на большом протяжении. Это указывает на длительное существование в каждой из областей сходных, но весьма специфических условий. Поэтому можно предположить, что несогласия  $U_1$  и  $U_2$  на рис. 3, как и несогласия RU и pCU на рис. 1, формировались в эпоху, когда кора располагалась вблизи уровня моря. Именно так, судя по данным глубоководного бурения, обстояло дело 50 млн лет назад в северной части поднятии Лорд Хау [19].

Отсутствие сильного растяжения коры. Рельеф акустического фундамента ABS на рис. 3 резко отличается от пилообразной формы рельефа, характерной для рифтогенных областей (см., например, рис. 7 в [20]). Лишь несколько выступов фундамента достигают рефлектора U<sub>1</sub>, образовавшегося к началу погружения. Авторами профиля крупные сбросы на рис. 3 не выделяются, но если попытаться выделить такие сбросы, то угол их падения оказывается чрезвычайно небольшим. На рис. 3 в качестве примера условно показан сброс на одном из участков профиля (красный пунктир). С учетом соотношения вертикального и горизонтального масштабов, принятого на этом разрезе, угол падения сброса  $\phi \approx 6^\circ$ . Крупные сбросы с такими пологими углами в осадочных бассейнах практически не встречаются. Даже  $\phi \sim$ ~ 30° соответствуют редким случаям, так называемым low angle normal faults. Поэтому там, где на рис. 3 можно было бы предположить существование сбросов, в действительности это, скорее всего, просто пологие склоны рельефа, захороненного под осадками.

На рис. 4 приведен композитный сейсмический разрез к югу от поднятия Лорд Хау (см. рис. 2). Северный отрезок профиля проходит во впадине Таранаки параллельно краю крупного подводного поднятия плато Челленджер. Южнее профиль поворачивает под углом 90° и постепенно выходит на это плато. Глубина воды в северной части профиля (см. рис. 4)  $h_{\rm B} \sim 1.5$  км. Над подошвой позднемеловой формации North Саре там залегают несколько километров осадков. В их отсутствие и при соблюдении изостатического равно-



**Рис. 3.** Фрагмент сейсмического разреза через западный склон поднятия Лорд Хау (с изменениями по [7, 8].  $U_1$  и  $U_2$  – пара ярких несогласий в верхней части осадочного чехла, ABS— акустический фундамент. Красными стрелками показаны амплитуды возможных смещений рефлектора  $U_1$  по вертикали (0.18 с) и по горизонтали (1.85 км) на гипотетическом разрыве (красный пунктир). Рефлекторы  $U_1$  и  $U_2$  непрерывны повсюду, кроме нескольких коротких отрезков. Это исключает существенное растяжение коры.

весия глубина воды увеличилась бы на ~1 км и достигла бы  $h_{\rm B}$  ~ 2.5 км. Как следует из (1), для формирования такой впадины за счет растяжения нужно было бы растянуть кору на 42%. В действительности подошва формации North Cape непрерывна. Это исключает растяжение как причину крупного погружения коры.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Как показывают приведенные данные, Центральная Арктика и Зеландия обнаруживают большое сходство. Мощность коры 15-20 км в них в несколько раз больше средней мощности океанической коры (7 км), а глубина воды 1-4 км значительно меньше, чем в областях с древней океанической корой (5-6 км). Обе области долгое время располагались вблизи уровня моря, а затем испытали быстрые погружения до большой глубины. В каждой из областей это привело к образованию сближенных рефлекторов: RU, pCU на рис. 1 и  $U_1$ ,  $U_2$  на рис. 3. Крупные погружения в обоих случаях не сопровождались значительным растяжением. Это подтверждает континентальную природу коры в Центральной Арктике и с большой вероятностью указывает на один и тот же механизм погружения.

Центральная Арктика расположена вдали от конвергентных границ между плитами. Это исключает погружение коры за счет упругого изгиба литосферного слоя по направлению к таким границам. Над рассматриваемой областью существуют лишь слабые аномалии силы тяжести в свободном воздухе [3], что не позволяет связать погружение коры с нисходящими течениями в

#### АРТЮШКОВ и др.



**Рис. 4.** Сейсмический разрез через впадину Таранаки и плато Челленджер (с изменениями по [6]). Положение профиля показано на рис. 2. RU1 — подошва олигоцена. Непрерывность рефлектора в подошве палеоцена в левой части профиля исключает растяжение коры после позднего мела.

мантии. В неогене значительного растяжения коры в Центральной Арктике не было [2, 3]. Поднятие Лорд Хау находится на значительном удалении от желоба Тонга-Кермадек (рис. 2). Океаническая плита погружается в желобе не в сторону океана, а под Зеландию. Поэтому изгиб плиты по направлению к конвергентной границе не мог обеспечить крупного погружения на поднятии Лорд Хау. Более того, отметки глубин на поднятии возрастают не только к востоку, в сторону желоба, но и в противоположном направлении.

В таких условиях, как и для Центральной Арктики, быстрое образование обширной глубоководной впадины на месте шельфа можно объяснить только уплотнением пород коры в литосферном слое. Единственным известным механизмом, который мог его обеспечить, является переход габбро в нижней части коры в более плотные гранатовые гранулиты и эклогиты, катализированный инфильтрацией в кору флюидов из мантии [2, 5]. Данный механизм в последнее время использовался рядом исследователей для объяснения образования глубоких осадочных бассейнов без значительного растяжения. Его реальность подтверждается сейсмическими и гравиметрическими данными, указывающими на существование крупных масс эклогита в Мексиканском заливе, в Северо-Баренцевской и Прикаспийской впадинах, а также в ряде других глубоко погруженных областей ([1, 12] и др.).

Проведенное рассмотрение показывает, что впадины Центральной Арктики и Зеландии по строению земной коры и истории ее погружения являются весьма сходными. Поэтому сделанные для них выводы могут быть использованы и по отношению к другим структурам данного типа, расположенным в Мировом океане.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках госзаданий Минобрнауки России для ИФЗ РАН на 2019–2021 гг., № 0144-2019-0002, МГУ им. М.В. Ломоносова (рег. № АААА-А16-116042010088–5).

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е.В., Беляев И.В., Казанин Г.С., Павлов С.П., Чехович П.А., Шкарубо С.И. Механизмы образования сверхглубоких прогибов: Северо-Баренцевская впадина. Перспективы нефтегазоносности // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5-6. С. 821-846.

https://doi.org/10.15372/GiG20140508

- 2. Артюшков Е.В., Смирнов О.Е., Чехович П.А. Континентальная кора в западной части Амеразийского бассейна. Механизмы погружения // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. № 7. С. 885–901. https://doi.org/10.15372/GiG2020129
- Пискарев А.Л., Поселов В.А., Аветисов Г.П., Буценко В.В., Глебовский В.Ю., Гусев Е.А., Жолондз С.М., Каминский В.Д., Киреев А.А., Смирнов О.Е., Фирсов Ю.Г., Зинченко А.Г., Павленкин А.Д., Поселова Л.Г., Савин В.А., Черных А.А., Элькина Д.В. Арктический бассейн (геология и морфология). Гл. ред. В. Д. Каминский. СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
- Artemjev M.E., Artyushkov E.V. Structure and Isostasy of the Baikal Rift and the Mechanism of Rifting // J. Geophys. Res. 1971. 76 (5). P. 1197–1211.
- 5. Artyushkov E.V., Chekhovich P.A. Geodynamics of the Lomonosov Ridge in the Central Arctic // Russ. J. Earth. Sci. 2019. № 19. ES1004. https://doi.org/10.2205/2018ES000652
- Bache F, Mortimer N., Sutherland R., et al. Seismic Stratigraphic Record of Transition from Mesozoic Subduction to Continental Breakup in the Zealandia Sector of Eastern Gondwana // Gondwana Research. 2014. V. 26. P. 1060–1078. https://doi.org/10.1016 /j.gr.2013.08.012

- Boston B., Kodaira S., Nakamura Y., et al. The Lord Howe Rise: New Views of Enigmatic Continental Ribbon Breakup from Multi-channel Seismic Reflection Data // American Geophysical Union, Fall Meeting 2016. Abstract #T41E–2989. https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2016AGUFM.T41E2989B/abstract
- Gallais F., Fujie G., Boston B., et al. Crustal Structure Across the Lord Howe Rise, Northern Zealandia, and Rifting of the Eastern Gondwana Margin // J. Geophys. Res.: Solid Earth. 2019. V. 124. P. 3036–3056. https://doi.org/10.1029/2018JB016798
- Gladczenko T.P., Coffin M.F., Eldholm O. Crustal Structure of the Ontong Java Plateau: Modeling of New Gravity and Existing Seismic Data // J. Geophys. Res. 1997. V. 102. P. 22711–22729.
- Grantz A., Hart P., Childers V. In: Spencer A.M., Embry A.F., Gautier D.L. et al. (Eds.). Arctic Petroleum Geology. Geological Society (London) Memoirs. 2011. (35). P. 771–799.
- McKenzie D. Some Remarks on the Development of Sedimentary Basins // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. (40). P. 25–32.
- Mooney W.D., Kaban M.K. The North American Upper Mantle: Density, Composition, and Evolution // J. Geophys. Res. Solid Earth. 2010. 115 (B12). https://doi.org/10.1029/2010JB000866
- Moran K., Backman J., Brinkhuis Y., et al. The Cenozoic Palaeoenvironment of the Arctic Ocean // Nature. 2006. 444. P. 601–606.

- Mortimer N., Campbell H.J., Tulloch A.J., et al. Zealandia: Earth's Hidden Continent // GSA Today. 27 (3). P. 27–35. https://doi.org/10.1130/GSATG321A.1
- Nikishin A.M., Petrov E.I., Malyshev N.A., Ershova V.P. Rift Systems of the Russian Eastern Arctic Shelf and Arctic Deep-water Basins: Link between Geological History and Geodynamics // Geodynamics & Tectonophysics. 2017. 8 (1). P. 11–43. https://doi.org/10.5800/GT-2017-8-1-0231
- Segev A., Rybakov M., Mortimer N. A Crustal Model for Zealandia and Fiji // Geophysical J. Int. 2012. V. 189. P. 1277–1292. https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2012.05436.x
- Skolotnev S., Aleksandrova G., Isakova T., et al. Fossils from Seabed Bedrocks: Implications for the Nature of the Acoustic Basement of the Mendeleev Rise (Arctic Ocean) // Marine Geology. 2019. V. 407. P. 148–163. https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.11.002
- Sutherland R., Collot J., Bache F., et al. Widespread Compression associated with Eocene Tonga-Kermadec Subduction Initiation // Geology. 2017. V. 45 (4). P. 3255–358. https://doi.org/10.1130/G38617.1
- Sutherland R., Dickens G.R., Blum P., et al. Continental-scale Geographic Change Across Zealandia during Paleogene Subduction Initiation // Geology. 2020. V. 48. P. 419–424. https://doi.org/10.1130/G47008.1
- Ziegler P.A. North Sea Rift System // Tectonophysics. 1992. V. 208. № 1–3. P. 55–75.

# THE DEEP SUBMERGED CONTINENTAL CRUST. CENTRAL ARCTIC AND ZEALANDIA IN SOUTHWEST PACIFIC

## Academician of the RAS E. V. Artyushkov<sup>a</sup>, O. E. Smirnov<sup>b</sup>, and P. A. Chekhovich<sup>a,c,#</sup>

<sup>a</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup> VNiiokeangeologiya, St-Petersburg, Russian Federation

<sup>c</sup> Lomonosov Moscow State University, Moscow, Russian Federation

#E-mail: p.chekhovich@gmail.com

A vast area of up to 5 million  $\text{km}^2$  lies in the Pacific Ocean to the east of Australia. The Earth crust up to 10– 23 km thick is submerged here to a depth of 1–4 km. This contrasts with the surrounding Southwest Pacific where the crust is submerged up to 5–6 km and has most usual for oceans 7 km thickness. From dredging and deep-sea drilling, Zealandia is composed of continental crust. For a long time, it was close to the sea level and then was subsided into deep. The same thickness, water depths and subsidence history are found for some domains in Central Arctic, the Lomonosov Ridge, Podvodnikov Basin, and Mendeleev Rise. A continental nature of the crust has been proven here by drilling and suggested by the results of sea floor bedrock study. Deep basins of Central Arctic and Zealand were formed without large crustal stretching. Its origin can be explained by the density increase of gabbroids in the lower crust due to prograde metamorphism.

*Keywords:* Central Arctic, Southwest Pacific, deep basins on the continental crust, crustal stretching, deep metamorphism, eclogite, mantle fluids

УДК 550.347

# ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СКОРОСТНОГО СТРОЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА МЕТОДОМ ФУНКЦИЙ ПРИЕМНИКА

© 2021 г. Академик РАН В. В. Адушкин<sup>1</sup>, А. Г. Гоев<sup>1,2,\*</sup>, И. А. Санина<sup>1</sup>, А. В. Федоров<sup>3</sup>

Поступило 18.08.2021 г.

После доработки 09.09.2021 г. Принято к публикации 10.09.2021 г.

Представлены новые результаты изучения особенностей глубинного скоростного строения двух из трех основных тектонических блоков, слагающих Кольский регион — Мурманского и Беломорского — методом продольных функций приемника на основе данных широкополосных сейсмических станций "Териберка" и "Ковда". Результаты сопоставлены с аналогичными моделями, полученными поперечными и продольными функциями приемника по данным станций "Апатиты" и "Ловозеро". Показано, что кора имеет двухслойное строение с границей раздела на глубине 11 км для Мурманского блока и на уровне 15 км для Кольского и Беломорского блоков. Мощность коры составляет 35 и 33 км для Мурманского и Беломорского блоков и 40 км для Кольского блока. Впервые для всех анализируемых тектонических структур выявлено наличие "средне-литосферной неоднородности" или MLD с кровлей на глубине порядка 70 км для Мурманского и Беломорского блоков и 90 км для Кольского блока и подошвой на 130–140 км для всех структур.

*Ключевые слова:* Балтийский щит, Арктика, литосфера, поперечные волны, PRF, MLD **DOI:** 10.31857/S268673972112001X

## введение

Геологическое строение Кольского региона является предметом пристального исследования на протяжении многих десятилетий. Будучи одной из древнейших известных тектонических структур с высоким потенциалом разработки промышленных месторождений твердых полезных ископаемых, знания о его глубинном строении могут быть полезными для изучения эволюции и развития геодинамических процессов Земли на протяжении ее развития, а также на механизмы формирования и выхода на поверхность мультиметальных месторождений. Изучаемая область является северо-восточной частью древнего Балтийского (или Фенноскандинавского) щита. Одной из его важных отличительных особенностей является выраженное блоковое строение. Традиционно в его пределах выделяют

<sup>1</sup> Институт динамики геосфер им. М.А. Садовского Российской академии наук, Москва, Россия три наиболее крупных блока, контактирующих по зонам тектонических разломов — Мурманский, Кольский и Беломорский (рис. 1). Они различаются глубинным строением, характером геологического развития и металлогенией.

Геофизическими методами регион исследован неоднородно. В основном, в фокусе внимания сейсмологии оставалась северо-западная область Кольского региона, где сосредоточены крупные мультиметальные и иные промышленные месторождения (Печенгский район). Структура верхней мантии известна по данным двух профилей, проходящих через изучаемую территорию – профиль ГСЗ "Кварц" [1] и профиль 1-ЕВ [2]. Тем самым, на территории Кольского региона остаются существенные "белые пятна", сведения о глубинном скоростном строении которых известны в основном на основе интерполяции.

В последние десятилетия для получения локальных глубинных скоростных разрезов земной коры и верхней мантии в мировой сейсмологии активно применяется метод продольных функций приемника (PRF). В его основе лежит анализ записей обменных волн P—S от телесейсмических событий. Обменные волны формируются на контрастных сейсмических границах, расположенных в среде под регистрирующей аппаратурой, при прохождении через них продольной волны от

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Геологический институт Кольского научного Центра Российской академии наук, Апатиты, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Кольский филиал Федерального исследовательского центра "Единая геофизическая служба Российской академии наук", Апатиты, Россия

<sup>\*</sup>E-mail: andr.goev@gmail.com



Рис. 1. Схема тектонического районирования Кольского региона (по [3], с дополнениями). Черными треугольниками показано положение сейсмических станций.

источника и позволяют восстановить локальный глубинный скоростной разрез с высоким вертикальным разрешением. Для Кольского региона этот метод практически не применялся. Известны две работы [4, 5], в которых были использованы данные сейсмических станций Апатиты (APA) и Ловозеро (LVZ), расположенных в Кольском блоке, для получения скоростных разрезов земной коры и верхней мантии.

В представленной работе впервые получены скоростные модели поперечных волн методом PRF до глубины 300 км Мурманского и Беломорского блоков, а также проведено их сопоставление с ранее полученными моделями Кольского блока [5].

## РЕЗУЛЬТАТЫ

Для получения индивидуальных PRF был использован подход, многократно апробированный и детально описанный в литературе (например, [6]). Для анализа использовались источники возбуждений, находящиеся в диапазоне эпицентральных расстояний 40°–100°. Для получения параметров анализируемых событий (а именно – времени в очаге, глубины и координат) использовался каталог СМТ [7]. Также эмпирически установлено, что события с магнитудой менее 5.5 чрезвычайно редко пригодны для обработки и потому не использовались. Для анализа отбирались события с импульсной формой колебания первой падающей волны и высоким (более 3) отношением сигнал/шум.

Для данных каждой из станций генерировалось по 20000 случайных начальных моделей, каждая из которых минимизировалась методом Левенберга-Марквардта для получения решения. Свободными параметрами являлись скорости поперечных волн (Vs) и отношение скоростей продольных и поперечных волн (Vp/Vs). По каждому набору выбиралось порядка 1% решений, синтетические PRF от которых ближе всего описывали наблюденные данные. Медианная модель по полученной выборке считается результирующей моделью. Детальное описание алгоритма приведено в [8].

Глубинные скоростные разрезы были рассчитаны по данным широкополосных сейсмических станций, расположенных в основных геоблоках Кольского региона: станции "Териберка" (TER) в Мурманском блоке и станции "Ковда" (KVDA) в Беломорском блоке. Рассчитанные скоростные модели были сопоставлены с ранее полученными авторами скоростными разрезами Кольского блока, по данным широкополосных станций "Апатиты" (APA) и "Ловозеро" (LVZ) [5] (рис. 2).

Мурманский блок (рис. 2 а) характеризуется градиентным повышением скорости поперечных волн в коре с 3.2 до 4.1 км/с. На глубине порядка 11 км выявлен скачок скоростей, связанный, вероятно, с границей перехода от верхней к нижней коре. Граница Мохо определена единым разделом на глубине 35 км со скачком скоростей с 4 до 4.3 км/с. Наиболее яркой особенностью верхней мантии является слой относительно пониженных скоростей на глубинах порядка 70–140 км.

Скоростной разрез *Беломорского блока* (рис. 26) несколько отличается от модели Мурманского блока. Скорости в коре находятся в диапазоне 3.3–3.9 км/с. Граница перехода верхняя/нижняя



**Рис. 2.** Скоростные разрезы поперечных волн, характеризующие Мурманский блок (а), Беломорский блок (б), Кольский блок (в, г). Цветами показаны поля сгущения индивидуальных минимизированных случайных моделей. Пунктирными линиями показаны медианные модели. Красные линии обозначают границы формирования случайных начальных моделей. Черные линии представляют модель IASP91.

кора выявляется более явно на глубине порядка 14 км. Общая мощность коры составляет 33 км. Коро-мантийный переход характеризуется скачкообразным увеличением скоростей Vs с 3.9 до 4.2 км/с. В верхней мантии, также как для Мурманского блока, выявляется слой пониженных скоростей на глубинах 70–130 км с наибольшим падением скоростей на глубинах 100–130 км до скоростей 4.35 км/с.

Как видно, скоростное строение коры различных блоков Кольского региона (рис. 2 в, г), несмотря на кажущее сходство, заметно различается. Так, наибольшую мощность имеет кора Кольского блока (40 км) [5]. Мощность коры Мурманского блока несколько больше, чем определено для Беломорского блока (35 и 33 км соответственно). Во всех моделях определена двухслойная кора с границей раздела на глубине порядка 15 км для Кольского и Беломорского блоков и 11 км для Мурманского. Приведенные оценки уточняют результаты, достигнутые с использованием профилей ГСЗ и МОВЗ. Так, по данным интерпретации профиля ГСЗ "Кварц", граница Мохо определена на глубине 43-44 км и порядка 37 км для Кольского и Беломорского блоков соответственно [1]. По данным профиля МОВЗ "Толстик"-"Хибины" (северная часть профиля 1-ЕВ), мощность земной коры составляет порядка 41-42 км для Мурманского и Кольского блоков с утончением до 40 км в районе Хибинского массива Кольского блока [2].

Особое внимание следует уделить, впервые выявленному для всего Кольского региона, слою пониженных (относительно стандартной скоростной модели Земли IASP91 9]) скоростей в верхней мантии. Его подошва на всех моделях находится на глубине 130-140 км, а кровля изменяется от 70 км для Мурманского и Беломорского блоков, до 90 км для Кольского блока. Выявленный слой является "средне литосферной неоднородностью" или MLD. Этот слой обнаружен практически повсеместно под древними кратонами на глубине порядка 100 км [10]. Однако глубины залегания его кровли и мощность различаются для различных тектонических структур [11-13]. Для западной части Балтийского щита он обнаружен на глубинах 90-130 км. [14]. Для Восточно-Европейской и Сибирских платформ параметры MLD, как и его наличие, не определены, что затрудняет выдвижение гипотез его формирования.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Работа выполнена с использованием данных, полученных на уникальной научной установке ФИЦ ГС РАН – "Сейсмоинфразвуковой комплекс мониторинга арктической криолитозоны и комплекс непрерывного сейсмического мониторинга Российской Федерации, сопредельных территорий и мира".

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда, грант № 21-17-00161.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Павленкова Г.А., Павленкова Н.И. Результаты совместной обработки данных ядерных и химических взрывов по сверхдлинному профилю "Кварц" (Мурманск– Кызыл) // Физика Земли. 2008. № 4. С. 62–73.

- 2. Золотов Е.Е., Костюченко С.Л., Ракитов В.А. Неоднородности верхней мантии Балтийского щита по данным сейсмической томографии // Разведка и охрана недр. 2000. № 2. С. 27–29.
- 3. Мудрук С.В., Балаганский В.В., Горбунов И.А., Раевский А.Б. Альпинотипная тектоника в палеопротерозойском Лапландско-Кольском орогене // Геотектоника. 2013. № 4. С. 13–30.
- 4. Dricker I.G., Roecker S.W., Kosarev G.L., Vinnik L.P. Shear-wave Velocity Structure of the Crust and Upper Mantle beneath the Kola Peninsula // Geophys. Res. Lett. V. 23. № 23. 1996. P. 3389–3392.
- 5. Гоев А.Г., Санина И.А., Орешин С.И., Резниченко Р.А., Тарасов С.А., Федоров А.В. Скоростное строение литосферы Хибинского и Ловозерского массивов (северо-восточная часть Балтийского щита) методом функции приемника // Физика Земли. 2021. № 5. С. 30-40.
- Vinnik L.P. Detection of Waves Converted from P to S in the Mantle // Phys. Earth Planet In. 1977. V. 15. P. 39–45.
- Ekström G., Nettles M., Dziewonski A.M. The Global CMT Project 2004-2010: Centroid-moment Tensors for 13,017 Earthquakes // Phys. Earth Planet In. 2012. V. 200-201. P. 1–9.

- 8. Алешин И.М. Построение решения обратной задачи по ансамблю моделей на примере инверсии приемных функций // ДАН. Науки о Земле. Том. 496. № 1. 2021. С. 63–66.
- Kennett B.L.N., Engdahl E.R. Traveltimes for Global Earthquake Location and Phase Identification // Geophys. J. Int. 1991. V. 105. P. 429–465.
- Thybo H., Perchuc E. The Seismic 8° Discontinuity and Partial Melting in Continental Mantle // Science. 1997. V. 275. P. 1626–1629.
- Sun W., Fu L.Y., Saygin E., Zhao L. Insights Into Layering in the Cratonic Lithosphere Beneath Western Australia // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2018. V. 123. P. 1405–1418.
- Chen C., Gilbert H., Fischer K.M., Andronicos C.L., Pavlis G.L., Hamburger M.W., Marshak S., Larson T., Yang X. Lithospheric Discontinuities beneath the US Midcontinent-signatures of Proterozoic Terrane Accretion and Failed Rifting // Earth and Planetary Science Lett. 2018. V. 481. P. 223–235.
- Rychert C.A., Shearer P.M. A Global View of the Lithosphere-asthenosphere Boundary // Science. 2009. V. 324. P. 495–498.
- Perchuc E., Thybo H. A New Model of Upper Mantle P-wave Velocity below the Baltic Shield: Indication of Partial Melt in the 95 to 160 km Depth Range // Tectonophysics. 1996. V. 253. 1996. P. 227–245.

## FEATURES OF THE DEEP VELOCITY STRUCTURE OF THE CENTRAL PART OF THE KOLA PENINSULA BY RECEIVER FUNCTIONS TECHNIQUE

## Academician of the RAS V. V. Adushkin<sup>a</sup>, A. G. Goev<sup>a,b,#</sup>, I. A. Sanina<sup>a</sup>, and A. V. Fedorov<sup>c</sup>

<sup>a</sup> Sadovsky Institute of Geosphere Dynamics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup> Geological Institute, Kola Science Centre, Russian Academy of Sciences, Apatity, Russian Federation

<sup>c</sup> Federal Research Center "Geophysical Survey of Kola Branch of the Russian Academy of Sciences", Apatity, Russian Federation

### *<sup>#</sup>E-mail: andr.goev@gmail.com*

New results are presented on the features of the deep velocity structure of two of the three main tectonic blocks that make up the Kola region – Murmansk and Belomorsk by the P receiver function technique. The research is based on data from broadband seismic stations "Teriberka" and "Kovda". The results are compared with the models obtained by mutual inversion of PRF and SRF from the "Apatity" and "Lovozero" stations data. It is shown that the crust has a two-layer structure with the boarder at a depth of 11 km for the Murmansk block and at a depth of 15 km for the Kola and Belomorsky blocks. The crustal thickness is 35 and 33 km for the Murmansk and Belomorsk blocks and 40 km for the Kola block. For the first time, for all analyzed tectonic structures, the presence of the MLD was revealed with a top at a depth of about 70 km for the Murmansk and Belomorsky blocks and 90 km for the Kola block and a bottom at 130–140 km for all structures.

Keywords: Baltic shield, Arctic, lithosphere, shear waves, PRF, MLD

УДК 551.737.2

# РАЗНООБРАЗИЕ АРХЕОЦИАТ И Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ НИЖНЕГО КЕМБРИЯ ЗАПАДНОГО ЗАБАЙКАЛЬЯ (УДИНО-ВИТИМСКАЯ И БИРАМЬИНО-ЯНГУДСКАЯ ЗОНЫ)

© 2021 г. М. С. Скрипников<sup>1,</sup> \*, член-корреспондент РАН А. Б. Кузнецов<sup>2</sup>,

Л. И. Ветлужских<sup>1</sup>, О. К. Каурова<sup>2</sup>

Поступило 04.07.2021 г. После доработки 16.08.2021 г. Принято к публикации 23.08.2021 г.

Представлено описание морфологического строения археоциат из олдыдинской свиты Удино-Витимской структурно-фациальной зоны и аиктинской свиты Бирамьино-Янгудской зоны Западного Забайкалья. Впервые возраст олдындинской и аиктинской свит уточнен посредством С- и Sr-изотопной хемостратиграфии. В олдындинской свите описаны три археоциатовых горизонта вместо ранее выделявшихся четырех — ульдзуйтуйский (атдабанский ярус), сухореченский и хулудинский (ботомский ярус), а в аиктинской свите – качинский горизонт (тойонский ярус). Проведен анализ морфогенеза археоциат – от форм с простой пористостью (ульдзуйтуйское время), до кубков с чешуями, кольцами и каналами стенок (сухореченское-хулудинское время), и кубков с дополнительной микропористой оболочкой (качинское время). Все выделенные стадии отражают расцвет и угасание археоциатового сообщества Саяно-Байкальской горной области. Отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и значение  $\delta^{13}$ С в известняках трех горизонтов олдындинской свиты (0.70828–0.70847 и от 0.2 до 2.7% PDB) и аиктинской свиты (0.70866-0.70877 и от -2.4 до 0.5% PDB) совпадают с С- и Sr-изотопными вариациями в морской воде атдабанского, ботомского и тойонского времени раннего кембрия. С-и Sr-хемостратиграфические данные согласуются с палеонтологическими находками и соответствуют представлениям о формировании Удино-Витимской островодужной системы и связи с эпиконтинентальным морским бассейном Сибирской платформы в раннем кембрии.

*Ключевые слова:* биостратиграфия, Sr-хемостратиграфия, нижний кембрий, археоциаты, Западное Забайкалье

**DOI:** 10.31857/S2686739721120112

## введение

Археоциаты широко распространены в отложениях нижнего кембрия многих континентов [4, 9, 10, 16]. Появление этой фауны связано с крупными тектоническим перестройками и изменением геохимии океана в конце докембрия, что зафиксировано в вариациях  $\delta^{13}$ С и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в отложениях Сибирской платформы [5, 11, 15, 17, 18]. Сибирская платформа, которая в раннем кембрии находилась в приэкваториальной области и представляла собой теплое мелководное море, стала центром диверсификации археоциат [6, 9]. Распространение археоциат стало возможно благодаря развитию Палеоазиатского океана на пе-

<sup>1</sup> Геологический институт Сибирского отделения

Российской академии наук, Улан-Удэ, Россия

<sup>2</sup>Институт геологии и геохронологии докембрия

Российской академии наук, Санкт-Петербург, Россия

риферии Сибирского кратона, где возникла система Удино-Витимской островной дуги и серии междуговых морей [3]. Таким образом, территория Саяно-Байкальской горной области представляет значительный интерес для понимания развития Палеоазиатского океана, его взаимодействия с эпиконтинентальным морским бассейном Сибирской платформы и эволюции археоциат в раннем кембрии. В настоящей статье показана стадийность развития скелета археоциат в олдындинской и аиктинской свитах, впервые для известняков этих свит получены С- и Sr-изотопные данные, что в сумме позволило уточнить возраст нижнекембрийских свит Западного Забайкалья.

## ГЕОЛОГИЯ РЕГИОНА

Саяно-Байкальской горная область является складчатой структурой в южном обрамлении Сибирской платформы. Основные геодинамические элементы этой области были сформированы на раннекаледонском этапе в венде и кембрии.

<sup>\*</sup>E-mail: m1skr@ya.ru



Рис. 1. Схема тектонического районирования Западного Забайкалья ([1], с дополнениями). *1* – Сибирский кратон (СК); *2* – кратонные террейны: ХД – Хамардабанский, ЗГ – Заганский, ЯБ – Яблоновый, МЛ – Малханский, АМ – Амалатский, ЧС – Чуйский, ОЛ – Ольхонский; *3* – террейны турбидитовых бассейнов: БД – Битуджидинский, АР – Аргунский, ВВ – Верхневитимский, БР – Баргузинский, ББ – Бодайбинский, БМ – Бамбуйский; *4* – островодужные террейны: УВ – Удино-Витимский; КЛ – Килянский; *5* – точки отбора проб (1 – р. Ульдзуйтуй; 2 – р. Хулудый; 3 – р. Аикта); *6* – структурно-фациальные зоны раннепалеозойского осадконакопления (I – Удино-Витимская, II – Бирамьино-Янгудская).

В пределах Западного Забайкалья выделяется Удино-Витимская островодужная система, сформировавшаяся в раннем палеозое, которая включала в себя преддуговый осадочный бассейн, аккреционную призму с глубоководным желобом и собственно вулканическую дугу. В настоящее время сохранился только ряд фрагментов островодужной системы, которые образуют площади нижнепалеозойских осадочно-вулканогенных и субвулканических пород разного размера среди обширных полей верхнепалеозойских гранитоидов и габброидов [3]. Одна из таких областей – Удино-Витимская зона (рис. 1), к которой приурочены раннекембрийские вулканогенные и карбонатные отложения олдындинской свиты [8]. Другая крупная область с раннекембрийскими отложениями – Бирамьино-Янгудская, развита в северной части Забайкалья и приурочена к Бамбуйскому турбидитовому террейну (рис. 1).

### АРХЕОЦИАТЫ ОЛДЫНДИНСКОЙ И АИКТИНСКОЙ СВИТ

Среди нижнекембрийских отложений Удино-Витимской и Бирамьино-Янгудской зон широко развиты известняки с разнообразными комплексами археоциат [8, 14].

Олдындинская свита ( $E_1$ ol), выделяемая в пределах Удино-Витимской структурно-фациальной зоны, сложена преимущественно эффузивами кислого и среднего составов, их туфами, туфолавами и известняками. Последние представлены простыми по морфологии биогермами и биостромами, сложенными серыми и розовато-серыми массивными известняками, содержащими археоциаты, водоросли, редкие трилобиты и мелкораковинную фауну. Олдындинская свита представлена двумя типами разрезов [3]. Для первого типа характерны вулканиты кислого и среднего состава (риолиты-дациты, андезиты и их туфы). Во втором типе преобладают вулканокластиты, слагающие серии конусов псефитовых и псефито-псаммитовых тефротурбидитов среднего и смешанного состава, а также вулкано-терригенные породы с органогенными карбонатными постройками.

Б.А. Далматов и М.М. Язмир на основе изучения археоциат олдындинской свиты выделили четыре региональных подразделения в ранге горизонтов с местными названиями [8, 14]: нижнеульдзуйтуйский, верхнеульдзуйтуйский, сухореченский и хулудинский атдабанского возраста со стратотипами по рекам Ульдзуйтуй и Хулудый. Отсутствие в известняках характерных форм ботомского яруса ставило под вопрос наличие отложений ботомского яруса в этом районе [14].

В 2015 и 2017 г. биостратиграфический отряд лаборатории геодинамики ГИН СО РАН обнаружил дополнительные формы археоциат в стратотипических разрезах олдындинской свиты (рис. 2). В естественном обнажении по бортам р. Сухого – левобережного притока р. Ульдзуйтуй были найдены формы с усложненным строением известкового скелета – Sajanolynthus desideratus Vologdin et Kashina, Sibirecvathus abacanicus Voronin, Ladaecvathus sp., Annulocvathella lavrenovae Krasnopeeva, Vologdinocyathellus schischlovi Konyushkov, Clathricoscinus vassilievi (Vologdin), C. sanaschtykgolensis Boyarinov et Osadchaya. Эти находки позволяют коррелировать сухореченский комплекс с зоной Clathricoscinus санаштыкгольского горизонта унифицированной схемы Алтае-Саянской складчатой области.

Помимо этого, в биогермных постройках из стратотипа верхнеульдзутуйского горизонта были описаны *Compositocyathus chuludensis* Jazmir, *Formosocyathus* ex. gr. vermiculatus (Vologdin), *Irinaecyathus* sp., *Archaeocyathus* sp., локулярные *Erismacoscinus angulatus* (Jazmir) и *Usloncyathus* sp. (рис. 2), не отмеченные предшественниками. Новые находки позволяют коррелировать данный комплекс с таковым по р. Хулудый и датировать его

#### СКРИПНИКОВ и др.



**Рис. 2.** Ботомские формы археоциат олдындинской свиты. 1 - Sajanolynthus desideratus Vologdin et Kashina, 1972; ×20; шлиф 1704-21, поперечный срез, р. Ульдзуйтуй, нижний кембрий, ботомский ярус, олдындинская свита, сухореченский горизонт. <math>2 - Sibirecyathus abacanicus Voronin, 1974; ×20; шлиф 1704-25, поперечный срез, р. Ульдзуйтуй, нижний кембрий, ботомский ярус, олдындинская свита, сухореченский горизонт. 3 - Clathricoscinus vassilievi (Vologdin), 1940; ×20; шлиф 1704-13, поперечный срез, р. Ульдзуйтуй, нижний кембрий, ботомский ярус, олдындинская свита, сухореченский горизонт. 4 - Erismacoscinus angulatus (Jazmir), 1967; ×20; шлиф 01150-17, поперечный срез, р. Ульдзуйтуй, нижний кембрий, ботомский ярус, олдындинская свита, сухореченский горизонт. 5 - Irinaecyathus sp.; ×20; шлиф 0425, поперечный срез, р. Ульдзуйтуй, нижний кембрий, ботомский ярус, олдындинская свита, сухореченский горизонт. 5 - Irinaecyathus sp.; ×20; шлиф 0425, поперечный срез, р. Ульдзуйтуй, нижний кембрий, ботомский ярус, олдындинская свита, сухореченский горизонт. 5 - Irinaecyathus sp.; ×20; шлиф 0425, поперечный срез, р. Ульдзуйтуй, нижний кембрий, ботомский ярус, олдындинская свита, сухореченский горизонт. 6 - Usloncyathus sp.; ×20; шлиф 01150, продольное сечение, р. Ульдзуйтуй, нижний кембрий, ботомский ярус, олдындинская свита, хулудинский горизонт.

ботомским ярусом, а не атдабанским, как было принято panee.

Все эти данные позволяют выделять в олдындинской свите только три археоциатовых горизонта, вместо четырех: ульдзуйтуйский горизонт атдабанского возраста, и сухореченский и хулудинский — ботомского.

Аиктинская свита ( $\varepsilon_1$ аі), развитая в басссейне р. Киляна в Северо-Муйском хребте и приуроченная к Бамбуйскому островодужному террейну (рис. 1), сложена темно-серыми, серыми, массивными и органогенными известняками с отдельными горизонтами известняков с микрофитолитами Osagia delicata и водорослями Renalcis ex. gr. polymorphus, а также известняков с пластовыми строматолитами. В известняках верхней части свиты были обнаружены трилобиты Kooteniella slatkowskii, Kooteniella sp., Chondragraulos sp., Erbia granulosa, Proerbia sp., Kootenia sp. и брахиоподы Nisusia sp., Matutella sp. [2]. Комплекс археоциат качинского горизонта акитинской свиты по р. Коокта представлен следующими формами: Pluralicyathus heterovallum (Vologdin), Stapicyathus mamiensis (Zhuravleva), Irinaecyathus kordae Jazmir, I. ratus (Vologdin), I. gikiticus (Vologdin), I. vitimicus (Vologdin), I. dubtshenkoi Jazmir, I. pseudocosatus Jazmir, Angaricyathus cyrenovi Zhuravleva и др. [14],

что позволило исследователям отнести карбонатные отложения к тойонскому ярусу нижнего кембрия.

### МОРФОЛОГИЯ И ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ АРХЕОЦИАТ

А.Ю. Розанов [9] выделил определенную последовательность морфопризнаков внутренней и наружной стенок и интерваллюма у археоциат из разрезов Сибири. Обнаруженные изменения соответствовали направлению эволюционного развития скелета археоциат в раннем кембрии. В истории развития "правильных" археоциат исследователи выделяют 4 этапа. Первый этап – этап становления, с использованием простой пористости скелета, второй - период широкого развития с появлением сложных морфологических элементов, третий – появление новых элементов, за счет перекомбинации уже имеющихся, четвертый – резкое сокращение разнообразия, приуроченное к середине ботомского века, с последующим доживанием некоторых таксонов, и полновымиранию в конце тойона [14, MV 191. Выделенные на основе изучения комплексов археоциат стратотипических разрезов Сибирской платформы, данные этапы положены в основу ярусного деления нижнего кембрия [9, 10], как знаковые эпохи эволюционного развития группы.

Ульдзуйтуйский комплекс олдындинской свиты представлен просто устроенными видами археоциат, обладающих достаточно высокой способностью к адаптации изменяющихся условий среды: *Rotundocyathus, Nochoroicyathus, Loculicyathus.* Развиты простые в своей морфологии признаки скелета, такие как: простая пористость внутренней и наружной стенок, септы с простыми порами и др.

Для сухореченского времени характерно широкое развитие таксонов археоциат, комплекс которых коррелируется с санаштыкгольским и соответствует зоне Clathricoscinus унифицированной стратиграфической схемы Алтае-Саянской области [4]. На этом этапе, богатом на биологическое разнообразие, появляется дополнительная оболочка наружной стенки (претиозоциатусовая и ербоциатусовая), псевдорешетчатая наружная стенка, простые и бугорчатые тумулы, элементы внутренней стенки – чешуи, кольца, козырьки, стремевидные каналы и др. Это Dupliporocyathus, Vologdinocyathellus, Gordonicyathus, Baikalocyathus, Geocyathus, Tennericyathus, Cyclocyathella, Leptosocvathellus, Annulocvathella, Sanarkocvathus и др. Широкое развитие в это время получили одностенные археоциаты Archeolynthus, Tumuliolynthus, Fransuasaecyathus и им сопутствующие обильные крибрициаты [13], отмечаемые в сопредельных регионах.

В среднеботомское (хулудинское) время таксономическое разнообразие сокращается, в подчиненном положении оказываются археоциаты родов Formosocyathus, Compositocyathus, Irinaecyathus, Tennericyathus, Taylorcyathus, Carinacvathus. Archaeocyathus. Большое распространение отмечается у низкомодульных форм археоциат - Protopharetra, Nochoroicyathus, Rotundocyathus, Dictyocyathus, что связано с палеоэкологическими условиями их существования. Очень редки Archaeolynthus и полностью отсутствуют Fransuasaecvathus. В редких случаях встречаются тубулярные слабопористые кубки Usloncyathus. Вероятно, что рост органогенных построек происходил в момент перерывов вулканической деятельности. Об этом говорит планомерное развитие археоциат, которое показал А.Ю. Розанов [4, 9].

В качинское время в эпиконтинентальном бассейне Сибирской платформы комплекс археоциат представлен родами *Stapicyathus, Irinaecyathus, Angaricyathus, Pluralicyathus,* которые характерны для тойонского яруса. Это время знаменовало этап полного вымирания археоциат на рубеже нижнего и среднего кембрия. Анализ полученных материалов показывает, что этапность появления структурных элементов скелета археоциат, выделенная на основе изучения таковых в комплексах Сибирской платформы, сохраняется и в палеобассейнах Западного Забайкалья. На рис. 3 показана смена форм археоциат с простой пористостью (ульдзуйтуйское время) кубками с чешуями, кольцами и каналами (сухореченское-хулудинское время), и кубками с дополнительной микропористой оболочкой типа *Pluralicyathus* (качинское время).

## С- И Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

С- и Sr-изотопная характеристика карбонатных пород и органических остатков является средством для корреляции и уточнения палеонтологического возраста [6, 15, 17, 18]. Для С- и Sr-изотопного изучения было отобрано по семь образцов из стратотипов ульдзуйтуйского, сухореченского и хулудинского горизонтов олдындинской свиты и семь образцов из аиктинской свиты. Образцы представляли собой как археоциаты, так и вмещающие карбонатные породы. Содержания Са, Mg, Mn, Fe и Sr в образцах определены атомно-эмиссионным методом в РЦ МАСВ СПбГУ (Санкт-Петербург). Изотопный состав углерода и стронция в ИГГД РАН определен согласно описанным ранее методикам [5, 11, 12].

Все образцы сложены кальцитом (Мg 0.2–0.5%) с содержанием Sr от 200 до 430 мкг/г. Известняки ульдзуйтуйского горизонта показывают самые высокие концентрации Mn (270-1300 мкг/г) и Fe (240-5700 мкг/г). В известняках сухореченского и хулудинского горизонтов содержания Mn и Fe незначительно понижаются до 210-720 и 140-750 мкг/г соответственно. Минимальные содержания Mn (30-90 мкг/г) и Fe (150-410 мкг/г) отмечены в известняках аиктинской свиты. Обогащение Mn и Fe раннекембрийских карбонатных осадков и рифогенных построек отражает палеофациальную обстановки осадконакопления вблизи зоны активного вулканизма с максимумом в ульдзуйтуйское время. Постепенное понижение содержаний Mn и Fe в карбонатных осадках отражает затухание вулканогенной активности и открытость палеобассейна в сторону океана, что соответствует представлениям о формировании Удино-Витимской островодужной системы [3].

Отношение <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в известняках ульдзуйтуйского горизонта равно 0.70838, сухореченского – 0.70842–0.70847, хулудинского – 0.70828–0.70836, а в аиктинской свите – 0.70866–0.70877 (рис. 3). Значения  $\delta^{13}$ C в известняках ульдзуйтуйского горизонта понижаются от 2.7 до 0.9% PDB, в сухореченском – повышаются до 1.7–2.0% PDB, а в хулудинском вновь понижается до 0.2–0.8% PDB. В аиктинской свите значение  $\delta^{13}$ C резко повышается от –2.4 до 0.2–0.5% PDB.

## СКРИПНИКОВ и др.





В – *Clathricoscinus* (двустенная форма с перегородками и пористыми днищами); С – *Formosocyathus* (двустенная форма с перегородками, гребенчатыми днищами и сообщающимися каналами внутренней стенки); D – *Pluralicyathus* (двустенная форма с дополнительной пористой оболочкой).

Полученные С- и Sr-изотопные данные указывают на хемостратиграфическую обособленность каждого из горизонтов, выделенных на основе палеонтологических наблюдений (рис. 4). Анализ величин  $\delta^{13}$ С и <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr в изученных известняках обнаруживает сходство с С- и Sr-изотопными вариациями в археоциатовых горизонтах атдабанского, ботомского и тойонского ярусов из типовых разрезов раннего кембрия Сибирской платформы [5, 15, 17]. Эти данные хорошо совпадают с биостратиграфией, построенной на основе выделения комплексов археоциат [14].

## ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ И СОКРАЩЕНИЕ ТАКСОНОМИЧЕСКОГО РАЗНООБРАЗИЯ АРХЕОЦИАТ В РАННЕМ КЕМБРИИ

В конце докембрия сфомировались новые континенты и террейны, образовавшиеся при распаде фрагментов Родинии, что отразилось в



**Рис. 4.** Изотопный состав Sr и C в карбонатных породах олдындинской (ульдзутуйский, сухореченский и хулудинский горизонты) и аиктинской (качинский горизонт) свит в сравнении с вариациями <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr и δ<sup>13</sup>C в венд-кембрийских карбонатных отложениях Сибирской платформы: I – юдомская серия, венд, Учуро-Майский регион [5, 11, 12, 18]; II – верхний венд, нижний и средний кембрий, среднее течение р. Лена [15], III – средний и верхний кембрий, р. Кулюмбэ [17]. Сокращения ярусов: Am – амгинский, T – тойонский, B – ботомский, Tm – томмотский, ND – немакит-далдынский.

значительном увеличении привноса радиогенного <sup>87</sup>Sr в океаны [5, 6]. В глобальном масштабе расцвету археоциат в томмотское время способствовала морская трансгрессия, где на обширных шельфовых пространствах бурно эволюционировали первые рифостроители. В пределах Сибирской платформы образовался теплый мелководный палеобассейн, в котором сформировалась органогенная полоса, ставшая центром развития археоциат [4, 7, 10, 16]. В начале атдабанского времени, в связи с распадом Палеопангеи и активным развитием Палеозиатского океана, на периферии Сибирской платформы возникла система островных дуг, куда мигрировали археоциаты. Так они проникли на террейны Алтае-Саянской складчатой области, а в начале атдабана на Тувинский террейн.

Комплексы археоциат Западного Забайкалья очень похожи на таковые Алтае-Саянской складчатой области (камешковский и санаштыкгольский комплексы), а также Монголии и Тувы [14]. Помимо этого, в известняках известны многочисленные крибрициаты [13], которые в изобилии встречаются в нижнекембрийских отложениях складчатых областей, в редких случаях, на Сибирской платформе [20], что подтверждает палеогеографическую и палеонтологическую общность бассейнов указанных регионов в раннем кембрии.

Этап значительного сокращения таксономического разнообразия археоциат в середине раннего кембрия известен в литературе как "ботомский кризис" [15]. В это время произошло радикальное уменьшение количества таксонов многих раннепалеозойских морских организмов [10, 19] и резкое понижение  $\delta^{13}$ C в океане раннего кембрия до – 2‰ [15, 18]. Причиной этого события считается апвеллинг холодной воды, обедненной кислородом, в эпиконтинентальные бассейны, где доминировали теплолюбивые археоциатовые сообщества. Резкая смена палеоэкологических условий способствовала вымиранию узкоспециализированных таксонов археоциат и их полному исчезновению на значительной территории Сибирской платформы в конце раннего кембрия.

Проведенный нами количественный анализ археоциат в разрезах олдындинской и аиктинской свит указывает на связь с изменениями изотопного состава углерода (рис. 3). Максимальные значения  $\delta^{13}$ C (до +2.0‰) характерны для сухореченского горизонта оллындинской свиты. где количество видов археоциат достигает 50, что указывает на высокую биопродуктивность палеобассейна. В хулудинском горизонте, напротив, отмечается сокращение таксономического состава археоциат до 33 видов, и которому сопутствует понижение δ<sup>13</sup>С до 0.2‰. Время накопления этих известняков, по палеонтологическим и хемостратиграфическим данным, коррелируется со среднеботомским биотическим событием Сибирской платформы. В качинское время комплекс археоциат ограничивается 7 родами и 14 видами. Появление в разрезе рода Pluralicvathus и низкие значения δ<sup>13</sup>С (от −2.4 до +0.5‰) позволяют коррелировать отложения с трилобитовой зоной Anabaraspis splendens еланской свиты Сибирской платформы [4, 10].

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изучение археоциат Удино-Витимской и Бирамьино-Янгудской структурно-фациальных зон вместе с  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr- и  $\delta^{13}$ C-хемостратиграфическими данными позволяют наиболее точно судить о времени осадконакопления нижнекембрийских карбонатов и коррелировать их со стратотипическими отложениями Сибирской платформы. Видовое разнообразие и морфологические особенности археоциат олдындинской и аиктинской свит позволяют сулить об этапности их развития. Установленные палеофациальные особенности отложений и эволюционные изменения археоциат Саяно-Байкальской горной области совпадают с глобальной хронологией геодинамических, палеоэкологических и биогеохимических событий раннего кембрия.

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы благодарны А.Ю. Журавлеву за полезные замечания по улучшении статьи, О.В. Волиной за проведение атомно-эмиссионного анализа (РЦ МАСВ СПбГУ), оборудованию ЦКП АИРИЗ (ИГГД РАН) в рамках темы НИР FMUW-2021-0003.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект № 19-05-00986).

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Булгатов А.Н., Гордиенко И.В. Террейновый анализ складчатых поясов Забайкалья // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. І. Материалы XXXI Тектонического совещания. М: ГЕОС, 1998. С. 72–74.

- Ветлужских Л.И. Трилобиты и биостратиграфия кембрийских отложений Саяно-Байкальской горной области. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ, 2011. 20 с.
- 3. Гордиенко И.В., Булгатов А.Н., Руженцев С.В., Минина О.Р., Климук В.С., Ветлужских Л.И., Некрасов Г.Е., Ласточкин Н.И., Ситникова В.С., Метелкин Д.В., Гонегер Т.А., Лепехина Е.Н. // Геология и геофизика. 2010. Т.5. № 5. С. 589–614.
- 4. *Дебренн Ф., Журавлев А.Ю., Розанов А.Ю.* Правильные археоциаты. М.: Наука, 1989. 195 с.
- 5. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. //* Стратиграфия. Геол. корреляция. 2014. Т. 22. № 6. С. 3–25.
- 6. *Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. //* Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.
- 7. Лучинина В.А., Коровников И.В., Новожилова Н.В., Токарев Д.А. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2013. Т. 21. № 2. С. 67-78.
- Постников А.А., Журавлева И.Т., Терлеев А.А. // Геология и геофизика. 1997. Т. 38. № 3. С. 608–619.
- 9. Розанов А.Ю. Закономерности морфологической эволюции археоциат и вопросы ярусного расчленения нижнего кембрия. М.: Наука, 1973. 164 с.
- Розанов А.Ю., Хоментовский В.В., Шабанов Ю.Я., Карлова Г.А., Варламов А.И., Лучинина В.А., Пегель Т.В., Демиденко Ю.Е., Пархаев П.Ю., Коровников И.В., Скорлотова Н.А. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16. № 1. С. 3–21.
- Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М., Кузнецов А.Б., Каурова О.К., Петров П.Ю. // ДАН. 2003. Т. 393. № 1. С. 83–87.
- 12. Семихатов М.А., Кузнецов А.Б., Подковыров В.Н., Бартли Дж., Давыдов Ю.В. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004. Т. 12. № 5. С. 3–28.
- Скрипников М.С., Ветлужских Л.И. Крибрициаты нижнекембрийской олдындинской свиты (Западное Забайкалье) // Изв. Сарат. ун-та. Нов. сер. Сер. Науки о Земле. 2020. Т. 20. Вып. 4. С. 278–284.
- 14. Язмир М.М., Далматов Б.А., Язмир И.К. Атлас фауны и флоры палеозоя и мезозоя Бурятской АССР. Палеозой. М.: Недра, 1975. 180 с.
- 15. Brasier M.D., Corfield R.M., Derry L.A., Rozanov A.Yu., Zhuravlev A.Yu. // Geology. 1994. V. 22. P. 455–458.
- Debrenne F., Maidanskaya I.D., Zhuravlev A.Yu. // Bulletin de la Société géologique de France. 1999. № 170. P. 189–194.
- Kouchinsky A., Bengtson S., Gallet Y., Korovnikov I., Pavlov V., Runnegar B., Shields G., Veizer J., Young E., Ziegler K. // Geological Magazine. 2008. V. 145. P. 609–622.
- 18. Zhu M., Zhuravlev A.Yu., Wood R.A., Zhao F., Sukhov S.S. // Geology. 2017. 45 (5). 459–462.
- Zhuravlev A. Yu., Wood R.A. // Geology. 1996. V. 24. № 4. P. 311–314.
- 20. Zhuravlev A.Yu., Kruse P.D. // Treatise Online. 2012. V. 4. P. 4–11.
## ARCHAEOCYATH DIVERSITY AND Sr-CHEMOSTRATIGRAPHY OF THE LOWER CAMBRIAN IN WESTERN TRANSBAIKALIA (UDA-VITIM AND BIRAM'YA-YANGUDA ZONES)

M. S. Skripnikov<sup>*a*, #</sup>, Corresponding Member of the RAS A. B. Kuznetsov<sup>*b*</sup>, L. I. Vetluzhskih<sup>*a*</sup>, and O. K. Kaurova<sup>*b*</sup>

<sup>a</sup> Geological Institute of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Ulan-Ude, Russian Federation <sup>b</sup> Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, St. Petersburg, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: m1skr@ya.ru

The paper presents a description of the morphology of archaeocyaths from the Oldynda Formation of the Uda-Vitim structural-facies zone and the Aikta Formation of the Biram'va-Yanguda zone of western Transbaikalia. The age of the Oldynda and Aikta formations is constrained by C- and Sr-isotope chemostratigraphy. Three archaeocyath horizons are established for the Oldynda Formation, instead of the former four horizons. In the ascending order, the new subdivisions include the Uldzuytuy (Atdabanian), Sukhaya Rechka and Khuludy (Botoman) horizons, while the Aikta Formation is retained within the Kacha horizon (Toyonian). The analysis of the archaeocyath morphogenesis is traced back, from simple forms (Uldzuvtuv time) to those possessing cups with scales, annuli and channels on the walls (Sukhaya Rechka-Khuludy interval) and, finally, to archaeocyaths with additional microporous sheaths on the cup (Kacha time). Newly established stages of the archaeocyath morphogenesis correspond to the radiation and extinction of archaeocyaths in the Sayan-Baikal mountain region. The  ${}^{87}$ Sr/ ${}^{86}$ Sr and  $\delta^{13}$ C values characterizing carbonates of the Oldvnda (0.70828– 0.70847 and from 0.2 to 2.7% PDB, respectively) and Aikta formations (0.70866-0.70877 and from -2.4 to 0.5% PDB) coincide with seawater C- and Sr-isotope changes typical of the Atdabanian, Botoman and Toyonian stages of the Siberian Platform. The C- and Sr-chemostratigraphic data are consistent with palaeontological evidences and suggest the development of the Uda-Vitim island arc system in connection with the epicontinental marine basin of the Siberian Platform in the Early Cambrian.

Keywords: biostratigraphy, Sr-chemostratigraphy, Lower Cambrian, archaeocyaths, western Transbaikalia

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 2, с. 192–198

УДК 552.32(550.93)

## СТРАТИГРАФИЯ КОМПЛЕКСОВ ОХОТСКО-ЧУКОТСКОГО ПОЯСА В ВЕРХОВЬЯХ Р. МАЛЫЙ АНЮЙ (РАЙОН МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУПОЛ): ДАННЫЕ U-Pb- И <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-ДАТИРОВАНИЯ

© 2021 г. П. Л. Тихомиров<sup>1,2,</sup> \*, И. Е. Лебедев<sup>1</sup>, Ф. Люилье<sup>3</sup>, В. Э. Павлов<sup>1</sup>

Представлено академиком РАН Ю.А. Костицыным 07.09.2021 г. Поступило 07.09.2021 г. После доработки 09.09.2021 г. Принято к публикации 09.09.2021 г.

Данные U–Pb– и  ${}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Ar-геохронологии для вулканитов Охотско-Чукотского пояса в верховьях р. Малый Анюй (район месторождения Купол) указывают на существование, как минимум, двух периодов вулканической активности, 98–93 и 90–84 млн лет назад. Показано, что принятые стратиграфические схемы не согласуются с новыми сведениями о возрасте и составе вулканогенных толщ. Пространственные взаимоотношения разновозрастных вулканогенных комплексов указывают на то, что толщи вулканитов накапливались в условиях расчлененного рельефа. При отсутствии резких различий в петрографическом составе разновозрастных толщ составление детальных геологических и палеовулканологических карт требует привлечения большого количества прецизионных изотопных датировок.

*Ключевые слова:* Охотско-Чукотский пояс, Западная Чукотка, стратиграфия, изотопная геохронология, U–Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar **DOI:** 10.31857/S2686739721120148

Начиная с 1990-х годов, использование прецизионных методов изотопного датирования (U-Pb,  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar) в дополнение к традиционным методам палеоботанической корреляции позволило существенно скорректировать представления о стратиграфии ряда континентальных вулканических провинций Северо-Востока Азии, включая меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс (ОЧВП) – одну из крупнейших окраинно-континентальных магматических провинций фанерозоя [1, 3, 8]. С помощью изотопного датирования выявлены реликты ранее не известных вулканических областей, создана геохронологическая база для количественной оценки продуктивности вулканизма и решен ряд вопросов стратиграфии, которые не удавалось решить одними лишь традиционными методами [1, 2, 8-10, 12]. Показано, что вулканическая активность ОЧВП и подобных

ему континентальных поясов носит резко выраженный эпизодический характер, с периодами резкой активизации и относительного затишья [1, 8].

При этом многие детали динамики древнего вулканизма по-прежнему остаются неясными. Получены лишь отрывочные сведения о существовании длительных (до 10 млн лет) перерывов в формировании мезозойских стратонов, ранее считавшихся едиными. Оценки продолжительности формирования отдельной свиты или толщи, выделяемой при геологическом картировании, меняются в широких пределах, от менее чем 1-2 млн лет до 10-15 млн лет [1, 8]. Кроме того, остается насущным вопрос о количестве изотопных датировок, достаточном для создания детальных геологических карт и палеовулканологических реконструкций. Решение подобных задач требует проведения на отдельных участках вулканических поясов детальных геохронологических исследований с густой сетью опробования. значительно превышающей средние показатели для изучаемых магматических провинций.

Для Охотско-Чукотского пояса в этом плане удачным полигоном являются окрестности месторождения Купол (рис. 1) — крупного эпитермального золото-серебряного объекта, открытого в 1990-е годы и эксплуатируемого с 2008 г. Это

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Северо-Восточный комплексный научно-

исследовательский институт им. Н.А. Шило

Дальневосточного отделения Российской академии наук, Магадан, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup> Университет Ludwig Maximillian, Мюнхен, Германия

<sup>\*</sup>E-mail: petr\_tikhomirov@mail.ru



**Рис. 1.** Геологическая карта верховьев рр. Малый Анюй и Мечкерева (составлена П.Л. Тихомировым и И.Е. Лебедевым по материалам полевых работ 2004–2005 и 2019–2021 гг.). 1-4 – стратоны ОЧВП, по [8]: 1 – вилковская толща, альб(?) (базальты и андезибазальты, преимущественно лавы); 2 – мечкеревская толща, сеноман (лавы и туфы андезитов, базальтов, риолитов); 3 – кайемраваамская толща, турон-сантон (лавы и туфы андезитов, базальтов, дацитов, горизонты вулканомиктовых песчаников); 4 – коваленковская толща, сантон (лавы оливиновых базальтов); 5 – четвертичные отложения; 6-10 – преобладающие разновидности вулканитов: 6 – базальты и андезибазальты, 7 – андезиты, 8 – дациты, 9 – туфы и игнимбриты риолитов, 10 – лавы риолитов; 11 – субвулканические тела (a – кислые,  $\delta$  – основные); 12 – граница сеноманской и турон-сантонской толщ; 13 – разрывные нарушения; 14 – реликты вулканических построек центрального типа; 15-16 – точки отбора проб для изотопного датирования:  $15 - {}^{40}$ Ar/ ${}^{39}$ Arметод, 16 – U–Pb-метод (для пп. 15 и 16: a – даты, полученные при подготовке настоящей работы,  $\delta$  – даты из публикаций [2, 10, 15]); 17 – залегание вулканогенных покровов (a – наклонное,  $\delta$  – горизонтальное); 18 – примерные границы рудного поля Купол.

месторождение расположено в междуречье рр. Малый Анюй и Мечкерева, у границы Анадырского и Центрально-Чукотского сегментов ОЧВП. Вопросы геологического строения рудного поля Купол и возраста оруденения рассмотрены в работах [2, 4, 5]. Экономический интерес к данному району дал возможность исследователям детально изучить вещественный состав и возраст вулканитов в радиусе около 20 км вокруг месторождения. С учетом изотопных дат, полученных при подготовке настоящей публикации, на территорию площадью около 750 км<sup>2</sup>, показанную на рис. 1, приходятся 25 определений возраста пород U-Pb- и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-методами. На текущий момент данный участок ОЧВП – один из наиболее изученных с точки зрения прецизионной геохронологии.

Образцы для настоящего исследования взяты в ходе полевых работ, проведенных в 2005 г. и в 2019—2020 гг. Точки отбора проб для изотопного датирования отображены на рис. 1; отдельным знаком показаны результаты определений U—Pbи <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-возраста, взятые из публикаций.

В работах [5, 6] вулканиты территории, показанной на рис. 1, отнесены к нижнемеловой вилковской и верхнемеловой еропольской толщам. Указано, что в составе первой толщи преобладают лавы андезитов, во второй — игнимбриты и туфы риолитов. По результатам детального картирования, выполненного авторами настоящего ис-

194	
-----	--

Таблица 1. Результаты U–Pb SHRIMP-датирования цирконов

№ точки	U, г/т	Th, г/т	<sup>206</sup> Рb* г/т	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pl}$	b±1σ(%)	<sup>207</sup> Pb/ <sup>206</sup> P	b±1σ(%)	Возраст, м	лн лет $\pm 1\sigma$
обр. CH15 (лава порфирового риолита, 66°53'15" с.ш., 169°48'06" в.д.)									
CH15_15.1	261	138	2.96	73.66	±1.36	0.0607	±3.89	84.4	±1.4
CH15_3.1	162	89	1.87	70.99	±1.53	0.0756	±4.04	85.7	±1.8
CH15_4.1	209	100	2.33	72.77	±0.82	0.0560	$\pm 5.00$	83.1	±1.3
CH15_1.1	410	208	4.73	72.52	±2.31	0.0569	±2.85	86.0	±2.0
CH15_12.1	288	156	3.34	72.65	$\pm 0.77$	0.0545	±4.60	86.5	±0.9
CH15_10.1	305	145	3.66	72.09	±1.58	0.0604	±12.64	89.5	±1.5
CH15_7.1	193	84	2.33	70.78	±1.40	0.0739	$\pm 3.80$	90.0	±1.3
CH15_14.1	434	247	5.09	72.45	$\pm 0.76$	0.0519	±9.24	87.4	$\pm 0.8$
CH15_2.1	328	149	3.86	72.36	$\pm 0.74$	0.0517	±6.84	87.7	$\pm 0.7$
CH15_8.1	360	251	4.18	71.92	$\pm 0.87$	0.0559	±3.16	86.4	$\pm 1.0$
CH15_6.1	237	72	2.68	72.02	$\pm 2.50$	0.0547	±3.89	84.3	±2.3
CH15_11.1	227	109	2.67	71.46	±0.83	0.0606	±4.17	87.5	±1.1
CH15_5.1	518	314	6.29	71.03	±1.30	0.0612	±2.46	90.4	±1.2
CH15_13.1	452	238	5.34	71.63	$\pm 0.75$	0.0521	$\pm 3.06$	88.2	$\pm 0.8$
CH15_9.1	306	151	3.81	67.87	$\pm 0.78$	0.0542	$\pm 3.54$	92.7	$\pm 0.9$
		обр. СН16	(игнимбри	т риолита,	66°52′17″ c.	.ш., 169°44′	47″ в.д.)	1	
CH16_3.1	215	127	2.49	70.81	±1.98	0.0864	$\pm 3.45$	86.7	$\pm 2.0$
CH16_2.1	173	92	1.91	73.19	$\pm 0.87$	0.0601	±5.98	82.2	±1.6
CH16_9.1	208	129	2.36	72.70	±0.81	0.0601	±9.96	84.7	±1.2
CH16_11.1	243	150	2.77	72.95	$\pm 0.82$	0.0564	±4.91	85.0	±1.1
CH16_8.1	285	153	3.26	72.61	$\pm 0.76$	0.0585	±4.34	85.2	$\pm 1.0$
CH16_12.1	139	50	1.64	71.68	±1.43	0.0675	±13.65	88.1	±1.4
CH16_1.1	165	82	1.95	72.17	±1.27	0.0621	±12.41	87.7	±1.3
CH16_4.1	192	104	2.15	71.98	$\pm 0.80$	0.0613	±9.09	83.4	±1.5
CH16_10.1	266	224	3.05	71.00	±1.28	0.0674	$\pm 3.44$	85.4	±1.5
CH16_7.1	268	252	3.17	71.02	$\pm 0.76$	0.0656	±6.18	88.1	$\pm 0.9$
CH16_14.1	185	98	2.16	70.74	±1.22	0.0671	±13.52	87.2	±1.5
CH16_5.1	149	74	1.67	71.16	±0.83	0.0610	±5.95	83.4	±1.8
CH16_6.1	184	106	2.16	71.09	±2.09	0.0597	±4.54	87.3	±2.1
CH16_13.1	416	341	4.92	70.54	±0.76	0.0622	$\pm 2.87$	88.1	±0.9
0	бр. СН17-3	3 (кристалл	окластичес	кий игним	брит дацита	a, 67°00′55″	с.ш., 170°1	5′32″ в.д.)	
CH17-3-1.1	321	161	3.77	73.1	±1.4	0.0508	±3.6	87.1	±1.3
CH17-3-2.1	608	333	6.72	77.6	±1.3	0.0493	$\pm 2.7$	82.4	±1.1
CH17-3-3.1	235	102	2.76	73.2	±1.5	0.0519	±4.3	86.8	±1.4
CH17-3-4.1	240	98	2.79	73.9	±1.5	0.052	<b>±</b> 4.1	86.4	±1.3
CH17-3-5.1	327	181	3.58	78.5	±1.5	0.0474	±3.8	81.6	±1.2
CH17-3-6.1	473	223	5.46	74.4	±1.4	0.0481	±3.1	86.0	±1.2
CH17-3-7.1	418	160	4.73	76.0	±1.4	0.047	±3.3	84.3	±1.2
CH17-3-8.1	445	216	4.89	78.1	±1.4	0.0491	±3.2	82.0	±1.1
CH17-3-9.1	345	227	3.86	76.8	±1.5	0.0477	$\pm 3.7$	83.4	±1.2
CH17-3-10.1	411	158	4.76	74.1	±1.4	0.0468	±3.4	86.4	±1.2
CH17-3-11.1	560	383	6.17	78.0	±1.4	0.0524	±3.8	81.7	±1.1
I	00	5p. CH18-2	(пепловый	туф риоли	та, 67°00′01	″с.ш., 170°	17′39″ в.д.)	I	
CH18-2-1.1	632	592	7.22	75.2	±1.4	0.0507	±2.7	84.8	±1.2

№ точки	U, г/т	Th, г/т	<sup>206</sup> Рb* г/т	<sup>238</sup> U/ <sup>206</sup> Pl	b±1σ(%)	$^{207}$ Pb/ $^{206}$ Pb ±1 $\sigma$ (%)		Возраст, млн лет $\pm 1\sigma$	
CH18-2-2.1	328	219	3.83	73.5	±1.5	0.0483	±3.8	87.1	±1.3
CH18-2-3.1	277	122	3.24	73.5	±1.5	0.0502	±4.1	86.8	±1.3
CH18-2-4.1	191	79	2.27	72.1	±1.6	0.0515	±4.8	88.4	±1.5
CH18-2-5.1	681	305	7.76	75.4	±1.3	0.0499	±2.6	84.7	$\pm 1.1$
CH18-2-6.1	273	113	3.21	73.2	±1.5	0.0529	$\pm 4.0$	86.9	±1.4
CH18-2-7.1	543	233	6.3	74.1	±1.4	0.0523	±6.3	85.9	±1.2
CH18-2-8.1	222	114	2.7	70.7	±1.6	0.0516	±4.5	90.2	$\pm 1.4$
CH18-2-9.1	413	168	4.93	72.0	±1.4	0.0514	±3.3	88.5	±1.3
CH18-2-10.1	191	85	2.2	74.5	±1.6	0.0486	$\pm 5.0$	85.9	$\pm 1.4$
CH18-2-11.1	277	98	3.3	72.0	±1.5	0.0594	±5.4	87.6	±1.4

Таблица 1. Окончание

\*Радиогенный <sup>206</sup>Рb.

следования, предложено выделить нижнюю часть вилковской толщи в самостоятельный стратон (принимая во внимание ее однородный базальтандезибазальтовый состав и значимые петрографические отличия). К отдельному стратону также отнесены оливиновые базальты, венчающие разрез территории, показанной на рис. 1.

Структура изученного фрагмента ОЧВП, в первом приближении, может быть охарактеризована как пологая (3–5°, до 10–12°) моноклиналь, погружающаяся к юго-востоку. В северо-восточной части изученной площади моноклинальное залегание вулканитов выражено особенно явно, и эта структура протягивается на северо-восток, вдоль простирания ОЧВП, не менее, чем на 90 км, до оз. Эльгыгытгын. В литературе она упоминается как "Угаткынская моноклиналь" [3]. Происхождение данной структуры связывается с процессом слабого растяжения на фоне вулканической активности коньяк-кампанского времени [8].

В пределах изученной площади моноклинальное залегание вулканогенных покровов нарушено, во-первых, вариациями первичного залегания пород, что связано с широким распространением здесь андезитовых стратовулканов. Вовторых, на залегание пород повлияли процессы компенсационного погружения кровель малоглубинных магматических камер. В частности, в южной части площади расположена Озерная кальдера диаметром около 8 км, внутри которой (и за пределами которой) угол падения вулканогенных покровов не превышает 10–15°, а на флангах просадки достигает 45–50° (рис. 1).

По результатам петрографического изучения собранных коллекций четыре образца были выбраны для U–Pb-датирования цирконов и два – для <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-датирования мономинеральных фракций биотита. Подготовка образцов для извлечения монофракций циркона выполнялась на оборудовании ЦКП "Петрофизика, геомеханика и палеомагнетизм" ИФЗ РАН. Извлечение монофракний произвелено по станлартной метолике с истяжелых жилкостей пользованием и C последующей ручной дочисткой под бинокуляром. U-Pb-датирование цирконов выполнено на ионном микрозонде SHRIMP II в ЦИИ ВСЕГЕИ по методике, описанной в [14], с использованием стандартов TEMORA и 91500. Интенсивность первичного пучка О<sup>2-</sup> составляла 4 нА, размер анализируемого участка - 20 × 25 мкм. В образцах проанализированы от 11 до 15 зерен циркона.  $^{40}$ Ar/ $^{39}$ Ar-датирование биотита, выделенного из образцов 08-274 и 08-110, выполнено в ИГМ СО РАН (г. Новосибирск) по методике, описанной в [11]. Эксперименты по ступенчатому прогреву проводились в кварцевом реакторе с печью внешнего прогрева. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble Gas 5400 фирмы "Micromass". Обработка аналитических результатов выполнена с помощью программного комплекса IsoplotR 4.2 [16].

Результаты определения изотопного возраста пород приведены в табл. 1 и на рис. 1 и 2. Все цирконовые пробы показали некоторые отклонения изотопных отношений от конкордантных, что, возможно, связано с присутствием небольшого количества обыкновенного свинца (по измеренному <sup>204</sup>Pb, доля нерадиогенного <sup>206</sup>Pb в изученных цирконах достигает 7%). Отклонения изотопных отношений от конкордантных значений, в целом, невелики, и полученный возраст цирконов, с большой вероятностью, отвечает времени их кристаллизации. Для обр. 17-3 рассчитан конкордантный возраст  $84.4 \pm 0.7$  млн лет ( $2\sigma$ ; СКВО = = 5.8), для остальных проб возраст определен по пересечению конкордии и дискордии (млн лет,  $\pm 2\sigma$ ): oбр. Ch15 - 88.1 ± 0.5 (CKBO = 0.63); oбр. Ch16 - 87.9  $\pm$  0.5 (CKBO = 1.2); of cH18-2 - $86.9 \pm 0.8$  (СКВО = 1.7). Возраст <sup>40</sup>Ar<sup>/39</sup>Ar плато для навесок биотита составил (млн лет,  $\pm 2\sigma$ ): обр.



**Рис. 2.** Результаты определения изотопного возраста пород: диаграммы Тера–Вассербурга для цирконов (а–г) и спектры <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-возраста биотита (д, е). Размер эллипсов погрешности соответствует величине 2σ. Пунктирные эллипсы – результаты, исключенные из расчета возраста образца.



**Рис. 3.** Диаграмма U–Pb- и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar-возраста вулканических пород верховьев pp. Малый Анюй и Мечкерева, по данным [2, 10, 15] и настоящей публикации. Горизонтальные отрезки – погрешность определений (2σ). Обозначения методов датирования – см. рис. 1. Границы подразделений геохронологической шкалы указаны в соответствии с [13].

 $08-274 - 90.5 \pm 2.6$ , обр.  $08-110 - 87.7 \pm 1.2$  (при интегральном возрасте  $93.7 \pm 2.4$  и  $88.1 \pm 1.2$  млн лет соответственно). Вместе с результатами прецизионных изотопных датировок, опубликованными ранее [2, 10, 15], полученные данные позволяют заключить следующее:

1. 23 из 25 изотопных дат, доступных для изученной площади, соответствуют двум интервалам возраста (рис. 3): 98-93 млн лет (сеноман) и 90-84 млн лет (поздний турон-сантон). В первом приближении указанные интервалы отвечают времени формирования двух главных вулканогенных толщ изученной территории. Распределение значений изотопного возраста пород (рис. 3) не дает оснований для вывода о полном прекращении вулканической активности между этими двумя импульсами, однако существенное изменение интенсивности извержений весьма вероятно. При этом сеноманские вулканиты не могут быть отнесены к вилковской толще, поскольку, согласно принятым схемам [7], она имеет раннемеловой возраст. Сеноманский возраст предполагается для еропольской толщи, но она характеризуется существенно кремнекислым составом [5-7]. Таким образом, состав и возраст вулканогенных стратонов верховий рр. Малый Анюй и Мечкерева не позволяют корректно отнести их к каким-либо официально признанным стратиграфическим подразделениям. Альтернативная схема, учитывающая результаты изотопного датирования, предложена в работе [8] и отражена в подписи к рис. 1.

 Петрографические различия разновозрастных толщ не столь очевидны, как в опубликованных ранее стратиграфических схемах [4-7]. Кислые вулканиты составляют 10-15% разреза сеноманской толщи и 30-40% турон-сантонской, остальное приходится на породы среднего и основного состава. Локальные вариации состава вулканитов весьма значительны. Например, сеноманская толща включает горизонты риолитовых лав, туфов и игнимбритов мощностью до 300-400 м. Единственное устойчивое различие сеноманской и турон-сантонской толщ - присутствие пород со свежими вулканическими стеклами в последней при полном отсутствии кайнотипных пород в первой. Эта закономерность распространяется и на субвулканические тела: например, в пределах рудного поля Купол пострудные риолитовые дайки с возрастом 89-86 млн лет нередко содержат свежее вулканическое стекло.

3. Граница между сеноманской и турон-сантонской толщами (на рис. 1 показана пунктирной линией) неуверенно определяется по структурным и литологическим признакам. Вероятно, палеорельеф при накоплении вулканитов был расчлененным, поэтому нередки случаи, когда относительно древние даты характеризуют образцы, взятые на сравнительно высоких гипсометрических отметках, при кажущемся высоком положении в разрезе (рис. 1). Из этого следует, что для корректного разделения разновозрастных толщ континентальных вулканитов единичные определения изотопного возраста могут оказаться недостаточными.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при поддержке РНФ (грант № 19-47-04110); работа П.Л. Тихомирова по интерпретации результатов выполнялась в рамках Госзадания СВКНИИ ДВО РАН (тема 121031700312-1) и немецкого научно-исследовательского сообщества (грант DFG LH55/5-1).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Акинин В.В., Миллер Э.Л. Эволюция известковощелочных магм Охотско-Чукотского вулканогенного пояса // Петрология. 2011. Т. 19. № 2. С. 1–42.
- Акинин В.В., Томсон Б., Ползуненков Г.О. U-Pb и <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar датирование магматизма и минерализации на золоторудных месторождениях Купол и Двойное / Изотопное датирование геологических процессов: новые результаты, подходы и перспективы. Мат. VI Российской конф. по изотопной геохронологии. Санкт-Петербург: ИГГД РАН. 2015. С. 19–21.
- 3. Белый В.Ф. Стратиграфия и структуры Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. М.: Наука, 1977. 190 с.
- 4. Волков А.В., Прокофьев В.Ю., Савва Н.Е., Сидоров А.А., Бянкин М.А., Уютнов К.В., Колова Е.Е. Рудообразование на Au-Ag эпитермальном место-

рождении Купол, по данным изучения флюидных включений (Северо-Восток России) // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 350–359.

- 5. Глухов А.Н. Региональная геологическая позиция, структура и минералого-геохимическая зональность золото-серебряного месторождения Купол // Вестник СВНЦ ДВО РАН. 2008. № 3. С. 34–45.
- 6. *Котляр И.Н.* Золото-серебряная рудоносность вулканоструктур Охотско-Чукотского пояса. М.: Наука, 1986. 263 с.
- Решения 3-го Межведомственного регионального стратиграфического совещания по докембрию, палеозою и мезозою Северо-Востока России (Санкт-Петербург, 2002). СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2009. 267 с.
- Тихомиров П.Л. Меловой окраинно-континентальный магматизм Северо-Востока Азии и вопросы генезиса крупнейших фанерозойских провинций кремнекислого вулканизма. М.: ГЕОС, 2020. 376 с.
- 9. Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Накамура Э. Мезозойский магматизм Центральной Чукотки: новые данные U-Pb геохронологии и их геодинамическая интерпретация // ДАН. 2008. Т. 419. № 2. С. 237– 241.
- Тихомиров П.Л., Акинин В.В., Исполатов В.О., Александер П., Черепанова И.Ю., Загоскин В.В. Возраст северной части Охотско-Чукотского вулканогенного пояса: новые данные Аг-Аг и U-Pb геохроно-

логии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 67–281.

- Травин А.В., Юдин Д.С., Владимиров А.Г., Хромых С.В., Волкова Н.И., Мехоношин А.С., Колотилина Т.Б. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. № 11. С. 1181–1199.
- Щепетов С.В., Герман А.Б., Тихомиров П.Л., Моисеев А.В., Соколов С.Д., Хаясака Я. О возрасте буор-кемюсской флоры Северо-Востока Азии на основе материала из неморского мела Восточной Чукотки // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2020. Т. 28. № 4. С. 125–141.
- 13. *Gradstein F., Ogg J., Smith A.A.* Geologic Timescale. Cambridge University Press. 2004. 589 p.
- Schuth S., Gornyy V.I., Berndt J., Shevchenko S.S., Karpuzov A.F., Mansfeldt T. Early Proterozoic U-Pb Zircon Ages from Basement Gneiss at the Solovetsky Archipelago, White Sea, Russia // International Journal of Geosciences. 2012. V. 3. P. 289–296.
- Tikhomirov P.L., Kalinina E.A., Moriguti T., Makishima A., Kobayashi K., Cherepanova I.Yu. Nakamura E. 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. V. 221–222. P. 14–32.
- Vermeesh P. IsoplotR: A Free and Open Toolbox for Geochronology // Geoscience Frontiers. 2018. V. 9. P. 1479–1493.

## STRATIGRAPHY OF THE OKHOTSK-CHUKOTKA BELT (HEADWATERS OF MALYI ANYUI RIVER, THE VICINITY OF KUPOL DEPOSIT): U-Pb AND <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar AGE DATA

#### P. L. Tikhomirov<sup>a, b, #</sup>, I. E. Lebedev<sup>a</sup>, F. J. L. Lhuillier<sup>c</sup>, and V. E. Pavlov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Shmidt Institute of the Earth's Physics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>b</sup> N.A. Shilo North East Interdisciplinary Scientific Research Institute, Far Eastern Branch of the Russian Academy of Sciences, Magadan, Russian Federation

<sup>c</sup> Ludwig Maximillian University, Munich, Germany

*<sup>#</sup>E-mail: petr\_tikhomirov@mail.ru* 

Presented by Academician of the RAS Yu. A. Kostitsyn September 7, 2021

U-Pb and <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar age data obtained for volcanic rocks of the Okhotsk-Chukotka Belt in the headwaters of Malyi Anyui River indicate at least two main pulses of volcanic activity, 98–93 Ma and 90–84 Ma. The conventional stratigraphic models are not consistent with the new data on the age and composition of volcanic units. The spatial relations between volcanic complexes of different age imply that the syn-volcanic paleotopography was quite dissected. With the absence of evident petrographic discrepancies between the volcanic sequences of different age, the composition of detailed geological and paleovolcanological maps requires the representative precise isotopic age data.

Keywords: Okhotsk-Chukotka Belt, West Chukotka, stratigraphy, isotopic geochronology, U-Pb, <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 2, с. 199–203

———— ГЕОФИЗИКА ————

УДК 550.334

## НЕКОТОРЫЕ ПРИЧИНЫ НЕТОЧНОСТЕЙ КРАТКОСРОЧНОГО ПРОГНОЗА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ С УЧЕТОМ ЛАБОРАТОРНОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН Г. А. Соболев<sup>1,\*</sup>

Поступило 27.08.2021 г. После доработки 03.09.2021 г. Принято к публикации 09.09.2021 г.

Выполнены серии опытов на модели землетрясения типа stick-slip, состоящей из двух блоков гранита, находящихся в условиях двухосного сжатия. Регистрировались механические напряжения, деформации и акустическая эмиссия. Модель подвергалась калиброванным механическим воздействиям. Обнаружены стадии экспоненциального ускорения движений на контакте, но это свойство не было универсальным. Энергия воздействий была на три порядка меньше накопленной моделью энергии, что указывало на триггерный механизм вызова скольжений на контакте. Если после воздействий возникали небольшие подвижки на контакте, то это уменьшало накопленную моделью энергию. Но если после какого-то воздействия происходила большая подвижка, то ее энергия была даже больше по сравнению с подвижками без воздействий. Эксперименты выявили неоднозначность уменьшения опасности землетрясений при воздействиях упругими импульсами.

*Ключевые слова:* лабораторное моделирование, динамическая подвижка, прогноз землетрясений **DOI:** 10.31857/S2686739721120124

Предпринятые с конца XX века многочисленные попытки ученых разных стран разработать методы краткосрочного прогноза землетрясений не привели к успехам. Время от времени в научной литературе появлялись публикации о выявлении за несколько дней до опасного сейсмического события разнообразных предвестников. Однако публикации об успешных прогнозах появлялись ретроспективно, т.е. уже после прошедшего землетрясения. Под краткосрочным прогнозом обычно понимается интервал в несколько суток, поскольку за этот срок можно провести некоторые мероприятия для уменьшения числа жертв, вплоть до эвакуации населения из опасного района.

Главным методическим подходом обоснования краткосрочного прогноза был и остается поиск отклонений разнообразных геофизических полей от долговременного фона. Спектр исследований включает сейсмические волны и сейсмический шум, деформации земной коры, электросопротивление, магнитные свойства горных массивов, флуктуации подземных вод, эманации радона и разнообразных газов, изменения свойств ионосферы и другие свойства. Общим недостатком такого подхода является отсутствие доказательств о генетической связи аномальных изменений этих полей с процессом в очаге готовящегося землетрясения. В подавляющем количестве случаев интерпретируемые как предвестники землетрясения аномалии порождены флуктуациями геофизических полей разного происхождения и их взаимодействием. В результате прогностические алгоритмы дают большое количество ложных тревог, не позволяющих осуществлять краткосрочный прогноз на практике. Надо признать малую эффективность такого подхода.

По нашему мнению, одной из главных целей прогностических исследований должен быть поиск физических связей между явлением, интерпретируемым как предвестник, и очагом будущего землетрясения. Необходимым шагом является обнаружение в сейсмоактивном районе области будущего большого сейсмического события. Назовем эту область широко применяемым в науке и технике термином — метастабильная. Важным ее свойством является возможность перехода в неустойчивое состояние при добавочном энергетическом воздействии Ет. В свою очередь находящаяся в неустойчивом состоянии среда переходит в новое качество при добавочном воздействии Еп « Ет. В нашем случае это реализуется

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>\*</sup>*E-mail: sobolev@ifz.ru* 



**Рис. 1.** Схема экспериментального устройства. А, А – два соприкасающихся гранитных блока, F – вертикальная нагрузка, D – металлический домкрат, m – груз, пьезодатчики: 1-4 – на лицевой, 5-6 – противоположной, 7 – верхней гранях. Стрелкой и черным шариком обозначено место удара.

превращением условно сплошной горной среды в разрушенную — разрыв при землетрясении.

Возникает вопрос, как осуществлять поиск метастабильной сейсмоопасной области. Можно предположить, что она включает районы разного размера, находящиеся на различном уровне близости к неустойчивости. Это открывает перспективу получения ее отклика на внешнее воздействие, например, в форме регистрации возникающих в такой области сейсмических импульсов. Для слежения за динамикой процесса во времени нужно, чтобы внешние сигналы повторялись. Возможным направлением поисков может быть изучение реакции на магнитные бури [1, 2]. Хорошим периодическим источником являются земные приливы, но их наибольшие по величине сигналы лежат в полосе 12 и 24 ч с длиной упругих волн в тысячи км. Не ясно, насколько эффективно можно будет следить за откликом из очага на сейсмических частотах с длинами волн в несколько км.

Допустим, что метастабильная область найдена. Позволяет ли слежение за ее эволюцией осуществить с требуемой точностью и надежностью прогноз грядущего землетрясения?

Рассмотрим пример из лабораторных экспериментов. В работе [3] были выполнены серии опытов на модели землетрясения типа stick-slip [4], состоящей из двух блоков гранита, находящихся в условиях двухосного сжатия (рис. 1). Размеры модели по высоте — 242 мм, по толщине — 90 мм; основания каждого из блоков по горизонтали — 102.5 мм. Вертикальная нагрузка F в начале эксперимента составляла 74 кН и постепенно возрастала при повторяющихся подвижках вследствие поочередного разрушения зацеплений повышенной прочности на контакте блоков. Нагружение проводилось рычажным прессом L, к которому был подвешен груз m. Длинный конец рычага опирался на металлический домкрат D. Это увеличивало жесткость системы, позволяя получать большое количество последовательных подвижек разной величины.

Нагружающая вертикальная сила F сначала возрастала с постоянной скоростью. Нагружение останавливалось на последовательно возраставшей величине F и через 5 с проводился удар падающим шариком, вызывавший во многих случаях динамическую подвижку на контакте. Возникавшие упругие колебания — "микроземлетрясения" (мкз) регистрировались восемью акустическими датчиками и вычислялись координаты их источников. Удалось получить 142 мкз в течение 4 мес без разгрузки модели.

На рис. 2 показаны изменения вертикальных усилий F и перемещений D во время развития трех последовательных динамических подвижек, сопровождавшихся генерацией мкз. Субгоризонтальные участки на графике F демонстрируют стадии метастабильности; их начальные вертикальные значения приравнены на данном рисунке к "0". В интервале времени 227-290 с была добавлена нагрузка dF, повышающая стадию метастабильности до стадии неустойчивости. Удар шариком вызвал динамическую подвижку на контакте, длившуюся 2 с. Аналогичным образом были осуществлены следующие подвижки. Существенное отличие проявлено на рис. 3. Там в интервале 511-557 с добавочная нагрузка и удар (красная стрелка) не вызвали динамическую подвижку, соизмеримой с другими амплитуды. Она произошла после следующего нагружения и удара в интервале 813-842 c.

Большое количество аналогичных опытов позволило выявить некоторые закономерности. Здесь надо отметить, что при всех отличиях модельных опытов от естественной ситуации моделирование имеет, по крайней мере, одно преимущество. Там можно повторять опыты при одних и тех же контролируемых внешних условиях. В описываемых экспериментах схема нагружения не менялась, энергия ударов от падавших на модель датчиков была одной и той же, а сейсмограммы возникавших при ударах колебаний, типа показанной на рис. 2, демонстрировали высокую воспроизводимость по амплитуде и частотам.



Рис. 2. Изменения нагрузки F и перемещения D берегов контакта блоков при ударах (стрелки).

Энергия ударов шариком была на 3—4 порядка меньше по сравнению с энергией, накопленной моделью и высвобождавшейся во время подвижки. Поэтому мы можем квалифицировать удары как триггеры, инициирующие возникновение ответных явлений большей мощности.

В рамках поставленных в данной статье вопросов прогнозирования землетрясений и на основе всех проведенных опытов выделим следующие результаты. 1) Энергии триггеров было недостаточно, чтобы инициировать микроземлетрясения на стадии метастабильности. Это продемонстрировано на рис. 2, где показано время удара (первая стрелка, 114 с). 2) В единичных случаях применение триггера не срабатывало и на стадии неустойчивости (красные стрелки на рис. 3), где



Рис. 3. Изменения нагрузки F и перемещения D берегов контакта блоков при ударах (стрелки).

динамические подвижки возникали регулярно. 3) Отмечен разброс величины уменьшения нагрузки F и приращения подвижки D в разных опытах при соизмеримых уровнях F. 4) В результате анализа осциллограмм было установлено, что координаты зарождения подвижек перемещались по плоскости контакта. Это связано с влиянием находящихся на контакте зацеплений разной прочности, определяющих место зарождения и динамику развития неустойчивой подвижки.

Следующие факторы следует особо выделить, имея в виду высокие требования к точности и на-

дежности краткосрочного прогноза землетрясений. Этапы осуществления прогноза включают учет сейсмического затишья, сейсмической активации и триггерной активности [5]. Последняя входит в стадию краткосрочного прогноза. Порог эффективности триггера уменьшается по мере приближения нагрузки к предельной [6]. Из вышеописанных результатов моделирования следует, что триггеры одной и той же энергии могут вызывать или не вызывать ожидаемое микроземлетрясение в зависимости от уровня метастабильности (неустойчивости) исследуемой среды. Это означает неизбежность ложных тревог и пропусков цели. Эти факторы предопределяют только вероятностное осуществление прогноза, что ограничивает его практическое использование. Наличие в сейсмоактивном районе одновременно нескольких потенциально опасных разломов еще более усложняет задачу надежного прогноза. Тем не менее, судя по результатам моделирования, изучение реакции среды на триггеры методически целесообразно для выявления областей метастабильности и слежения за их эволюцией в целях оценки прогностической ситуации.

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Госзадания ИФЗ РАН.

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Sobolev G.A., Zakrzhevskaya N.A., Migunov I.N., Sobolev D.G., Boiko A.N. Effect of Magnetic Storms on Low-Frequency Seismic Noise // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 2020. V. 56. № 3. P. 291–315.

- 2. *Соболев Г.А.* Возникновение берегового эффекта тектонических деформаций вследствие магнитной бури // ДАН. Науки о Земле. 2020. Т. 495. № 1. С. 48–52.
- Соболев Г.А., Пономарев А.В., Майбук Ю.Я. Инициирование неустойчивых подвижек – микроземлетрясений упругими импульсами // Физика Земли. 2016. № 5. С. 51–69.
- 4. *Brace W.F., Byerlee J.D.* Stick-slip as Mechanism for Earthquakes // Science. 1966. V. 153. № 3739. P. 62–64, 990–992.
- 5. *Sobolev G.A.* Seismicity Dynamics and Earthquake Predictability // Nat. Hazards Earth Syst. Sci. 2011. V. 11. P. 445–458. https://doi.org/10.5194/nhess-11-445-2011.5
- 6. Авагимов А.А., Зейгарник В.А. Оценка энергии триггерного воздействия в процессе разрушения модельного образца // Физика Земли. 2008. № 1. С. 77–80.

## SOME REASONS OF INACCURACY OF SHORT-TERM EARTHQUAKE PREDICTION TAKING INTO ACCOUNT LABORATORY EXPERIMENTS

#### Corresponding Member of the RAS G. A. Sobolev<sup>*a*, #</sup>

<sup>a</sup> Schmidt Institute of Physics of the Earth, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: sobolev@ifz.ru

A series of laboratory experiments have been carried out with a model of two granite blocks under biaxial compression loading. The mechanical stresses, strains, and acoustic emission were recorded. The model was subjected to calibrated mechanical impacts. The stages of exponential speeding-up of the relative motion of the sides of the block contact were observed. This feature was not universal. The energy of the impacts was by three orders of magnitude lower than the energy accumulated by the model, which points to the triggering mechanism of slip initiation. The series of strokes resulting in the small displacements partially reduced the accumulated energy and prevented the emergence of large motions. If after a series of such blows a large sliding event still occurred, its energy was higher than in the slips unrelated to the impacts. The experiments revealed the difficulties in solving the problem of earthquake hazard reduction by elastic impacts.

Keywords: laboratory modeling, dynamic slip, earthquake prediction

УДК 550.34.013.4

## МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЙСМИЧНОСТИ РЕГИОНА АЛТАЙ-САЯНЫ-ПРИБАЙКАЛЬЕ

© 2021 г. Член-корреспондент РАН А. А. Соловьев<sup>1,\*</sup>, А. И. Горшков<sup>1</sup>

Поступило 27.08.2021 г. После доработки 09.09.2021 г. Принято к публикации 09.09.2021 г.

Выполнено численное моделирование динамики блоковой структуры региона Алтай—Саяны— Прибайкалье и возникающей при этом сейсмичности. Положения эпицентров землетрясений, полученных в модели, попадают в окрестности всех произошедших в регионе землетрясений с магнитудой  $M \ge 6.0$  и практически всех землетрясений с  $M \ge 5.0$ . Графики Гутенберга—Рихтера для модельной и реальной сейсмичности имеют близкие наклоны. Сейсмичность, полученная в модели, дает аргументы в пользу достоверности ранее полученных результатов распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений в рассматриваемом регионе и может быть использована для оценки сейсмической опасности.

*Ключевые слова:* сейсмичность, численное моделирование, динамика блоковой структуры, регион Алтай–Саяны–Прибайкалье

DOI: 10.31857/S2686739721120136

С использованием методики моделирования динамики блоковых структур и сейсмичности ([1-5] и др.) выполнено численное моделирование для региона Алтай–Саяны–Прибайкалье. Блоковая структура представляется в виде слоя толщины Н между двумя параллельными горизонтальными плоскостями. Ее разделение на блоки построено на основе приведенной на рис. 1 схемы морфоструктурного районирования региона [6]. Структура состоит из 14 блоков, которые ограничены линеаментами только первого и второго рангов (рис. 2). Подробное описание методики моделирования динамики блоковых структур приведено в [5]. Одним из ее основных принципов является предположение о том, что блоки разделены узкими ослабленными и менее консолидированными зонами разломов, по сравнению с которыми на характерных временах сейсмотектонического процесса (порядка нескольких тысяч лет) блоки могут считаться абсолютно жесткими. Землетрясения в модели возникают в зонах разломов. Целью моделирования являлось получение путем подбора параметров модели пространственного распределения эпицентров модельных землетрясений, которое согласуется с

<sup>1</sup> Институт теории прогноза землетрясений и математической геофизики Российской академии наук, Москва, Россия положениями эпицентров землетрясений, произошедших в регионе. В этом случае модельная сейсмичность может дать дополнительные аргументы в пользу достоверности результата распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений в регионе [6], а каталоги землетрясений, полученных в модели, могут быть использованы для оценки сейсмической опасности [7].

Смещения блоков структуры происходят вследствие движений границ структуры и подстилающей ее среды, которые задаются. В результате смещений блоков относительно подстилающей среды и смешений блоков относительно друг друга вдоль разломов на подошвах блоков и в плоскостях разломов возникают упругие силы. Упругая энергия, которая накапливается в зонах разломов, высвобождается через неупругие смещения и землетрясения. Величина плотности (на единицу площади) упругой силы в точке пропорциональна разности смещения блока относительно подстилающей среды или относительного смещения блоков и неупругого смещения в этой точке. Скорость роста неупругого смещения пропорциональна величине плотности упругой силы. Соответственно,

$$\mathbf{f} = K(\Delta \mathbf{r} - \mathbf{d}), \quad \frac{d\mathbf{d}}{dt} = W\mathbf{f}, \tag{1}$$

где  $\mathbf{f}$  — вектор плотности упругой силы в рассматриваемой точке, принадлежащей подошве блока

<sup>\*</sup>E-mail: soloviev@mitp.ru



Рис. 1. Морфоструктурная схема региона Алтай–Саяны–Прибайкалье [6]. Сплошными линиями показаны продольные линеаменты, пунктирными линиями – поперечные линеаменты. Жирными линиями показаны линеаменты 1-го ранга, средними линиями – линеаменты 2-го ранга, тонкими линиями – линеаменты 3-го ранга. Кругами отмечены узлы, где в соответствии с результатом распознавания [6] возможны землетрясения с *M* ≥ 6.



Рис. 2. Конфигурация разломов рассматриваемой блоковой структуры на земной поверхности.

или плоскости разлома,  $\Delta \mathbf{r}$  — вектор смещения блока относительно подстилающей среды в нижней плоскости или вектор относительного смещения соседних блоков в плоскости разлома, **d** вектор неупругого смещения. В случае плоскости разлома коэффициент *K* может быть интерпретирован как модуль сдвига зоны разлома, деленный на ее ширину. Коэффициент *W* определяет скорость роста неупругих смещений, и при его увеличении большая часть упругой энергии высвобождается через неупругие смещения. Наряду с упругой силой, лежащей в плоскости разлома, действует сила реакции, которая перпендикулярна плоскости разлома.

В каждый момент времени векторы сдвига и углы поворота блоков структуры определяются из условия равенства нулю суммы сил, действующих на каждый из них, и равенства нулю суммарного момента этих сил, т.е. из условия квазистатического равновесия структуры. При этом рассматриваются только упругие силы, возникающие в плоскостях разломов и на подошвах блоков, т.е действие всех других сил (гравитации и т.п.) на блоковую структуру исключается из рассмотрения и не учитывается при определении смещений блоков. Все смещения предполагаются бесконечно малыми по отношению к геометрическим размерам блоков, что позволяет не учитывать изменение геометрии структуры в процессе моделирования.

Для выполнения численного моделирования поверхности, на которых действуют силы (плоскости разломов и подошвы блоков), разбиваются на ячейки с линейными размерами, не превосхо-

дящими величину є, значение которой задается. Предполагается, что вектор неупругого смещения **d**, координаты *X*, *Y* и векторы плотности сил одинаковы во всех точках одной ячейки. Состояние блоковой структуры рассматривается в дискретные моменты времени  $t_i = t_0 + i\Delta t$  (i = 1, 2, ...), где  $t_0$  – начальный момент, а  $\Delta t$  – постоянный шаг.

Момент возникновения землетрясения определяется значением отношения

$$\kappa = f/(P \pm p), \tag{2}$$

где f и p – величины действующих на единицу площади плоскости разлома упругой силы, вектор которой лежит в плоскости разлома, и силы реакции. нормальной к плоскости разлома. а постоянная *Р* имеет одно и то же значение для всех разломов и интерпретируется как разность между литостатическим и гидростатическим давлением. В случае растяжения в направлении, перпендикулярном плоскости разлома, в знаменателе (2) стоит "-", в случае сжатия - "+". Для каждого разлома задаются значения трех порогов  $B > H_f \ge H_s$ . Начальные значения смещений и поворотов внутренних блоков и неупругих смещений на разломах задаются таким образом, чтобы везде было выполнено соотношение  $\kappa < B$ . Если в процессе моделирования величина к на каком-либо разломе (в одной или нескольких ячейках) достигает порога В соответствующего разлома, то возникает разрыв ("землетрясение"). Разрыв означает проскальзывание, в результате которого неупругие смещения в ячейке резко изменяются так, что величина к уменьшается до значения порога  $H_{\rm f}$ , т.е. землетрясение происходит согласно модели сухого трения, а коэффициент В играет роль порога прочности. После пересчета неупругих смещений определяются новые положения блоков из условия квазистатического равновесия. В случае, когда после этого значение  $\kappa$  превосходит порог *B* для какой-либо ячейки или ячеек, процесс пересчета неупругих смещений и определения новых положений блоков повторяется. Ячейки, в которых значение  $\kappa$  превосходило порог *B*, образуют землетрясение. В качестве координат эпицентра и глубины очага землетрясения вычисляются средние взвешенные значения координат и глубин таких ячеек с весами, пропорциональными их площадям. Магнитуда землетрясения М вычисляется по формуле

$$M = 0.98 \lg S + 4.07, \tag{3}$$

где S — сумма площадей (в км<sup>2</sup>) ячеек, образующих землетрясение, а значения коэффициентов выбраны в соответствии с [8].

После землетрясения соответствующие ячейки разломов находятся в состоянии крипа. Это означает, что для них скорость роста неупругих смещений больше, чем в обычном состоянии при той же величине плотности упругой силы, т.е. в (1) вместо постоянной W используется постоянная  $W_s$  ( $W_s > W$ ). Состояние крипа прекращается, когда наступает момент времени, в который  $\kappa \leq H_s$ .

Заданы следующие значения параметров блоковой структуры региона Алтай–Саяны–Прибайкалье: расстояние между верхней и нижней плоскостями, ограничивающими блоковую структуру, т.е. толщина всех блоков структуры, H = 30 км, что соответствует толщине земной коры и глубинам землетрясений, зарегистрированных в регионе; параметр Р в выражении (2) равен 2 Кбар; дискретизация времени и пространства определяется значениями  $\Delta t = 0.001$  и  $\varepsilon = 1$  км; значения параметров в выражениях (1) и порогов для величины к, определенной выражением (2), одни и те же для всех разломов: K = 1 бар/см, W = 0.005 см/бар,  $W_{\rm s} = 0.5 \, {\rm cm}/{\rm 6ap}, B = 0.1, H_{\rm f} = 0.085, H_{\rm s} = 0.07; {\rm 3Ha}$ чения параметров в выражениях (1) одни и те же для всех блоков: K = 1 бар/см, W = 0.01 см/бар. Отметим, что поскольку безразмерное время используется при моделировании, то перечисленные значения параметров соответствуют одной единице безразмерного времени.

Численное моделирование выполнялось с нулевыми начальными условиями (нулевые смещения границ структуры и подстилающей среды под блоками, а также нулевые неупругие смещения во всех ячейках) в течение 500 единиц безразмерного времени. Несколько сотен численных экспериментов выполнено с моделью. Установлено, что распределение эпицентров модельных землетрясений в наибольшей степени зависит от задаваемых движений границ структуры и подстилающей среды под блоками. Соответственно эти движения варьировались с целью получить эпицентры модельных землетрясений в местах, где известны землетрясения, произошедшие в регионе. Использованный каталог землетрясений региона получен на основе регионального каталога [9] и данных Национального центра информации о землетрясениях (NEIC) США за период 1900-2013 гг. С целью исключить влияние нестационарности начального периода моделирования искусственные каталоги рассматривались на отрезке в 400 единиц безразмерного времени со 100 до 500.

При сравнении положений эпицентров модельных и реальных землетрясений учитывалось то, что землетрясения в модели возникают только в зонах разломов. Поэтому положения эпицентров модельных землетрясений сравнивались с положениями проекций эпицентров реальных землетрясений на ближайшие разломы структуры.

На рис. За показаны положения эпицентров землетрясений с  $M \ge 6.0$ , полученных в численном эксперименте, в котором они присутствуют в окрестностях проекций на ближайшие разломы эпицентров всех реальных землетрясений с  $M \ge 6.0$ 



**Рис. 3.** Положения эпицентров модельных (а) и реальных (б) землетрясений с  $M \ge 6$ . На горизонтальной оси отложены градусы в.д., на вертикальной оси – градусы с.ш. Эпицентры модельных землетрясений показаны ромбами, а реальных – звездочками. Большие ромбы обозначают эпицентры модельных землетрясений с  $M \ge 7.85$ . Большая звездочка обозначает эпицентр сильнейшего землетрясения региона с M = 8.2.

(рис. 36). Аналогичное сравнение эпицентров землетрясений с  $M \ge 5.0$  показано на рис. 4. В этом случае проекции большинства эпицентров реальных землетрясений на ближайшие разломы имеют в окрестностях эпицентры модельных землетрясений. Максимальная магнитуда (7.88) землетрясений, полученных в модели, меньше, чем максимальная магнитуда (8.2) землетрясений, известных в регионе, но эпицентры сильнейших (с  $M \ge 7.85$ ) модельных землетрясения вблизи эпицентра сильнейшего землетрясения региона (рис. 3).

Из рис. 3 и 4 следует, что распределение эпицентров модельных землетрясений достаточно хорошо воспроизводит положения эпицентров реальных землетрясений. В окрестностях эпицентров всех известных землетрясений с  $M \ge 6.0$  и практически всех с  $M \ge 5.0$  имеются эпицентры соответствующих модельных землетрясений.

Сравнение положений эпицентров модельных землетрясений с  $M \ge 6.0$  (рис. 3a) с полученными в [6] результатами распознавания мест возможного возникновения таких землетрясений (рис. 1) показывает их согласованность. Особо отметим, что модельные землетрясения с  $M \ge 6.0$  возникли на северной оконечности оз. Байкал, где такие землетрясения не известны, но по результатам распознавания [6] возможны. В целом результаты моделирования дают дополнительные аргументы в пользу достоверности результатов распознавания.

На рис. 5 представлены кумулятивные графики Гутенберга-Рихтера для модельной и реальной сейсмичности, наклоны которых близки. Из сравнения кривых, представленных на рис. 5, можно оценить продолжительность периода времени, покрытого искусственным каталогом землетрясений. Рассмотрим, например, события с  $M \ge 6.0$ . Число таких землетрясений, произошедших в регионе, равно 15, а в модели получено 2045 таких событий. Если предположить, что интенсивности потоков реальных и модельных землетрясений близки, то получаем, что период времени, покрытый искусственным каталогом, в 136 раз длиннее продолжительности реального каталога, которая составляет порядка 110 лет. Следовательно, искусственный каталог соответствует примерно 14000 годам, а одна единица безразмерного времени – 35 годам.

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из полученных результатов следует, что численное моделирование динамики блоковой структуры региона Алтай—Саяны—Прибайкалье позволяет получить искусственные каталоги зем-



Рис. 4. Положения эпицентров модельных (а) и реальных (б) землетрясений с М≥5. Обозначения те же, что и на рис. 3.

летрясений, отражающие свойства реальной сейсмичности региона. В данной работе эти каталоги использованы для анализа достоверности полученных в [6] результатов распознавания мест возможного возникновения сильных землетрясений. В дальнейшем планируется использовать их для оценки сейсмической опасности рассматриваемой территории с помощью подхода [7], кото-



**Рис. 5.** Кумулятивные графики Гутенберга–Рихтера для модельной (сплошная кривая) и реальной (пунктирная кривая) сейсмичности.

рый ранее успешно применялся к региону Тибет-Гималаи [7] и Кавказу [10].

#### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследование выполнено при частичной поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-05-00171).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Габриэлов А.М., Кейлис-Борок В.И., Левшина Т.А., Шапошников В.А. Блоковая модель динамики литосферы / Математические методы в сейсмологии и геодинамике. М.: Наука, 1986. С. 168–178 (Вычисл. сейсмология; Вып. 19).
- 2. *Gabrielov A.M., Levshina T.A., Rotwain I.M.* Block Model of Earthquake Sequence // Phys. Earth and Planet. Inter. 1990. V. 61. P. 18–28.
- 3. *Soloviev A., Ismail-Zadeh A.* Models of Dynamics of Block-and-fault Systems / Nonlinear Dynamics of the Lithosphere and Earthquake Prediction. Berlin-Heidelberg: Springer-Verlag, 2003. P. 71–139.
- Soloviev A.A., Gorshkov A.I. Modeling the Dynamics of the Block Structure and Seismicity of the Caucasus // Izvestiya. Physics of the Solid Earth. 2017. V. 53. № 3. P. 321–331.

https://doi.org/10.1134/S1069351317030120

5. Ismail-Zadeh A., Soloviev A., Sokolov V., Vorobieva I., Muller B., Schilling F. Quantitative Modeling of the Lithosphere Dynamics, Earthquakes and Seismic Hazard // Tectonophysics. 2018. V. 746. P. 624–647. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.007

- Gorshkov A.I., Soloviev A.A. Recognition of Earthquake-prone Areas in the Altai-Sayan-Baikal Region Based on the Morphostructural Zoning // Russ. J. Earth Sci. 2021. V. 21. ES1005. https://doi.org/10.2205/2020ES000751
- Sokolov V., Ismail-Zadeh A. Seismic Hazard from Instrumentally Recorded, Historical and Simulated Earthquakes: Application to the Tibet-Himalayan Region // Tectonophysics. 2015. V. 657. P. 187–204. https://doi.org/10.1016/j.tecto.2015.07.004
- 8. Wells D.L., Coppersmith K.J. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture

Width, Rupture Area, and Surface Displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 974–1002.

- 9. Kondorskaya N.V., Shebalin N.V., Khrometskaya Y.A., Gvishiani A.D. New Catalog of Strong Earthquakes in the USSR from Ancient Times through 1977. Boulder, Colorado, USA: World Data Center A for Solid Earth Geophysics, NOAA, National Geophysical Data Center (Report SE-31). 1982. 608 p.
- Ismail-Zadeh A., Adamia S., Chabukiani A., Chelidze T., Cloetingh S., Floyd M., Gorshkov A., Gvishiani A., Ismail-Zadeh T., Kaban M.K., Kadirov F., Karapetyan J., Kangarli T., Kiria J., Koulakov I., Mosar J., Mumladze T., Müller B., Sadradze N., Safarov R., Schilling F., Soloviev A. Geodynamics, Seismicity and Seismic Hazards of the Caucasus // Earth Sci. Rev. 2020, V. 207. 103222. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103222

### MODELING THE SEISMICITY OF THE ALTAI-SAYAN-BAIKAL REGION

Corresponding Member of the RAS A. A. Soloviev<sup>a, #</sup> and A. I. Gorshkov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Institute of Earthquake Prediction Theory and Mathematical Geophysics, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E mail: soloyian@mitr.ru

#E-mail: soloviev@mitp.ru

Numerical modeling of the dynamics of the block structure of the Altai-Sayan-Baikal region and the resulting seismicity has been carried out. The positions of the earthquake epicenters obtained in the model fall in the vicinity of all earthquakes with a magnitude of  $M \ge 6.0$  that have occurred in the region and most earthquakes with  $M \ge 5.0$ . The Gutenberg-Richter plots for model and real seismicity have similar slopes. The seismicity obtained in the model gives arguments in favor of the reliability of the previously obtained results of recognizing the places of possible occurrence of strong earthquakes in the region under consideration and can be used to assess the seismic hazard.

Keywords: seismicity, numerical modeling, block structure dynamics, Altai-Sayan-Baikal region

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ, 2021, том 501, № 2, с. 210–218

УДК 550.8.024, 51-73

## ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АЛГОРИТМОВ ИСКУССТВЕННОГО ИНТЕЛЛЕКТА ДЛЯ ОПТИМАЛЬНОГО ПЛАНИРОВАНИЯ МОРСКИХ СЕЙСМИЧЕСКИХ РАБОТ

© 2021 г. С. В. Зайцев<sup>1,2,\*</sup>, Член-корреспондент РАН С. А. Тихоцкий<sup>2,3</sup>, С. В. Силаев<sup>1</sup>, А. А. Ананьев<sup>1</sup>, Р. В. Орлов<sup>1</sup>, Д. Н. Ужегов<sup>1</sup>, И. Ю. Кудряшев<sup>1,2</sup>, Б. В. Васекин<sup>1,2</sup>, С. И. Кондрашенко<sup>1,2</sup>, С. О. Базилевич<sup>4</sup>

Поступило 03.09.2021 г. После доработки 09.09.2021 г. Принято к публикации 12.09.2021 г.

В работе представлен алгоритм, позволяющий оптимизировать стоимость и время выполнения морских сейсморазведочных исследований. Для решения задачи оптимального планирования предлагается применение эвристического алгоритма решения задачи коммивояжера на серии графов, к которой сводится система наблюдений сейсморазведки. Рассмотренный алгоритм предполагает работу с буксируемым оборудованием и с применением донных станций. Алгоритм обеспечивает близкий к минимальному путь, учет реальной геометрии судов и их скорости прохождения различных участков. Научная новизна работы заключается в применении генетического алгоритма оптимального планирования с учетом закрытия зон работ к задачам морской геофизики. Применение методов искусственного интеллекта позволило впервые в мировой практике разработать систему планирования, обеспечивающую возможность оперативной корректировки планов работ в зависимости от меняющихся метео- и иных условий, в том числе — при работе несколькими судами с использованием донных станций. В работе приведены описание разработанной методики, результаты разработки алгоритма в виде прикладного программного обеспечения и примеры планирования на тестовых данных.

*Ключевые слова:* морская сейсморазведка, планирование сейсмических исследований, транзитная зона, оптимальное планирование, искусственный интеллект, алгоритмы оптимизации, путь Дубинса, генетический алгоритм

**DOI:** 10.31857/S2686739721120185

#### введение

Морские сейсмические исследования в условиях арктического шельфа и короткого периода навигации требуют от сервисных компаний максимальной оптимизации времени выполнения работ. Насущность данной проблемы обусловлена отсутствием доступной системы, позволяющей осуществлять гибкое планирование работ и адаптацию методики проведения морских сейсморазведочных работ в зависимости от складывающихся метеорологических условий и ледовой обстановки. В настоящее время большинство решений о смене плана работ непосредственно в полевых условиях принимаются экспертами на основе их субъективного опыта. Это зачастую приводит к игнорированию актуальной сложившейся обстановки и сохранению заранее утвержденного плана съемки, что влечет за собой увеличение операционных затрат.

Актуальность данной проблематики подтверждается обсуждениями в научных статьях [1–3]. Но в большинстве своем алгоритмы оптимизации затрагивают лишь часть процесса морской сейсмической съемки, как например, оптимизация времени циркуляций и перехода между профилями при проведении морских сейсмических

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup>ООО "Инжиниринговый центр МФТИ по полезным ископаемым", Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup>Московский физико-технический институт (Национальный исследовательский университет), Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>3</sup>Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>4</sup>АО "МАГЭ", Москва, Россия

<sup>\*</sup>*E-mail: zaycev.sv@cet-mipt.ru* 



Рис. 1. Схематично изображение оборудования, используемого при морской сейсмической съемке.

3D-работ и часто связаны с методикой работы с буксируемым оборудованием.

Все больше иностранных компаний (ION, Shlumberger, SurvOPT), специализирующихся на разработке коммерческого программного обеспечения по планированию работ, добавляют к своему функционалу оптимизацию движения судов. Однако санкционная политика в отношении российских нефтяных и сервисных компаний ставит порой непреодолимые барьеры на пути свободного использования зарубежного программного обеспечения. В связи с этим актуальна разработка отечественных систем поддержки принятия решений при проведении морских сейсморазведочных работ. Кроме того, имеюшиеся зарубежные продукты не лишены недостатков, имеют ограниченный функционал, не отвечающий актуальным потребностям компаний, прежде всего – ведущих сейсморазведку в транзитной зоне.

В данной работе демонстрируются результаты разработки алгоритма планирования проведения морских сейсморазведочных работ на базе эвристических алгоритмов решения задачи коммивояжера (в англ. – Traveling salesman problem) для методики работ с донными станциями в транзитной зоне и буксируемой установкой. Предлагаемый алгоритм предоставляет пользователю полный методологический набор параметров для выбранной методики съемки с расчетом оптимального количества судов при работе в транзитной зоне (судов-раскладчиков и судов-источников) и необходимого донного оборудования для работ в транзитных зонах и на акватории. На базе разработанных алгоритмов создано прикладное программное обеспечение, которое вошло в состав программно-аппаратного комплекса.

#### ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Задача планирования заключается в построении оптимального, с точки зрения стоимости, маршрута прохождения профилей. Важно, что в морской сейсморазведке существуют две принципиально различные методики съемки (рис. 1): с применением буксируемого оборудования и с использованием донных станций в транзитной зоне с множеством судов (раскладчики оборудования и суда-источники сигнала).

Общим подходом для различной методики морской съемки является сведение задачи построения оптимального маршрута к решению задачи коммивояжера (Travel salesman problem, далее – TSP). Задача имеет множество применений при построении оптимальных маршрутов для логистики в разных сферах транспорта. Рассматриваемые модификации включают в себя как работу с буксируемым оборудованием, когда источник и приемник буксируются одним судном, так и с использованием донных станций, когда несколько судов-раскладчиков выкладывают на дно регистрационные станции, а судно-источник проходит по отдельным профилям для генерации сигнала.

Задача по прокладке маршрута формулируется следующим образом: имея набор из *N* отрезков на плоскости (профили сейсмических наблюдений), необходимо построить маршрут наименьшей длины ( $L_{opt} \in L$ , где L – множество всех маршрутов) и требующий минимального времени работы. При этом в случае судна-источника каждый из отрезков должен быть пройден ровно один раз, а в случае судов-раскладчиков профили проходятся дважды: для раскладки донных станций и их сбора. Кроме того, необходимо учитывать технические ограничения (различные скорости судов при работе и движении между профилями, минимальный радиус разворота, число используемых станций каждым из суловраскладчиков), статические запрещенные зоны (суша/мелководье) и динамические запрещен-(ограничения ПРИП, погодные ные зоны условия). Задачу необходимо решать с учетом одновременной работы в зоне нескольких судов одновременно (будем обозначать их количество *m*).

Оптимизация прохождения сети профилей морской сейсморазведки сводится к построению набора графов G(V, E), которые имеют следующие особенности:

1) вершинами графа (*V*) являются начала и концы профилей;

2) ребрами графа (*E*) являются сами траектории прохождения профиля;

3) вес ребра  $E_i$  (i = 1...N) определяется скоростью прохождения судна по профилю;

4) дополнительная стоимость (вес) определяется скоростью судна при выполнении разворота между профилями, при переходе между профилями;

5) при заходе на профиль судно должно пройти его до конца, т.е. если определена вершина входа, то определена вершина выхода; 6) Переход между вершинами графа ограничен минимальным радиусом кривизны разворота каждого отдельно взятого судна ( $R_{\min}$ ).

Решение задачи с методикой буксируемого оборудования предполагает, что источник сигнала и кабель с приемниками вынесены за борт судна, что увеличивает его радиус разворота  $R_{\min}$ . Дополнительно для корректного построения оптимального маршрута определяются скорости *m* судов при работе ( $V_{work}$ ), развороте ( $V_{turn}$ ), круизная ( $V_{tarvel}$ ), т.е. скорость при движении между профилями, длина буксируемого оборудования, процент от длины оборудования, необходимый для захода на профиль и выхода из него.

Дополнительно учитываются зоны мелководья и береговой линии, как запрещенные к проходу в них статические области, и динамически меняющиеся во времени области временных запретов государственными службами, либо плохой погоды, которые накладывают ограничение на расписание прохождения отдельных профилей.

Из постановки следует, что задача оптимизации сводится к двум: оптимизации движения судна с выносным оборудованием по множеству графов  $G_i(V, E)$  (i = 1...N) с учетом погодных условий и статических препятствий, а также задаче оптимизации расписания укладчиков и движения судна-генератора.

#### АЛГОРИТМИЧЕСКАЯ БАЗА

Рассмотрим базовые (т.е. применяемые к двум методикам съемки) алгоритмы решения поставленной задачи. Предлагается использование алгоритма решения задачи TSP, который не требует обучении модели и дает возможность учитывать цену перехода между графами. Одним из наиболее успешных подобных алгоритмов для данной задачи является генетический [4–6].

Генетический алгоритм - эвристический алгоритм поиска, используемый для решения задач оптимизации и моделирования путем случайного подбора, комбинирования и вариации искомых параметров с использованием механизмов, аналогичных естественному отбору в природе. Является разновидностью эволюционных вычислений, с помощью которых решаются оптимизационные задачи с использованием методов естественной эволюции, таких как наследование, мутации, отбор и кроссинговер. Отличительной особенностью генетического алгоритма является акцент на использование оператора "скрещивания", который производит операцию рекомбинации решений-кандидатов, роль которой аналогична роли скрещивания в живой природе.

Основными понятиями в генетических алгоритмах являются популяция, особь и генотип. Генотип представляет собой вектор параметров, полностью определяющий частное решение задачи (не обязательно оптимальное). Генотип является свойством особи, которая также характеризуется числовым параметром, вычисляемым по генотипу, называемым функция приспособленности. Функция приспособленности — это та метрика, которая позволяет численно сравнить два частных решения.

Популяция представляет собой множество особей. Процессу оптимизации соответствует эволюция популяции — итерационный процесс смены поколений при наличии эволюционного давления, направленного на выживаемость особей с более высоким значением функции приспособленности.

В случае поиска оптимального пути для решения задачи оптимизации временных затрат роль данной метрики играет величина, обратная максимальному по всем кораблям времен прохождения маршрута (1):

$$f = \frac{1}{\max_{i=1,\dots,m} ti},\tag{1}$$

где m – количество судов, t – время прохождения i-м судном своего маршрута, т.е. набора графов  $G_i(V, E)$  (i = 1...N).

Применительно к задаче оптимизации морской съемки, особь – маршрут  $L_i \in L$  прохождения профилей съемки со временем  $t_i$ . Популяция – набор всех маршрутов (подмножество множества L). Генотип – последовательность прохождения набора графов  $G_i(V, E)$  (i = 1...N), т.е. маршрута съемки.

Детали процесса смены поколений могут сильно различаться и зависят от конкретной решаемой задачи. Опишем здесь тот вариант, который был использован нами для решения рассматриваемой задачи.

а) Вычисление функции приспособленности *f* для всей популяции *L*, сортировка особей в популяции по ее значению *f*.

б) Отбор из популяции 20% наиболее приспособленных особей *Li*, которые переходят в следующее поколение.

в) Генерация оставшихся 80% производится путем селекции: методом рулетки из старой популяции случайно выбираются двое родителей  $(L_1, L_2 \in L)$  с вероятностью, пропорциональной их функции приспособленности *f*. С помощью кроссинговера генотипы родителей объединяются в генотип потомка, потомок добавляется к новому поколению.

г) К генотипам всех особей (кроме одной, наиболее приспособленной) с вероятностью в 20% применяется оператор мутации.



Рис. 2. Пример маршрута для двух судов и соответствующий ему геном.

Используемый геном состоит из трех частей: первая часть представляет собой набор номеров  $G_i(V, E)$  (i = 1...N), переставленных в соответствии с порядком обхода для всех *m*-судов; вторая часть содержит набор бинарных значений, указывающих направление прохождения графа  $G_i$ , в котором проходится соответствующий граф (от первого узла V ко второму, либо наоборот); третья часть задает разбиение первой части на подмаршруты для каждого из судов: каждый элемент в нем  $s_i -$ это индекс первого элемента в первой части генома, относящийся к маршруту судна *i*, а последний элемент равен общему числу треков.

Пример маршрута с соответствующим ему геномом представлен на рис. 2. Схематично изображение оборудования, используемого при морской сейсмической съемке.

Первоначальная популяция L генерируется случайным образом кроме одной особи, генотип которой строится по маршруту, задаваемому алгоритмом ближайшего соседа (nearest neighbor), который равномерно поделен между всеми m судами.

Наиболее подходящим для решения поставленной задачи является оператор кроссинговера, представленный в статье [8]. Данный метод позволяет совместить в одном алгоритме обмен генетической информацией как в части порядка и направления обхода треков, так и в части распределения треков между судами. Кратко его можно описать следующим образом:

1) Из генома родителя  $L_1$  для каждого из подмаршрутов выбираются непрерывные последовательности случайной длины (не превышающей длину подмаршрута соответствующего судна). Эти последовательности образуют начальные участки маршрутов судов у потомка.

2) Оставшиеся невыбранными треки упорядочиваются в соответствии с генотипом родителя L<sub>2</sub>.



**Рис. 3.** Результат одной итерации алгоритма 2-орt: замена связей (*be*, *cf*) на (*dc*, *ef*) и инверсия заключенного между ними участка (*edc*).

3) Упорядоченный остаток из этапа 2 разбивается на *m* частей случайной длины.

4) Части из этапа 3 формируют остаток маршрута, полученного на этапе 1 для всех судов.

В качестве оператора мутации предлагается использование 2-орt, являющегося локальным эвристическим алгоритмом для решения TSP [9]. Пример работы алгоритма представлен на рис. 3. для сети графов.

Суть метода заключается в рассмотрении всех возможных пар связей в графе (*ab*, *cd*) и заменой их на (*ac*, *bd*), если это дает выигрыш по длине пути. Мутация части генома, отвечающей за распределение треков между судами, заключается в случайном сдвиге границ подмаршрутов с фиксированной вероятностью.

Важным моментом является то, что морское сейсмическое судно не может развернуться на месте без риска потерять или повредить буксируемое оборудование, поэтому нужно учитывать реальную геометрию судна при переходе с одного профиля на другой, а именно минимальный радиус разворота  $R_{\min}$ . Для этого был выбран алгоритм построения кратчайшего пути между вершинами графа  $V_i$  (i = 1...2N) с применением путей Дубинса [10]. Путь Дубинса — это кратчайшая



**Рис. 4.** Пример построения траектории перехода суда с профиля на профиль с применением траекторий Дубинса: пунктиром обозначена окружность с радиусом *R*<sub>min</sub>.



**Рис. 5.** Положение сейсмических профилей без статической запретной зоны (слева) и с включением запретной зоны (справа), в нижнем ряду — соответствующие оптимальные траектории Дубинса.

кривая, которая соединяет две вершины графа  $V_{i, j}$  с учетом ограничения на радиус кривизны  $R_{\min}$ . Использование путей Дубинса используется для планирования движения транспортных средств с ограничением геометрии на движение средства [1, 11]. Радиус зависит от типа судна и размеров выносного оборудования рис. 4.

Траектория прохождения маршрутов строится после выбора оптимального  $L_{opt} \in L$ , когда становятся известна последовательность прохождения графов  $G_i(V, E)$  (i = 1...N). Последовательные вершины  $V_i$  и  $V_j$  графа, принадлежащие оптимальному генотипу  $L_{opt}$ , соединяются между собой кривыми Дубинса. Пример использования траектории прохода между профилями и запретной зоны

(мелководье) с использованием путей Дубинса представлен на рис. 5.

Одной из особенностей проведения работ в морских условиях является резкое изменение погоды. Шторм или сильное волнение могут нарушить планы проведения работ. Для их учета используется система автоматизированного получения прогноза погоды SailDocs. В алгоритме планирования зоны, закрытые для работ на определенное время, фигурируют как временные окна и накладывают необходимость в учете их при построении маршрута прохождения судна.

Статические зоны мелководья или нормативных ограничений на море (административные запреты, рыболовство, скважины) вносятся как запрещен-



**Рис. 6.** Окно графического интерфейса с выводом решения задачи оптимизации для открытых данных USGS: красное – траектория из навигационных данных USGS, синяя – оптимизированный маршрут.

ные для движения области. Для корректного учета в алгоритме оптимального планирования множество графов  $G_i(V, E)$  (i = 1...N), на которые попадают закрытые зоны, разбивается на дополнительное подмножество: профили делятся пропорционально закрытой зоне. Вокруг закрытой зоны формируется буферная область размером  $2^*\max(R_{\min})$  корректного учету радиуса разворота. Профили, попадающие на буферную зону, – обрезаются.

#### БУКСИРУЕМАЯ УСТАНОВКА

Первоначально рассмотрим реализованную последовательность оптимизации методики съемки для буксируемой установки, т.к. она наиболее показательна и является базовым алгоритмом для работы с донными станциями. По шагам алгоритма:

1) задание начальной точки выхода судна;

2) определение параметров судна: скорости, радиус разворота и т.д.;

3) загрузка погоды, создание временных зон на ее основе;

 создание (опционально) статических зон; обрезка профилей, согласно созданным зонам закрытия;

5) построение оптимального маршрута с учетом зон закрытия:  а) формирование оптимального маршрута прохождения профилей генетическим алгоритмом;

б) учет временных зон: если судно проходит граф  $G_i$  в то время, когда он закрыт, происходит откат на шаг назад в формировании оптимального маршрута и исключение профиля из планирования на следующий шаг;

в) построение маршрута для судна с учетом статических зон, которые проходятся по кривым Дубинса так, чтобы судно не заходило в них при движении и маневре (развороте, переходе между профилями);

г) создание расписания оптимального по критерию стоимости;

д) проверка расписания: если судно заходит на профиль, попадающий во временную зону, то производится перестроение маршрута с учетом того, что профиль закрыт в определенное временное окно.

Для сравнения работы алгоритма были выбраны открытые данные морских сейсморазведочных работ в Мексиканском заливе [1512], с доступными навигационными файлами. Пример работы алгоритма построения оптимального маршрута для буксируемой установки в экспериментальном образце представлен на рис. 6.

Продолжительность работы по данным USGS составила 30 дней и судно прошло 1265 км, тогда как генетический алгоритм предложил оптимальный план работ, занимающий 23 дня, с общей

#### ЗАЙЦЕВ и др.



Рис. 7. Окно графического интерфейса с решенной оптимальной задачей для синтетического примера с использованием методики донных станций; диаграмма Ганта отражает расписание судов источников и приемников.

длиной маршрута 992 км. По приведенному сравнению видно, что без оптимизации судно тратило время на долгие переходы между профилями через всю площадь работ, тогда как возможна оптимальная траектория обхода.

#### ДОННЫЕ СТАНЦИИ

При работах в транзитной зоне и на акватории, с использованием донных станций, важным критерием является наличие самих донных станций на судне. Их количество определяется для каждого судна-раскладчика. Раскладчик не может выложить донных станций больше, чем у него есть на борту, для этого ему необходимо собрать станции из уже выложенных, т.е. повторно пройти по графу.

Профили для генератора и раскладчика в общем случае различны, более того, профили для источника и для раскладчика различаются в плане по интервалу между профилями и иногда по азимуту. На практике используется несколько раскладчиков, так как они могут раскладывать донное оборудование независимо.

Базовым для реализованного алгоритма является алгоритм построения маршрута для буксируемой установки, учет статических зон происходит по аналогии. Последовательность работы алгоритма для *m* судов-раскладчиков следующая:

1) задание начальной точки выхода судна;

2) определение параметров m + 1-судов: скорость, радиус разворота и т.д.;

3) определение максимального количества донных станций на раскладчиках;

4) загрузка погоды, создание запретных зон на ее основе;

5) создание временных зон и определение время действия данных участков;

6) построение оптимального маршрута и расписания работы раскладчиков:

а) решение задачи TSP для судна-источника по его профилям:

 при создании последовательности профилей обхода учитывается как стоимость перехода с профиля на профиль, так и время сбора и раскладки профилей пунктов приема (донных станций), требуемых для регистрации при "отстреле" планируемого профиля;

2) построение маршрута аналогично построению для судна с методикой буксируемой установки;

б) определение очередности отработки шаблонов судами раскладчиками:  каждый из *m* раскладчиков определяет наиболее близкий ему профиль для раскладки и выкладывает на нем оборудование (число донных регистраторов на профиль известно);

2) на конечной вершине *Vi* на каждом профиле раскладчик принимает решение, основываясь на стоимости и количестве оставшихся на борту нодов, — произвести сбор уже освободившегося профиля или выкладывать далее. Освободившийся — профиль, который не участвует ни в одном из текущих шаблонов суднаисточника и не будет участвовать в будущем, т.е. регистрация данных на котором закончена;

 статические зоны при развороте, переходе между профилями обходятся по кривым Дубинса;

4) проверка расписания судов раскладчиков: если судно заходит на профиль, попадающий во временную зону, то производится перестроение маршрута с учетом того, что профиль закрыт в определенное временное окно.

Для тестирования алгоритма выбраны тестовые данные, предоставленные АО "МАГЭ". Продолжительность маршрута составила 37 дней и 3 ч. Пример построения оптимального маршрута для задачи с буксируемым оборудованием представлена на рис. 7.

#### выводы

Предлагаемый алгоритм обеспечивает построение оптимального маршрута выполнения морских сейсмических работ с учетом быстроменяющихся параметров, таких как погода и ледовая обстановка, и не зависит от методики исследований. Траектория с использованием кривых Дубинса обеспечивает максимально близкую к реальности геометрию разворота и движения судов, обхода закрытых зон.

Тестирование работы алгоритма на реальных данных показало, что его применение позволяет обеспечить существенное сокращение времени, а следовательно — стоимости, проведения сейсморазведочных работ как при использовании буксируемого забортного оборудования, так и при проведении работ в транзитной зоне с использованием донных станций. Таким образом, выполненная разработка направлена, в частности, на интенсификацию освоения континентального шельфа Российской Арктики.

Впервые в мировой практике, благодаря применению методов искусственного интеллекта, создана система планирования морской сейсморазведки, позволяющая оптимизировать проведение работ для произвольного числа судовукладчиков, с возможностью оптимизации используемого числа донных станций.

Полученные результаты применимы для дальнейшего использования при реализации задач по

оптимизации плана работ сейсморазведочной морской съемки и автоматизации процессов обработки данных на судне.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках Программы создания и развития Центра компетенций Национальной технологической инициативы на базе МФТИ по направлению "Искусственный интеллект", Договор № 13/1251/2019 от 11 сентября 2019 г., тема: "Создание программно-аппаратного комплекса с интегрированной экспертной системой для оптимального планирования процессов геологоразведки удаленных объектов в реальном времени".

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. *Caillau J.-B., Maslovskaya S., Mensch T., Moulinier T.* Zermelo-Markov-Dubins Problem and Extensions in Marine Navigation. // CDC 2019 – 58th IEEE. Conference on Decision and Control. 2019. P. 1–7.
- 2. *Vermeer G.* Acquisition/Processing -3D Seismic Survey Design Optimization // The Leading Edge. 2003. V. 22. № 10.
- 3. Dokht R., Hamidreza R., Talebi M. Optimizing 3-D Seismic Survey Design Parameters Using Genetic Algorithm–a Case Study in Southwest of Iran // Arabian Journal of Geosciences. 2011. № 6. P. 1965–1975.
- Potvin J.-Y. Genetic Algorithms for the Traveling Salesman Problem // Annals of Operations Research. 1996. V. 63. P. 339–370.
- Gen M., Cheng R. Genetic Algorithms and Engineering Design, John Wiley & Sons Inc., London, UK. 1997. P. 407.
- Ahmed H.Z. Genetic Algorithm for the Traveling Salesman Problem Using Sequential Constructive Crossover Operator // Proceedings of the International Journal of Biometrics & Bioinformatics (IJBB). 2010. № 3. P. 96.
- 7. *Holland J.H.* Adaptation in Natural and Artificial Systems // An Introductory Analysis with Applications to Biology, Control, and Artificial Intelligence. University of Michigan Press. Oxford, UK. 1975.
- 8. *Yuan S., Skinner B., Huang S., Liu D.* A New Crossover Approach for Solving the Multiple Travelling Salesmen Problem Using Genetic Algorithms // European Journal of Operational Research. 2013. V. 228. № 1. P. 72–82.
- 9. Sabba S., Chikhi S. Integrating the Best 2-Opt Method to Enhance the Genetic Algorithm Execution Time in Solving the Traveler Salesman Problem // Complex Systems and Dependability. Advances in Intelligent and Soft Computing. 2013. V. 170. P. 195–209.
- 10. *Dubins L.E.* On Curves of Minimal Length with a Constraint on Average Curvature, and with Prescribed Initial and Terminal Positions and Tangents // American Journal of Mathematics. 1957. V. 79. № 3. P. 497–516.
- 11. *Марков А.В., Симаньков В.И.* Методика расчета траекторий полета беспилотных летательных аппаратов для наблюдения за местностью // Доклады БГУИР. 2019. № 4. 122. С. 57–62.
- 12. Интернет pecypc, U.S. Geological Survey https://walrus.wr.usgs.gov/namss/survey/b-08-77-fl/

#### ЗАЙЦЕВ и др.

## ARTIFICIAL INTELLIGENCE ALGORITHMS APPLICATION TO OPTIMAL MARINE SEISMIC SURVEY PLANNING

# S. V. Zaytsev<sup>*a*, *b*</sup>, Corresponding Member of the RAS S. A. Tikhotskiy<sup>*b*, *c*</sup>, S. A. Silaev<sup>*a*</sup>, A. A. Ananiev<sup>*a*</sup>, R. V. Orlov<sup>*a*</sup>, D. N. Uzhegov<sup>*a*</sup>, I. Yu. Kudryashev<sup>*a*, *b*</sup>, B. V. Vasekin<sup>*a*, *b*</sup>, S. I. Kondrashenko<sup>*a*, *b*</sup>, and S. O. Bazilevich<sup>*d*</sup>

<sup>a</sup> LLC "Center for Engineering and Technology MIPT", Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Moscow Institute of Physics and Technology (National Research University), Moscow, Russian Federation

<sup>c</sup> Schmidt institute of Physics of the Earth of the Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation

<sup>d</sup> JSC "MAGE", Moscow, Russian Federation

*<sup>#</sup>E-mail: zaycev.sv@cet-mipt.ru* 

In this article, we present the algorithm, that allows to optimise the time and cost of marine seismic surveys. The application of a heuristic, algorithm is proposed for solving the traveling salesman problem on a series of graphs, to which the seismic observation system is reduced. The proposed algorithm assumes work with towed equipment and use of bottom stations. The algorithm provides a path close to the minimum, taking into account the real geometry of ships and their speed of passing various sections. The scientific novelty of the work lies in the application of the genetic algorithm for optimal planning, taking into account the closure of the work zones, to the problems of marine geophysics. The use of artificial intelligence methods allowed for the first time to develop a system that provides the ability to promptly adjust work plans depending on the changing meteorological and other conditions, including when working with several vessels using bottom stations. The paper describes the methodology, development of the algorithm and results in the form of applied software, and examples of planning on test data.

*Keywords:* marine seismic survey, seismic survey planning, transit zone, artificial intelligence, optimization algorithm, Dubins path, genetic algorithm

———— ОКЕАНОЛОГИЯ ———

УДК 553.981; 551.35

## ГАЗОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АНОМАЛИИ УГЛЕВОДОРОДНЫХ ГАЗОВ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ХРЕБТА ЛОМОНОСОВА И КОТЛОВИНЫ ПОДВОДНИКОВ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

© 2021 г. А. В. Яцук<sup>1,\*</sup>, А. И. Гресов<sup>1</sup>, академик РАН В. И. Сергиенко<sup>2</sup>, Ю. П. Василенко<sup>1</sup>, Д. А. Швалов<sup>1</sup>

Поступило 30.03.2021 г. После доработки 21.07.2021 г. Принято к публикации 31.08.2021 г.

Представлены новые данные о составе углеводородных газов донных осадков Лаптево-Восточносибирской окраинно-шельфовой переходной зоны, континентального склона хребта Ломоносова и котловины Подводников Северного Ледовитого океана. Установлены аномальные концентрации метана и углеводородных газов (до С<sub>5</sub> включительно). Определены газогеохимические показатели восьми генетических групп углеводородных газов. На основании полученных материалов выполнен прогноз нефтегазоносности района исследований.

*Ключевые слова:* донные осадки, углеводородные газы, газогеохимические аномалии, Лаптево-Восточносибирская переходная зона, хребет Ломоносова, котловина Подводников, Северный Ледовитый океан, газогидраты, нефтегазоносность

DOI: 10.31857/S2686739721120161

В настоящее время одной из актуальных задач в Арктическом регионе является изучение аномальных углеводородных газогеохимических полей лонных осалков Северного Леловитого океана (СЛО) и газоматеринских источников их формирования. Лаптево-Восточносибирская окраинношельфовая переходная зона, котловина Подводников и хребет Ломоносова СЛО являются объектами пристального внимания ученых российского и мирового научного сообщества с позиций высоких перспектив нефтегазоносности и потенциальной гидратоносности акватории [1-6]. В представленной работе приведены новые данные газогеохимических исследований, позволяющие определить источники углеводородных газов (УВГ) в донных отложениях и оценить перспективы нефтегазоносности.

#### МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Материалом для исследования являются донные осадки, отобранные в процессе проведения ТОИ ДВО РАН трех российско-китайских экспедиций по проекту "Arctic Silk Way" на НИС "Академик М.А. Лаврентьев" (2016, 2018 и 2020 г., рис. 1). Длина поднятых колонок составляет от 52 до 590 см. Отбор осадочного материала осуществлялся прямоточными ударными трубками большого диаметра с пластиковыми вкладышами внутри. Дополнительно в ходе экспедиций коробчатыми пробоотборниками (бокскорерами) отбирались поверхностные осадки (интервал 0– 30 см). Всего в районе исследования выполнено 26 донных станций, поднято 49 кернов и 11 бокскореров (глубина моря 75–2565 м).

Газогеохимические исследования донных осадков проводились двумя методами — методом "Headspace" и методом термовакуумной и вакуумной дегазации (ТВД). Для анализа методом "Headspace" пробы осадка отбирались с фиксацией объема обрезанными пластиковыми шприцами (12 мл) в стеклянные емкости, объемом 43 мл. Водная фаза — насыщенный солевой раствор. Газовая фаза — 11 мл, ОСЧ гелий марки 6.0. Всего отобрано 298 проб "Headspace".

Для анализа методом ТВД пробы осадка отбирались с фиксацией объема обрезанными пластиковыми шприцами (20 мл) в стеклянные и герметичные емкости, объемом 116 мл. Всего было отобрано 69 проб осадка (из них 46 — в нижнем интервале колонок), на разных стадиях дегазации извлечено 138 проб газа. Таким образом, всего в

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт им В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия <sup>2</sup> Институт химии Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия \*E-mail: yatsuk@poi.dvo.ru



ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ



том 501

Nº 2

2021

220

ходе исследований отобрано 367 проб осадка и выполнено 436 газовых анализов. Определение компонентного состава углеводородных газов (C1-C5) проводилось хроматографическим методом на газовом хроматографе "КристалЛюкс-4000M" (ООО НПФ "Мета-хром", Россия) в соответствии с действующими нормативными документами по аттестованной Росстандартом методике лаборатории газогеохимии ТОИ ДВО РАН (Свидетельство № 41, ПС 1.047–18). Газовый анализ проводился в судовой лаборатории в день отбора. В целом методика отбора, извлечения газов и обработки результатов соответствовала действующему руководству [12].

Изотопные-геохимические исследования выполнены в лаборатории стабильных изотопов ЦКП ДВГИ ДВО РАН и ВСЕГЕИ на масс-спектрометрах Finnigan MAT-253, Deltaplus XL и GC Combustion III по аттестованным для выполнения исследований методикам.

Для определения генезиса УВГ донных осадков использовался комплекс количественных геохимических показателей: молекулярной массы УВ-фракции ( $M_{\rm VB}$ ) [13], весовых концентраций индивидуальных УВ [13] и их отношений коэффициентов преобразованности УВ-фракции (Кпр) [13, 14] и "влажности" (Квл) [15]. Коэффициенты Кпр и Квл представлены соотношениями: (C2 × C4)/C3 [13, 14] и  $\Sigma$ C2–C5/ $\Sigma$ C1–C5 × × 100% [15], где C1–C5 – весовые концентрации УВ в долях на 1000.

#### РЕЗУЛЬТАТЫ

Исследованные керны донных отложений представлены алеврит-пелитовыми и пелит-алевритовыми осадками. Прослеживается тенденция к огрублению состава осадков и возрастанию содержания псаммитовой фракции ближе к материковому шельфу, а также в интервалах, накопившихся во время "теплых" (нечетных) морских изотопно-кислородных стадий (МИС). В структуре осадков наблюдается чередование темно-коричневых, желто-коричневых, оливково-серых и серых слоев. Для колонок, отобранных на континентальном склоне и шельфе моря Лаптевых, преобладает окраска оттенков серого цвета. Предварительные стратиграфические корреляции и сопоставление с опубликованными данными указывают на поздне-среднеплейстоценовый возраст нижнего интервала большинства колонок, для континентального склона и шельфа моря Лаптевых раннеголоценовый-позднеплейстоценовый возраст [16, 17].

В процессе предыдущих исследований донных отложений шельфовых акваторий Восточноарктических морей (BAMP) установлены значения, соответствующие аномальным концентрациям метана и УВГ, превышающие 0.0500 и 0.0010 см<sup>3</sup>/кг, фоновые концентрации, как правило, в среднем на порядок ниже данных значений [2, 18–20]. Региональные газогеохимические исследования в глубоководном секторе ВАМР до настоящего времени не проводились.

В составе углеводородных газов донных отложений обнаружены: метан, этилен, этан, пропилен, пропан, изобутан, н-бутан, неопентан, изопентан и н-пентан. Преобладающим компонентом во всех пробах является метан, содержание которого в интервале опробования 0-590 см варьирует в пределах 0.0001-0.1732 см<sup>3</sup>/кг. Минимальными концентрациями характеризуются поверхностные горизонты донных осадков (0-30 см), отобранные коробчатыми дночерпателями, в кометанонасыщенность не превышает торых 0.0042 см<sup>3</sup>/кг. В пределах верхнего интервала осадка (до 50 см), по-видимому, соответствующему наиболее активной биохимической зоне, концентрации метана не превышают 0.01 см<sup>3</sup>/кг (рис. 2). В вертикальном распределении содержание метана плавно растет, с максимумами в нижней части колонок. Максимальные значения метанонасыщенности (более 0.05 см<sup>3</sup>/кг) определены на поддонной глубине свыше 400 см (рис. 2).

Суммарные концентрации гомологов метана  $(C_2 - C_5)$  в донных отложениях района исследований варьируют в пределах 0.00001-0.0054 см<sup>3</sup>/кг. Минимальными концентрациями характеризуются поверхностные горизонты донных осадков (0-30 см) с содержанием УВГ менее  $0.00042 \text{ см}^3/\text{кг}$ . В пределах верхнего интервала осадка (до 50 см), углеводородонасыщенность не превышает 0.0005 см<sup>3</sup>/кг (рис. 2). В вертикальном распределении содержание УВГ растет с глубиной опробования пикообразно, с максимумами в средней и нижней части колонок. Максимальная углеводородонасыщенность (более 0.001 см<sup>3</sup>/кг) определена на поддонной глубине свыше 100 см (рис. 2). В компонентном составе УВГ обнаружены: этилен – от 0.000007 до 0.00112 см<sup>3</sup>/кг, этан – от 0.000008 до 0.00219, пропилен от 0.000002 до 0.00006, пропан – от 0.000002 до 0.00153, изобутан – от 0.000002 до 0.000256, н-бутан – от 0.000002 до 0.0030, неопентан – 0.00299 (в единичной пробе), изопентан – от 0.00006 до 0.00108 и н-пентан – от 0.00001 до 0.00015 см<sup>3</sup>/кг соответственно. В большинстве проб отмечается преобладание предельных гомологов метана (этан, пропан) над непредельными (этилен, пропилен), а также превышение содержания изобутана и изопентана по сравнению с н-бутаном и н-пентаном.

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Поскольку донные станции расположены по редкой сети опробования, все полученные дан-



**Рис. 2.** Вертикальное распределение содержания в донных осадках, см<sup>3</sup>/кг: а – метана;  $\delta - YB\Gamma$  (C<sub>2</sub>-C<sub>5</sub>).

ные были сгруппированы в 6 районах, согласно их географическому расположению — котловина Подводников (юго-западная и юго-восточная часть), хребет Ломоносова (западный склон, центральная часть, восточный склон), район сочленения хребта Ломоносова с континентальным шельфом (табл. 1). В связи с тем, что максимальная интенсивность окислительных аэробных и биохимических процессов происходит в верхних интервалах (до 0.5–2 м) донных осадков [1], для дальнейшего газогенетического анализа использовались пробы ТВД (46 проб) самых нижних интервалов опробования колонок.

Исходя из установленных значений М<sub>ув</sub> (16.09–23.78 г/моль), Кпр (0.7–340), Квл (0.4– 55%) и данных [13, 18–20], было выделено восемь генетических групп УВГ предполагаемых газоматеринских источников (табл. 2).

Анализ данных табл. 2 позволяет сделать вывод, что УВГ первой группы по геохимическим показателям близки к показателям для газогидратов преимущественно биогенного и биохимического происхождения ( $M_{\rm VB} - 16.11$  г/моль, Кпр – 1.7, Квл – 0.7%), второй – полигенезисной смеси газов с доминированием УВГ, образованных в процессе катагенеза органического вещества (OB). В остальных шести группах доминируют миграционные эпигенетические газы различных газоматеринских источников, образование которых связано с процессами катагенеза OB; в ряде случаев – магматизма – в областях развития магматических образований. В целом геохимические показатели УВГ генетических групп достаточно близки по значениям к их аналогам, изученных геоструктур и осадочных бассейнов Восточно-Сибирского моря (ВСМ) [18–20] и нефтегазоносных бассейнов Востока России [13].

Максимальной метанонасышенностью (в среднем 0.0735 см<sup>3</sup>/кг), а также минимальными показателями Мув, Кпр и Квл характеризуются донные отложения в областях развития предполагаемых газогидратов в пределах восточного и западного склонов ХЛ (станции 12, 13, 22, рис. 1, табл. 2) и Лаптевоморского континентального склона (станции LV83-11, LV83-12, рис. 1, табл. 2). Содержание Сорг в нижних интервалах данных колонок не превышает 0.70%. Единичное определение изотопного состава  $\delta^{13}C - CH_4$ , CO<sub>2</sub> (табл. 2) по станции LV90-12 и компонентный состав УВГ указывают на смешанный полигенетический состав УВГ. Минимальной метанонасыщенностью (в среднем 0.0030-0.0053 см<sup>3</sup>/кг) характеризуются районы предполагаемых нефтегазовых, газонефтяных, нефтяных скоплений и залежей. Повышенные значения метанонасыщенности (в среднем 0.0128-0.0201 см<sup>3</sup>/кг) установлены в осадках на площадях распространения предполагаемых магматических образований и газовых скоплений мезозойского возраста. Промежуточные значения метанонасыщенности (в среднем 0.0061-0.0062 см<sup>3</sup>/кг) установлены в осадках на площадях распространения предполагаемых

	Котловина П	Іодводников	Хребе	Район		
Показатели	(K)	Π)	ripeoe	сочленения		
	Юго-западная часть	Юго- восточная часть	Западный склон	Центральная часть	Восточный склон	хр. Ломоносова с континен- тальным шельфом
Глубина моря, м	1985-2546	369-2565	1136-2156	1357-1693	1612-2087	75-1282
Горизонт отбора, см	496-530	320-420	470-560	500-590	530-550	52-500
№/№ станций	7, 8, 9, 10	26, 27, 28, 29	20, 22, 23, 24, 25	15, 16, 17, 18, 19	11, 12*, 13, 14	6, LV83-10,
						LV83-11, LV83-12
Диапазон	н значений газон	асыщенности (	(см <sup>3</sup> /кг) и газоге	охимических по	казателей (от -	- до)
$CH_4(C_1), cm^3/кг$	0.0024-0.0147	0.0016-0.0102	0.0050- <b>0.0500</b>	0.0016-0.0312	0.0034– <b>0.1732</b>	0.0031– <b>0.0563</b>
$\Sigma C_2 - C_5$ , см <sup>3</sup> /кг	0.0002-0.0004	0.0007- <b>0.0054</b>	0.0002-0.0003	0.0003-0.0006	0.0002- <b>0.0014</b>	0.0001-0.0006
$M_{yB}$ , г/моль	16.35-19.81	19.9-23.25	16.11-17.54	16.43-23.78	16.09-22.57	16.10-17.56
Кпр	14.5-48.4	116.6-339.8	2.1-18.9	4.5-88.3	0.7-25.0	0.7-114.6
Квл, %	3.1-27.2	36.8-55.0	0.7-11.9	3.3-44.8	0.4-40.7	0.7-16.2
δ <sup>13</sup> C-CH <sub>4</sub> , VPDB ‰	—	-36.043.7	—	—	-60.8*	—

Таблица 1. Результаты определения газогеохимических показателей и газонасыщенности нижней части колонок донных осадков

Прочерк – нет данных; \* – единичное определение; полужирным шрифтом выделены аномальные значения.

-16.8...-19.4

-18.0...-20.8

0.2 - 0.52

твердых битумов, газоконденсатных скоплений и залежей.

 $\delta^{13}$ C-C<sub>2</sub>H<sub>6</sub>, VPDB ‰

δ<sup>13</sup>C-CO<sub>2</sub>, VPDB ‰

Сорг, %

Максимальными значениями углеводородонасыщенности (в среднем 0.0027 см<sup>3</sup>/кг), а также максимальными показателями Мув, Кпр и Квл характеризуются отложения юго-восточной части КП на площадях распространения предполагаемых нефтяных скоплений и залежей (станции 26, 28, 29, рис. 1, табл. 2). Содержание Сорг в нижних интервалах данных колонок не превышает 0.52%. "Тяжелый" изотопный состав  $\delta^{13}C - CH_4$ , С<sub>2</sub>Н<sub>6</sub>, СО<sub>2</sub> (табл. 2) и компонентный состав УВГ указывают на преобладание эпигенетических УВГ термогенного генезиса. Минимальные значения углеводородонасыщенности (в среднем 0.0002-0.0003 см<sup>3</sup>/кг) установлены в осадках на площадях распространения магматических образований и газовых скоплений; промежуточные (в среднем 0.0004-0.0006 см<sup>3</sup>/кг) - остальные группы (см. табл. 2).

#### ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, восточный и локально западный склон ХЛ, а также Лаптевоморский континентальный склон характеризуются формированием в донных отложениях аномального метанового газогеохимического поля, предположительно, газогидратного происхождения; юго-восточная часть КП (Предвосточносибирского осадочного бассейна) – аномального углеводородного – газонефтяного и нефтяного (см. рис. 1); юго-западная часть КП – повышенного метанового – преимущественно газового и газоконденсатного. Важно отметить, что формирование аномальных газогеохимических полей в глубоководных донных отложениях СЛО до настоящего времени *не фиксировалось*.

0.34 - 0.39

0.37 - 0.7

Результаты настоящей работы подтверждают предполагаемые различными исследователями высокие перспективы нефтегазоносности континентального склона и глубоководных структур СЛО [3, 5, 7, 8]. Достаточно интересным выглядит обнаружение показателей предполагаемых локальных газонефтяных и нефтегазовых залежей в пределах центральной (мощность осадочного чехла до 2–3 км) и восточной части хребта Ломоносова (4–5 км).

Исходя из проведенных ранее газогеохимических исследований [20] и материалов данных работ установлено, что наиболее высокой *нефтегазоперспективностью* характеризуются котловина Подводников и центральная часть хребта Ломоносова. В исследованных акваториях необходимо

······································										
Предполагаемые газоматеринские	CH <sub>4</sub> ,	$\Sigma C_2 - C_5,$		Весовы (в доля:	е концен к целого н	M <sub>yb</sub> ,	Геохимические коэффициенты			
источники (донные станции)	см3/кг	см3/кг	$\mathbf{C}_1$	<b>C</b> <sub>2</sub>	<b>C</b> <sub>3</sub>	$\mathbf{C}_4$	<b>C</b> <sub>5</sub>	г/моль	Кпр	Квл, %
1. Газогидраты? (12, 13, 22, LV83-11, LV83-12)	0.0735	0.0004	993	4	2	1	1	16.11	1.7	0.7
2. Газовые скопле- ния мезозойского возраста? (7, 8, 15)	0.0201	0.0003	966	10	4	12	8	16.41	27.5	3.4
<ol> <li>Магматические образования (20, 23, 24, LV83-10)</li> </ol>	0.0128	0.0002	943	22	15	5	16	16.62	9	6
4. Твердые битумы (6, 14, 25)	0.0062	0.0004	866	48	16	14	55	17.53	48	13
<ol> <li>Базоконденсат- ные скопления и залежи (10)</li> </ol>	0.0061	0.0004	812	35	15	6	132	18.50	14.5	18.8
<ol> <li>6. Нефтегазовые скопления и залежи (17, 9, 16)</li> </ol>	0.0052	0.0004	765	30	11	14	179	19.34	30.9	21.2
<ol> <li>Газонефтяные скопления и залежи (11, 18, 19, 27)</li> </ol>	0.0030	0.0006	609	102	44	36	209	21.87	75.2	39
<ol> <li>8. Нефтяные скоп- ления и залежи (26, 28, 29)</li> </ol>	0.0053	0.0027	464	247	137	137	15	23.20	267.8	53.6

Таблица 2. Средние значения газонасыщенности донных осадков и геохимических показателей различных генетических групп УВГ

проведение дополнительных региональных газогеохимических работ. также проекта National Program on Global Change and Air-Sea Interaction (Project № GASI-GEORGE-04).

#### БЛАГОДАРНОСТИ

Авторы выражают благодарность А.С. Астахову, А.А. Босину и Р.Б. Шакирову (ТОИ ДВО РАН) за поддержку в проведении экспедиционных газогеохимических исследований, В.В. Калинчуку, К.И. Аксентову (ТОИ ДВО РАН) за помощь в отборе проб донных осадков.

#### ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Газогеохимические исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РФФИ № 18-05-70038 "Ресурсы Арктики", в рамках Гостемы ТОИ ДВО РАН 0211-2021-0006 (121021500055-0). Морские экспедиционные работы проведены при финансовой поддержке Министерства образования и науки РФ, Национального фонда естественных наук КНР NSFC-Shandong (гранты № U1606401 и № 41420104005), гранта Marine S&T Fund of Shandong Province (№ 2018SDKJ0104-3), а

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Старобинец И.С., Петухов А.В., Зубайраев С.Л. и др. Основы теории геохимических полей углеводородных скоплений. М.: Недра, 1993. 332 с.
- 2. *Яшин Д.С., Ким Б.И.* // Геология нефти и газа. 2007. № 4. С. 24–35.
- 3. Хаин В.Е., Полякова И.Д., Филатова Н.И. Геология и геофизика. 2009. № 4. С. 443–460.
- Казанин Г.С., Барабанова Ю.Б., Кириллова-Покровская Т.А. и др. // Разведка и охрана недр. 2017. № 10. С. 51–55.
- 5. Полякова И.Д., Борукаев Г.Ч. // Нефтегазовая геология. Теория и практика. 2018. Т. 13. № 2. http://www.ngtp.ru/rub/5/17\_2018.pdf.
- Miller C.M., Dickens G.R., Jakobsson M., et al. // Biogeosciences. 2017. V. 14. P. 2929–2953.
- Рекант П.В., Гусев Е.А., Черных А.А. и др. Геологическая карта. Масштаб 1:1000000. Серия Океанская. Лист U-53, 54, 55, 56 хребет Ломоносова. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 66 с.

- Геологическая карта масштаба 1:1000000. Серия Лаптево-Сибироморская, Океанская. Лист Т-57– 60 – остров Генриетты. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2015. 84 с.
- Государственная геологическая карта России и прилегающих акваторий. Масштаб 1:2500000. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016.
- Jakobsson M., Mayer L., Coakley B., et al. // Geophys. Res. Lett. 2012. V. 39. L12609.
- Sherwood K.W., Johnson P.P., Craig J.P., et al. // Geological Society of America. Boulder, CO, 2002. P. 39– 66. (Special Papers, 360).
- 12. Руководство по определению и прогнозу газоносности вмещающих пород при ведении геологоразведочных работ. Ростов-на-Дону: ВНИИГРИуголь, 1985. 96 с.

- 13. *Гресов А.И.* // Тихоокеан. геология. 2011. № 2. С. 85–101.
- 14. *Нестеров И.И.* Критерии прогнозов нефтегазоносности. М.: Недра, 1969. 334 с.
- 15. *Abrams M.A.* // Marine and Petroleum Geology. 2005. № 22. P. 457–477.
- O'Regan M., Backman J., Barrientos N., et al. // Clim. Past. 2017. V. 13. P. 1269–1284.
- Bauch H.A., Kassens H., Naidina O.D., et al. // Quat. Res. 2001. V. 55. P. 344–351.
- Гресов А.И., Обжиров А.И., Яцук А.В. и др. // Тихоокеан. Геология. 2017. № 4. С. 78–84.
- 19. *Гресов А.И., Яцук А.В.* // Геология и геофизика. 2021. № 2. С. 197-215.
- 20. Гресов А.И., Сергиенко В.И., Яиук А.В. и др. // ДАН. 2020. Т. 492. № 1. С. 113–117.

## GAS GEOCHEMICAL ANOMALIES OF HYDROCARBON GASES IN THE BOTTOM SEDIMENTS OF THE LOMONOSOV RIDGE AND PODVODNIKOV BASIN OF ARCTIC OCEAN

#### A. V. Yatsuk<sup>a, #</sup>, A. I. Gresov<sup>a</sup>, Academician of the RAS V. I. Sergienko<sup>b</sup>, Yu. P. Vasilenko<sup>a</sup>, and D. A Shvalov<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation <sup>b</sup> Institute of Chemistry, Far East Branch, Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: yatsuk@poi.dvo.ru

New data about composition of hydrocarbon gases of bottom sediments of Laptev-East Siberian marginal shelf transition zone, continental slope, Lomonosov ridge and Podvodnikov basin of the Arctic Ocean are presented. Anomalous concentrations of methane and hydrocarbon gases (up to  $C_5$  inclusive) have been established. Gas-geochemical indicators of eight genetic groups of hydrocarbon gases have been determined. Based on the materials obtained, a forecast of the oil and gas content of the study area was made.

*Keywords:* bottom sediments, hydrocarbon gases, gas-geochemical anomalies, Laptev-East Siberian transition zone, Lomonosov ridge, Podvodnikov basin, Arctic Ocean, gas hydrates, oil and gas content

УДК 551.466.3

## ПЕЛЕНГ ЗОН ГЕНЕРАЦИИ МИКРОСЕЙСМ "ГОЛОСА МОРЯ"

© 2021 г. Академик РАН Г. И. Долгих<sup>1,\*</sup>, В. А. Чупин<sup>1</sup>, Е. С. Гусев<sup>1</sup>, В. В. Овчаренко<sup>1</sup>

Поступило 18.08.2021 г. После доработки 09.09.2021 г. Принято к публикации 10.09.2021 г.

По экспериментальным данным, полученным на двухкоординатном лазерном деформографе, определены зоны генерации микросейсм "голоса моря" трех тайфунов. При анализе результатов обработки экспериментальных данных установлено, что зоны генерации микросейсм "голоса моря" находятся в областях генерации первичных микросейсм, расположенных ближе к прибойной зоне.

*Ключевые слова:* тайфун, микросейсмы "голоса моря", лазерный деформограф, база данных **DOI:** 10.31857/S2686739721120033

Среди катастрофических процессов и явлений Земли тропические циклоны (тайфуны) занимают далеко не последнее место, но учитывая колоссальный ущерб экономике стран при прохождении их с момента зарождения в тропических областях до полного разрушения в северных регионах Земли, а также частоту возникновения, можно их отнести к самым катастрофическим явлениям Земли. Страны, через территории и акватории которых проходят тропические циклоны, нуждаются в хорошем долгосрочном и краткосрочном прогнозе зарождения, развития и распада тайфунов. В связи с интересом по уменьшению вероятного воздействия тайфунов через физические процессы, понижающие его энергоемкость, остро стоит задача по развитию дистанционных методов мониторинга первичных и вторичных явлений и процессов, колебаний и волн, возникающих в тропических циклонах. Этот интерес связан с решением ряда задач по выявлению разномасштабных процессов и явлений в различных направлениях науки, от гидрофизических до биологических.

Очень интересны инфразвуковые возмущения в частотном диапазоне 5–10 Гц, возникающие в приводном слое атмосферы при взаимодействии морского волнения с вихревой составляющей тропических циклонов, и, названные впоследствии "голосом моря", которые впервые обнаружил В.В. Шулейкин [1]. Повышенный интерес к данным инфразвуковым возмущением связан с возможным их влиянием на психофизическое состояние человека. Впоследствии было представлено несколько вариантов механизмов генерации атмосферного инфразвукового сигнала "голос моря" (например, [2, 3]).

В последние годы были открыты микросейсмы "голоса моря" [4], возникновение которых тесно связано с генерацией сигналов "голоса моря" В.В. Шулейкина. В работах [5, 6] были изучены некоторые особенности образования и развития микросейсм "голоса моря", в которых установлено, что микросейсмы "голоса моря" относятся к поверхностным волнам рэлеевского типа. Учитывая это, можно определить места генерации микросейсм "голоса моря" по данным двухкоординатного лазерного деформографа [7] с учетом того, что наибольшей чувствительностью лазерные деформографы обладают по оси их рабочего плеча [8].

С целью решения задачи по определению мест генерации микросейсм "голоса моря" были обработаны данные двухкоординатного лазерного деформографа при прохождении трех тайфунов через зону Японского моря, траектории движения которых были различные (см. рис. 1).

Тайфун Чан-Хом. При изучении зон генерации микросейсм "голоса моря" обрабатывались данные двухкоординатного лазерного деформографа во время влияния тайфуна Чан-Хом в районе измерительного полигона в период с 13 по 14 июля 2015 г. Появление микросейсм "голоса моря" начинается после пересечения центра вихря тайфуна береговой линии при начавшимся сильном ветровом воздействии тыльной части циклона в область залива Петра Великого. При смещении области ветра вдоль побережья в район м. Поворотный сигнал продолжает наблюдаться с доста-

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева Дальневосточного отделения Российской академии наук, Владивосток, Россия \*E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru


Рис. 1. Комплексная карта треков тайфунов, где: ★ – мыс Шульца; ■ – тайфун Чан-Хом; ◆ – тайфун Матмо; □ – тайфун Хагупит.

точно большой амплитудой до 22:00 13.07.2015. После этого амплитуда значительно уменьшается и стабильно регистрируется в течение 10 ч. В это время центр тайфуна переместился на север Японского моря, а ветер концентрировался вдоль восточного побережья Приморского края. Области генерации микросейсм "голоса моря" приведены на рис. 2. Видно, что области генерации микросейсм "голоса моря" последовательно перемещаются вдоль побережья Японского моря Приморского края.

Тайфун Матмо. Тайфун при выходе в Японское море растратил большую часть своей энергии над юго-восточным азиатским регионом, в результате чего международные метеорологические службы перевели тайфун в разряд атмосферной депрессии. Тем не менее тропический циклон имел еще достаточно энергии для воздействия на морскую поверхность и генерацию в акватории Японского моря высоких волн. Тайфун снова набрал силу при переходе через Японское море. Область тайфуна растянулась до подобия атмосферного фронта, но приблизившись к островам Японии, он снова принял упорядоченную форму и задержался на некоторое время у восточного побережья японского острова Хоккайдо. Все это время вплоть до момента прекращения влияния тайфуна на акваторию Японского моря наблюдался сигнал микросейсм "голоса моря", время наблюдения которых находилось в ин-

ДОКЛАДЫ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК. НАУКИ О ЗЕМЛЕ том 501 № 2 2021



**Рис. 2.** Области генерации микросейсм "голоса моря". 2–6 – последовательные (по времени) области генерации микросейсм "голоса моря". Красной звездочкой указано место расположения двухкоординатного лазерного деформографа.



**Рис. 3.** Области генерации микросейсм "голоса моря". 2–7 – последовательные (по времени) области генерации микросейсм "голоса моря". Красной звездочкой указано место расположения двухкоординатного лазерного деформографа.

тервале 26—27.07.2014 г. По данным двухкоординатного лазерного деформографа были определены области генерации микросейсм "голоса моря" во время нахождения тайфуна и его хвоста в зоне острова Хоккайдо, см. рис. 3.

Тайфун Хагупит. Этот тайфун, прошедший по Японскому морю вдоль Приморского края 0607.08.2020 г., растерял большую часть своей энергии до выхода в Японское море. По карте ветрового давления определили, что центр тайфуна вышел в Японское море с Корейского полуострова в Восточно-Корейский залив. Перед его заходом на Корейский полуостров мощный боковой хвост вихря уже разгонял волны от Корейского пролива



**Рис. 4.** Области генерации микросейсм "голоса моря". 1, 2, 3, 4 – последовательные (по времени) области генерации микросейсм "голоса моря". Красной звездочкой указано место расположения двухкоординатного лазерного деформографа.

до места выхода в Японское море. После выхода тайфуна в Японское море появилось мощное ветровое воздействие в обратном направлении. Тайфун переместился в центральную часть Японского моря менее чем за 6 ч, не создав там значительных волн, во взаимодействии с которыми генерируются инфразвуковые волны "голоса моря". По данным двухкоординатного лазерного деформографа было установлено, что микросейсмы "голоса моря" наблюдались меньше суток, места генерации которых приведены на рис. 4, согласно которого область генерации микросейсм "голоса моря" с течением времени перемещалась по восточному побережью Корейского полуострова.

Учитывая то, что появление и исчезновение микросейсм "голоса моря" коррелируют с появлением и исчезновением первичных микросейсм [6], а также то, что в приводном слое атмосферы возникающие инфразвуковые возмущения "голос моря" В.В. Шулейкина коррелируют с максимальным ветровым волнением, вызванным проходящим тайфуном, можно утверждать, что по результатам пеленга микросейсм "голоса моря" можно отслеживать перемещение максимально энергоемких частей тайфунов.

### ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены за счет средств Министерства науки и высшего образования (тема госзадания "Изучение фундаментальных основ возникновения, развития, трансформации и взаимодействия гидроакустических, гидрофизических и геофизических полей в Мировом океане").

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Шулейкин В.В. О голосе моря // ДАН. 1935. 3 (8). № 6. С. 259.
- 2. Перепелкин В.Г. Об опыте регистрации "голоса моря" в акватории Черного моря // Известия РАН. Физика атмосферы и океана. 2015. Т. 51. № 6. С. 716–728.
- 3. Semenov A.G. On "Voice of Sea" Generation Mechanism // Int. J. of Geosciences. 2013. № 4. C. 116–128.

- 4. Долгих Г.И., Гусев Е.С., Чупин В.А. Деформационные проявления "голоса моря" // ДАН. 2018. Т. 481. № 1. С. 95–98. https://doi.org/10.31857/S086956520000060-9
- 5. Долгих Г.И., Чупин В.А., Гусев Е.С. Инфразвуковые деформационные возмущения, вызванные тайфунами // Физика Земли. 2019. № 5. С. 110–117. https://doi.org/10.31857/S0002-333720195110-117
- 6. Dolgikh G., Chupin V., Gusev E. Microseisms of the "Voice of the Sea" // IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters. 2020. V. 15. № 5. P. 750–754.
- Долгих Г.И., Ковалев С.Н., Корень И.А., Овчаренко В.В. Двухкоординатный лазерный деформограф // Физика Земли. 1998. № 11. С. 76–81.
- 8. Долеих Г.И. Принципы построения однокоординатных лазерных деформографов // Письма в ЖТФ. 2011. Т. 37. Вып. 5. С. 24–30.

# BEARING OF MICROSEISMS GENERATION ZONES "VOICES OF THE SEA"

Academician of the RAS G. I. Dolgikh<sup>a, #</sup>, V. A. Chupin<sup>a</sup>, E. S. Gusev<sup>a</sup>, and V. V. Ovcharenko<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Il'ichev Pacific Oceanological Institute, Far East Branch of the Russian Academy of Sciences, Vladivostok, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: dolgikh@poi.dvo.ru</sup>

According to experimental data obtained on a two-coordinate laser strainmeter, the zones of generation of microseisms of the "Voice of the Sea" of three typhoons were determined. When analyzing the results of processing experimental data, it was found that the zones of generation of microseisms of the "Voice of the Sea" are, apparently, in the zones of generation of primary microseisms located closer to the surf zone.

Keywords: typhoon, microseisms "voices of the sea", laser strainmeter, database

УДК 914/919+630\*181.351+339.9

## ВЕЛИЧИНА БАЛАНСА УГЛЕРОДА ЛЕСОВ В НАЦИОНАЛЬНОЙ КЛИМАТИЧЕСКОЙ ПОЛИТИКЕ РОССИИ И КАНАДЫ

© 2021 г. А. Н. Кренке<sup>1,\*</sup>, А. В. Птичников<sup>1</sup>, Е. А. Шварц<sup>1</sup>, И. К. Петров<sup>2</sup>

Представлено академиком РАН В.М. Котляковым 09.08.2021 г. Поступило 09.08.2021 г. После доработки 09.08.2021 г.

Принято к публикации 09.08.2021 г.

Анализируется роль лесов в национальной климатической политике России и Канады как ведущих лесных стран мира. Канада делает упор на снижении прямых выбросов  $CO_2$  в народном хозяйстве, интенсификации лесного хозяйства, повышении поглощения парниковых газов лесами. Россия делает упор на максимизации усилий по уточнению и перерасчету поглотительной (углерододепонирующей) способности лесов. Анализируются российские и канадские стационарные модели оценки поглощающей способности лесов семейства РОБУЛ и CBM-CFS. Канадская и производная от нее российская модель отражают стационарную динамику древостоев, что неизбежно приводит к понижательному тренду поглощения  $CO_2$ . Даже при регулярном обновлении инвентаризационных данных прогностическая часть таких моделей не может учитывать изменчивость и адаптацию лесных экосистем к изменениям климата. Модели, основанные на учете глобальных потоков углерода, например с использованием данных FLUXNET и дистанционного зондирования Земли (ДДЗ), дают существенно большие величины нетто-поглощения и показывают неуменьшающийся тренд нетто-накопления углерода в лесах. Сделан вывод о том, что стационарные и ДДЗ-модели должны использоваться совместно для оценки нетто-поглощения и для формулирования ключевых направлений национальной климатической политики в странах с доминированием лесных ландшафтов.

*Ключевые слова:* Национальная климатическая политика, бореальные леса, углеродный баланс, Российская Федерация, Канада

DOI: 10.31857/S2686739721120069

Важная роль лесов в национальной климатической политике объединяет Россию с другими многолесными странами, в первую очередь – с Канадой, Бразилией, США и рядом других. Целью данной статьи является сравнение национальных климатических политик стран с преимущественно бореальными лесами – Российской Федерации и Канады, а также анализ роли баланса парниковых газов (ПГ) в лесном секторе как фактора ее формирования. Понимание роли лесов в национальной климатической политике многолесных стран востребовано в переговорном процессе, который ведет Российская Федерация в рамках Парижского соглашения, трансграничного углеродного регулирования (в т.ч. EU Carbon Border Adjustment Mechanism – CBAM) и аналогичных процессах.

Россия занимает первое место в мире по плошали лесов. Канада находится на третьем месте. после Бразилии. Площадь лесов в России в 2.3 раза больше (815 млн га), чем в Канаде (347 млн га) [1]. По оценкам на 2018 г. удельное поглощение ПГ на 1 га леса в России составило □0.90 т/га, в Канаде □0.65 т/га [14, 15]. Примерно 90% лесов России и Каналы относится к бореальным, почти все леса в обеих странах находятся в государственной собственности. В обеих странах имеются значительные площади резервных лесов, в которых лесное хозяйство не ведется. Также существуют сходные проблемы в виде сохраняющегося экстенсивного лесного хозяйства, усиления лесных пожаров и болезней леса в последние годы как результат изменений климата.

Приоритеты государственной климатической политики Канады сформулированы в ряде правительственных документов, например, Canada Action on Climate change [5]. Приоритеты государственной климатической политики России по лесам в наибольшей степени отражены в Стратегии развития лесного комплекса РФ до 2030 г., а также в проекте Стратегии долгосрочного развития

<sup>&</sup>lt;sup>1</sup> Институт географии Российской академии наук, Москва, Россия

<sup>&</sup>lt;sup>2</sup> Московский государственный университет геодезии и картографии, Москва, Россия

<sup>\*</sup>*E*-mail: krenke-igras@yandex.ru

Направления лесоклиматической политики	Канада	Россия
Усиление поглощения	Лучшая охрана лесов от пожаров и болезней, целевые программы повышения поглощения ПГ в лесах	Улучшение охраны и защиты лесов от пожаров и болезней
Политика по увеличению использо- вания древесины и изделий из нее в народном хозяйстве	Значительное усиление использова- ния лесоматериалов в строитель- стве, промышленности, транспорте	Программа поддержки деревянного домостроения
Политика по биотопливу	Значительное расширение исполь- зования биотоплива и биопродук- тов	Региональные программы под- держки замены дизтоплива биотоп- ливом
Инновационное сельское и лесное хозяйство	Продвижение инновационных практик в лесном хозяйстве, вклю- чая интенсификацию лесного хозяйства	Улучшение лесовосстановления и лесоразведения
Адаптация и резилиентность	Адаптация к изменениям климата с упором на повышение резилиент- ности (устойчивости) лесов к изме- нениям климата	Национальная и региональные про- граммы адаптации лесных экосистем

Таблица 1. Приоритеты лесоклиматической политики по лесам в Канаде и России

РФ с низким уровнем выброса парниковых газов до 2050 г. [4]. Приоритеты отражены в табл. 1, подготовленной на основе упомянутых источников.

Наиболее существенное различие между Россией и Канадой состоит в различной оценке роли лесов в поглощении парниковых газов (рис. 1).



Рис. 1. Эмиссии и нетто-секвестрирование парниковых газов лесными землями в России, Канаде в 2017 г. Так, согласно данным Национальных докладов России [15] и Канады [14] в РКИК в России леса поглощают примерно 30% от суммарных выбросов ПГ, в Канаде – всего 3%.

Следует отметить, что в Национальном докладе Канады величина эмиссий ПГ от заготовленных лесоматериалов (фактор 4G) оценена примерно в 125 млн т СО<sub>2</sub> экв, в то же время в РФ эта величина оценена всего примерно в 4 млн т СО<sub>2</sub> экв в год, в то же время в РФ эта величина оценена всего примерно в 4 млн т СО<sub>2</sub> экв в год. Такое большое различие, по всей видимости, возникает из-за особенностей национальной оценки эмиссий от стока лесоматериалов. Если объединить величины нетто-поглошения лесными землями в секторе Землепользование, изменение землепользования и лесное хозяйство (ЗИЗЛХ) и вклад заготовленной древесины и изделий из нее (HWP) в баланс ПГ, то различие в нетто-поглощении между Россий и Канадой составит 4.4 раза, что представляется более обоснованным, чем различие в 27 раз (рис. 1).

Лесоклиматическая политика Канады в основном ориентирована на повышение поглощения углерода лесами и адаптацию лесов к изменениям климата. В России же даже ОНУВ (определяемый на национальном уровне вклад) в реализацию Парижского соглашения по климату

#### ВЕЛИЧИНА БАЛАНСА УГЛЕРОДА ЛЕСОВ



**Рис. 2.** Величина углеродного баланса лесов России по различным моделям Модель IIASA [16], Модель Eddy co-variance [8].

жестко связывает обязательства страны по снижению выбросов ПГ с максимальным учетом депонирующей роли лесов. В этой связи в РФ приоритетное значение должно придаваться реализации углерододепонирующих (офсетных) лесоклиматических проектов, результаты которых потенциально могут быть использованы для снижения углеродного следа производственных компаний и уменьшения числа и площади лесных пожаров в неуправляемых лесах. Кроме этого, так же как и в Канаде, должно быть усилено направление, связанное с адаптацией лесных экосистем к изменениям климата, в том числе при лесовосстановлении — отказ от высокогоримых хвойных монокультур вне участков лесопромышленной аренды.

В настоящее время Российская Федерация и Канада выбрали разные направления учета поглощающей способности лесов. Россия ориентируется на увеличение официальной оценки поглощения парниковых газов лесами, для чего были изменены методические указания по количественному определению объема поглощения парниковых газов без изменения лесохозяйственной практики. По оценке Минприроды совокупный эффект от реализации комплекса мероприятий по корректировке Методики может составить дополнительно 270–450 млн тонн поглощенного  $CO_2$  [2]. Наиболее распространенные модели оценки баланса парниковых газов по лесам России демонстрируют 4,6-кратную вариацию данных (рис. 2).

Возможно целью изменения методических указаний является повышение допустимого лимита углеродных единиц для реализации климатических проектов в рамках ст. 6.4 Парижского соглашения. Известно, что ранее в рамках Киотского протокола, Правительство РФ определяло лимит для реализации проектов совместного осуществления в размере 300 млн т СО<sub>2</sub> экв, вероятно имеется цель его повысить, исходя из перспектив введения углеродного налога на экспортируемую продукцию. Расширение вовлечения нелесных компаний в лесоклиматические проекты может теоритически способствовать решению наиболее трудных и сложных вопросов лесного хозяйства, таких как уменьшение воздействий лесных пожаров и болезней, повышение лесистости в малолесных регионах, улучшение качества и эффективности лесовосстановления и защитного лесоразведения и т.д.

Климатическая политика Канады не нацелена в настоящий момент на пересмотр подходов по расчету баланса ПГ в лесах и увеличению углеродного потенциала своих лесов для реализации офсетных лесоклиматических проектов. Цели лесоклиматической политики Канады ориентированы, в первую очередь, на увеличение депонирования парниковых газов лесными экосистемами, что является более консервативным, но надежным подходом. Проблемы, связанные с увеличением горимости лесов, роста болезней леса в Канаде, также велики и значимы.

Основной моделью расчета баланса в лесах, применяющейся на государственном уровне для определения баланса углерода в лесах Канады, является CBM-CFS3 [13] – последняя версия семейства моделей, являющегося прародителем используемой в России модели РОБУЛ. Важно отметить, что модели типа CBM-CFS в расчетах опираются прежде всего на инвентаризационные данные, данные о различного рода нарушениях лесного покрова (пожары, вредители, рубки), а также на модели накопления биомассы в растительности и почве для различных древостоев в различных условиях [12, 17]. Официальные результаты моделирования [9] показывают, что наблюдается гладкий тренд снижения поглощения управляемыми лесами Канады – с 210 Мт CO<sub>2</sub> в год в 1990 г. до 150 Мт CO<sub>2</sub> в год. Основная часть снижения поглощения соответствует 2000-2007 гг., в которых происходили масштабные поражения древостоев вредителями.

Подход, опирающийся на традиционную инвентаризацию лесов, имеет существенный недостаток – высокую зависимость от качества стартовых данных моделирования (т.е. качества инвентаризации) и трудности учета процессов сукцессии и адаптации экосистем к новым условиям. В моделях типа CBM-CFS заложены 4 фазы прироста биомассы лесов (подразумевается, что рост наступает после развала предыдущего древостоя, т.е. с нуля): регенерация – очень медленный темп накопления массы первые 20 лет существования древостоя, рост незрелых насаждений – наибольший темп накопления биомассы, рост зрелых насаждений – фактически стационарное состояние и рост перестойных насаждений – сопровожлается потерей биомассы и развалом древостоя [11]. Таким образом, без проведения регулярной инвентаризации древостоев мы получаем непрерывно снижающийся тренд поглощения углерода лесами. За период моделирования (в случае Канады это около 90 лет) древостои могли не только погибнуть, но и пройти фазу регенерации и уже войти в фазу активного роста. Более того, ретроспективно было показано, что существует существенная динамика поглощения СО<sub>2</sub> лесами Канады – так в начале 19-го века леса служили поглотителями углерода на уровне ~40 Мт, в 1870 г. леса превратились в эмитенты углерода на уровне 130 Мт. В 1930 леса снова стали поглотителями с объемом ~200 Мт год, снизив поглощение до ~57 Мт/год в 1990-е годы [7]. Хотя данные оценки не могут рассматривается как точные, они дают представления о нелинейной динамике поглощения в результате существенной изменчивости состояния древостоев во времени, в том числе с учетом процессов адаптации и смены типов растительных сообществ.

Схожая картина наблюдается при моделировании баланса углерода лесов России – учитывая средний возраст данных таксации в 25-30 и более лет, многие перестойные древостои уже трансформировались в молодняки или средневозрастные. Подобные результаты на локальном уровне продемонстрированы многими исследователями. Так, для Центрально-Лесного биосферного заповедника (ЦЛГБЗ) в результате естественных процессов и адаптации к изменениям климата по данным дистанционного зондирования (ДДЗ) за 30 лет 41% лесов сменили ведущую породу и лишь 21% перестойных древостоев сохранил свои характеристики. Все эти изменения произошли без влияния человека или крупных катастрофических явлений [3].

На глобальном уровне исследователи с помощью средств ДДЗ анализируют изменения Листового индекса (LAI) и констатируют наличие значимых адаптационных процессов в лесной растительности и увеличение LAI и фитомассы за последние 35 лет в целом. Фиксируется общее увеличение биологической продуктивности на 11.6% в северном полушарии за этот период [6], это согласуется с данными об увеличении продуктивности C3-фотосинтеза при увеличении содержания CO<sub>2</sub> в атмосфере.

Можно сделать вывод, что существующая официальная канадская и производная от нее российская модель отражают стационарную динамику древостоев, которая является лишь частью реальности. Эти модели всегда будут описывать тенденцию к снижению поглотительной способности лесов. Даже при регулярном обновлении инвентаризационных данных прогностическая часть модели не может учитывать изменчивости и адаптации лесного покрова. Другой частью "спектра" моделирования баланса углерода являются модели, опирающиеся на определение типов леса и прироста фитомассы дистанционными методами. Такие модели часто тяготеют к завышению поглощающей способности ландшафтного покрова. Так, модель глобальных потоков углерода в лесной растительности World Resources Institute [10] дает для территории Канады среднее за 20 лет поглощение в 4320 Мт СО<sub>2</sub> в год (и еще больше для территории РФ). Для России модели, которые опираются на использование дистанционной информации и измерения систем FLUXNET, образуют диапазон в 1800-2500 Мт СО<sub>2</sub>/год. Публикация, опирающаяся на комбинацию данных первого цикла государственной инвентаризации лесов (ГИЛ) в 2007-2020 гг. и данных дистанционного зондирования [16], дает "промежуточную" оценку в ~1270 Мт CO<sub>2</sub>/год. При этом разнонаправлен и тренд – стационарные модели дают снижение поглощающей способности лесов, тогда как исследования глобального и регионального масштабов на основе ДДЗ показывают увеличение скорости роста биологической продукции и адаптацию лесных экосистем к росту содержания СО<sub>2</sub> в атмосфере.

Между подходами существует семантическая разница. Подход стационарных моделей семейства CBM-CFS полезен с точки зрения выработки политики в области управления лесами — так подход национальной инвентаризации парниковых газов Канады направлен на стимуляцию интенсивного лесопользования, увеличение срока службы продуктов из древесины, стимуляцию развития производства сложной долговечной продукции, а также развитие интенсивной, экологически устойчивой модели, ведения лесного хозяйства в целом [18]. Подход, опирающийся на дистанционные методы, напротив, дает картину адаптации среды к изменениям содержания парниковых газов.

Для научного описания процессов круговорота парниковых газов в лесных экосистемах и выработки глобальной климатической политики на этой основе необходимо учитывать влияние различных экономических и политических факторов на национальные оценки углеродного баланса. Результаты текущей инвентаризации парниковых газов в России трудно назвать исчерпывающими, однако принятие "наибольшей" оценки поглощающей способности, как источника административно-политических решений, может создать не меньше проблем. Для их решения и обеспечения максимальной объективности требуется интеграция современных подходов (ДДЗ, данные сети FluxNet и т.п.) в первичные и обобщенные материалы лесоустройства одновременно с выработкой продуманной стратегии управления лесами и принципов административного учета баланса парниковых газов в лесах, а также дальнейшее развитие международной кооперации для обеспечения сопоставимости информации и ее однотипной трактовки.

## ИСТОЧНИК ФИНАНСИРОВАНИЯ

Работа выполнена в рамках государственного задания № 0148-2019-0007 "Оценка физико-географических, гидрологических и биотических изменений окружающей среды и их последствий для создания основ устойчивого природопользования".

### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Глобальная оценка лесных ресурсов 2020 Основной отчет. Продовольственная и сельскохозяйственная организация Объединенных Наций. 2020. С. 136–142.
- Минприроды России разработало распоряжение о внесении изменений в Методические указания по количественному определению объема поглощения парниковых газов. 2021. https://www.mnr.gov.ru/press/news/minprirody\_rossi i\_razrabotalo\_rasporyazhenie\_o\_vnesenii\_izmeneniy \_v\_metodicheskie\_ukazaniya\_po\_kolich/
- 3. Пузаченко Ю.Г., Котлов И.П., Сандлерский Р.Б. Анализ изменений ландшафтного покрова по данным мультиспектральной дистанционной информации в Центрально-Лесном заповеднике // Известия Российской академии наук. Серия географическая. 2014. № 3. С. 5–18.
- Стратегия долгосрочного развития Российской Федерации с низким уровнем выбросов парниковых газов до 2050 года. Проект. https://www.economy.gov.ru/material/file/babacbb75d32d90e28d3298582d13a75/proekt\_strategii.pdf
- Canada's Action on Climate Change. Federal Actions for a Clean Growth Economy. 2017 https://www.canada.ca/en/services/environment/weather/climatechange/climate-action/federal-actions-cleangrowth-economy/highlights.html
- Chen J.M., Ju W., Ciais P., et al. Vegetation Structural Change since 1981 Significantly Enhanced the Terrestrial Carbon Sink // Nat Commun. 2019. 10. P. 1–7.

- Chen W., Chen J., Cihlar J. An Integrated Terrestrial Ecosystem Carbon-budget Model Based on Changes in Disturbance, Climate, and Atmospheric Chemistry // Ecological Modelling. 2000. 135. P. 55–79.
- Dolman A. J., et al. An Estimate of the Terrestrial Carbon Budget of Russia Using Inventory-based, Eddy Covariance and Inversion Methods // Biogeosciences. 2012. 9(12). P. 5323–5340.
- ECCC (Environment and Climate Change Canada). National Inventory Report 1990–2018: Greenhouse Gas Sources and Sinks in Canada Part 1. Government of Canada. 2020. https://www.canada.ca/en/environment-climate-change/services/environmental-indicators/land-based-greenhouse-gas-emissions-removals.html
- Harris N.L., Gibbs D.A., Baccini A., et al. Global Maps of Twenty-first Century Forest Carbon Fluxes // Nature Climate Change. 2021. V. 11. P. 234–240.
- Kurz W., Apps M. A 70-year Retrospective Analysis of Carbon Fluxes in the Canadian Forest Sector // Ecological Applications. 1999. V. 9. P. 526–547.
- Kurz W.A., Apps M.J. Developing Canada's National Forest Carbon Monitoring, Accounting and Reporting System to Meet the Reporting Requirements of the Kyoto Protocol // Mitig Adapt Strat Glob Change. 2006. V. 11. P. 33–43.
- Kurz W.A., Dymond C.C., White T.M., Stinson G., Shaw C.H., Rampley G.J., Smyth C.E., Simpson B.N., Neilson E.T., Trofymow J.A., Metsaranta J.M., Apps M.J. CBM-CFS3: A Model of Carbon-dynamics in Forestry and Land-use Change Implementing IPCC Standards // Ecological Modelling. 2009. 220(4). P. 480–504.
- National Inventory Report 1990–2017: Greenhouse Gas Sources and Sinks in Canada. Canada Submission to the UNFCC, part 1. https://unfccc.int/documents/194925
- National Report on Cadaster of Anthropogenic Emissions and Absorptions for 1990–2018 Years. https://unfccc.int/documents/194838
- Schepaschenko D., Moltchanova E., Fedorov S., et al. Russian Forest Sequesters Substantially More Carbon than Previously Reported // Sci Rep. 2021. 11. 12825.
- Shaw C.H., Bona K.A., Kurz W.A., Fyles J.W. The Importance of Tree Species and Soil Taxonomy to Modeling Forest Soil Carbon Stocks in Canada // Geoderma Regional. 2015. V. 4. P. 114–125.
- Smyth C.E., Stinson G., Neilson E., Lemprière T.C., Hafer M., Rampley G.J., Kurz W.A. Quantifying the Biophysical Climate Change Mitigation Potential of Canada's Forest Sector // Biogeosciences. 2014. V. 11. P. 441–480.

## FOREST CARBON BALANCE ASSESSMENTS IN NATIONAL CLIMATE POLICIES: THE EXAMPLE OF RUSSIA AND CANADA

A. N. Krenke<sup>a, #</sup>, E. A. Shvarts<sup>a</sup>, A. V. Ptichnikov<sup>a</sup>, and I. K. Petrov<sup>b</sup>

<sup>a</sup> Institute of Geography, Russian Academy of Sciences, Moscow, Russian Federation <sup>b</sup> Moscow State University of Geodesy and Cartography, Moscow, Russian Federation <sup>#</sup>E-mail: krenke-igras@yandex.ru

Presented by Academician of the RAS V.M. Kotlyakov August 9, 2021

We analyze forest's role in national climate policy of Russia and Canada as the leading forest countries in the world. The general directions of forest-climatic policy are improvement of forest protection from fires and pests, adaptation of forests and forest management to climate change. Unlike the Russia, Canada focuses on reducing direct CO<sub>2</sub> emissions in the national economy, intensifying forestry and increasing the absorption of greenhouse gases by forests. Russia focuses on maximizing monetization of forest carbon-saving services, which is reflected in efforts to recalculate absorbency of forests. Russian and Canadian stationary models for assessing the absorptive capacity of forests, ROBUL and CBM-CFS, are analyzed in the article. We concluded that the Canadian and Russian models reflect the stationary dynamics of forests, which inevitably leads to a downward trend in CO<sub>2</sub> absorption. Even with regular updating of inventory data, the predictive part of such models cannot take into account variability and adaptation of forest ecosystems to climate change. Models based on accounting for global carbon fluxes, for example, using FLUXNET and remote sensing data, give significantly large net removals and show a non-decreasing trend in net carbon storage in forests. Stationary and remote sensing models should be used together to estimate net absorption and to formulate key directions of national climate policy in forest countries.

Keywords: National Climate Policy, boreal forests, carbon balance, Russian Federation, Canada